551.5(075)
3-79

ა. ჯოხაძია

მეტეოროლოგიის საფუძვლები

26.23
551.5
ბ 79

წიგნი წარმოადგენს მეორე გამოცემას. მასში მოცემულია ძირითადი მეტეოროლოგიური პროცესების ფიზიკური დახასიათება: ატმოსფეროს ზოგადი თვისებები, მზის სხივური ენერგია, სითბოსა და ტენის ბრუნვა ქვეფენილ ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, ატმოსფეროს თერმოდინამიკის საკითხები, აორთქლება, ნალექების წარმოშობა, ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება და სხვა.

სახელმძღვანელო განკუთვნილია სტუდენტი-გეოგრაფებისა და საინჟინრო ჰიდროლოგიური და ოკეანოლოგიური სპეციალობის სტუდენტებისათვის. იგი გარკვეულ დახმარებას გაუწევს მეტეოროლოგია-კლიმატოლოგიის სპეციალობის სტუდენტებს, მასწავლებლებსა და ჰიდრომეტსამსახურის მუშაკებსაც.

რედაქტორები: ა. ხანთაძე, მ. ზახაშვილი
რეცენზენტები: შ. ჯავახიშვილი, ნ. ხიდაშელი

© თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1992

1805040400
К ——————
608(06)—92

ISBN 5—511—00466—9

ავტორისაგან

ზოგადი მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის კურსი სტუდენტებს ეკითხებათ უნივერსიტეტში გეოგრაფიულ სპეციალობათა სწავლების შემოღების დღიდან. მიუხედავად ამისა, სახელმძღვანელო დედაენაზე ამ დარგში არ გაგვაჩნდა.

სახელმძღვანელოს შედგენისას დიდ სირთულეს წავაწყდით, ვინაიდან აღნიშნულ პროგრამებში შეტანილია განსხვავებული ცალკეული საკითხები, ასევე სხვადასხვაა ზოგიერთი საკითხის შინაარსის მოცულობაც, მაგალითად, ჰიდროლოგიურ და ოკეანოლოგიურ სპეციალობათა პროგრამებში არ შედის ისეთი საკითხები, როგორიც არის ჰაერის მოძრაობა, ატმოსფეროს ცირკულაცია, ოპტიკური და ელექტრული მოვლენები, რომლებიც გეოგრაფიულ სპეციალობაზე ისწავლება, გეოგრაფიული სპეციალობის სტუდენტები კი ისე ვრცლად არ სწავლობენ ზღვებისა და ოკეანეებისა, მდინარეებისა და წყალსაცავების ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის მიმდინარე ფიზიკურ პროცესებს, როგორც ჰიდროლოგიისა და ოკეანოლოგიის სპეციალობათა სტუდენტები.

მათემატიკური აპარატი სახელმძღვანელოში შედარებით შეზღუდულადაა მოცემული, რადგან მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის საგანი იკითხება პირველ (ფიზიკური და ეკონომიკური გეოგრაფიის სპეციალობა) და მეორე (გეომორფოლოგია, ჰიდროლოგია, ოკეანოლოგია) კურსებზე, რომლებზეც უმაღლესი მათემატიკის შესწავლა მხოლოდ იწყება. მიუხედავად ამისა, მიზანშეწონილად ვცანით მოგვეცა ზოგიერთი ფორმულის გამოყვანა.

საქართველოს ტერიტორია გამოირჩევა მეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური პროცესების მრავალფეროვნებით, ამიტომ წიგნში მაქსიმალურად გამოვიყენეთ ამ პროცესების თავისებურებათა ამსახველი მასალები.

სახელმძღვანელო გამოდის ორ დამოუკიდებელ წიგნად. წინამდებარე ნაშრომში მოცემულია ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების ფიზიკური დახასიათება: ატმოსფეროს ზოგადი თვი-

სებები, მზის სხივური ენერგია, სითბოსა და ტენიანობის ბრუნვა ქვეფენილ ზედაპირსა და ატმოსფეროში, ატმოსფეროს თერმოდინამიკის ელემენტები, აორთქლება, ნალექების წარმოშობა და სხვ.

ნაშრომი მეტეოროლოგიის სახელმძღვანელოს შედგენის პირველი ცდაა ქართულ ენაზე, ამიტომ დაზღვეული არ იქნება ზოგიერთი ნაკლისაგან. ყველა საქმიან შენიშვნას ავტორი მადლობით მიიღებს.

წინასიტყვაობა მეორე გამოცემისათვის

„მეტეოროლოგიის საფუძვლების“ პირველი გამოცემიდან (1972) დიდმა დრომ განვლო. ამ ხნის განმავლობაში ბევრი რამ შეიცვალა მეტეოროლოგიური პროცესების შესწავლის საქმეში: შეიქმნა ახალი ხელსაწყოები, უფრო სრულყოფილი გახდა დაკვირვებათა მეთოდები, დაგროვდა ატმოსფეროზე დაკვირვების დიდძალი მასალა, რომელთა დამუშავება შესაძლებელი გახდა ელექტრო-გამომთვლელი მანქანებით, გამოქვეყნდა ძრავალი შრომა და მონოგრაფია მეტეოროლოგიის სხვადასხვა საკითხზე და სხვა. ამ გარემოებამ განაპირობა მეტეოროლოგიური პროცესების ბევრი საკითხის სხვა კუთხით წარმოჩენა, ვიდრე ეს პირველ გამოცემაში იყო წარმოდგენილი. ზოგიერთ თავში განხილული საკითხები ცალკე თავად იქნა გამოყოფილი (თავი I, V, VI) და დეტალურადაა ახსნილი. მეორე გამოცემაში დამატებულია XI თავი „ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება და მისი დაცვა“, რომელიც ეკოლოგიის ერთ-ერთი კარდინალური საკითხის შესწავლას და მის მდგომარეობაჭს ეძღვნება. სახელმძღვანელოში გავითვალისწინეთ ის შენიშვნები და ჯურვილები, რომლებიც გამოითქვა საქართველოს გეოგრაფიულ საზოგადოებასა და თ ს უ-ის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტზე სახელმძღვანელოს საჯარო განხილვისას და აგრეთვე იმ რეცენზიებში, რომლებიც რესპუბლიკურ ჟურნალ-გაზეთებში გამოქვეყნდა.

ა. კოტარია

შ ე ს ა ვ ა ლ ი

მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის საგანი და ამოცანები. დედამიწის ზედაპირი ჰაერის გარსითაა გარემოცული და ცნობილია ატმოსფეროს სახელწოდებით; იგი დედამიწასთან ერთად მოძრაობს. მასში მიმდინარეობს სხვადასხვა ფიზიკური პროცესები და მოვლენები: სითბოს შთანთქმა და გამოსხივება, აორთქლება და წყლის თხევად და მყარ მდგომარეობაში გადასვლა, ჰაერის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მოძრაობა, სხვადასხვა ოპტიკური მოვლენები და ა. შ. ამ პროცესებსა და მოვლენებს მეტეოროლოგია შეისწავლის, ამიტომ მას ატმოსფეროს ფიზიკასაც უწოდებენ.

ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა პროცესი და მოვლენა მჭიდროდაა დაკავშირებული ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათთან. ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირს შორის განუწყვეტლივ წარმოებს სითბოსა და ტენის ბრუნვა, რომელიც ძირითადად გაპირობებულია მზის სხივური ენერგიით.

ამრიგად, ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა ფიზიკური პროცესი ძირითადად ამინდში გამოვლინდება. ამინდის ცალკეული პროცესებისა და მოვლენების დახასიათება მეტეოროლოგიური ელემენტების მეშვეობით ხდება; ასეთი ელემენტია მზის რადიაცია, დედამიწისა და ატმოსფეროს სითბური გამოსხივება, ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურა, ატმოსფერული წნევა, ქარი, აორთქლება, ტენიანობა, მოღრუბლულობა, ნალექები და სხვ. აღნიშნულ ელემენტებზე დაკვირვების შედეგად მეტეოროლოგია ატმოსფერული მოვლენების განვითარების გარკვეულ კანონზომიერებას ავლენს, რომლის საფუძველზეც მუშავდება პროცესების შემდგომი მსვლელობის, ამინდის წინასწარმეტყველებისა და ზოგიერთ სამეურნეო მოვლენაზე ზემოქმედების მეთოდები.

ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესები განუწყვეტლივ იცვლება დროში და სივრცეში; მეტეოროლოგიური ელემენტები და მოვლენები განსხვავებულ მნიშვნელობებს და თვისებებს ღებულობენ, ხოლო მათი ერთობლიობა განაპირობებს ამა თუ იმ ტიპის ამინდის ფორმირებას. აქედან გამომდინარე, მოცემული ადგილის ამინდი

ეს არის ატმოსფეროს მდგომარეობა მოცემულ მომენტში მასში მიმდინარე ფიზიკურ პროცესთა ერთობლიობით.

მეტეოროლოგია განსაკუთრებით მჭიდროდაა დაკავშირებული კლიმატოლოგიასთან, რომელიც გეოგრაფიული მეცნიერების ერთ-ერთ დარგს წარმოადგენს. თვით ამინდის ცნება დაკავშირებულია კლიმატის ცნებასთან. მოცემული ადგილის კლიმატი წოდება მისთვის დამახასიათებელი ამინდის მრავალწლიურ რეჟიმს, რომელიც გაპირობებულია მზის რადიაციით, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათითა და მათთან დაკავშირებული ცირკულაციური პროცესებით[1].

კლიმატოლოგია არის მეცნიერება, რომელიც შეისწავლის კლიმატწარმომშობ პროცესებს და მათ რეჟიმს დედამიწის სხვადასხვა ტერიტორიაზე; კლიმატური მასალის ანალიზის საფუძველზე იგი იძლევა სხვადასხვა ტიპის კლიმატთა გეოგრაფიული გავრცელების კანონზომიერებას, კლიმატთა კლასიფიკაციას და ა. შ. ამინდის მრავალწლიურ რეჟიმს კლიმატოლოგია განიხილავს გეოგრაფიული ფაქტორების ურთიერთქმედების ასპექტში. გეოგრაფიულ ფაქტორებში იგულისხმება ადგილის განედი და გრძედი, სიმაღლე ზღვის დონიდან, დედამიწის ზედაპირის ხასიათი (ზღვა, ხმელეთი), ოროგრაფია და სხვ. ამინდის პირობები თუ დროის მცირე ინტერვალში მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის, მოცემული ადგილის კლიმატი, მიუხედავად მისი რყევადობისა, განსაკუთრებული მდგრადობით გამოირჩევა, ეს უკანასკნელი წარმოადგენს ბუნებრივი landშაფტის ერთ-ერთ კომპონენტს.

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მონაცემები მოცემული ტერიტორიის კლიმატის აღწერის საფუძველია. ამიტომაა, რომ კლიმატოლოგიის შესწავლას წინ უნდა უსწრებდეს მეტეოროლოგიის კანონების ღრმა ცოდნა.

მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია მჭიდროდაა დაკავშირებული საბუნებისმეტყველო მეცნიერებებთან. ისინი შეიძლება წარმატებით განვითარდნენ როგორც ფიზიკის, ისე გეოგრაფიულ მეცნიერებათა მიერ მიღწეული შედეგების ფართოდ გამოყენების საფუძველზე. ეს იმით აიხსნება, რომ ატმოსფერული პროცესები მჭიდრო ურთიერთქმედებაშია დედამიწის ზედაპირზე მიმდინარე პრო-

---

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

ცესებთან. მათ ასეთივე კავშირი აქვთ ჰიდროლოგიასთან. ჰიდროლოგიის ბევრი საკითხი მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის მიერ შეისწავლება და — პირიქით. ამ სამივე მეცნიერებისათვის შესწავლის საერთო ობიექტია ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის ტემპერატურა და ტენიანობა, წყლის, ნიადაგისა და მცენარეული საფარიდან აორთქლების პროცესები და სხვ.

წყლის ბრუნვის მთელი ციკლიდან მეტეოროლოგია შეისწავლის აორთქლებისა და კონდენსაციის პროცესებს, შემდეგ კი ნალექების წარმოშობის პირობებს, ხოლო კლიმატოლოგია — აორთქლებისა და ნალექების წლიური განაწილების ხასიათს, მათ რეჟიმს და ტერიტორიული განაწილების კანონზომიერებას. რაც შეეხება ჰიდროლოგიას, იგი დაინტერესებულია აორთქლებით და მოსული ნალექების ცოდნით, რადგან ისინი წარმოადგენენ მდინარეთა ჩამონადენის ძირითად წყაროს.

მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია დაკავშირებულია აგრეთვე აეროფიზიკასთან, ნიადაგმცოდნეობასთან და სხვ.

კვლევის მეთოდი. მეტეოროლოგიაში კვლევის მეთოდი ძირითადად ფიზიკურია. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მეტეოროლოგია ატმოსფეროს პროცესების შესახებ მონაცემებს ძირითადად ბუნებრივ პირობებზე დაკვირვებით იღებს. ამისათვის დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში ყალიბდება ობსერვატორიები, ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები და საგუშაგოები; სტაციონარული დაკვირვების გარდა, ფართოდაა გამოყენებული დაკვირვებისა და კვლევის ექსპედიციური მეთოდი. ზოგიერთ მეტეოროლოგიურ ელემენტზე მასობრივი დაკვირვება წარმოებს მარტივი ხელსაწყოებით, ზოგზე ხელსაწყოების გარეშე (მოღრუბლულობა, ატმოსფერული მოვლენები და სხვ.); სპეციალური საკითხის შესწავლა აპარატურის მეშვეობითაც ხდება, რომელსაც ატმოსფეროს სხვადასხვა ფენაში რადიოზონდის, თვითმფრინავის, მეტეოროლოგიური რაკეტების, დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრისა და სხვათა საშუალებით უშვებენ. ბოლო წლებში დამუშავდა ამისთვის ხელოვნური ზემოქმედების მრავალი მეთოდი, რომლებმაც ჩვენს ქვეყანაში დიდი პრაქტიკული გამოყენება პოვა.

რადგან ატმოსფეროში მიმდინარე მოვლენები და პროცესები დიდ სივრცეს მოიცავენ და ძლიერ იცვლებიან დროში, ამიტომ ყველა პუნქტზე ორგანიზებულია განუწყვეტელი დაკვირვება: ერთნაირი ტიპის ხელსაწყოებით, მოსკოვის დროით და ერთიანი პროგრამის მიხედვით ასეთი მეთოდით მიღებული მასალა ურთიერთშესადარისი

იქნება დროსა და სივრცეში და მას სრულფასოვანი მეცნიერული ღირებულება ექნება. ყველა მეტეოროლოგიური ხელსაწყო განლაგებულია სპეციალურად შერჩეულ მეტეოროლოგიურ მოედანზე. ჰაერის ტემპერატურისა და ტენიანობის საზომი ხელსაწყოები (ავრეთვე იმავე ელემენტების თვითმწერი იარაღებიც) მოთავსებულია სპეციალური კონსტრუქციის ბუდრუგანებში. დაკვირვება წარმოებს დადგენილ ვადებში მოსკოვის დეკრეტული დროით 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 საათზე.

მეტეოროლოგიაში წარმატებით გამოიყენება აგრეთვე თეორიული ანალიზის მეთოდი, სადაც ძირითადად მათემატიკური აპარატია გამოყენებული.

მეტეოროლოგიის მნიშვნელობა ათეისტური მსოფლმხედველობის ფორმირებაში. ამინდის ყველა გამოვლინებას ჯერ კიდევ პირველყოფილი ადამიანი ადევნებდა თვალყურს. მისთვის გაუგებარი იყო ელ-ჭექის, წვიმისა და ქარის, სინათლისა და სითბოს, ყინვისა და გვალვის და სხვათა მიზეზები. ამიტომ იგი თაყვანს სცემდა ბუნების მოვლენებს როგორც ბოროტ და კეთილ ღმერთებს. ის არც კი ცდილობდა სტიქიასთან შებრძოლებას, პირიქით, მსხვერპლის შეწირვით უნდოდა ღმერთების მომადლიერება.

ამგვარად, პირველყოფილი ადამიანის ბუნების ძალისადმი უმწეობამ რელიგიის თანდათანობით ჩასახვა გამოიწვია. რწმენა ღმერთის მიმართ მას დიდხანს შემორჩა.

მაგალითად, ბერძნებს ელ-ჭექის მბრძანებელ ღმერთად ზევსი მიაჩნდათ, რომაელებს — იუპიტერი, ხოლო სლავებს — პერუნი. ძველ ინდოეთში ჰაერისა და სინათლის ღმერთი ინდრა იყო. საერთოდ უძველეს ხანაში თაყვანს სცემდნენ მზის ღმერთს, რადგან იგი მიაჩნდათ სითბოსა და სინათლის ერთადერთ წყაროდ.

მიწაზე მოქმედებების, მწყემსების, მოგზაურების, მეზღვაურებისა და სხვათა მრავალწლიურმა გამოცდილებამ განაზოგადა ამინდის მოვლენების შეცნობისა და მისი წინასწარმეტყველების ზოგიერთი ნიშანი.

მეტეოროლოგიის მნიშვნელობა სახალხო მეურნეობაში. ატმოსფერო ისეთი გარემოა, სადაც მიმდინარეობს მთელი ჩვენი ცხოვრება. ბუნებრივია, ყველა იმ შედეგს, რომლებიც მეტეოროლოგიამ უკანასკნელი წლების განმავლობაში მიიღო, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება სახალხო მეურნეობის ცალკეული დარგების განვითარებაში.

ამინდი და კლიმატი ის ბუნებრივი ფაქტორებია, რომლებიც განსაზღვრავენ მთელ ჩვენს პრაქტიკულ საქმიანობას.

სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარება და მოსავლიანობის ოდენობა ძირითადად სითბოს, სინათლისა და ტენის იმ რაოდენობაზეა დამოკიდებული, რომელსაც მცენარე იღებს თავისი განვითარების სხვადასხვა სტადიაში. სასოფლო-სამეურნეო სამუშაოთა ცალკეული სახეების (თესვა, მოსავლის აღება, თიბვა და სხვ.) განხორციელებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ამინდის მოკლევადიან და გრძელვადიან პროგნოზებს.

ჩვენში, უკანასკნელ დროს, დიდ წარმატებას მიაღწია სოფლის მეურნეობაში მავნე მეტეოროლოგიური მოვლენების წინააღმდეგ ბრძოლამ. ეს მოვლენებია: სეტყვა, გვალვები, წაყინვები, ყინვები, მინდვრებში თოვლის სიმცირე და სხვ.

მეტეოროლოგიური ფაქტორები დიდ როლს ასრულებენ აგრეთვე სატყეო მეურნეობაში; ძირითადად იგი განაპირობებს ტყის ზრდა-განვითარებას.

ამინდთანაა დაკავშირებული ავიაციის მუშაობა. ფრენისათვის ხელსაყრელ პირობებს, როგორც ცნობილია, კარგი ხილვადობა, უნისლო, უღრუბლო და უქარო ამინდი წარმოადგენს. საკმარისია ამ ელემენტების „გაუარესება“, რომ შეიქმნას ფრენისათვის სახიფათო მდგომარეობა. ატმოსფეროში ხშირია ჰაერის აღმავალი და დაღმავალი დენები. ისინი იწვევენ თვითმფრინავის ვერტიკალური მიმართულებით რყევას. განსაკუთრებით საშიშია ფრენა ელ-ჭექის ღრუბლებში. ამიტომ, ავიაციის ნორმალური მუშაობისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ამინდის პროგნოზირებას მოცემულ ტრასაზე.

მეტეოროლოგიურ პროცესებზე საკმაოდაა დამოკიდებული აგრეთვე სარკინიგზო, სამდინარო და საზღვაო ტრანსპორტი.

მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის მონაცემები დიდ სამსახურს უწევენ სპეციალურ სამშენებლო ორგანიზაციებს ქალაქებისა და დასახლებული პუნქტების დაგეგმვაში.

განსაკუთრებით დიდია მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის როლი ადამიანის ჯანმრთელობის დაცვის საქმეში. ადამიანის ორგანიზმი ძლიერ მგრძნობიარეა მზის რადიაციისადმი, ატმოსფეროს წნევის მკვეთრი რყევადობისადმი, ჰაერის ტემპერატურის, ტენისა და ქარის სიჩქარისადმი და სხვ. მრავალ სნეულებათა განკურნებისათვის წარმატებით გამოიყენება კლიმატური კურორტები.

ამჟამად არსებობს მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის სპეციალური დარგი — სამედიცინო მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია, რომელიც შეისწავლის მეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური ფაქტორების გავლენას ადამიანის ორგანიზმზე.

ამინდის არასასურველი და მავნე მოვლენების ღრმა შესწავლა ადამიანს უადვილებს მასთან ბრძოლას; აქტიურად ვიყენებთ ბუნების ძალებს, კერძოდ, მეტეოროლოგიურ და კლიმატოლოგიურ ფაქტორებს ჩვენი ქვეყნის სასარგებლოდ. გვალვიან ადგილებში უზარმაზარი ტერიტორიის მორწყვა, ქარსაცავი ტყეების გაშენება, ჭაობების ამოშრობა და საერთოდ მიწების მელიორაცია, რომელიც დიდი მასშტაბით წარმოებს, მიზნად ისახავს კლიმატური პირობების გაუმჯობესებას და იმ ფიზიკური პირობების გეგმაზომიერად შეცვლას, რომლებშიც ცხოვრობს ადამიანი, იზრდება და ხარობს ესა თუ ის კულტურა.

ბოლო ათეულ წლებში ძალზე გაროულდა ბუნებრივი გარემოს ეკოლოგიური მდგომარეობა. ბუნებრივი (ვულკანური პროცესები, ქარის მოქმედება და სხვ.) და ანთროპოგენურ-ტექნოგენური ფაქტორების ზემოქმედების შედეგად ჭუჭყიანდება წყალი, ნიადაგი, ჰაერი, ხოლო ბიოსფეროს და მათ შორის ადამიანის სიცოცხლესაც ემუქრება დიდი საშიშროება.

ჩვენს ქვეყანაში დიდი ყურადღება ექცევა ბუნების დაცვისა და მის შენარჩუნების პრობლემების მეცნიერულ შესწავლას. ამ პრობლემის გადაწყვეტის საკითხს მიეძღვნა უმაღლესი საბჭოს დადგენილება (1972 წ.): „ბუნების დაცვის შემდგომი განვითარებისა და ბუნებრივი რესურსების რაციონალურად გამოყენების ღონისძიებათა შესახებ".

მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის განვითარების ისტორიის ძირითადი ეტაპები. ამინდის მოვლენები და პროცესები დიდი ხანია ადამიანის ყურადღებას იპყრობს; მასზედ დაკვირვებას აწარმოებდნენ უმთავრესად ბერძნები, რომაელები, ებრაელები, ეგვიპტელები, ჩინელები და სხვ. ამ ხალხების ისტორიულ ძეგლებში ხშირად გვხვდება ცნობები ატმოსფეროს სხვადასხვა მოვლენაზე.

ანტიკური საბერძნეთის გეოგრაფები და ისტორიკოსები სხვადასხვა ქვეყანაში მოგზაურობისას აღწერდნენ ბუნებრივ პირობებსა და ხალხის ზნე-ჩვეულებებს. მათ საქართველოს ჰავის თავისებურებათა შესახებაც დაგვიტოვეს ზოგიერთი ცნობა, მაგალითად, ჰიპოკრატეს (ძვ. წ. 454—376) დახასიათებით, კოლხეთში წლის სეზონების მიხედვით სითბოსა და სიცივის ძლიერ ცვალებადობას ადგილი არ აქვს, სინოტივე განსაკუთრებით მაღალია წლის ყველა სეზონში, ატმოსფერული ნალექი უხვია, ხშირად ქრის ადგილობრივი ძლიერ მშრალი და თბილი ქარი, ეგრეთ წოდებული „კენხრონი".

გეოგრაფ სტრაბონის (ძვ.წ. 54.წ.—ახ.წ. 24 წ.) ცნობით, იბერიაში ჰავა და ნიადაგი შედარებით მშრალია; იგი აღწერს იბერიას როგორც კურთხეულს და საცხოვრებლად მეტად სასიამოვნო ქვეყანას.

ძველ საბერძნეთში ჰეროდოტემ და არისტოტელემ პირველებმა სცადეს გაეერთიანებინათ და სისტემაში მოეყვანათ ატმოსფერული პროცესების შესახებ დაგროვილი ცნობები.

მიუხედავად იმისა, რომ საშუალო საუკუნეებში სქოლასტიკამ შებოჭა მეტეოროლოგიის განვითარება, რუსეთისა და სხვა ქვეყნების მემატიანეებმა მაინც შეძლეს ჩანაწერების სახით დაეტოვებინათ ბუნების ზოგიერთი მოვლენის აღწერა.

თანამედროვე მეტეოროლოგიას XVII საუკუნეში ჩაეყარა საფუძველი: გამოიგონეს ძირითადი მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები: თერმომეტრი — გალილეიმ (1597), ბარომეტრი — ტორიჩელიმ (1643).

მეცნიერულად ორგანიზებული დაკვირვება რუსეთში დაიწყო XVIII საუკუნის პირველ ნახევარში. ამ მხრივ დიდი დამსახურება მიუძღვის პეტრე I-ს. მან 1725 წელს რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის გახსნისას მოუწოდა მეცნიერებს მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა ფართო წარმოებისაკენ.

რუსეთში მეტეოროლოგიის განვითარებაში უდიდესი როლი ლომონოსოვს ეკუთვნის. მის მიერ იქნა კონსტრუირებული მთელი რიგი მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები, მათ შორის სავსებით სრულყოფილი სახით — ანემომეტრი, საზღვაო ბარომეტრი, გრავიმეტრი და მრავალი სხვ.

1849 წელს პეტერბურგში ჩამოყალიბდა მთავარი ფიზიკური ობსერვატორია (ამჟამად ა. ვოეიკოვის სახელობის მთავარი გეოფიზიკური ობსერვატორია), რომელმაც გააერთიანა მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა ქსელი და თავისი მუშაობის მასშტაბით ბევრი საწყელმწიფოსთვის სანიმუშო გახდა.

XIX საუკუნის უდიდესი გეოგრაფი და კლიმატოლოგი ა. ვოეიკოვი (1842—1915) კლიმატოლოგიის ფუძემდებლად ითვლება რუსეთში. მისმა შრომებმა მნიშვნელოვნად წასწია წინ კლიმატოლოგია და მას ახალი მიმართულება მისცა.

სერიოზული წარმატებებია მიღწეული მეტეოროლოგიის ცალკეულ დარგებშიც. უნდა აღინიშნოს აეროლოგიური დაკვირვების მიზნით ი. ზახაროვის (1804) პირველი ამწერა აეროსტატით და შემდეგ კი იმავე მიზნით მასობრივი ამწერა მ. რიკაჩოვის, მ. პომორცევისა და დ. მენდელეევის.

მეტეოროლოგიის დარგში დიდი მუშაობა აქვს ჩატარებული მენდელეევს. მას განსაკუთრებით აინტერესებდა ჰაერის მაღალი ფენები. იგი ფიქრობდა, რომ ამინდის სწორი წინასწარმეტყველებისათვის აუცილებელია ატმოსფეროს მაღალი ფენების შესწავლა, სადაც, მისი აზრით, „ამინდი კეთდება“.

XX საუკუნის დასაწყისში უდიდესმა რუსმა სინოპტიკოსმა ბ. მულტანოვსკიმ პირველმა დაამუშავა ამინდის გრძელვადიანი პროგნოზის მეთოდი.

ატმოსფეროს ელექტრობის შესწავლის საქმეში დიდი ღვაწლი მიუძღვის ვ. ობოლენსკის.

ა. ვოეიკოვის, გ. ვისოცკის, ა. ტოლსკის შრომებმა ხელი შეუწყვეს სატყეო მეტეოროლოგიის განვითარებას.

აქტინომეტრიის განვითარების საქმეში დიდი წვლილი შეიტანეს ო. ხვოლსონმა, ვ. მიხელსონმა, ს. სავინოვმა და ნ. კალიტინმა.

მეტეოროლოგიის ცალკეული დარგები განსაკუთრებით განვითარდა XX საუკუნის ოციანი წლების შემდეგ. 1921 წლის ივნისში რსფსრ სახალხო კომისართა საბჭომ ვ. ი. ლენინის ხელმოწერით გამოსცა დეკრეტი „რსფსრ-ში მეტეოროლოგიური სამსახურის ორგანიზაციის შესახებ“. მთავრობის შემდგომი დეკრეტით 1929 წელს შეიქმნა საბჭოთა კავშირის ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველო, რომელმაც მოახდინა ჩვენი ქვეყნის ყველა იმ ღონისძიების კოორდინაცია, რომელიც მიმართული იყო ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს შესასწავლად.

ყოფილ სსრკ-ს ტერიტორიაზე და მის ფარგლებს გარეთ (ანტარქტიკა) ჩამოყალიბდა მრავალი პოლარული, საზღვაო, სასოფლო-სამეურნეო, საკურორტო, სამთო და სხვა მეტეოროლოგიური სადგური და ობსერვატორია. ამ გარემოებამ ძირითადად განაპირობა მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის სწრაფი განვითარება.

მეტეოროლოგიიდან გამოყოფილმა ცალკეულმა დარგებმა დამოუკიდებელი მეცნიერების სახე მიიღო. მაგალითად, აეროლოგია, რომელიც ატმოსფეროს მაღალ ფენებს შეისწავლის, იმდენად წინ წავიდა, რომ ამჟამად სპეციალური ინსტიტუტები დიდ მუშაობას ეწევა რიგი ფიზიკური პროცესების შესასწავლად. ამ დარგში ცნობილია შრომები პ. მოლჩანოვისა და ვ. სელეზნიოვასი: კლიმატოლოგიაში — ე. რუბინშტეინის, გ. დროზდოვის, ბ. ალისოვის, თ. პოკროვსკაიას და სხვ.; სითბური და რადიაციული ბალანსების შესწავლის დარგში — მ. ბუდიკოსა და ტ. ბერლიანდის; სინოპტიკურ

მეტეოროლოგიაში — ს. ხრომოვის, ნ. ტაბოროვსკის, ხ. პოლოსიანის, ბ. ძერძეევსკის, ა. ალკნაზისა და სხვ.; დინამიკურ მეტეოროლოგიაში — ა. ფრიდმანის, ნ. კოჩინის, ი. კიბელის, ე. ბლინოვასი და სხვ.

განვითარდა სამამულო კლიმატოლოგიის ცალკეული დარგები. ლ. ბერგის კლიმატთა ლანდშაფტურმა კლასიფიკაციამ, ბ. ალისოვის დინამიკურმა კლიმატოლოგიამ, ე. ფიოდოროვის კლიმატის კომპლექსური მეთოდით დახასიათებამ მსოფლიო აღიარება პოვა.

დიდ ინტერესს იწვევს შრომები მიკროკლიმატოლოგიაში: ს. საპოჟნიკოვას, ა. ჩუდნოვსკის, ი. გოლცბერგის და სხვების.

აგრომეტეოროლოგიამ დიდი როლი შეასრულა სოფლის მეურნეობის კულტურების მოსავლიანობის გაზრდის საქმეში. ამ დარგში თავიანთი შრომებით მსოფლიო სახელი მოიხვეჭეს თ. დავითაიამ, ტ. სელიანინოვმა, ლ. ბაბუშკინმა და სხვებმა.

უმაღლეს სასწავლებლებისათვის და სპეციალური ჰიდრომეტეოროლოგიური ტექნიკუმებისათვის სხვადასხვა დროს რუსულ ენაზე გამოქვეყნებულია სახელმძღვანელოები მეტეოროლოგიაში, ატმოსფეროს ფიზიკაში და კლიმატოლოგიაში, რომელიც შესრულებულია ცნობილი რუსი მეცნიერების: ლ. მატვეევის, პ. ტვერსკოის, ვ. ობოლენსკის, ა. ხრგიანის, ს. ხრომოვის, მ. ავერკიევის, ბ. ალისოვის. ო. დროზდოვის, ე. რუბინშტეინის, ს. კოსტინის, ტ. პოკროვსკაიას, ნ. კობიშევას, გ. ნაროვლიანსკის და სხვათა მიერ.

ასევე, მრავალი ახალგაზრდა ქართველი სპეციალისტი აღიზარდა ცნობილი ქართველი მეცნიერების ი. გაჩეჩილაძის, ი. ქურდიანის, მ. ჩხეტიას, კ. კელენჯერიძის, ე. ჯიქიას, ტ. მგელაძის და სხვათა ორიგინალურ სახელმძღვანელოებზე — მეტეოროლოგიაში, აგრომეტეოროლოგიაში და კლიმატოლოგიაში.

განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს ქართველი მეცნიერების როლი საქართველოში მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის ცალკეული დარგების განვითარებაში. ქართველმა სინოპტიკოსებმა, კ. პაპინაშვილმა, ვ. გიგინეიშვილმა, ე. ნაფეტვარიძემ, ს. გუნიამ, ვ. ლომინაძემ, თ. ხარჩილავამ, მ. ზახაშვილმა და სხვებმა, ფიზიკური მეთოდების საფუძველზე დაამუშავეს სინოპტიკური პროცესების მსვლელობის თავისებურებანი საქართველოს პირობებში.

აქტინომეტრულ კვლევას და სითბური ბალანსის კომპონენტების შესწავლას მიეძღვნა შ. მოსიძის, ი. ცუცქირიძის, ნ. გვასალიას და სხვათა მრავალი შრომა.

საქართველოს ტერიტორიის აგრომეტეოროლოგიური პირობების შესწავლაზე დიდი შრომა გასწიეს თ. დავითაიამ, კ. კელენჯე-

რიძემ, ე. ჯიქიამ, შ. ცერცვაძემ, ო. კანდელაკმა, გ. ჩხუბიანაშვილმა, გ. მელაძემ, ა. დემეტრაშვილმა, გ. გაგუამ და სხვებმა.

მეტეოროლოგიის კონკრეტულ საკითხებზე ცნობილია: გ. სულაქველიძის, ა. ბალაბუევის, ზ. ხვედელიძის, ა. ხანთაძის, კ. თავართქილაძის, ნ. ძლანიკაშვილის, მ. ბოკერიას, ლ. პაპინაშვილის, შ. ბენაშვილის, თ. ხარჩილავას, ი. ფიგუროვსკის, შ. გავაშელის, მ. ხვიჩიას და სხვათა შრომები.

საქართველოს აეროკლიმატოლოგიისა და კლიმატოლოგიის განვითარების საქმეში დიდი წვლილი მიუძღვის ი. კვარაცხელიას, მ. კორძახიას, გ. ჭირაქაძეს, კ. გოგიშვილს, შ. ჯავახიშვილს, თ. ცომაიას; მ. კორძახიას ფუნდამენტური შრომა „საქართველოს ჰავა“, ყველა სპეციალისტისა და განსაკუთრებით კი გეოგრაფისათვის სამაგიდო წიგნს წარმოადგენს.

ამჟამად მეტეოროლოგიაში კვლევის მოცულობა თანდათანობით იზრდება. იზრდება აგრეთვე მეტეოროლოგიის დარგში საერთაშორისო მეცნიერული თანამშრომლობაც.

მეტეოროლოგიური სამსახურის ორგანიზაცია ყოფილ სსრკ-ში. მსოფლიოს ყველა ქვეყანაში და მათ შორის ყოფილ სსრკ-შიც არსებობს საერთო-სახელმწიფოებრივი ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური: ჩვენში მას ხელმძღვანელობს ჰიდრომეტეოროლოგიის სახელმწიფო კომიტეტი. მის მთავარ ამოცანას წარმოადგენს სახალხო კლიმატოლოგიური, აეროლოგიური, აგრომეტეოროლოგიური, ჰიდროლოგიური და ზღვის ჰიდრომეტეოროლოგიური მონაცემებით უზრუნველყოფა-მომსახურება.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურებისა და საგუშაგოების ქსელი მათ მიერ ჩასატარებელ სამუშაოთა პროფილის მიხედვით იყოფა სხვადასხვა სახეობად (მეტეოროლოგიურ, აეროლოგიურ, ჰიდროლოგიურ და სხვ.), დაკვირვების მოცულობის სამუშაოთა მიხედვით კი — თ ა ნ რ ი გ ე ბ ა დ.

1960 წლის კლასიფიკაციის მიხედვით მეტეოროლოგიური დაკვირვების ქსელი შედგება I, II, III თანრიგის სადგურებისა და საგუშაგოებისაგან.

გარდა საერთო მეტეოროლოგიური და აეროლოგიური დაკვირვებისა, გეოფიზიკურ ობსერვატორიებში წარმოებს დაკვირვება მზის ენერგიის შემოსავალ-გასავალზე, სინათლის მოვლენებზე, ატმოსფეროს ელექტრობაზე და სხვ. სადგურების, საგუშაგოებისა და ობსერვატორიების გარდა, ჰიდრომეტეოროლოგიურ სამსახურში

შედის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტები. მათ შორის აღსანიშნავია ა. ვოეიკოვის სახელობის მთავარი გეოფიზიკური ობსერვატორია, სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტი, მოსკოვის ჰიდრომეტეოროლოგიური ცენტრი, ცენტრალური აეროლოგიური ობსერვატორია, ჰიდრომეტეოროლოგიურ ხელსაწყოთა ს/კ ინსტიტუტი, აეროკლიმატოლოგიის ს/კ ინსტიტუტი და რამდენიმე ზონალური ს/კ ინსტიტუტი პერიფერიებში.

განსაკუთრებით უნდა აღვნიშნოთ ამიერკავკასიის ჰიდრომეტეოროლოგიური ს/კ ინსტიტუტის შესახებ. იგი შეიქმნა თბილისის გეოფიზიკური ობსერვატორიის ბაზაზე, რომელიც ჯერ კიდევ 1844 წელს იქნა ორგანიზებული. ზემოაღნიშნულ ინსტიტუტში ამჟამად წარმატებით მიმდინარეობს ს/კ სამუშაოები ჰიდრომეტეოროლოგიის სხვადასხვა საკითხზე.

გარდა ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურისა, ჰიდრომეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური კვლევა წარმოებს უნივერსიტეტებსა და სხვა უმაღლეს სასწავლებლებში. სხვადასხვა რესპუბლიკის მეცნიერებათა აკადემიების სხვადასხვა დაწესებულებაში და სხვაგან.

ობსერვატორიებსა და ჩვეულებრივ მეტეოროლოგიურ სადგურებში ატმოსფერულ მოვლენებზე დაკვირვება მხოლოდ ყველაზე დაბალ ფენებს მოიცავს. უფრო მაღალ ფენებზე დაკვირვებისათვის იქმნება მაღალმთიანი სადგურები და ობსერვატორიები (ფედჩენკოს ყინვარი (4200 მ.), ყაზბეგი (3600 მ.) და სხვ.).

მაღალ ფენებზე დაკვირვებისათვის იყენებენ აეროსტატებს, თვითმფრინავებს, რადიოზონდებს, მეტეოროლოგიურ რაკეტებს და დედამიწის ხელოვნურ თანამგზავრებს.

რადგან მეტეოროლოგიური დაკვირვება ყველა ქვეყანაში წარმოებს, ამიტომ ბუნებრივად წამოიჭრა აზრი დაკვირვების ერთიანი მეთოდიკისა და მთელი მოფლიოს მეტეოროლოგიური სამსახურის შეთანხმებული მუშაობის შესახებ.

1873 წელს ნიდერლანდებში შეიქმნა პირველი საერთაშორისო მეტეოროლოგიური ორგანიზაცია; ხოლო 1947 წელს ვაშინგტონში გაერთიანებული ერების მეტეოროლოგიური სამსახურის დირექტორთა კონფერენციაზე ჩამოყალიბდა მსოფლიოს მეტეოროლოგიური ორგანიზაცია. ამჟამად მასში ყველა ქვეყანა მონაწილეობს: მისი მიზანია ყველა სამუშაოთა კოორდინაცია, დაკვირვებათა სტანდარტიზაცია, მთელს მსოფლიოში მეტეოროლოგიური სამსახურის მუშაობის გაუმჯობესება და მეტეოროლოგიური ცნობების ურთიერთგაცვლა.

ამჟამად უკვე მოქმედებაშია შემკრები და მეტეოროლოგიური ინფორმაციის გამაანალიზებელი მსოფლიოს სამი მეტეოროლოგიური ცენტრი — მოსკოვში, ვაშინგტონსა და მელბურნში.

მსოფლიოს ყველა ქვეყნიდან აღნიშნულ ცენტრებში იგზავნება ჰიდრომეტეოროლოგიური ინფორმაცია. აქ ხდება მათი შეკრება-დამუშავება ელექტრო-გამომთვლელ მანქანებზე (ეგმ) და შემდგომ მისი გავრცელება როგორც ზემდგომ ინსტანციაში — ამინდის მსოფლიო სამსახურში (იგი ფუნქციონირებს 1968 წლიდან), ისე რეგიონალურ ჰიდრომეტეოროლოგიურ ცენტრებში (ყოფილ სსრკ-ში — მოსკოვი, ნოვოსიბირსკი, ხაბაროვსკი და ტაშკენტი). აქ მიღებული და დამუშავებული მეტეოროლოგიური მონაცემების ინფორმაციის საფუძველზე ხდება ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს მდგომარეობის პროგნოზირება როგორც ყოფილ სსრკ-ის ტერიტორიაზე, ისე მთლიანად დედამიწის ზედაპირზე.

თავი I

ატმოსფეროს საერთო თვისებები

§ 1. ატმოსფეროს შედგენილობა

მშრალი და სუფთა ჰაერი, რომელიც წყლის ორთქლსა და სხვა ნაწილაკებს არ შეიცავს, სხვადასხვა გაზების მექანიკურ შენარევს წარმოადგენს. ჰაერის ძირითადი შემადგენელი ნაწილია აზოტი, ჟანგბადი და არგონი. როგორც 1-ელი ცხრილიდან ჩანს, აზოტი, ჟანგ-

ცხრილი 1

ძირითადი გაზები	მოცულობითი შედგენილობა %-ობით	მოლეკულური წონა (ნახშირბადის სკალით)	სიმკვრივე გ/ლ (P=1013მბ t=0°)	კრიტ. ტემპერ. და მისი შესაბამისი წნევა ატმ-თა რაოდ-ით (ფრჩხილი)
აზოტი	78,08	28,014	1250	—147 (33.5)
ჟანგბადი	20.95	32,000	1429	—119 (49.7)
არგონი	0,93	39,948	1786	—122 (48,7)
ოზონი	10^{-6}—10^{-5}	48,000	2140	— 5 (92 3)
ნახშირორ-ჟანგი	0,03	44 010	1977	31 (73,0)
წყლის ორთქლი	0—4	18.016	805	374 (218)
მშრ. ჰაერი	100	28,966	1293	

ბადი და არგონი შეადგენს მთელი მშრალი ჰაერის მოცულობის 99, 96%-ს. დანარჩენი გაზების წილად მოდის 0,04%. მიუხედავად ასეთი სიმცირისა, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მეტეოროლოგიური პროცესების განვითარებაში ისეთ ცვალებად გაზებს, როგორიცაა წყლის ორთქლი, ოზონი და ნახშირორჟანგი. ზემოაღნიშნული გაზების გარდა, ჰაერში მცირე რაოდენობით გვხვდება კრიპტონი, ქსენო-

ნი, ნეონი, ჰელიუმი, მეთანი, აზოტის ჟანგი, წყალბადი და სხვა. ყველა გაზი არსებული ტემპერატურისა და წნევის პირობებში ინარჩუნებს გაზობრივ მდგომარეობას, რადგან მათი კრიტიკული ტემპერატურები ძალზე დაბალია და ბუნებრივ პირობებში მას ადგილი არ აქვს.

ძირითადი გაზების მოლეკულური წონა და მოცულობითი შედგენილობა 90-100 კმ ფენაში თითქმის ერთგვაროვანია (ჰომოსფერა) და ცვლილებას არ განიცდის (იხ. ცხრ. 1).

მნიშვნელოვან რყევადობას განიცდის ის გაზები, რომლებიც დედამიწიდან ხვდება ატმოსფეროში: ასეთია ნახშირორჟანგი (CO_2), რომელიც გამოიყოფა ცოცხალი ორგანიზმიდან სუნთქვის, ორგანულ ნივთიერებათა ლპობის, ვულკანური აფეთქებების, წიაღისეული სათბობის წვისა და სხვათა მეშვეობით. CO_2-ის ძირითადი მშთანთქმელია მცენარეული საფარი და წყლის ზედაპირი (ხღვაოკეანე). ატმოსფეროში CO_2-ის შეფარდებითი მოცულობითი შედგენილობა შეიძლება იცვლებოდეს საგრძნობ ფარგლებში სამრეწველო რაიონებში და ზოგიერთ დიდ ქალაქში მისმა შემცველობამ შეიძლება 0,04—0.06%-ს მიაღწიოს. ბოლო ათეული წლების განმავლობაში მისი რაოდენობა ჰაერში თანდათანობით იზრდება მრეწველობის პროგრესულ განვითარებასთან ერთად. ასე მაგ., XX საუკუნის დასაწყისში გლობალური მასშტაბით CO_2-ის მოცულობითი რაოდენობა თუ საშუალოდ 0,029%-ს შეადგენდა, 1960 წლისათვის მან 13%-ით მოიმატა (0.033%), ხოლო 1984 წლისათვის 0.0343%-ს მიაღწია.

გლობალური მასშტაბით CO_2-ის კონცენტრაციის საგრძნობი მატება ჰაერში გამოიწვევს დედამიწაზე კლიმატური პირობების ცვლილებას, განსაკუთრებით კი ჰაერის ქვედა ფენების ტემპერატურის მომატებას. CO_2-ის ძირითადი თვისება ის არის, რომ იგი სითბოს (გრძელტალღოვანი რადიაციის) კარგი მშთანთქმელი და გამომსხივებადია. ამიტომ ჰაერში მისი გადამეტებული კონცენტრაცია დედამიწაზე იწვევს „სათბურის ეფექტის“ გაძლიერებას.

გაზებს შორის ყველაზე მეტ ყურადღებას ოზონი (O_3) იმსახურებს. ოზონი ძალზე მცირე რაოდენობითაა ჰაერში. ნორმალური წნევისა და 0°-იანი ტემპერატურის პირობებში, ატმოსფეროში არსებული ოზონი რომ შეგვეგროვებინა, მაშინ იგი შექმნიდა მხოლოდ 3 მმ-იან სისქის ფენას დედამიწის ირგვლივ.

როგორც ცნობილია, ოზონი წარმოადგენს სამატომიან ჟანგბადს: ატმოსფეროს ქვედაფენებში იგი წარმოიშობა ძირითადად ჭექა-ქუხილისა და ზოგიერთი ორგანული ნივთიერების დაჟანგვის.

ხოლო ზედაფენებში—მზის ულტრაიისფერი რადიაციის მოქმედების შედეგად: ეს უკანასკნელი იწვევს ჟანგბადის მოლეკულათა დისოციაციას აქტიურ ატომებად, შემდეგ კი — ატომების მოლეკულასთან შეერთებას.

მიწისპირა ფენებში ოზონი ძლიერ რყევადობას განიცდის; იგი 1 მ³ ჰაერში საშუალოდ $3{,}10^{-3}$ გ-ს შეადგენს; მაგრამ ზოგჯერ შეიძლება მისი კონცენტრაცია ნულამდეც შემცირდეს. თუ 10 კმ სიმაღლემდე იგი არაკანონზომიერად იცვლება, უფრო მაღლა მის მატებას აქვს ადგილი. 20—25 კმ სიმაღლეზე შეიმჩნევა ოზონის შემცველობის მაქსიმუმი, რის შემდეგაც მისი რაოდენობა შედარებით მცირდება და 55—60 კმ სიმაღლეზე ძალზე უმნიშვნელო ხდება.

ოზონის რაოდენობა ატმოსფეროში წლის განმავლობაში ერთი და იგივე არ არის. იგი გახაფხულზე უფრო მეტია, ვიდრე შემოდგომაზე; ჩრდილოეთ განედებზე უფრო მეტია, ვიდრე სამხრეთისაზე.

მიუხედავად მისი სიმცირისა, იგი მაინც დიდ როლს ასრულებს ატმოსფერულ პროცესებში და, რაც მთავარია, დედამიწაზე სიცოცხლისათვის ნორმალური პირობების შექმნაში. ეს იმით აიხსნება, რომ ოზონი შთანთქავს მზის ულტრაიისფერ სხივებს 0,22—0,29 მიკრონის ზონაში, რომელიც სასიკვდილოდ მოქმედებს ცოცხალ ორგანიზმზე. ამავე დროს, ოზონი არეგულირებს ულტრაიისფერი სხივების მოდენას დედამიწის ზედაპირზე და ამით ხელს უწყობს ორგანული სამყაროს ნორმალურ განვითარებას. ოზონის მცირე კონცენტრაცია ჰაერში სასიკეთოდ მოქმედებს, ხოლო მისი სიჭარბე ძალზე სახიფათოა არა მარტო ადამიანებისათვის, არამედ მთლიანად ორგანული სამყაროსათვის.

დედამიწის ზოგიერთ რაიონში (ანტარქტიდა) ბოლო წლებში შეინიშნება ოზონის კონცენტრაციის საგრძნობი შემცირება და მოკლეტალღოვანი ულტრაიისფერი რადიაციის მომატება. ამის გამომწვევი მიზეზები ჯერ კიდევ ცნობილი არ არის, იგი შესწავლის პროცესშია.

როგორც ცნობილია, სტრატოსფეროში ტროპოპაუზიდან 25—30 კმ სიმაღლემდე ტემპერატურის განაწილება იზოთერმულია (უცვლელია) და სტანდარტული (ნორმალური) ატმოსფეროსათვის შეადგენს—55—60°-ს. უფრო მაღლა, ტემპერატურა თანდათანობით მატულობს და სტრატოსფეროს ზედა საზღვარზე (დაახლოებით 50 კმ სიმაღლეზე), სადაც იწყება ოზონის წარმოშობა და მოკლეტალღოვანი რადიაციის ძირითადი შთანთქმა, ტემპერატურა აღწევს 0+10°-ს. როგორც ვხედავთ, ტემპერატურის მაქსიმალური მნი-

შენელობები შეინიშნება არა იქ, სადაც ოზონის მაქსიმალურ კონცენტრაციას აქვს ადგილი (20-25 კმ), არამედ უფრო მაღლა—სტრატოპაუზის ფენაში. ეს გარემოება გამოწვეულია აღნიშნულ ფენებში ოზონის ეკრანული თვისებებით, სადაც შთაინთქმება მოკლე ტალღების ძირითადი ნაწილი და ათბობს მას. აღნიშნული სხივების შთანთქმის გამო ოზონის მოლეკულები სწრაფ დისოციაციას განიცდიან, რის გამოც ატმოსფეროში ოზონის წარმოშობა და დაშლა თითქმის ერთდროულად მიმდინარეობს.

დიდ სიმაღლეებზე ჰაერის შედგენილობის შესახებ გაბატონებული იყო შეხედულება, რომელიც ეყრდნობოდა დალტონის კანონს; ამ კანონის მიხედვით ყოველი გაზი სივრცეში არსებობს სხვა გაზებისაგან დამოუკიდებლად.

დალტონის კანონიდან გამომდინარეობს გაზთა ვერტიკალური გაყოფის იდეა, რომელიც იმაში მდგომარეობს, რომ თუ ჰაერის ვერტიკალურ შერევას ადგილი არ აქვს, მაშინ ყველაზე მძიმე გაზები მოექცეოდნენ ქვემოთ, ხოლო დიდ სიმაღლეებზე უნდა ჭარბობდეს მსუბუქი გაზები. როგორც რაკეტებისა და დედამიწის თანამგზავრებიდან მიღებული დაკვირვების მონაცემები მოწმობენ, ატმოსფეროს 90—100 კმ ფენაში (ჰომოსფეროში) გაზების გრავიტაციულ დაყოფას ადგილი არ ჰქონია. ძირითადი გაზების: აზოტის, ჟანგბადის და არგონის შეფარდებითი მოცულობითი შედგენილობა თითქმის მუდმივობით ხასიათდება. ეს ძირითადად გაპირობებულია როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური (ქარების მოქმედება) მიმართულებით ტურბულენტური შერევით.

ჰომოსფეროს ზემოთ—ჰეტეროსფეროში (იხ. ატმ. ვერტ. დაყოფა) სრულიად იცვლება ატმოსფეროს შედგენილობა და თვისებები. აქ დიდ როლს ასრულებს გაზების გრავიტაციული გაყოფის პროცესი. აღნიშნულ ფენაში ყველა გაზის მოლეკულა მზის რადიაციის ზემოქმედებით განიცდის დისოციაციას ატომებად. ჟანგბადის მოლეკულების (O_2) დისოციაცია ატომებად უფრო დაბალი ფენებიდან იწყება (110—150 კმ), ხოლო აზოტისა — დაახლოებით 250—300 კმ-დან. ჰეტეროსფეროში აზოტისა და ჟანგბადის მოლეკულები და ატომები მზის ელექტრომაგნიტური და კოსმოსური სხივების ზეგავლენით იონიზირდებიან — იმუხტებიან დადებითად და უარყოფითად. ამიტომაა, რომ აღნიშნულ ფენას იონოსფეროსაც უწოდებენ. იონიზაციის პროცესი უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს ეგზოსფეროს ზემოთ (იხ. ატმ. ვერტ. დაყოფა).

ჰეტეროსფეროში დაახლოებით 500—600 კმ სიმაღლეზე ჰაერის მოლეკულური წონა თითქმის ნახევრდება ჰომოსფეროს ქვედა ფენებთან შედარებით.

აქვე შევნიშნავთ, რომ ჰომოსფეროში თუ გაზების პროცენტული შედგენილობა თითქმის უცვლელი რჩება, მათი აბსოლუტური შემცველობა სიმაღლის მიხედვით ეცემა.

ისეთი მსუბუქი გაზები, როგორიცაა ჰელიუმი და წყალბადი, მაღალ ფენებში შემჩნეულია ატომურ მდგომარეობაში. ვარაუდობენ, რომ ატმოსფეროს საზღვარზე ისინი გამოდიან დედამიწის მიზიდულობის ძალის მოქმედების სფეროდან და საპლანეტთშორისო სივრცეში გადადიან.

ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა ატივნარებული მყარი და თხევადი ნაწილაკები—აეროზოლები. მათი მცირე ნაწილი ბუნებრივი წარმოშობისაა, ხოლო უფრო მეტი ადამიანის მოღვაწეობითაა გამოწვეული. სხვადასხვა ნივთიერებისაგან შემდგარი ნაწილაკები ატმოსფეროში იწვევენ მრავალფეროვან ქიმიურ რეაქციებს და უმეტეს შემთხვევაში მავნე ნივთიერებათა წარმოშობას.

§2. წყლის ორთქლი ატმოსფეროში

წყლის ორთქლი ატმოსფეროში ხვდება დედამიწის ზედაპირიდან აორთქლების შედეგად და ვრცელდება ყველა მიმართულებით. ჰაერში მისი რაოდენობრივი შემცველობით ფასებენ ატმოსფეროს ტენიანობას. ორთქლი შთანთქავს რა დედამიწის მიერ გამოსხივებულ სითბოს, იგი უკან უბრუნებს მას და იწვევს ტემპერატურის მატებას მიწისპირა ჰაერის ფენებში. ასევე, ორთქლი დასაბამს აძლევს ღრუბლებისა და შემდგომ ნალექების წარმოშობასა და მოსვლას. ჰაერში კონდენსაციით და აორთქლებით გამოყოფილი და შთანთქმული სითბო დიდ როლს ასრულებს ატმოსფეროს ენერგეტიკული რესურსების გაზრდის საქმეში.

წყლის ორთქლი ატმოსფეროში ერთნაირი რაოდენობით არ იმყოფება. მაგალითად, პოლარულ რაიონებში საშუალოდ 0,2%-ია, მაგრამ თუ ტემპერატურა ძალზე დაბალია, მაშინ შეიძლება მისი შემცველობა ნულამდეც დაეცეს. ზომიერ და დაბალ განედებზე ორთქლის შემცველობა 1,5—2,5%-ს შორის მერყეობს. არის შემთხვევები, როცა მისი რაოდენობა ნულიდან 4%-მდე იცვლება.

წყლის ორთქლის არსებობა ჰაერში შეიძლება განვსაზღვროთ ჰაერის ტენიანობის შემდეგი სიდიდეებით:

1. **აბსოლუტური ტენიანობა** *a*—წყლის ორთქლის ის რაოდენობაა გრამებში, რომელსაც შეიცავს ერთეული მოცულობის ჰაერი და გამოისახება გ/სმ³ ან გ/მ³.

2. **წყლის ორთქლის დრეკადობა (პარციალური წნევა)** *e*—როგორც ყოველ გაზს, წყლის ორთქლსაც გააჩნია დრეკადობა (წნევა); იგი მისი სიმკვრივისა და აბსოლუტური ტემპერატურის პროპორციულია და ატმოსფერული წნევის მსგავსად გამოისახება მილიმეტრებში (მმ) ან მილიბარებში (მბ).

აბსოლუტურ ტენიანობასა (*a*) და წყლის ორთქლის დრეკადობას (*e*) შორის არსებობს განსაზღვრული დამოკიდებულება.

$$a = 217\,\frac{e}{T}\ \text{გ/მ}^3, \qquad (1)$$

სადაც *T* აბსოლუტური ტემპერატურაა.

ტენიანობის აღნიშნული მახასიათებლების თანაფარდობა შეიძლება ასევე გამოისახოს ფორმულით:

$$a = \frac{0{,}8e}{1+\alpha t}\ \text{გ/მ}^3, \qquad (2)$$

სადაც *t* ტემპერატურაა ცელსიუსის (C°) სკალით, *a*—გაზების სითბური გაფართოების მოცულობითი კოეფიციენტი და უდრის 1/273=0,00366.

3. **წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა** *E*—ორთქლის ის მაქსიმალური რაოდენობაა, რომლის დროსაც მოცემულ ტემპერატურაზე ჰაერი ნაჯერი ხდება. ჰაერში წყლის ორთქლის შემცველობის საზღვარი მის ტემპერატურაზეა დამოკიდებული. ამ საზღვრის ზემოთ, როგორც წესი, ატმოსფეროში წყლის ორთქლის მატება არ ხდება, რადგან ჭარბი წყლის ორთქლი კონდენსირდება. ეს სიდიდეც მმ-ში ან მბ-ში გამოისახება.

4. **შეფარდებითი ტენიანობა** *r*—ორთქლის დრეკადობის შეფარდებაა წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობასთან მოცემული ტემპერატურის პირობებში და გამოისახება პროცენტობით:

$$r = \frac{e}{E}\cdot 100\%\ . \qquad (3)$$

შეფარდებითი ტენიანობა გამოხატავს წყლის ორთქლით ჰაერის გაჟღენთვის ხარისხს. როგორც ვხედავთ, როცა ჰაერი სრულ ნაჯერ მდგომარეობაშია, მაშინ *e*=*E* და *r*=100%.

შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობა უშუალოდ მიუთითებს იმაზე, თუ ჰაერი რამდენად ახლოსაა ნაჯერ მდგომარეობასთან.

5. ხ ვ ე დ რ ი თ ი ტ ე ნ ი ა ნ ო ბ ა s—წყლის ორთქლის რაოდენობაა გრამებში, რომელსაც შეიცავს 1 გ (1 კგ) ჰაერი. იგი გამოისახება ფორმულით:

$$s = \frac{0.622 \cdot e}{P - 0.378e} \quad (4)$$

ვინაიდან წყლის ორთქლის დრეკადობა (e) ატმოსფერულ წნევასთან (P) შედარებით ძალზე მცირეა, ამიტომ საკმაო სიზუსტით შეიძლება დაიწეროს

$$s = \frac{0.622 \cdot e}{P} \text{ გ/გ};$$

თუ კილოგრამებში გამოვსახავთ, მაშინ

$$s = \frac{622 \cdot e}{P} \text{ გ/კგ} . \quad (5)$$

6. ნ ა რ ე ვ ი ს შ ე ფ ა რ დ ე ბ ა f—წყლის ორთქლის მაჯის შეფარდებაა იმავე მოცულობის მშრალი ჰაერის მასასთან.

$$f = \frac{622e}{P - e} \text{ გ/კგ} . \quad (6)$$

s-სა და f-ს შორის განსხვავება ძალზე უმნიშვნელოა.

7. ნ ა მ ი ს წ ე რ ტ ი ლ ი τ—ეწოდება იმ ტემპერატურას, რომლის დროსაც ჰაერში არსებული წყლის ორთქლი აღწევს ნაჯერ მდგომარეობას.

ვინაიდან ნამის წერტილის დროს ჰაერი ნაჯერ მდგომარეობაშია ($e = E$), ცხრილიდან (იხ. დანართი) ვპოულობთ $E = e$ სიდიდეს და მის შესაბამის (t) ტემპერატურას, რომელიც იქნება საძიებო ნამის წერტილი (τ).

8. ნამის წერტილის დეფიციტი T_d-სხვაობაა ჰაერის ტემპერატურასა (T) და ნამის წერტილს (τ) შორის:

$$T_d = T - \tau \quad (7)$$

9. ტ ე ნ ი ა ნ ო ბ ი ს დ ე ფ ი ც ი ტ ი d—წარმოადგენს სხვაობას (მმ-ში ან მბ-ში) წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობასა (E) და მოცემული ტემპერატურის პირობებში ჰაერში ნამდვილად არსებულ წყლის ორთქლის დრეკადობას (e) შორის.

$$d = E - e \quad (8)$$

§3. აეროზოლები, ატმოსფეროში და დედამიწაზე მათი ვარდნის სიჩქარე

ატმოსფერო ყოველთვის შეიცავს ატივნარებულ მდგომარეობაში როგორც მყარ, ისე თხევად ნაწილაკებს. ნაწილაკები ატმოსფეროში შეიძლება მოხვდეს კოსმოსური სივრციდან ან დედამიწის ზედაპირიდან.

ნაწილაკების ძირითადი მასა წარმოიშობა ნიადაგისა და მთის ქანების გამოფიტვით, ინდუსტრიული ცენტრების ზრდით, ვულკანური ამოქმედებით, ზღვის მარილების (იგი ზღვის ღელვის დროს წყლის შხეფების აორთქლების შედეგია). ორგანული ნაწილაკების —მიკროორგანიზმების, მცენარეთა მტვრიანასა და სხვათა მეშვეობით მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ ატმოსფეროს პროცესებისა და მოვლენების განვითარებაში. ისინი კარგად შთანთქავენ მზის რადიაციას და ამით აძლიერებენ ჰაერის გათბობას. ასეთი ნაწილაკებით ჰაერის დამტვერიანება ძლიერ მოქმედებს ატმოსფეროს გამჭვირვალობასა და ხილვადობაზე; ჰიგროსკოპიული, წყალში ხსნადი ან სველებადი უწვრილესი ნაწილაკები წარმოადგენენ კონდენსაციის გულებს; ამ გულებზე წარმოებს წყლის ორთქლის დალექვა. ატმოსფერო მისი შენარევებით კოლოიდურ ხსნარს ემსგავსება. სუფთა ჰაერი შეიძლება ჩაითვალოს გამხსნელად, ატივნარებული ნაწილაკები კი — ჰაერში გახსნილ კოლოიდურ ნაწილაკებად.

უკანასკნელ ხანებში განსაკუთრებული ყურადღება ეთმობა ატმური იარაღის გამოცდის შედეგად გამოყოფილ აეროზოლური ნაწილაკების შესწავლას.

ჰაერში ატივნარებული უწვრილესი ნაწილაკების ზომა სხვადასხვაა. მიწისპირა ჰაერის ფენებში ისინი უფრო მსხვილია, ვიდრე მაღალ ფენებში. სხვადასხვა წარმოშობის აეროზოლის ნაწილაკების ზომა შეიძლება იყოს 10^{-7}—10^{-3}სმ-ისა და უფრო დიდი რადიუსის. ამიტომ ისინი ატმოსფეროში ატივნარებულ მდგომარეობაში დიდი ხნის განმავლობაში იმყოფებიან და ჰაერის დინებათა მეშვეობით მოძრაობენ როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით. ნაწილაკთა ყველაზე მეტი რაოდენობა ქალაქებსა და განსაკუთრებით სამრეწველო ადგილებშია. გამოანგარიშებულია, რომ ლონდონში ერთ კვირა დღეს ატმოსფეროში 100 ტ მური დაცურავდა; ხოლო მთელს ინგლისში წლის განმავლობაში მან 2.420.900 ტონა შეადგინა.

ვულკან კრაკატაუმ 1883 წელს ჰაერში ამოაფრქვია 18.000 $км^3$ ფერფლი და მტვერი, ე.ი. 36 მილიარდი კილოგრამი. იგი ჰაერში ორი წლის განმავლობაში მოძრაობდა.

განსაკუთრებით საშიშია ცოცხალი ორგანიზმებისათვის სამრეწველო ბოლისა და ნისლის შენარევი—სმოგი. ხშირად მასში დიდი რაოდენობით შერეულია მწვავე გაზები. ქარს შეუძლია იგი გადაიტანოს 100—200 კმ მანძილზე.

მეტეოროლოგიურ პირობებთან დამოკიდებულებით თბილისში აეროზოლის სიმაღლის მიხედვით განაწილების საკულისხმო სურათს იძლევა ა. მახარაშვილი (ცხრ. 2).

ცხრილი 2

1 ლ ჰაერში ნაწილაკთა საშუალო რაოდენობა (n) სხვადასხვა სიმაღლეზე

სიმაღლე კმ-ობით	0.0	1.0	2.0	3.0	4.0
n	19870-22400	5590—9670	1090—5680	340—770	150—260

როგორც მე-2 ცხრილიდან ჩანს, ნაწილაკთა რაოდენობა დიდ ფარგლებში მერყეობს.

თბილისის გამტვერიანების საკითხი კარგად შეისწავლა მეცნიერთა ჯგუფმა პროფ. ა. ბალაბუევის ხელმძღვანელობით. დადგენილია, რომ მიწისპირა ჰაერის ფენებში აეროზოლის კონცენტრაციაზე ძირითად გავლენას ტემპერატურის ინვერსიული (ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით მატება) განაწილება ახდენს. როგორც დაკვირვებიდან გამოირკვა, თბილისში ყველაზე მტვრიან ადგილად ჭალაქის ცენტრი—პუშკინის ქუჩა ითვლება (3,35 გ/სმ²), ნაწილაკთა უმცირესი რაოდენობა (0,30 გ/სმ²) კი უნივერსიტეტის ტერიტორიაზე მოდის. დიდია დამტვერიანება მდ. მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე—დავით აღმაშენებლის პროსპექტის გასწვრივ.

მტვრის დაგროვების ზონაში ღამით და დილით ადრე, განსაკუთრებით ზამთარში, მტკვრის ხეობის გასწვრივ გაწოლილია სქელი ფენის ნისლი, რომლის სიმძლავრე 100—300 მ შეადგენს.

აეროზოლის ყველა ნაწილაკი დედამიწის სიმძიმის ძალის მოქმედებით ძირს ეცემა (ილექება). მიუხედავად იმისა, რომ წყლის უწვრილესი წვეთის წონა იმავე მოცულობის ჰაერზე 775-ჯერ, ხოლო მტვრის ნაწილაკის წონა 2000-ჯერ მეტია, მაინც მათი ვარდნის სიჩქარე ძალზე მცირეა; ძირითადი მიზეზი ის არის, რომ ნაწილაკი ვარდნის პროცესში განიცდის ხახუნს და საკმარისია ადგილი ეჭნეს სულ მცირეოდენი ჰაერის აღმავალ დინებასაც კი, რომ ნაწილაკი ისევ ატივნარებულ მდგომარეობაში დარჩეს ან უფრო მაღლა ავიდეს.

აეროზოლის ნაწილაკთა სიჩქარე მიახლოებით შეიძლება გამოვთვალოთ ფორმულით:

$$v = \frac{2}{9} \cdot \frac{g}{k} \rho r^2 , \qquad (9)$$

სადაც g სიმძიმის ძალის აჩქარებაა ($g = 980{,}6$ სმ/წმ²), k—შინაგანი ხახუნის კოეფიციენტი და უდრის $1{,}72.10^{-4}$ გ/სმ წმ, ρ—ჰაერის სიმკვრივე, r—ნაწილაკის რადიუსი.

თუ g და k რიცხვით მნიშვნელობებს ჩავსვამთ (9) ფორმულაში, მაშინ სიჩქარე

$$v = 1{,}26 \cdot 10^6 \rho r^2 . \qquad (10)$$

წყლის წვეთებისათვის $\rho = 1$ და (10) ფორმულა უფრო გამარტივდება:

$$v = 1{,}26 \cdot 10^6 r^2 (\text{სმ/წმ}) \qquad (11)$$

წყლის წვეთებისათვის, რომლის $r > 20$ მკ, (11) ფორმულა არ გამოდგება. ასეთი წვეთების ვარდნის სიჩქარე შეიძლება გამოითვალოს შემდეგი ემპირიული ფორმულით:

$$v = 1344 \sqrt{r} (\text{სმ/წმ}) . \qquad (12)$$

როგორც ზემოაღნიშნული ფორმულებიდან ჩანს, აეროზოლთა ვარდნის სიჩქარე ძალზე მცირეა. მაგალითად, თუ ჩავთვლით $r = 10^{-4}$ სმ, მაშინ (11) ფორმულიდან ვიპოვით, რომ $v = 1{,}26.10^{-2}$ სმ/წმ. დავუშვათ, რომ წყლის ნაწილაკის დიამეტრი 0.4 მკმ, ხოლო სიმკვრივე ერთის ტოლია, მაშინ 100 მ სიმაღლიდან, სრულიად წყნარ ჰაერში, ვარდნისათვის საჭირო იქნებოდა 4000 საათი. თუ მტვრის ნაწილაკის დიამეტრი უდრის 2 მკ. და $\rho = 2{,}2$ იგი აღნიშნულ გზას 90 საათში დაფარავს.

ცხრილი 3

სხვადასხვა ზომის წყლის წვეთების ვარდნის სიჩქარე

წვეთის დიამეტრი მიკრონებში	ვარდნის სიჩქარე
ბურუსის უწვრილესი ნაწილაკები — 0,1 მკ	1 მმ/სთ
ბურუსის უფრო მსხვილი ნაწილაკები — 1 მკ	10 სმ/სთ
ნისლისა და ღრუბლების ნაწილაკები — 10 მკ	100 მ/სთ
თქროსის ნაწილაკები — 100 მკ	10—30 სმ/წმ
წვიმის წვეთები — 1 მმ	4,45 მ/წმ
მსხვილი წვიმის წვეთები — 5 მმ	8 მ/წმ

გარდა ზემოთ დასახელებული ნაწილაკებისა, ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა იონები („იონ" ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს მოხეტიალეს). ისინი წარმოადგენენ ატმოსფეროს გაზების მოლეკულებისა (მაღალ ფენებში ატომების) და აეროზოლის (წვეთების, მტვრის, კრისტალების) დამუხტულ ნაწილაკებს (იხ. თავი XII. § 2).

იონები ხშირად წარმოადგენენ ღრუბლებისა და წვიმის წვეთების, კრისტალების კონდენსაციის გულებს. ამიტომ ისინი გარკვეული მუხტების მატარებელნი არიან და სხვადასხვა გზით, დამატებითი მუხტების შემოერთების შემდეგ, მათი დამუხტულობა რამდენიმე მილიონ ელემენტურ მუხტამდე აღწევს.

ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა რადიაქტიური შენარევები; ისინი ძირითადად წარმოიშობიან ბუნებრივი და ხელოვნური რადიაქტიური ზემოქმედების შედეგად. ბუნებრივი გზით ატმოსფეროში რადიაქტიური შენარევები შეიძლება მოხვდეს: ნიადაგის კაპილარებიდან რადიაქტიურ ნივთიერებათა დიფუზიით, დედამიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროში ატანილი რადიაქტიური მტვრითა და კოსმოსური მტვრისა და მეტეორიტების მეშვეობით.

რადიაქტიურობა არის ატომის დაშლის პროდუქტი, საიდანაც გამოიყოფა დადებითად და უარყოფითად დამუხტული ნაწილაკები α და β სხივების სახით. მას თან ერთვის ხშირ შემთხვევაში ელექტრომაგნიტური (γ სხივები) გამოსხივება.

კოსმოსური გამოსხივების ნეიტრონთა მოქმედების შედეგად ატმოსფეროში წარმოიშობა ნახშირბადის (C^{14}), წყალბადისა (H^3) და ბერილიუმის (Be^7) რადიაქტიური იზოტოპები.

უკანასკნელი ათი წლის განმავლობაში სხვადასხვა სიძლიერის ატომური იარაღის გამოცდის შედეგად რადიაქტიურ ნივთიერებათა კონცენტრაცია ატმოსფეროში გადიდდა. 1954 წლიდან რადიაქტიური იზოტოპის — ნახშირბადის (C^{14}) შემცველობა ატმოსფეროში ყოველწლიურად 2%-ით მატულობს და ამჟამად უკვე ბუნებრივ დონეს 1%—19%-ით გადააჭარბა. განსაკუთრებით საშიშია რადიაქტიური იზოტოპი სტრონციუმ-90; ატომგულის აფეთქების შედეგად დაახლოებით ასი რადიაქტიური ელემენტი წარმოიშობა.

ატმოსფეროში მოხვედრილი ერთი ტონა რადიაქტიური ნივთიერებიდან სტრატოსფეროში ხვდება 18 კგ რადიაქტიური სტრონციუმი. ამ უკანასკნელს კალციუმის მსგავსი ქიმიური თვისებები ახასიათებს. მცენარე მას კარგად შეიწოვს, შემდეგ ის ხვდება ადამიანისა და ცხოველის ორგანიზმში, რაც დიდ საშიშროებას წარმოადგენს ჯანმრთელობისათვის.

ვარაუდობენ, რომ ატმოსფერული ნალექები რადიაქტიურ აქტივიზაციას იმიტომ განიცდის, რომ რადიაქტიურ იზოტოპთა ნაწილაკები კონდენსაციის გულებს წარმოადგენენ, გარდა ამისა, ისინი ატმოსფეროში ვარდნის დროს მექანიკურად მდიდრდებიან სხვადასხვა პროდუქტით.

ჭექა-ქუხილის ღრუბლებიდან მოსული ნალექები უფრო მეტი რადიაქტიურობით ხასიათდება, ვიდრე გაბმული ნალექები; თოვლი უფრო რადიაქტიურია, ვიდრე წვიმის წვეთები.

სიმაღლის ზრდა იწვევს რადიაქტიურ შენარევთა კონცენტრაციის კლებას. მიწისპირა ჰაერის ფენებში კლების ინტენსივობა უფრო მეტია, ვიდრე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზედა ნაწილსა და თავისუფალ ატმოსფეროში.

§ 4. ატმოსფეროს სიმაღლე

მრავალრიცხოვან დაკვირვებებს მივყავართ იმ დასკვნამდე, რომ ატმოსფეროს ზედა საზღვარი არ აქვს, იგი თანდათანობით გადადის საპლანეტათშორისო სივრცეში.

ატმოსფეროს 100 კმ-იანი ფენის შესახებ არსებული მონაცემები შეიძლება საიმედოდ ჩაითვალოს; უფრო მაღალი ფენებისათვის ცნობები ძალზე შეზღუდულია და ნაკლებ ზუსტი.

ატმოსფეროს იმ ფენების სიმაღლე, სადაც ოდნავ მაინც შეიმჩნევა ზოგიერთი ფიზიკური მოვლენა, 1000—1200 კმ-ს აღწევს.

ასეთ მოვლენებს მიეკუთვნება სადაფისებრი ღრუბლები, რომლებიც 20—25 კმ სიმაღლეზეა განლაგებული. იგი მბრწყინავი ნაირფეროვნებით ხასიათდება.

უფრო მეტ სიმაღლეზე (დაახლოებით 80—85 კმ-ზე) დაცურავს ვერცხლისებრი ღრუბლები. ისინი მოძრაობენ აღმოსავლეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ 40—80 მ/წ სიჩქარით. ვარაუდობენ, რომ ორივე ღრუბელი წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალებისაგანაა შემდგარი.

ატმოსფეროს ფიზიკური თვისებების შესასწავლად მნიშვნელოვან შედეგს იძლევა დაისისა და აისის მოვლენები, რომლებიც დაახლოებით 70 კმ სიმაღლემდე აღწევენ. ეს მოვლენები შეიმჩნევა მზის ჩასვლის შემდეგ და მზის ამოსვლამდე. ორივე შემთხვევაში ცის თაღის სიკაშკაშე და ფერადოვნება იცვლება. ასევე თანდათანობით იცვლება დედამიწის ზედაპირის განათებაც. ამ მოვლენების ძირითადი გამომწვევია ატმოსფეროს მაღალ ფენებში მზის სინათლის გაბნევა.

ატმოსფეროს სიმკვრივისა და ტემპერატურის მნიშვნელოვან მონაცემებს მ ე ტ ე ო რ ე ბ ზ ე დაკვირვება იძლევა. მეტეორები წარმოადგენს სხვადასხვა ზომის კოსმოსურ სხეულებს, რომელნიც მოძრაობენ 70—100 კმ/წმ სისწრაფით. ატმოსფეროში მოხვედრისას მეტეორები ხურდება, შემდეგ იწვება. ატმოსფეროს შედარებით მკვრივ ფენებში ისინი გახურებას იწყებენ 100—200 კმ სიმაღლეზე, ჩაქრობას კი დაახლოებით — 85 კმ სიმაღლეზე. ზოგიერთი ძალზე დიდი მასის მეტეორი მთლიან დაწვას ვერ ასწრებს და დედამიწაზე ვარდება.

პოლარული ნათების შესწავლა დიდ შესაძლებლობას იძლევა ატმოსფეროს მაღალი ფენების კვლევის საქმეში. იგი წარმოადგენს ატმოსფეროში მოხვედრილ მზის კორპუსკულარული გამოსხივებით გამოწვეულ გაიშვიათებული გაზების ნათებას. პოლარული ნათების ფუძე 60—100 კმ-ს აღწევს, ხოლო მისი ზედა საზღვარი 1000—1200 კმ-მდე ვრცელდება.

ამჟამად ვარაუდობენ, რომ ატმოსფეროს ვერტიკალური სიმძლავრე 20 000 კმ-ს აღწევს. ატმოსფეროს საერთო მასა $5{,}27 \cdot 10^{15}$ ტონაა და დედამიწის მასის დაახლოებით ერთმეშვიდიონედ ნაწილს შეადგენს. ატმოსფეროს ძირითადი მასა დაგროვილია დედამიწის ზედაპირის მიმდებარე ვიწრო ფენაში, მთელი მასის 50% დაახლოებით მოთავსებულია ზედაპირიდან 5 კმ სიმაღლეზე, 75%—10 კმ-ზე, 90%—16 კმ-ზე, 95% — 20 კმ-ზე, ხოლო 99% — 30—35 კმ სიმაღლეზე.

ანალოგიური სისწრაფით მცირდება სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროს წონაც. დედამიწის ზედაპირზე თუ 1 მ³ ჰაერი იწონის 1293 გ, 20 კმ სიმაღლეზე ის უდრის 43 გ, ხოლო 40 კმ-ზე მხოლოდ 4 გ-ს.

§ 3. ატმოსფეროს ვერტიკალური აღნაგობა

ატმოსფერო თავისი ფიზიკური თვისებებით ერთგვაროვანი არ არის; იცვლება როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით.

სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროში ცვლილებას განიცდის თითქმის ყველა ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტი (ტემპერატურა, წნევა, სიმკვრივე, ჰაერის შემადგენელი ქიმიური ელემენტები, აეროზოლები, ტენიანობა და სხვ.). ვერტიკალური მიმართულებით ზოგიერთი ელემენტის ცვალებადობა (მაგ., ტემპერატურის, წნევის, ტენიანობის) იმდენად მნიშვნელოვანია, რომ რამ-

დენიმე ასეულჯერ აჭარბებს ჰორიზონტალური მიმართულებით მათ ცვლილებას. ატმოსფეროს ფენებად დაყოფას ვერტიკალურად საფუძვლად უდებენ ტემპერატურის განაწილებას, ელექტრულ თვისებებს, ჰაერის იონიზაციას, შედგენილობას და ა. შ.

მსოფლიოს მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის რეკომენდაციით 1962 წ. სიმაღლით ტემპერატურის განაწილების თავისებურებათა მიხედვით ატმოსფერო დაიყო ხუთ ძირითად და რამდენიმე გარდამავალ ფენებად (ცხრ. 4).

ცხრილი 4

ატმოსფეროს ვერტიკალური დაყოფა

ფენა	ზედა და ქვედა საზღვართა საშ. სიმაღლე (კმ-ით)	გარდამავალი ფენა
ტროპოსფერო	0—11	ტროპოპაუზა
სტრატოსფერო	11—50	სტრატოპაუზა
მეზოსფერო	50—90	მეზოპაუზა
თერმოსფერო	90—500	თერმოპაუზა
ეგზოსფერო	>500	

მე-4 ცხრილში მოტანილია საშუალო მონაცემები. სინამდვილეში შეიძლება ადგილი ექნეს ცალკეული ფენების სიმაღლეთა მნიშვნელოვან გადახრას, რომელიც გამოწვეულია განედის, წლის დროის, მეტეოროლოგიური მდგომარეობისა და სხვათა მიზეზით.

1. ტროპოსფერო ატმოსფეროს ქვედაფენაა. მისი საშუალო სიმაღლე, როგორც მე-4 ცხრილიდან ჩანს, 11 კმ-ს უდრის. იგი შეიძლება მერყეობდეს პოლუსებზე და ეკვატორზე 7 კმ-იდან 18 კმ-მდე, ზომიერ განედებზე კი — 10—12 კმ-მდე.

ტროპოსფეროში მოქცეულია მთელი ატმოსფეროს 3/4; ყველა ძირითადი მეტეოროლოგიური მოვლენა და პროცესი ამ ფენაში მიმდინარეობს. ტროპოსფეროსათვის დამახასიათებელია სიმაღლის მიხედვით ჰაერის ტემპერატურის დაცემა ყოველ 100 მეტრზე საშუალოდ 0,6°-ით; აქ მიმდინარე ყველა პროცესზე არსებით გავლენას ახდენს ვერტიკალური მიმართულებით ჰაერის შერევა და დედამიწისა და ატმოსფეროს შორის სითბოს გაცვლა.

ატმოსფეროს წყლის ორთქლის თითქმის მთელი მარაგი ტროპოსფეროშია მოქცეული და მონაწილეობას იღებს სხვადასხვა ფორმის ღრუბლების გაჩენაში.

ტროპოსფეროს ზედა საზღვარზე ჰაერის ტემპერატურა ეცემა —50—60°-მდე.

ტროპოსფეროს პირობითად ყოფენ სამ ფენად:

ა. ქვედა ტროპოსფერო ანუ ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენები — დედამიწის ზედაპირიდან 1,5—2,0 კმ სიმაღლემდე; ამ ფენას ხახუნის ფენასაც უწოდებენ, რადგან მასზე ყველაზე მეტ გავლენას დედამიწის ზედაპირი ახდენს. აქ წარმოიშობა ქვედა იარუსის ღრუბლები.

ბ. შუა ტროპოსფერო — 1,0—1,5-დან 6—7 კმ სიმაღლემდე. ამ ფენაში ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა ძლიერ შესუსტებულია. გაბატონებული პროცესებია: ჰაერის მასათა გაღატანა, ძლიერი კონვექცია და შუა იარუსის ღრუბლების გაჩენა.

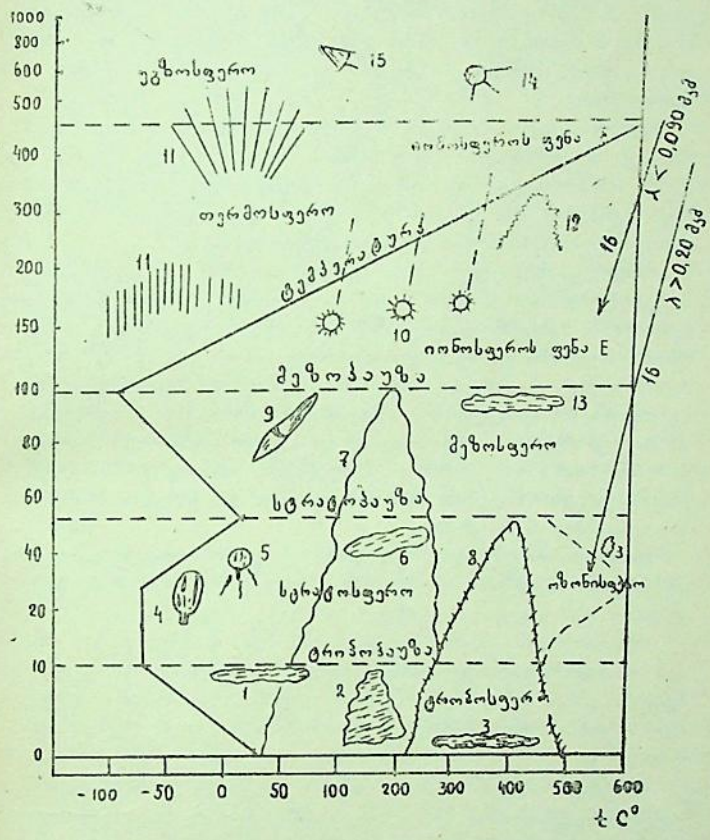
გ. ზედა ტროპოსფერო—6—7 კმ-დან ტროპოპაუზამდე. ამ ფენებში მიწის გავლენა ძლიერ შესუსტებულია. აქ წარმოიშობა მაღალი იარუსის ყინულოვანი ღრუბლები.

ტროპოპაუზა ანუ სუბსტრატოსფერო გარდამავალი ფენაა ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს შორის. აქ ხდება ჰაერის გაცვლა ქვედა და ზედაფენებს შორის. ტროპოპაუზის ფენა დიდი არ არის და მერყეობს რამდენიმე ასეული მეტრიდან 1—2 კმ-მდე. ტროპოპაუზის მდგომარეობას განსაზღვრავენ ტემპერატურის იზოთერმული ან სუსტი ინვერსიული მსვლელობით.

ჰაერის მასებს შორის მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტის პირობებში ზედა ტროპოსფეროში და ქვედა სტრატოსფეროში (ტროპოპაუზის მახლობლად) წარმოიშობა ჭ ა ვ ლ უ რ ი დ ი ნ ე ბ ე ბ ი. აქ ვიწრო ზოლად მოქმედებს ძლიერი ქარები, რომელთა სიჩქარემაც შეიძლება 200—300 კმ/სთ მიაღწიოს. ჭავლური დინებები უფრო ხშირია სუბტროპიკულ ზონაში.

ტროპოპაუზა ატმოსფეროს მძლავრი შემაკავებელი ფენაა, რომელიც ხელს უშლის ტროპოსფეროდან აეროზოლებისა და წყლის ორთქლის ზემოთ გავრცელებას. სტრატოსფეროდან ოზონის ტროპოსფეროში გავრცელების ბარიერია.

2. ს ტ რ ა ტ ო ს ფ ე რ ო 50—60 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება. ამ ფენისათვის დამახასიათებელია ტემპერატურის იზოთერმული (ქვედაფენებში) და შემდგომ ინვერსიული მსვლელობა. ტემპერატურის იზოთერმული მსვლელობა ძირითადად ზომიერი განედებისთვისაა დამახასიათებელი, ინვერსიული კი — დაბალი განედებისთვის. თუ საშუალო განედებში სტრატოსფეროს ტემპერატურა — 50—55°-ია, ეკვატორულ ზონაში იგი — 70—80°-ს აღწევს. რო-



ნახ. 1. ატმოსფეროს აღნაგობა.

1. ფრთა ღრუბლები, 2. გროვა ღრუბლები, 3. ფენა ღრუბელი, 4. თავისუფალი აეროსტატი, 5. რადიო ზონდი, 6. სადაფისებრი ღრუბელი, 7. საშუალო ტალღების არეკვლის ფენა, 8. ბგერითი ტალღების არეკვლის ფენა, 9. მეტეოროლოგიური რაკეტა, 10. მეტეორები, 11. პოლარული ნათება, 12. მოკლე ტალღების არეკვლის ფენა, 13. ვერცხლისებრი ღრუბელი, 14. დედამიწის თანამგზავრი, 15. კოსმოსური ხომალდი, 16. მზის ულტრამოკლე ტალღები.

გორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ამ ფენაში (20—25 კმ) ადგილი აქვს სადაფისებრი ღრუბლების წარმოშობას, რაც მიუთითებს აქ წყლის ორთქლის არსებობაზე.

20—25 კმ-ზე ზემოთ შეიმჩნევა ტემპერატურის მატება (სტრატოპაუზის ფენებში იგი საშუალოდ 0°-ს აღწევს); იგი ძირითადად გამოწვეულია ოზონის მიერ მზის მოკლეტალღიანი რადიაციის შთანთქმით.

სტრატოსფეროს ფენაში მოქცეულია ოზონის ძირითადი მასა (20—50 კმ), რის გამოც მას ოზონის სფეროსაც უწოდებენ (ნახ. 1).

3. მ ე ზ ო ს ფ ე რ ო ვრცელდება დაახლოებით 90 კმ-ზე, სადაც ტემპერატურა ეცემა — 70—80°-მდე. ამ ფენაში საერთოდ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს.

როგორც რაკეტული, ისე მეტეორთა მოძრაობის მონაცემები მეტყველებენ, მეზოსფეროში ადგილი უნდა ჰქონდეს ჭარის კოლოსალურ სიჩქარეებს (150 მ/წმ). სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის მკვეთრი დაცემა მიუთითებს აღნიშნულ ფენაში ინტენსიურ ტურბულენტურ მოძრაობაზე. მეზოსფეროს ზედა საზღვარზე — მეზოპაუზაში, ზოგჯერ შეინიშნება ვერცხლისებრი ღრუბლები.

4. ატმოსფეროს ყველაზე უფრო სქელი ფენა თ ე რ მ ო ს ფ ე რ ო ანუ ი ო ნ ო ს ფ ე რ ო ა. ეს ფენა ძირითადად ტემპერატურის განუწყვეტელი მატებით ხასიათდება. იგი ვრცელდება 90 კმ-დან დაახლოებით 500 კმ-მდე.

კოსმოსური გამოსხივებისა და მზის ულტრაიისფერი სხივების მეშვეობით თერმოსფეროში ინტენსიურად მიმდინარეობს მოლეკულათა დისოციაცია, იონიზაცია და სხვა პროცესები.

იონოსფეროში ჰაერის დიდი გაიშვიათების მიუხედავად იონების რაოდენობა რამდენჯერმე აღემატება ატმოსფეროს ქვედაფენებისას; ეს იონები, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ძირითადად ჟანგბადისა და აზოტის დამუხტული ატომები და თავისუფალი ელექტრონებია.

აღნიშნულ ფენაში დიდი იონიზაცია ბევრად ზრდის ჰაერის ელექტროგამტარობას და ამით ხელს უწყობს რადიოტალღების არეკვლას, შთანთქმასა და გარდატეხას. აღნიშნული ფენის ზედა საზღვარზე ტემპერატურა 800—1000°-ს აღწევს.

5. თერმოსფეროს (იონოსფეროს) ზემოთ მოთავსებულია ატმოსფეროს გარეგანი ფენა — ე გ ზ ო ს ფ ე რ ო. იგი დაახლოებით 500 კმ სიმაღლიდან იწყება. ამ ფენაში ხდება ატმოსფეროს თანდათანობითი გადასვლა საპლანეტთაშორისო სივრცეში. აქ ტემ-

პერატურა სიმაღლის მიხედვით მცირედ იცვლება. მისი მნიშვნელობა 1000—1500°-ს აღწევს (აბსოლუტური სკალით).

ეგზოსფეროს გაბნევის ფენასაც უწოდებენ, რადგან ზოგიერთი გაზის ატომი (განსაკუთრებით წყალბადი) სწრაფი მოძრაობის გამო ატმოსფეროს წყდება და გადადის კოსმოსურ სივრცეში.

აქამდე ვარაუდობდნენ, რომ ეგზოსფერო და საერთოდ ატმოსფერო 2000—3000 კმ სიმაღლეზე მთავრდებოდა. მაგრამ შემდგომმა დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ წყალბადი, რომელიც ეგზოსფეროდან კოსმოსურ სივრცეში ხვდება, დედამიწის გარშემო აჩენს გვირგვინს (მსგავსად მზის გვირგვინისა), რომელიც 20 000 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება.

დედამიწის თანამგზავრების მეშვეობით დადგინდა, რომ დედამიწის სფეროს გარშემო არსებობს რადიაციის ორი სარტყელი. ეს სარტყელები წარმოადგენს დამუხტულ ნაწილაკთა კონცენტრაციას; ისინი დიდი ენერგიის მატარებელნი არიან და მათი მოძრაობის სიჩქარეც სინათლისას უახლოვდება.

შინაგანი სარტყელი დედამიწიდან დაშორებულია 2—5 ათასი კმ-ით, ხოლო გარეგანი — 13—80 ათასი კმ-ით. შინაგანი რადიაციული სარტყელი დედამიწისეული წარმოშობის პროტონებისაგანაა შემდგარი, ხოლო გარეგანი — მზიური წარმოშობის ელექტრონებისაგან.

დამუხტული ნაწილაკები დედამიწის მაგნიტური ველის გავლენას განიცდიან და განაპირობებენ ზემოაღნიშნული სარტყელების არსებობას.

§ 6. ატმოსფეროს ჰორიზონტალური დანაწევრება

ჰაერის მასები და ფრონტები. ტროპოსფეროს მსგავსად, ატმოსფერო ჰორიზონტალური მიმართულებითაც თავისი ფიზიკური მდგომარეობით ერთგვაროვანი არ არის, ეს განსაკუთრებით ტროპოსფეროს ქვედაფენებზე ითქმის. აქ ყველაზე მეტად მქღავნდება დედამიწის არაერთგვაროვანი ზედაპირის (ხმელეთი, ოკეანე, თოვლი, ყინული და ა. შ.) გავლენა. მზის მიერ დედამიწის ზედაპირის არათანაბარი გათბობა ტროპოსფეროში განაპირობებს ფიზიკურად განსხვავებულ ჰაერის მასების წარმოშობას. ჰაერის მასები მოიცავენ ტროპოსფეროს ჰაერის ვრცელ ტერიტორიას, რომლის ფართობი კონტინენტების და ოკეანეების თანაზომადია. თითოეული მათგანის ფიზიკური თვისებები, როგორც ვერტიკალუ-

რად, ისე ჰორიზონტალურად, თითქმის ერთგვაროვანია და მათი გადაადგილება მიმდინარეობს ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სისტემაში. ჰაერის მასები თავიანთი ფორმირების პროცესში იღებენ იმ თვისებებს, რომელ გეოგრაფიულ პირობებშიც (კერებში) ისინი წარმოიშვნენ. მაგალითად, არქტიკის მუდმივი თოვლისა და ყინულის ზედაპირზე, პოლარული დღის ან პოლარული ღამის პირობებში ფორმირებული ჰაერის მასები ხასიათდებიან დაბალი ტემპერატურებით და წყლის ორთქლის დრეკადობით, დიდი გამჭვირვალობით, ხოლო საჰარის უდაბნოში ფორმირებული მასები გამოირჩევა მაღალი ტემპერატურით, დაბალი ტენიანობით და გამქვირვალობით.

ერთი ადგილიდან მეორეზე გადანაცვლებისას ჰაერის მასებს გადააქვს მათთვის დამახასიათებელი ამინდის პირობები: სხვადასხვა სეზონში ამა თუ იმ ტიპის ჰაერის მასის გაბატონებული მდგომარეობა ძირითადად განსაზღვრავს მოცემული რაიონისათვის დამახასიათებელ კლიმატურ რეჟიმს. შაშასადამე, ჰაერის მასების შესწავლა და კლასიფიკაცია ხდება მათი ფორმირების კერის გეოგრაფიული პირობების მიხედვით; აქედან გამომდინარე, არჩევენ ოთხი ტიპის ჰაერის მასას:

1. არქტიკულს (ანტარქტიკულს), რომელიც წარმოიშობა პოლარული წრის გადაღმა არქტიკის (ანტარქტიკის) მუდმივი თოვლისა და ყინულის პირობებში;

2. პოლარულს — ზომიერი განედების ოკეანეებისა და კონტინენტების ზედაპირზე;

3. ტროპიკულს — ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყელის ოკეანეებისა და კონტინენტების ზედაპირზე;

4. ეკვატორულს — ეკვატორის ზონაში და ერთი ნახევარსფეროდან მეორეში გადადის.

ჰაერის მასა ერთი რაიონიდან მეორეში გადაადგილებისას განიცდის ტრანსფორმაციას. თერმული პირობების მიხედვით იგი ორგვარია: თბილი და ცივი.

ჰაერის მასებს, რომელნიც გადაადგილდებიან ცივი ზედაპირიდან თბილისაკენ (მაღალი განედებიდან დაბალისაკენ), ცივი ჰაერის მასები ეწოდებათ. ცივი ჰაერი ახალ რაიონში აცივებას იწვევს, მაგრამ გზადაგზა თვითონაც განიცდის ქვედა ფენებში გათბობას. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება, წარმოიშობა მძლავრი კონვექციური მოვლენები — გროვა-წვიმის ღრუბლები და ნალექები ძლიერი თავსხმით.

ჰაერის მასებს, რომელნიც გადაადგილდებიან თბილიდან ცივი ზედაპირისაკენ, თ ბ ი ლ ი მასები ეწოდებათ. თბილი ჰაერი მიწის-პირა ფენებში ცივდება. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მცირდება, კონვექცია ძლიერ სუსტდება და ძირითადად ფენა-ღრუბლები და ნისლი წარმოიშობა.

ჰაერის მასები, გარდა თერმოდინამიკური დაყოფისა, მათი ფორმირების კერის ზედაპირის ხასიათის მიხედვით შეიძლება ზ ღ ვ ი ურ და კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ ურ ჰაერის მასებად დაიყოს. ასეთი დაყოფა ძირითადად შეეხება: არქტიკულ, პოლარულსა და ტროპიკულ ჰაერის მასებს.

ტროპოსფეროში ყველა ტიპის ჰაერის მასა განუწყვეტლივ მოძრაობაშია. ისინი დიდი მანძილით შორდებიან პირვანდელი ფორმირების კერას და ღრმად იჭრებიან სხვა მასებში; მათ შორის წარმოიშობა ვიწრო გარდამავალი ზონა, რომელსაც ფრონტალური ზედაპირს ანუ ფრონტის ხაზს უწოდებენ. ფრონტალური ზედაპირი მცირე კუთხითაა დახრილი დედამიწის ზედაპირისაკენ (ნახ. 1-ა).

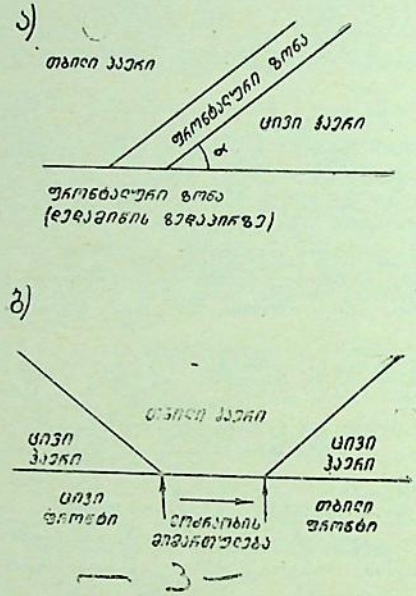
იმ ფრონტებს, რომელნიც წარმოიშობა ძირითადი გეოგრაფიული ტიპის ჰაერის მასებს შორის, მ თ ა ვ არ ფრონტებს უწოდებენ.

არჩევენ სამ ძირითად ფრონტს: ა რ ქ ტ ი კ უ ლ ს — არქტიკული და პოლარული ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირი; პ ო ლ ა რ უ ლ ს — პოლარული და ტროპიკული ჰაერის გამყოფი ზედაპირი, და ტ რ ო პ ი კ უ ლ ს — ტროპიკული და ეკვატორული ჰაერის გამყოფი ზედაპირი. ჰაერის მასებთან ერთად მოძრაობს ფრონტებიც; ფრონტალურ ზედაპირზე მეტეოროლოგიური ელემენტები განიცდის ძლიერ ცვლილებას (წყვეტას). ეს განსაკუთრებით ტემპერატურაზე ითქმის, რომელიც თბილიდან ცივი ჰაერის მასებში გადასვლის დროს შეიძლება 10—15°-ით შეიცვალოს.

ფრონტალური ზედაპირის მოძრაობის მიხედვით არჩევენ თბილ და ცივ ფრონტებს. თ ბ ი ლ ი ფ რ ო ნ ტ ი წარმოადგენს ისეთ გამყოფ ზედაპირს, რომლის დროსაც თბილი ჰაერი უტევს და იწყებს ალმასრიალს ცივი ჰაერის ზურგზე და ეს უკანასკნელი უკან იხევს. ც ი ვ ი ფრონტი ეწოდება ისეთ გამყოფ ზედაპირს, რომლის დროსაც ცივი ჰაერი უტევს და სოლისებრივად იჭრება თბილში და ეს უკანასკნელი უკან იხევს (ნახ. 2-ბ).

ფრონტალური ზონის მახლობლობაში ვითარდება რთული პროცესები. ფრონტებისა და ჰაერის მასების მოძრაობის პროცესში კარგად შეიმჩნევა ცვლილებები ღრუბელთა ფორმებში, ნალექების მოსვლაში, ტემპერატურისა და ტენიანობის მსვლელობაში და სა-

ერთად ამინდიანობის პირობებში. მსგავსად ჰაერის მასების ჰორიზონტალური გავრცელებისა, ფრონტალური ზედაპირებიც ვრცელდებიან ასობით და ათასობით კილომეტრობით, ხოლო ვერტიკალურად — რამდენიმე კილომეტრზე. ხშირია შემთხვევები, როდესაც ისინი აღწევენ ტროპოპაუზასაც.



ნახ. 2. ფრონტალური ზონის სქემა (ა) და თბილი და ცივი ფრონტები (ბ).

თავი II

ატმოსფერული წნევა და სიმკვრივე. ატმოსფეროს სტატიკა

§ 1. გაზების ძირითადი კანონები

მშრალი ჰაერის მდგომარეობის განტოლება და ჰაერის სიმკვრივე. მშრალი ჰაერის ძირითად შემადგენელ ნაწილს აზოტი, ჟანგბადი, ნახშირორჟანგა გაზი და არგონი წარმოადგენს. ვინაიდან ამ გაზების ტემპერატურა ატმოსფეროში მეტია მათ კრიტიკულ ტემპერატურაზე, ისინი ყოველთვის გაზობრივ მდგომარეობაში რჩებიან. ამიტომ, ატმოსფეროში შექმნილი პირობების გამო, მასში შემავალი ყველა გაზი პრაქტიკულად იდეალური გაზის თვისებებს ატარებს; აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია გამოვიყენოთ იდეალური გაზების ძირითადი კანონები.

როგორც ცნობილია, გაზების მდგომარეობის ძირითად განმსაზღვრელ პარამეტრებს T ტემპერატურა, P წნევა და ϱ სიმკვრივე ან V ხვედრითი მოცულობა წარმოადგენს. ეს ელემენტები ერთმანეთთან მჭიდროდაა დაკავშირებული მენდელეევ-კლაპეირონის განტოლებით, რომელსაც გაზის მდგომარეობის განტოლებას უწოდებენ:

$$P = \frac{\varrho}{\mu} R^x T, \qquad (13)$$

სადაც P — წნევაა, μ — გაზის მოლეკულური წონა, T — აბსოლუტური ტემპერატურა ($T = 273 + t$ ცელსიუს), R^x — გაზის უნივერსალური მუდმივა, რომელიც რიცხობრივად ტოლია იმ მუშაობისა (ერგებში ან ჯოულებში), რომელსაც აწარმოებს 1 მოლი გაზი 1° გათბობისას მუდმივი წნევის პირობებში. სისტემურ ერთეულებში $(CH)R^x$ შეადგენს 8,3143 10^3 ჯოული/კ მოლი · გრ, ხოლო არასისტემურ ერთეულებში $R^x = 8{,}3143 \cdot 10^7$ ერგი/მოლი გრ.

როგორც ვიცით, ხვედრითი მოცულობა $V=\frac{1}{\rho}$, მაშინ თუ ჩავსვამთ მას (13) ფორმულაში, მივიღებთ:

$$P=\frac{R^{*}T}{V\mu} \qquad (14)$$

(14) ფორმულაც წარმოადგენს გაზის მდგომარეობის განტოლებას.

თუ გაზის მდგომარეობის (13) და (14) ფორმულებს გამოვიყენებთ მშრალი ჰაერის მიმართ, რომლის მოლეკულური წონა შეადგენს $28,966\cdot10^{-3}$ კგ/მოლს და აგრეთვე, გაზის უნივერსალური მუდმივას მაგივრად შემოვიტანთ ხვედრითი გაზის მუდმივას (R), მაშინ მივიღებთ მშრალი ჰაერის მდგომარეობის განტოლებას:

$$\rho=\frac{P}{RT}\ , \qquad (15)$$

სადაც $R=\frac{R^{*}}{\mu}$. თუ ჩავსვამთ შესაბამის მნიშვნელობებს, მაშინ მივიღებთ, რომ $R=2,87\cdot10^{2}$ ჯოული/კგ. გრ. და $R=2,87\cdot10^{6}$ ერგი/გ. გრ.

როგორც (15) ფორმულიდან ჩანს, ჰაერის სიმკვრივე წარმოადგენს იმ მასას, რომელსაც შეიცავს ერთეული მოცულობის ჰაერი. სიმკვრივე (ρ) დამოკიდებული ყოფილა როგორც ჰაერის ტემპერატურაზე, ისე მის წნევაზე. ნორმალურ პირობებში ($P=1013$ მბ და $T=273^{\circ}$) $\rho=1,29\cdot10$ გ/სმ$^{3}=1,29$ კგ/მ^{3}. იმ შემთხვევაში, როცა $t=20^{\circ}$ და $P=840$ მბ, ასეთ პირობებში 1 მ^{3} ჰაერი 1 კგ-ს იწონის.

ნოტიო ჰაერის მდგომარეობის განტოლება. ბუნებრივ პირობებში ატმოსფერო შეიცავს წყლის ორთქლის გარკვეულ რაოდენობას (0-დან 4%-მდე). როგორც ცნობილია, წყლის ორთქლის კრიტიკული ტემპერატურა გაცილებით სჭარბობს ჰაერისას (იხ. ცხრ. 1), რის გამოც ხელსაყრელი პირობები იქმნება (სხვა ფაქტორებთან ერთად) ატმოსფეროში ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროცესების განვითარებისათვის. ორთქლის ფიზიკური თვისებები ძლიერ უახლოვდება იდეალური გაზების თვისებებს, რის გამოც შესაძლებელია, (15) ფორმულის მსგავსად, დაიწეროს წყლის ორთქლის მდგომარეობის განტოლება:

$$\rho_{\text{ორთ.}}=\frac{e}{R_{\text{ორთ.}}T}\ , \qquad (16)$$

სადაც e — წყლის ორთქლის დრეკადობაა (პარციალური წნევა), $R_{ორთ.}$ — წყლის ორთქლის გაზის მუდმივაა

$$R_{ორთ.} = \frac{R^x}{\mu_{ორთ.}} = \frac{8.31 \cdot 10^7}{18,016} = 4,61 \cdot 10^2 \text{ ჯ/კგ.გრ.}$$

როგორც ექსპერიმენტიდან ირკვევა, ორთქლის ხვედრითი გაზის მუდმივა ($R_{ორთ}$) ტემპერატურის 0-დან 40°-მდე ცვლილების ინტერვალში თითქმის მუდმივი რჩება, ხოლო მაღალი ტემპერატურების დადგომისას იგი ცვლილებას განიცდის.

ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის განტოლების გამოყვანის მიზნით განვსაზღვროთ ნოტიო ჰაერის სიმკვრივე ($\rho_{ნოტ.}$), რომელსაც T ტემპერატურა, P წნევა და e წყლის ორთქლის დრეკადობა გააჩნია. ეს ჰაერი შეიძლება წარმოვიდგინოთ როგორც მშრალი ჰაერის (ρ) და წყლის ორთქლის ($\rho_{ორთ.}$) ნარევი და, მაშასადამე, მათი სიმკვრივეთა ჯამის სახით:

$$\rho_{ნოტ.} = \rho + \rho_{ორთ.} \tag{17}$$

ჰაერის საერთო P წნევიდან მშრალი ჰაერის წილზე $P-e$ წნევა მოდის; ე. ი. მშრალი ჰაერის სიმკვრივე ρ ნარევის ამ ნაწილისათვის განისაზღვრება (18) ფორმულით:

$$\rho = \frac{P-e}{RT}. \tag{18}$$

წყლის ორთქლის სიმკვრივეს ($\rho_{ორთ.}$) განსაზღვრავენ (16) განტოლებით, თუ მასში წყლის ორთქლის გაზის მუდმივას ($R_{ორთ.}$) შევცვლით მშრალი ჰაერის გაზის მუდმივათი (R). ვინაიდან

$$\frac{R}{R_{ორთ.}} = \frac{287}{461} = 0,622, \text{ ხოლო } R_{ორთ.} = \frac{R}{0,622}, \text{ ამიტომ ჩავსვათ}$$

იგი (16) განტოლებაში, მივიღებთ

$$\rho_{ორთ.} = 0,622\,\frac{e}{RT} \tag{19}$$

თუ (18) და (19) ტოლობებს ჩავსვამთ (17) განტოლებაში, მივიღებთ ნოტიო ჰაერის (ნარევის) მდგომარეობის განტოლებას:

$$\rho_{ნოტ.} = \frac{P-e}{RT} + \frac{0622e}{RT} = \frac{P}{RT}\left(1-0,378\frac{e}{P}\right). \tag{20}$$

დაბალი ტემპერატურის პირობებში ტენიანი ჰაერის სიმკვრივე უმნიშვნელოდ განსხვავდება მშრალი ჰაერის სიმკვრივისაგან, რადგან e-ს მნიშვნელობა ტემპერატურის კლებასთან ერთად მცირდება.

მაღალი ტემპერატურის დროს ტენიანი და მშრალი ჰაერის სიმკვრივეთა სხვაობა მატულობს, მაგრამ სხვაობის სიდიდე მაინც მცირე რჩება. მაგ., 0° ტემპერატურისას, როცა $P=1000$ მბ (სტანდარტულ პირობებში). მშრალი ჰაერის სიმკვრივე $\varrho=1276$ გ/მ³, როცა ჰაერი ნაჯერ მდგომარეობაშია, ე. ი. 0° ტემპერატურისას, $e=6.1$ მბ, მაშინ მისი სიმკვრივე, იმავე წნევის პირობებში

$$\varrho_{\text{ნოტ.}} = 1273 \text{ გ/მ}^3.$$

ე. ი. $\varrho_{\text{ნოტ.}}$ 3 გ/მ³-ით ნაკლებია ϱ-ზე.

§ 2. ვირტუალური ტემპერატურა

(20) განტოლებაში $\frac{e}{P}$ შეფარდების სიმცირის გამო $(1-0{,}378\frac{e}{P})$ მამრავლი შეიძლება მიახლოებით დაიწეროს შემდეგნაირად:

$$1-0{,}378\frac{e}{P} \simeq \frac{1}{1+0{,}378\frac{e}{P}} .$$

მაშინ (20) განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$\varrho_{\text{ნოტ.}} = \frac{P}{RT\left(1+0.378\frac{e}{P}\right)} . \qquad (21)$$

ამ უკანასკნელ განტოლებაში შევიტანოთ T_v პირობითი ტემპერატურის ცნება.

$$T_v = T\left(1+0{,}378\,\frac{e}{P}\right) , \qquad (22)$$

სოლო თუ e-ს ხვედრითი ტენიანობით (s-ით) შევცვლით, მივიღებთ, რომ

$$T_v = T(1+0{,}608_s) , \qquad (23)$$

სადაც T_v ვირტუალური ტემპერატურაა.

T_v-ს მნიშვნელობა შევიტანოთ (14) და (15) განტოლებებში

$$P = R \cdot T_v \qquad (24)$$

და

$$\varrho = \frac{P}{RT_v} . \qquad (25)$$

ორივე ტოლობა ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის განტოლებაა. ამ განტოლებაში T_v-ს შეტანა ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის განტოლებაში მშრალი ჰაერის გაზის მუდმივას (R) შენარჩუნების საშუალებას იძლევა.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, ტენიანი ჰაერის ვირტუალური ტემპერატურა ისეთი ტემპერატურაა, რომელიც ექნებოდა სრულიად მშრალ ჰაერს, მისი სიმკვრივე რომ გატოლებოდა ერთი და იმავე წნევის პირობებში ტენიანი ჰაერის სიმკვრივეს.

როგორც (22)და (23) განტოლებებიდან ჩანს, ვირტუალური ტემპერატურა ყოველთვის მეტია ჩვეულებრივ ტემპერატურაზე. აქედან გამომდინარე, ერთი და იმავე ტემპერატურისა და წნევის პირობებში ტენიანი ჰაერის სიმკვრივე ნაკლებია მშრალი ჰაერის სიმკვრივეზე. ეს იმიტომ ხდება, რომ მშრალი ჰაერის სიმკვრივე თითქმის ერთნახევარჯერ და მეტად აღემატება წყლის ორთქლის სიმკვრივეს; ამიტომაა, რომ მშრალ ჰაერში წყლის ორთქლის შერევა განაპირობებს ნარევის სიმკვრივის შემცირებას.

ვირტუალურ ტემპერატურასა (T_v) და ჩვეულებრივ ტემპერატურას (T) შორის სხვაობა ასე წარმოგვიდგება:

$$\Delta T_v = T_v - T ,$$

საიდანაც

$$\Delta T_v = 0{,}608ST = 0{,}378\frac{e}{P}\cdot T \qquad (26)$$

ΔT_v-ვირტუალური სხვაობაა.

სხვადასხვა წნევისა და ტემპერატურის პირობებში, წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობისას, ვირტუალური სხვაობის სიდიდეები მოცემულია მე-5 ცხრილში.

ცხრილი 5

$P_{მმ}$	ტემპერატურა გრადუსებში								
	−40	−30	−20	−10	0	10	20	30	40
1000	0.0	0 0	0.1	0 3	0.6	1 3	2 6	4.8	8.8
500	0 0	0.1	0 2	0 5	1 2				

მე-5 ცხრილი ნათლად გვიჩვენებს, რომ ვირტუალური სხვაობა დაბალი ტემპერატურის პირობებში ძალზე მცირეა, ხოლო მაღალი

ტემპერატურისას იგი მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს. წნევის შემცირებით ΔT_v მატულობს.

ვირტუალური ტემპერატურა წარმოადგენს გეოპოტენციალის ბარომეტრული ფორმულის ერთ-ერთ ძირითად კომპონენტს.

§ 3. ატმოსფეროს წნევა და მისი გაზომვის მეთოდები

ე. ტორიჩელიმ 1643 წ. გამოიგონა ბარომეტრი, რომლითაც შესაძლებელი გახდა ჰაერის წონის (წნევის) განსაზღვრა, სოლო ფრანგმა ფიზიკოსმა ბ. პასკალმა საფუძველი ჩაუყარა ტორიჩელის ბარომეტრით ადგილის სიმაღლის გაზომვებს.

ცნობილია, რომ ჰაერს გააჩნია წონა, რომელიც ქვედა ფენებში უფრო მეტია, ვიდრე ზედაში. ჰაერის სვეტი, რომლის ფუძე 1 სმ² შეადგენს, საშუალოდ 1,033 კგ იწონის, ხოლო 1 მ²—1.33 ტონას. ბარომეტრის მეშვეობით ჰაერის წონა შეიძლება გამოისახოს სხვა ერთეულებში — მილიმეტრებში ან მილიბარებში. ზღვის დონეზე და 45° განედზე ბარომეტრის ვერცხლისწყლის სვეტის სიმაღლე, რომელიც ატმოსფეროს წონით წონასწორდება, 0° ტემპერატურისას საშუალოდ 760 მმ უდრის და მას ნორმალურ წნევას უწოდებენ. ასეთ პირობებში ვერცხლისწყლის მოცემული სვეტის მასა 1033,2 გ ტოლია, ე. ი. თუ ვერცხლისწყლის სიმკვრივე $\rho = 13{,}596$ გ/სმ³, მაშინ $76 \cdot 13{,}596 = 1033{,}2$ გ.

თუ წნევას *CGS* სისტემის ერთეულებში გამოვსახავთ, მაშინ 1033,2 გ ტოლია, ე. ი. თუ ვერცხლისწყლის სიმკვრივე $\rho = 1033{,}2 \cdot 980{,}6 = 1013155$ დინ/სმ² = 1013,25 მბ

საერთაშორისო სისტემის ერთეულებში (GH) ნორმალური წნევა (როცა ზღვის დონეზე $t = 0{,}0°$ და 45° განედზე) შეადგენს 1013,25 მბ = 101325 პასკალს (პა) = 1013,25 ჰექტოპასკალს (ჰპა).

ამჟამად ატმოსფერული წნევის საზომ ერთეულად მიღებულია მილიბარი (მბ); იგი ბარის მეათასედი ნაწილია, ხოლო თვით ბარი ტოლია 10^6 დინ/სმ²-ის.

ატმოსფეროს წნევის საზომი ძირითადი იარაღის სკალა დაყოფილია მილიმეტრებად (რადგან ადრე წნევის ერთეულად მილიმეტრი იყო მიღებული). თუ გვსურს წნევის გადაყვანა მილიმეტრებიდან მილიბარებში, წნევის სიდიდე მილიმეტრებში უნდა გავამრავლოთ 1,333 და, პირიქით, მილიბარიდან მილიმეტრზე გადაყვანისას — 0,75-ზე.

ატმოსფეროს წნევას, გარდა სინდიყიანი ბარომეტრისა, ზომავენ ანეროიდის, ბაროგრაფის, მეტეოროგრაფის, რადიოზონდის

მეშვეობით. ჩამოთვლილი ხელსაწყოების მიმღები ნაწილი ლითონის კილოფს წარმოადგენს, საიდანაც ჰაერია ამოქაჩული; წნევის ყოველი ცვლილება კოლოფის დეფორმაციას იწვევს. ისინი შეფარდებითი ხელსაწყოებია და დაგრადუირებულნი არიან ვერცხლისწყლიან ბარომეტრთან.

§ 4. სტატიკის ძირითადი განტოლება

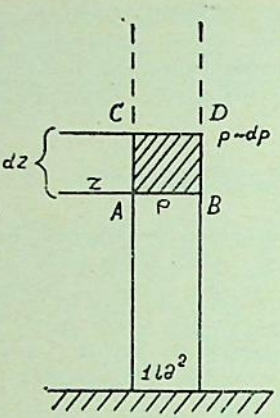
ატმოსფეროს წნევა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, რადგან ჰაერის სიმკვრივე და მაღლამდებარე ჰაერის ფენის სისქე თანდათანობით მცირდება. ჰაერის სიმკვრივე რომ უცვლელი რჩებოდეს, ე. ი. ერთგვაროვან ატმოსფეროსთან გვქონდეს საქმე, მაშინ წნევა სიმაღლის პროპორციულად შეიცვლებოდა; მაგრამ, როგორც ცნობილია, ჰაერის ქვედა ფენები უფრო მეტი სიმკვრივით ხასიათდება, ვიდრე ზედაფენები, ამიტომ წნევის დაცემა ხაზობრივ კანონზომიერებას არ ექვემდებარება და მას სრულიად სხვა ხასიათი აქვს.

ატმოსფეროში გამოვყოთ 1 სმ² განივკვეთის ტოლი ჰაერის სვეტი (ნახ.3). ამ სვეტის ნებისმიერ დონეზე გამოვყოთ ჰაერის თხელი ფენა, რომელიც განლაგდება Z და $Z+dZ$ სიმაღლეთა შორის. აღნიშნული ფენის სიმკვრივე აღვნიშნოთ ρ, ხოლო სიმძიმის ძალის აჩქარება g. დავუშვათ Z დონეზე ჰაერის წნევაა p, ხოლო სიმაღლის dZ-ით მომატებისას, ე. ი. $Z+dZ$ დონეზე წნევა შემცირდება — dp სიდიდით და გაუტოლდება $p—dp$.

როგორც ჩანს, წნევის — dp სიდიდით შემცირება ტოლი იქნება ჰაერის იმ მოცულობის წონისა (ρg), რომლის ფუძეა 1 სმ², ხოლო სიმაღლე — dZ. მაშასადამე, ერთეული მოცულობის ჰაერის წონა ტოლი იქნება $\rho g dZ$. ამგვარად, სიმაღლის dZ სიდიდით მომატებისას წნევა შემცირდება —dP-თი და ამიტომ იგი შეიძლება გამოისახოს განტოლებით:

$$-\mathrm{dP}=\rho g dz \qquad (27)$$

ამ განტოლებას ატმოსფეროს სტატიკის ძირითადი განტოლება ეწოდება. მასში კარგად არის გამოსახული P, ρ, g და z ურთიერთდამოკიდებულება. მართალია, ეს განტოლება ძირითადად გამოყვანილია ატმოსფეროს სტატიკური წონასწორობის პირობებისათვის (მშვიდი, უმოძრაო მდგომარეობისათვის), მაგრამ იგი ასევე წარმატებით და დიდი სიზუსტით გამოიყენება მოძრავი ატმოსფეროსთვისაც (ქარის დროს). ეს განტოლება გვიჩვენებს წნევის ცვლილებას სიმაღლის უსასრულოდ მცირე ნამატის შემთხვევაში.



ნახ. 3. სტატიკის ძირითადი განტოლების გამოყვანა

სტატიკის განტოლებიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ: 1. ატმოსფეროში სიმაღლის ზრდით წნევა კლებულობს და ეს კანონზომიერება შეფარდებით უფრო მარტივია, ვიდრე სხვა ელემენტების (ტემპერატურა, სიმკვრივე, ტენიანობა და სხვ.) სიმაღლითი ცვლილების თავისებურებანი, 2. ატმოსფეროს წნევა ყოველ ნებისმიერ დონეზე წარმოადგენს 1სმ² განივკვეთის ჰაერის სვეტის წონას მოცემული დონიდან ატმოსფეროს ზედა საზღვრამდე, 3 სტატიკის ფორმულა საშუალებას იძლევა აგრეთვე გავიგოთ სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემის სიჩქარე: რაც უფრო დიდ სიმაღლეზე ვიმყოფებით, მით უფრო ნაკლებია წნევის დაცემის სიდიდე.

სტატიკის განტოლების მესამე დასკვნიდან გამომდინარეობს, რომ თბილ ჰაერში სიმაღლის მიხედვით წნევა დაეცემა უფრო ნელა, ვიდრე ცივში. ამის გამო, ერთი და იმავე სიმაღლეზე ცივ ჰაერში წნევა უფრო დაბალი იქნება, ხოლო თბილში — მაღალი.

სტატიკის 27 განტოლება წარმოადგენს საფუძველს ატმოსფერული წნევის, სიმკვრივის და მასის სიმაღლის მიხედვით განაწილების კანონზომიერების დასადგენად. განტოლების ინტეგრალური სახით გარდაქმნის შემთხვევაში შეიძლება მივიღოთ ბაროტეტრული ფორმულები, რომელთა მეშვეობითაც შეიძლება გადაეჭრას რიგი პრაქტიკული საკითხებისა (წნევისა და სიმკვრივის განაწილება სიმაღლით, მოცემულ დონეზე სიმაღლის განსაზღვრა და სხვ.).

§ 5. ბარომეტრული ფორმულები

სტატიკის ძირითადი განტოლება, რომელიც გამოხატავს სიმაღლის მიხედვით ატმოსფერული წნევის ცვლილების კანონზომიერებას, შეიძლება გამოვიყენოთ ჰაერის მხოლოდ თხელი ფენისათვის, სადაც სიმკვრივე ρ შედარებით მუდმივია. პრაქტიკული

მიზნებისათვის კი აუცილებელია ვიცოდეთ მნიშვნელოვან სიმაღლეებზე წნევის განაწილების თავისებურება ტემპერატურისა და სიმკვრივის რეალური განაწილების პირობებში. ვინაიდან ჰაერის T და ρ წარმოადგენს სიმაღლის (P წნევის) რთულ ფუნქციას და სიმაღლის მიხედვით მათი ცვლილების ანალიზური გამოსახვა ძლიერ გაძნელებულია, ამიტომ ამოცანის გადასაჭრელად საჭიროა ავიღოთ T და ρ ვერტიკალური განაწილების ისეთი კერძო შემთხვევები, რომელიც დამახასიათებელია ატმოსფეროს ცალკეული ფენებისთვის, ასეთად ითვლება ერთგვაროვანი, იზოთერმული, პოლიტროპული, ადიაბატური და სხვა ატმოსფერო.

1. ე რ თ გ ვ ა რ ო ვ ა ნ ა ტ მ ო ს ფ ე რ ო შ ი ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით არ იცვლება, ე. ი. $\rho=\rho_0=\text{const}$. აქ ρ_0 ჰაერის სიმკვრივეა $z=0$ დონეზე. თუ g-ს ცვლილებას უგულებელვყოფთ, მაშინ (27) განტოლებიდან მივიღებთ ბარომეტრულ ფორმულას ერთგვაროვანი ატმოსფეროსათვის:

$$P_z = P_0 - g\rho_0 z. \tag{28}$$

ამ ფორმულის მიხედვით წნევის დაცემა ხაზოვანი კანონზომიერებით წარმოებს, ე. ი. რამდენჯერაც მატულობს სიმაღლე, იმდენჯერ კლებულობს წნევაც.

როგორც ვხედავთ, (28) განტოლება P-ს ისეთ მნიშვნელობებს იძლევა, რომელსაც რეალურ ატმოსფეროში საერთოდ ადგილი არ აქვს. მაგრამ იგი კარგ შედეგებს გვაძლევს ჰიდროსფეროსათვის, სადაც წყლის სიმკვრივე ძალიან ვიწრო ფარგლებში იცვლება (წყლის სიმკვრივე ახლოსაა 1 გ/სმ³-თან). ამიტომ (28) განტოლებას შეიძლება ჰ ი დ რ ო ს ფ ე რ ო ს ბ ა რ ო მ ე ტ რ უ ლ ი ფ ო რ მ უ ლ ა ვუწოდოთ (ამ შემთხვევაში სიმაღლე აითვლება ზღვის ან ოკეანის ფსკერიდან).

ერთგვაროვანი ატმოსფეროს სიმაღლე (H), ე. ი. ის სიმაღლე, რომლის დროსაც წნევა ნულს უტოლდება ($P=0$), შეიძლება გამოვითვალოთ (29) ფორმულიდან

$$O = P_0 - g\rho_0 H \quad \text{ან} \quad H = \frac{P_0}{g\rho_0}, \tag{29}$$

როგორც ვიცით, მშრალი ჰაერის მდგომარეობის (13) განტოლებიდან $P_0=\rho_0 RT$; თუ მას ჩავსვამთ (29) ფორმულაში, მივიღებთ,

$$H = \frac{RT}{g}. \tag{30}$$

ნორმალური პირობებისათვის ($T=273°$ და $g=980{,}6$ სმ/წმ²)

$$H = \frac{2{,}87 \cdot 10^6 \text{ ერგი/გ. გრად.} \cdot 273}{980{\cdot}6 \text{ სმ/წმ}^2} = 7991 \text{ მ.}$$

მაშასადამე, ერთგვაროვანი ატმოსფეროს სიმაღლე დაახლოებით 8000 მ-ია. თუ ტემპერატურა t განსხვავებულია 0°-გან, მაშინ

$$H_t = 8000(1 + \alpha t). \tag{31}$$

ერთგვაროვანი ატმოსფეროსათვის, როდესაც სიმაღლის მიხედვით ჰაერის სიმკვრივე უცვლელია, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე რიცხობრივად ტოლია:

$$\gamma_0 = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{K} \simeq 3{,}42 \text{°/100მ.} \tag{32}$$

აღნიშნულ გრადიენტს უწოდებენ ტემპერატურის ავტოკონვექციურ გრადიენტს. ასეთი საგრძნობი გრადიენტი შეიძლება წარმოიშვას ატმოსფეროს მიწისპირა ფენებში, როდესაც ეს უკანასკნელი ძლიერ თბება ნიადაგის გადახურების შედეგად (ზაფხულის დღეებში).

2. იზოთერმულ ატმოსფეროში ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით უცვლელია, ე. ი. $T_1 = T_2 = \text{const}$, სადაც T_1 და T_2 ტემპერატურაა ქვედა და ზედა დონეზე.

წნევის ცვლილების გასაგებად გავაინტეგრალოთ (27) ფორმულა z_1, z_2 და P_1 P_2 საზღვრებში; ე სიმკვრივე განვსაზღვროთ მშრალი ჰაერის მდგომარეობის (15) განტოლებიდან.

საბოლოოდ მივიღებთ სიმაღლის ბარომეტრულ ფორმულას:

$$P_2 = P_1 \exp\left(-\frac{g}{RT_{\text{საშ.}}}(z_2 - z_1)\right). \tag{33}$$

ეს ფორმულა გვიჩვენებს P წნევის ცვლილებას $T_{\text{საშ.}}$ ტემპერატურის ცვლილებასთან დამოკიდებულებით. $T_{\text{საშ.}}$ ორ დონეს შორის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობაა.

(33) განტოლებიდან შეიძლება განვსაზღვროთ ორ დონეს შორის სიმაღლეთა სხვაობა $(Z_2 - Z_1)$, ე. ი. მოვახდინოთ ბარომეტრული ნიველირება:

$$Z_2 - Z_1 = 18400(1 + \alpha t_{\text{საშ.}}) lg \frac{P_1}{P_2} \tag{34}$$

(33) და (34) განტოლებებში Z_1 და P_1 აღნიშნავენ სიმაღლისა და წნევის მნიშვნელობებს ქვედა დონეზე, ხოლო Z_2 და P_2 — ზედა დონეზე. ორივე შემთხვევაში $t_{\text{საშ.}} = \frac{t_1 + t_2}{2}$.

ამ ფორმულით, როგორც კერძო შემთხვევა, შეიძლება აგრეთვე გამოვთვალოთ სიმაღლე, რომლის დროსაც იზოთერმულ ატმოსფეროში წნევა მცირდება ორჯერ, სამჯერ და ა. შ. ამისათვის $\frac{P_0}{P_z}$ -ის მაგივრად უნდა ჩავსვათ შესაბამისი რიცხვები. მაგ., გამოვითვალოთ, რა სიმაღლეზე მცირდება P წნევა ორჯერ, თუ $t=0°$; $z=18400 \cdot \lg 2 = 18400 \cdot 0{,}3 = 5500$ მ. მაშასადამე, 5500 მ სიმაღლეზე წნევა ორჯერ შემცირდება; იმავე პირობებში წნევის 10-ჯერ შემცირება მოხდება 18,4 კმ სიმაღლეზე, ხოლო 100-ჯერ — 37 კმ-ზე. ამგვარად, რაც უფრო მაღლა მდებარეობს ჰაერის მოცემული ფენა, მით უფრო ნაკლებია ამ ფენაში წნევის დაცემის სიდიდე.

როგორც ზემოაღნიშნული მაგალითებიდან ჩანს, იზოთერმულ ატმოსფეროში წნევის (ასევე სიმკვრივის) ცვლილება სიმაღლით მიმდინარეობს ექსპონენციალური კანონზომიერებით, ე. ი. სიმაღლის არითმეტიკული პროგრესიით მატება იწვევს წნევისა და სიმკვრივის გეომეტრიული პროგრესიით კლებას. იზოთერმული ატმოსფეროს ზედა საზღვრის სიმაღლე მიისწრაფვის უსასრულობისაკენ.

3. პ ო ლ ი ტ რ ო პ უ ლ ი ა ტ მ ო ს ფ ე რ ო ისეთი ატმოსფეროა, როცა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მუდმივია.

პოლიტროპული ატმოსფეროსათვის ტემპერატურა და წნევა დაკავშირებულია შემდეგი სახის ბარომეტრული ფორმულით:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\gamma}}, \qquad (35)$$

სადაც $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტია.

როგორც (35) ფორმულიდან ჩანს, სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემის სიდიდე მით უფრო მეტია, რაც უფრო იზრდება γ სიდიდე. მაგ., თუ $\gamma = 0{,}6°/100$ მ., წნევა 10-ჯერ კლებულობს 15,1 კმ-ზე, იზოთერმულ ატმოსფეროში კი — 18,4 კმ-ზე. პოლიტროპულ ატმოსფეროს ზედა საზღვრის სიმაღლე სასრულოა და დამოკიდებულია γ გრადიენტზე. თუ $\gamma = 0{,}65°/100$ მ და $t = 15°$, მაშინ პოლიტროპული ატმოსფერო ვრცელდება 44,3 კმ-მდე.

პოლიტროპული ატმოსფეროს კერძო შემთხვევებია ერთგვაროვანი, იზოთერმული და ადიაბატური[1] ატმოსფეროები.

პრაქტიკული მიზნებისათვის შემოღებულია ე. წ. სტანდარტული ატმოსფერო. იგი ხასიათდება მეტეოროლოგიური ელემენტების საშუალო განაწილებით. ამ ატმოსფეროსათვის 11 კმ სიმაღლემდე ტემპერატურა უნდა იცვლებოდეს ხაზობრივად ($\gamma = 0°,65/100$ მ), ხოლო წნევა 1013 მბ ტოლი უნდა იყოს. მიღებულია, რომ 11 კმ-მდე ატმოსფერო პოლიტროპულია, ზემოთ — 30 კმ-მდე კი — იზოთერმული.

ზემოთ მოყვანილ ყველა ბარომეტრულ ფორმულაში გათვალისწინებული არ არის ატმოსფეროში წყლის ორთქლის არსებობა და სიმძიმის ძალის ცვლილება. ეს ორივე ელემენტი შეიტანა ლაპლასმა თავის სრულ ბარომეტრულ ფორმულაში:

$$z_2 - z_1 = 18400(1+at)\left(1+0{,}378\frac{e}{p}\right)(1+0{,}0026\cos 2\varphi)\times$$

$$\times(1+\beta z)\lg\frac{P_0}{P_z}, \qquad (36)$$

სადაც $1+0{,}0026\cos 2\varphi$ მამრავლი გამოსახავს სიმძიმის ძალის აჩქარების ცვლილებას ადგილის განედის მიხედვით; $(1+\beta z)$ — სიმძიმის ძალის ცვლილებას სიმაღლის მიხედვით; e წყლის ორთქლის საშუალო დრეკადობაა 0 და z დონეს შორის; თავისუფალი ატმოსფეროსათვის $\beta = 0{,}314\cdot 10^{-6}$ მთიანი ადგილისათვის კი

$$\beta = 0{,}196\cdot 10^{-6}.$$

ამ ფორმულით შეიძლება ზუსტად განვსაზღვროთ ორ წერტილს შორის სიმაღლეთა სხვაობა. უმრავლესი მეტეოროლოგიური ამოცანის გადასაწყვეტად ისეთი სიზუსტე, როგორსაც ლაპლასის ფორმულა იძლევა, აუცილებლობას არ წარმოადგენს. ის შეიძლება გამარტივდეს, თუ თავისი სიმცირის გამო გავოვრიცხავთ $\frac{e}{p}$- და $\cos 2\varphi$, მაშინ (36) ფორმულა დაიყვანება იზოთერმული ატმოსფეროს (34) ფორმულის სახეზე.

ატმოსფეროს მცირე სისქის ფენების სიმაღლეების განსაზღვრისათვის გამოყენებულია ბაბინეს ფორმულა:

$$z = 16000(1+at)\,\frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2}. \qquad (37)$$

[1] ადიაბატურ ატმოსფეროში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (γ) მშრალადიაბატურის ტოლია ($\gamma = 1{,}0°/100$ მ). როცა $T = 273°$-ს, ამ ატმოსფეროს სიმაღლე დაახლოებით 27.7 კმ-ია.

ამ ფორმულაში P_1 ქვედა პუნქტის წნევაა, P_2 — ზედა პუნქტისა, a ჰაერის თერმული გაფართოების კოეფიციენტია, t_m — საშუალო ტემპერატურა ორ დონეს შორის.

ბარომეტრული ფორმულების მეშვეობით შეიძლება გადავწყვიტოთ შემდეგი საკითხები:

ა. თუ ცნობილია ქვედა და ზედა პუნქტებზე P_1 და P_2 წნევა და t_m საშუალო ტემპერატურა, მაშინ შეიძლება განვსაზღვროთ შეფარდებითი სიმაღლე, ე. ი. ზედა და ქვედა წერტილებს შორის სხვაობა (ბარომეტრული ნიველირება). ამისათვის, შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც ლაპლასისა და ბაბინეს ფორმულები, ასევე მცირე სიმაღლისათვის — იზოთერმული ატმოსფეროს ბარომეტრული ფორმულაც.

ბ. მოცემულ z_2 სიმაღლეზე ვიპოვოთ P_2 წნევა, თუ ცნობილია ქვედა z_1 წერტილში P_1 წნევა და z_2—z_1 ფენის საშუალო ტემპერატურა (tm); ამ შემთხვევაშიც საკითხის გადაწყვეტა შეიძლება იმავე ფორმულებით, რომლითაც პირველი საკითხი იქნა გადაწყვეტილი.

გ. წნევა დავიყვანოთ ზღვის დონეზე; თუ ცნობილია p_2, t_m, z_2, გავიგებთ P_1, ე. ი. წნევას, რომელიც ექნებოდა მოცემულ სადგურს ზღვის დონეზე.

ზემოაღნიშნული ამოცანების გადაწყვეტას არა მარტო სუფთა მეტეოროლოგიური, არამედ სახალხომეურნეობრივი და განსაკუთრებით სამხედრო მნიშვნელობაც ენიჭება.

§ 6. ბარომეტრული საფეხური და წნევის ვერტიკალური გრადიენტი

წნევის ცვლილების დახასიათება სიმაღლის მიხედვით შეიძლება უფრო სწრაფად განხორციელდეს ბარომეტრული საფეხურის ან წნევის ვერტიკალური გრადიენტის მეშვეობით.

ბარომეტრული საფეხური ისეთი სიმაღლეა, რომელზეც უნდა ავიდეთ ან ჩამოვიდეთ, რომ წნევა შეიცვალოს ერთი მილიბარით. მაშასადამე, თუ სიმაღლის dz-ით ცვლილება იწვევს წნევის dP ცვლილებას, მაშინ ბარიული საფეხური $h = -\frac{dz}{dP}$ მ/მბ. ბარომეტრული საფეხური შეიძლება გამოვიყვანოთ ბაბინეს ფორმულიდან თუ $p_1 - p_2 = 1$ მბ, ხოლო $p_1 + p_2$ საკმაო სიზუსტით ატმოსფერო-

ბა $2P$, მაშინ ჩავსვამთ ამ სიდიდეებს ბაბინეს ფორმულაში, მივიღებთ

$$h = \frac{8000}{P_m}(1 + at_m), \qquad (38)$$

სადაც

$$P_m = \frac{P_1 + P_2}{2}.$$

როგორც ამ ფორმულიდან ჩანს, ბარიული საფეხური წნევის უკუპროპორციულია, რის გამოც იგი სიმაღლის მიხედვით მატულობს. ერთი და იმავე წნევის პირობებში ბარიული საფეხურის მნიშვნელობა თბილ ჰაერში უფრო მეტია, ვიდრე ცივში.

თუ $$P = 1000 \text{ მბ} \quad \text{და} \quad t = 0^0,$$

მაშინ $$h = \frac{8000}{1000}(1 + 0{,}004 \cdot 0^0) = 8 \text{ მ/მბ}.$$

ტემპერატურისა და წნევის სხვადასხვა მნიშვნელობისათვის ბარიული საფეხურის სიდიდეები მოცემულია მე-6 ცხრილში.

ცხრილი 6

წნევა მბ-ში	ტემპერატურა				
	—40	—20	0	20	40
1000	6.7	7.4	8.0	8.6	9 3
500	13.4	14.7	16.0	17 3	18.6
100	67.2	73.6	80 0	86 4	92,8

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ბარიული საფეხური მატულობს როგორც წნევის კლებით, ისე ტემპერატურის მატებით.

ბარომეტრული საფეხურის მეშვეობით მიახლოებით შეიძლება გამოვითვალოთ შეფარდებითი სიმაღლე (ბარომეტრული ნიველირება), ვიპოვოთ მოცემულ სიმაღლეზე წნევა და დავიყვანოთ იგი ზღვის დონეზე.

ბარიული გრადიენტი ბარიული საფეხურის შებრუნებული სიდიდეა და იძლევა ერთეულ სიმაღლეზე წნევის ცვლილების ინტენსივობას. თუ მას აღვნიშნავთ G-თი, მაშინ

$$G = -\frac{dP}{dz}. \qquad (39)$$

იგი გამოიყვანება სტატიკის ძირითადი (25) განტოლებიდან:

$$\frac{dP}{dz} = \rho g,$$

სადაც

$$\rho = \frac{P}{RT}$$

და

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{g}{R} \cdot \frac{P}{T}.$$

აქედან ვიპოვით, რომ

$$G = -\frac{980.6}{2{,}87 \cdot 10^6} \cdot \frac{P}{T} = -3{,}42\frac{P}{T} \text{ მბ/100მ}. \qquad (40)$$

ამ ფორმულის მეშვეობით შეიძლება გამოვითვალოთ G-ს მნიშვნელობა მბ/100 მ P და T სხვადასხვა მნიშვნელობისათვის (ცხრ. 7).

ცხრილი 7

ტემპერატურა გრად.	წნევა მბ		
	1000	500	100
—40	14.68	7 34	1.47
0	12.52	6 26	1.25
+40	10 92		

როგორც მე-7 ცხრილიდან ჩანს, წნევის ვერტიკალური გრადიენტი ყველაზე მეტია ქვედა ტროპოსფეროში, განსაკუთრებით დაბალი ტემპერატურის პირობებში.

§ 7. ჰაერის ტემპერატურის, წნევისა და სიმკვრივის ვერტიკალური განაწილება

ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ზოგიერთი საკითხი განხილული იყო მეხუთე პარაგრაფში. აქ შევეხებით მაღალ ღრუბლებში ტემპერატურის განაწილებას. როგორც რაკეტული და დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების მონაცემები გვიჩვენებს, 90 კმ-დან ტემპერატურა მატულობს და 300 კმ-ზე იგი 628°-ს აღწევს, ხოლო უფრო მაღლა 2000—3000°-აც კი შეიძლება მიაღწიოს. უნდა აღვნიშნოთ, რომ ასეთი მაღალი ტემპერატურის გადაცემა რაიმე მიკროსკოპულ სხეულებზე და მათზე ისეთი მოქმედე-

ბის მოხდენა როგორც დედამიწაზე, ჰაერის დიდი გაიშვიათების გამო, შეუძლებელია. ამ ტემპერატურას ბიოლოგიური ეფექტი არ გააჩნია. ამის დამამტკიცებელია თუნდაც ის, რომ ხელოვნური თანამგზავრიდან გარეთ გამოსულ კოსმონავტებს არავითარი თერმული ზემოქმედება არ განუცდიათ, ვინაიდან აქ ტემპერატურა განისაზღვრება გამოსხივების გაცვლით გარემო ნივთიერებასთან.

ისე როგორც მიწდებარე ფენებში, დიდ სიმაღლეებზეც ტემპერატურებს დღეღამური მსვლელობა ახასიათებს. ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა კლებულობს 1,0 კმ სიმაღლემდე, რომლის შემდეგ იგი კვლავ მატულობს და ტროპოსფეროს ზედაფენებში 4—5°-ს აღწევს. ატმოსფეროს ზონდირებამ გვიჩვენა, რომ სტრატოსფეროში ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება მკვეთრად შეიცვალოს დროში (10—20°-ით დღე-ღამეში).

მაღალ ფენებში, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ტემპერატურას წლიური მსვლელობაც ახასიათებს. საშუალო განედებზე სტრატოსფეროში წლიური ტემპერატურის ამპლიტუდა 10—13°-ს შეადგენს. რაც უფრო მატულობს სიმაღლე, მით უფრო მეტად იგვიანებს მაქსიმალური ტემპერატურა. 26—40 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურის მაქსიმუმი ივნისშია, 44—50 კმ-ზე — აპრილ-მაისში; მეზოსფეროში კი ტემპერატურის მაქსიმუმი ზამთრის თვეებზე მოდის.

წნევისა და სიმკვრივის განაწილება გარკვეულ კანონზომიერებას ემყარება. ორივე სიდიდე დიდ სიმაღლეზე ძალზე მცირე მნიშვნელობებით ხასიათდება. ორივე ელემენტი 100 კმ სიმაღლეზე, დედამიწის ზედაპირთან შედარებით, 10^6-ჯერ, ე. ი. მილიონჯერ მცირდება, ხოლო 200 კმ სიმაღლეზე — 10^{10}-ჯერ, ამასთან ერთად, იმავე პროპორციით მცირდება მოლეკულათა რიცხვი ერთეული მოცულობის ჰაერში და იზრდება მათი თავისუფალი გარბენის მანძილიც.

როგორც გაზების მდგომარეობის (15) განტოლებიდან ჩანს, წნევისა და ტემპერატურის ცვლილების გავლენა ჰაერის სიმკვრივეზე საწინააღმდეგო ხასიათისაა, რის გამოც, ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით საშუალოდ უფრო ნელა მცირდება, ვიდრე წნევა.

დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ სიმკვრივეს დღეღამური მსვლელობაც აქვს: მაქსიმუმია დაახლოებით შუადღისას, მინიმუმი კი — ღამით. 200—300 კმ სიმაღლეზე დღიდან ღამისაკენ სიმკვრივის ცვლილება 10%-ზე მეტს არ შეადგენს.

დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების მონაცემებით, 500 კმ სიმაღლეზე სიმკვრივე დღისით სამჯერ უფრო მეტია, ვიდრე ღამით, 600 კმ-ზე — 6-ჯერ მეტია, სოლო 700 კმ-ზე — 11-ჯერ.

სიმკვრივის დღეღამური მსვლელობის ძირითადი მიზეზია დიდ სიმაღლეებზე ატმოსფეროს ძლიერი გათბობა მზის რადიაციით.

სიმკვრივის ცვლილებაზე, წნევის გარდა, დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურაც. ეს განსაკუთრებით მიწისპირა ჰაერის ფენებზე ითქმის. აქ შესაძლებელია სიმკვრივის ცვლილების სამი შემთხვევა: როცა ρ სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, სიმკვრივე მუდმივია, ზოგ შემთხვევაში კი შეიძლება მის მატებას ჰქონდეს ადგილი; ეს დამოკიდებულია ვერტიკალურ ტემპერატურულ გრადიენტზე $\left(-\frac{dT}{dz}\right)$. მცირე და ნორმალური ტემპერატურული გრადიენტის პირობებში სიმკვრივე ჩვეულებრივ კლებულობს. თუ $-\frac{dT}{dz}$ -ის მნიშვნელობა მოიმატებს და მიაღწევს 3,4°/100 მ, მაშინ სიმკვრივე უცვლელი დარჩება (ერთგვაროვანი ჰაერის ფენა). მაგრამ საკმარისია ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდემ გადააჭარბოს 3,4°/100 მ, რომ მან დაიწყოს მატება. ცხადია, ატმოსფეროს ასეთი მდგომარეობა ძალზე არამდგრადია: უფრო მძიმე და მკვრივი ჰაერი ძირს ეშვება, თბილი და მსუბუქი კი — მაღლა იწევს. როგორც ვხედავთ, ატმოსფეროში წარმოიშობა მძლავრი კონვექცია. ამ გარემოებას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს უშუალოდ მიმდებარე ფენებში რამდენიმე მეტრ სიმაღლემდე. ხშირია შემთხვევები, როცა მზიან, ცხელ ამინდში 2 მ სიმაღლეზე ჰაერის ტემპერატურა 5—10°-ით ნაკლებია ნიადაგისპირა ფენებთან შედარებით.

თავი III

მზის რადიაცია

§ 1. ზოგადი ცნობები მზის რადიაციის შესახებ

დედამიწის ზედაპირსა და ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებისა და მოვლენების გამაპირობებელს მზის სხივური ენერგია წარმოადგენს. სხივური ენერგიის სახით მზე დედამიწასა და ატმოსფეროს ყოველწლიურად უგზავნის მთელი გამოსხივებული ენერგიის ერთორმემილიარდედ ნაწილს, რაც შეადგენს დაახლოებით $2,5 \cdot 10^{18}$ კალ/წთ. ამ ენერგიასთან შედარებით სითბოს სხვა წყაროებიდან მიღებული (ვარსკვლავებიდან, კოსმოსური გამოსხივებით, დედამიწის შინაგანი უნერგიით და სხვ.) სითბური ენერგია იმდენად მცირეა, რომ შესაძლებელია მათი უგულებელყოფა.

მზის სხივური ენერგია, ან როგორც მას უწოდებენ — მზის რადიაცია, წარმოადგენს ელექტრომაგნიტურ ტალღათა ერთობლიობას, რომელიც ძირითადად ხილული და უხილავი სხივების კომპლექსითაა წარმოდგენილი — გამა-სხივები, რენტგენის, ულტრაიისფერი, ინფრაწითელი სხივები და რადიოტალღები. ისინი ვრცელდებიან ყოველი მიმართულებით, ელექტრომაგნიტური ტალღების სახით, რომელთა სიგრძეც 0,1-დან 30 მიკრომეტრამდე (მკმ) იცვლება. მათი სიჩქარე 300.000 კმ/წმ აღწევს. სხივური ტალღები ატმოსფეროს ზედა საზღვრიდან დედამიწის ზედაპირამდე განიცდის არსებით ცვლილებას. რადგან დედამიწა მზიდან დიდი მანძილით (საშუალოდ 150.000.000 კმ) არის დაშორებული, დედამიწაზე მოხვედრილი ყველა სხივი შეიძლება ერთმანეთის პარალელურად ჩავთვალოთ. ამ სხივურ ნაკადს პირდაპირი რადიაცია ეწოდება. სხივების ნაწილი, რომელიც ატმოსფეროს გაზების მოლეკულებისა და აერო-

ზოლების ნაწილაკების მიერ გაიბნევა, დედამიწაზე გველინება ელექტრომაგნიტური სხივების სახით, მას გაბნეული რადიაცია ეწოდება. პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის ჯამი — ჯამური რადიაცია მზის სხივური ენერგიის ძირითადი ნაწილია.

დედამიწაზე მოხვედრილი მზის რადიაციის დიდი ნაწილი პირდაპირის მიერ შთაინთქმება და ათბობს მას, ნაწილი კი — [illegible] ლება. ატმოსფეროც შთანთქავს რადიაციას, მაგრამ [illegible] ნაკლებს. რადიაციის იმ ნაწილს, რომელიც დედამ[illegible]ისა და ატმოსფეროს მიერ აირეკლება — არეკლილი რადიაცია ეწოდება.

ყოველი სხეული, რომლის ტემპერატურა აბსოლუტურ ნულზე მეტია, თავის მხრივ, გამოასხივებს გრძელტალღიან რადიაციას, რომელსაც ტემპერატურული რადიაცია ეწოდება.

დედამიწის გამოსხივებას თითქმის მთლიანად შთაინთქავს ატმოსფერო. ატმოსფერო თავის მხრივ გამოასხივებს უხილავ გრძელტალღოვან რადიაციას, რომლის ნაწილი მიმართულია დედამიწისაკენ და მას შემხვედრ გამოსხივებას უწოდებენ, ხოლო დანარჩენი ნაწილი კოსმოსისაკენაა მიმართული, ამიტომ იგი გადენილი გამოსხივების სახელწოდებითაა ცნობილი. დედამიწისა და ატმოსფეროს მიერ გამოსხივებული რადიაცია, მსგავსად მზის მოკლეტალღოვანი რადიაციისა, ატმოსფეროს მიერ შთაინთქმება და აირეკლება.

მზე ატმოსფეროში გამოასხივებს აგრეთვე კორპუსკულარულ რადიაციას. ის წარმოადგენს ელექტრულად დამუხტულ ნივთიერებათა ელემენტარულ ნაწილაკებს, რომელთა სიჩქარე ($v = 400—3000$ კმ/წმ) გაცილებით ნაკლებია სინათლის სიჩქარეზე. ეს ნაკადი თითქმის მთლიანად შთაინთქმება ატმოსფეროში 100 კმ-ზე უფრო მეტ სიმაღლეზე და მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს იქ მიმდინარე ფიზიკურ პროცესებზე.

მეტეოროლოგიაში გამოყოფენ მოკლეტალღიან და გრძელტალღიან რადიაციას. მოკლეტალღიანი რადიაციის ტალღის სიგრძე (λ) მოთავსებულია 0.1 მკ-სა და 4,0 მკ შორის. მზის რადიაციის 99%-ი მოკლეტალღიან რადიაციაზე მოდის. გრძელტალღიანი რადიაციის ტალღის სიგრძე $\lambda > 4$ მკ-ზე და 100—120 მკ-მდე აღწევს. ეს უკანასკნელი დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს რადიაციაა.

მზის რადიაციის ენერგია წარმოადგენს სხივური ნაკადის ისეთ სიმკვრივეს, რომელსაც მიიღებდა მზისადმი პერპენდიკულარულად მიმართული ერთეული ფართობის ზედაპირი, დროის ერთეულში.

სხივური ენერგია — რადიაცია შეიძლება რაოდენობრივად გამოისახოს ნებისმიერ ენერგეტიკულ ერთეულებში. მეტეოროლოგიაში მას გამოსახავენ სითბურ ერთეულებში — კალორიებში (კალ/სმ² წთ) ან კილოკალორიებში (კკალ/სმ² თვე). აღნიშნული განზომილებიდან ზომის საერთაშორისო სისტემაში (СИ) გადასვლა შეიძლება შემდეგი თანაფარდობით:

1 კალ/სმ²წთ = 698 ვატ/მ² = 0,698 კვატ/მ²

1 კალ/სმ² = 4,19 ჯოულ/სმ² = $4,19 \cdot 10^4$ ჯოულ/მ²

1 კკალ/სმ = $4,19 \cdot 10^3$ ჯ/სმ² = 41,9 მეგაჯოულ/მ²

§ 2. მზე და მზის გამოსხივების ძირითადი კანონები

მზის ხილული ნაწილი სფეროსებრივი სხეულია. მისი დიამეტრი 1390600 კმ-ია და 109-ჯერ აღემატება დედამიწისას. მზის მოცულობა შეადგენს $1,42 \cdot 10^{18}$ კმ³-ს და 1300000-ჯერ სჭარბობს დედამიწის მოცულობას. მზის მასა დედამიწისას აღემატება 333000-ჯერ. მისი საშუალო სიმკვრივე დაახლოებით 4-ჯერ ნაკლებია დედამიწისაზე.

მზე ძალზე რთული აგებულებისაა. იგი შედგება შინაგანი ნაწილის, ფოტოსფეროსა და მზის ატმოსფეროსაგან.

შ ი ნ ა გ ა ნ ი ნ ა წ ი ლ ი ძალზე მაღალი ტემპერატურით (40 მლნ. გრად.) ხასიათდება. მასში მიმდინარეობს რთული ბირთვული რეაქცია, რომელიც მზის ენერგიის ძირითად წყაროს წარმოადგენს.

მზეზე მიმდინარე მოვლენათა აქტივობის ცვლილება იწვევს სხივური ენერგიის ნაკადის ცვლილებას. ამჟამად თითქმის დადგენილად უნდა ჩაითვალოს, რომ მზის აქტივობის ცვლილება ზემოქმედებას ახდენს დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე რიგ პროცესებზე: იონოსფეროს იონიზაციაზე, პოლარულ ნათებაზე, დედამიწის მაგნიტურ ველზე და სხვ.

ფ ო ტ ო ს ფ ე რ ო ს სისქე 400 კმ-მდეა. იგი გავარვარებული გაზების გაუმჭვირვალე, მზის სფეროს ზედაპირის ხილული გამოსხივებადი ფენაა. მის ზედაპირზე ადგილი აქვს ისეთ მოვლენებს როგორიცაა ჩირაღდნები, გრანულები და ლაქები.

ფოტოსფეროს ტემპერატურა, გაზომილი სხვადასხვა მეთოდებით, საშუალოდ 6000°-ს შეადგენს. ასეთი ტემპერატურის პირობებში ყველა ნივთიერება მხოლოდ გაზობრივ მდგომარეობაშია და მუდმივ მოძრაობას განიცდის, რის გამოც მზის ზედაპირი ერთგვაროვნებას კარგავს.

მზის ზედაპირზე ხშირად შეიმჩნევა სწრაფად წარმომშობი და მჭრობადი ნათელი მარცვლები — გრანულები და ცალკეული, ძალზე კაშკაშა ჩირაღდნები. გრანულიაციის წარმოშობის მიზეზია ფოტოსფეროში მიმდინარე აღმავალი და დაღმავალი დენები. ფოტოსფეროს ცალკეულ ნაწილში კარგად შეიმჩნევა ე. წ. მ ზ ი ს ლ ა ქ ე ბ ი. ლაქების წარმოშობის პირობები ძალზე ცვალებადია, მაგრამ მრავალი დაკვირვებით დადგენილია, რომ მას გააჩნია პერიოდული რყევადობა (საშუალოდ 11 წელი). ლაქების ტემპერატურა დაახლოებით 4600°-ია და გაცილებით ნაკლებია ფოტოსფეროს მეზობელი ადგილების ტემპერატურაზე (6000°). მზის ლაქების გაჩენის საწყისი ეტაპი თუ მზის აქტივობის გაზრდას იწვევს, მათი რაოდენობისა და ფართობის შემდგომი ზრდა, დაბალი ტემპერატურის გამო, პირიქით, მის აქტივობას ამცირებს.

ფოტოსფეროს ზემოთ განლაგებულია მ ზ ი ს ა ტ მ ო ს ფ ე რ ო, რომელიც წარმოადგენს გაიშვიათებული გაზების ფენას. მას ყოფენ ქვედა ანუ შ ე მ ბ რ უ ნ ე ბ ე ლ ფენად (500 კმ-მდე), ხოლო მის ზემოთ ვრცელდება ქ რ ო მ ო ს ფ ე რ ო (12000—14000 კმ). ორივე ფენა ძირითადად შედგება წყალბადისა (64%) და ჰელიუმისაგან (32%), ხოლო სხვა ელემენტების წილი ძალზე უმნიშვნელოა (~ 4 %).

შ ე მ ბ რ უ ნ ე ბ ე ლ ი ფენა, რომელიც ფოტოსფეროს უშუალოდ აკრავს, წარმოადგენს გაიშვიათებული გაზების ისეთ გარემოს, სადაც მიმდინარეობს ფოტოსფეროდან გამოსხივებული რადიაციის გარკვეული ნაწილის შთანთქმა და გაბნევა (ამ გარემოებითაა გაპირობებული მზის სპექტრში ფ რ ა უ ნ ჰ ო ფ ე რ ი ს ზოლების გაჩენა).

შემბრუნებელი ფენის ზემოთ ვრცელდება ქ რ ო მ ო ს ფ ე რ ო, სადაც გაზები ძალზე გაიშვიათებულია და ხასიათდება გამოსხივების ნათელი ზოლებით და ძალზე სუსტი განუწყვეტელი სპექტრით.

ქრომოსფეროს ზემოთ ვრცელდება მ ზ ი ს გ ვ ი რ გ ვ ი ნ ი ს ფენა, რომელიც მზის გარეგან გარსს წარმოადგენს. მისი ხილვა შესაძლებელია მხოლოდ მზის ფოტოსფეროს სრული დაბნელების შემდეგ. იგი შედგება სხივების კონებისა და ნაკადებისაგან, სადაც

საკმაოდ ჭარბობენ ატომებიდან გამოყოფილი ელექტრონები. ისინი გააბნევენ მზის სხივებს და ამით იწვევენ გვირგვინის კაშკაშა ნათებას.

ბუნებაში ყოველი სხეული და მათ შორის ატმოსფერული გაზები წარმოადგენენ სხივური ენერგიის წყაროს. ისინი დროის ერთეულში გამოასხივებენ სითბურ ენერგიას განსაზღვრული სიგრძის ტალღით. გარდა ამისა, ყველა სხეულს გააჩნია განსაზღვრული სიგრძის ტალღის სხივების შთანთქმის, არეკვლის და გამტარობის უნარი. თუ მოცემული სხეული მთლიანად შთანთქავს ენერგიას, მაშინ იგი ითვლება აბსოლუტურად შავ სხეულად (ბუნებაში ასეთ სხეულად მიახლოებით შეიძლება ჩაითვალოს მური და სხვ.).

თუ ზედაპირი მთლიანად აირეკლავს სხივებს, მაშინ მას სარკისებრ სხეულს უწოდებენ (ასეთი სხეული ბუნებაში არ არსებობს). ზოგიერთ სხეულს გააჩნია უნარი გაატაროს გარკვეული სიგრძის ტალღის სხივები. მაგ., მინა ატარებს მხოლოდ ხილულ სხივებს (0,4—0,76 მკმ), ხოლო ინფრაწითელი და ულტრაიისფერი სხივებისათვის იგი გაუმჭვირვალეა. კვარცი შთანთქავს ინფრაწითელ სხივებს ($\lambda > 4$ მკმ), ხოლო ხილულსა და ულტრაიისფერს ატარებს.

ყველა სხეული განსხვავებული თვისებით ხასიათდება. თუ მას გააჩნია საგრძნობი არეკვლითი უნარი, მაშინ მისი შთანთქმისუნარიანობა კლებულობს და, პირიქით.

კირხჰოფმა კავშირი დაამყარა სხეულის გამოსხივებასა და მის შთანთქმით უნარიანობას შორის; ეს კანონი შეიძლება ასე ჩამოვაყალიბოთ: საგნის გამოსხივებითი უნარიანობის ($e_{\lambda, T}$) შეფარდება მის შთანთქმით უნარიანობასთან ($K_{\lambda, T}$) ყველა სხეულისათვის მუდმივი სიდიდეა და ტალღის სიგრძისა (λ) და ტემპერატურის (T) უნივერსალურ $E(\lambda, T)$ ფუნქციას წარმოადგენს.

$$\frac{e_{\lambda,T}}{K_{\lambda,T}} = E(\lambda, T). \qquad (41)$$

ამგვარად, ფუნქცია $E_{\lambda,T}$ აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივებითი უნარიანობაა ($K_{\lambda,T} = 1$). ბუნებაში აბსოლუტურად შავი სხეული არ არსებობს. ყველა რეალური სხეულისათვის $K_\lambda < 1$, ე. ი. მათ მიერ გამოსხივებული ენერგია უფრო ნაკლებია, ვიდრე აბსოლუტურად შავი სხეულისა.

კირხჰოფის კანონიდან გამომდინარეობს, რომ ბევრი სხეული და განსაკუთრებით გაზები მოცემული ტემპერატურის დროს შთანთქავს იმ სიგრძის ტალღებს, რომელთაც თვითონ გამოასხივებს, ე. ი. ისინი ხასიათდებიან შთანთქმისა და გამოსხივების სელექტური თვისებებით.

სტეფან-ბოლცმანმა დაადგინა, რომ აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივებითი უნარიანობა მხოლოდ მის ბუნებასა და T ტემპერატურაზეა დამოკიდებული. ამგვარად, აბსოლუტურად შავი სხეულის სრული გამოსხივებითი უნარიანობა პირდაპირ-პროპორციულია მისი აბსოლუტური ტემპერატურის მეოთხე ხარისხისა:

$$E=\sigma T^4, \qquad (42$$

სადაც $\sigma=8{,}26\cdot10^{-11}$ კალ/სმ² წთ. კოეფიციენტია, რომელიც რიცხობრივად უდრის აბსოლუტურად შავი ზედაპირის გამოსხივებითუნარიანობას ტემპერატურის 1°-ით ცვლილებისას.

როგორც (42) ფორმულიდან ჩანს, აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივება (E) მატულობს აბსოლუტური ტემპერატურის მეოთხე ხარისხის (T^4) პროპორციულად.

ვინმა დაამყარა კავშირი აბსოლუტურად შავი სხეულის აბსოლუტურ ტემპერატურასა და იმ ტალღის სიგრძეს (λ_m) შორის, რომელიც გამოსხივების მაქსიმალური ინტენსივობით ხასიათდება.

ვინის კანონის თანახმად, სხეულის გამოსხივების მაქსიმალური ინტენსივობის ტალღის სიგრძის (λ_m) ნამრავლი მის აბსოლუტურ ტემპერატურაზე (T) მუდმივი სიდიდეა:

$$\lambda_m \cdot T=\text{const}=2884 \text{ მკ. გრად.} \qquad (43)$$

(43) ფორმულით შეიძლება განვსაზღვროთ სხეულის ტემპერატურა, თუ ცნობილია სპექტრში ენერგიის განაწილება, ე. ი. მაქსიმალური ინტენსივობის ტალღის სიგრძე (λ_m) და, პირიქით, თუ ცნობილია T აბსოლუტური ტემპერატურა, განვსაზღვროთ გამოსხივების მაქსიმალური ინტენსივობის ტალღის სიგრძე (λ_m).

ზემოაღნიშნული ფორმულები შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც აბსოლუტურად შავი სხეულისათვის, ასევე მზის მიმართ.

გამოვიანგარიშოთ მზის გამომსხივებადი ზედაპირის ტემპერატურა, თუ 1 სმ² შავი ზედაპირი მზის სხივებისადმი პერპენდიკულარულადაა მიმართული და 1 წუთში მიღებული სითბო ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე 1,98 კალ შეადგენს.

თუ აღვნიშნავთ მზის რადიუსს R-ით, ხოლო r_0 — საშუალო მანძილს დედამიწიდან მზემდე, შეიძლება განვსაზღვროთ მზის გამოსხივებითი უნარიანობა:

$$E = 1{,}98\left(\frac{r_0}{R}\right)^2 = 1{,}98\left(\frac{149.500.000}{695.600}\right)^2 = 91{,}925 \text{ კალ/სმ}^2 \text{ წთ},$$

მაშინ (42) ფორმულიდან მზის ფოტოსფეროს ტემპერატურა

$$T = \sqrt[4]{\frac{E}{\sigma}} \simeq 5800^0.$$

რადგან მზის სპექტრში მაქსიმალური ენერგია $\lambda_m = 0{,}47$ მკმ, ამიტომ ვინის (43) ფორმულიდანაც შეიძლება განვსაზღვროთ მზის ფოტოსფეროს ტემპერატურა:

$$T = \frac{2884}{\lambda_m} = \frac{2884}{0{,}47} = 6136^0.$$

შავი ზედაპირის გამოსხივება სწრაფად მატულობს ტემპერატურის მატებასთან ერთად და ენერგიის მაქსიმუმიც თანდათანობით გადაადგილდება მოკლე ტალღებისაკენ. ამიტომაა, რომ ვინის კანონს აგრეთვე ვინის გადანაცვლების კანონსაც უწოდებენ.

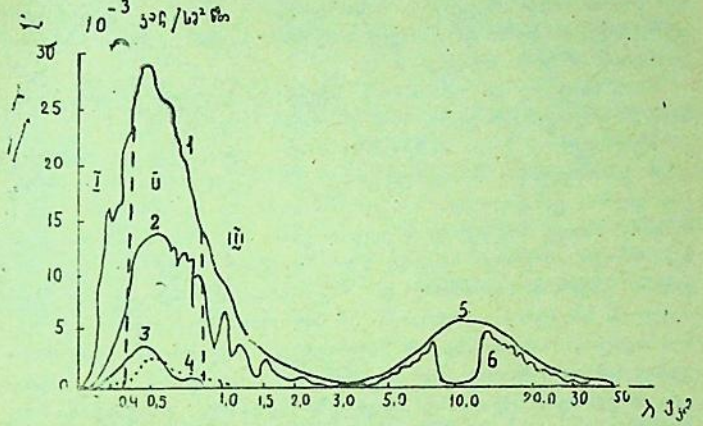
§ 3. მზის რადიაციის სპექტრული შედგენილობა

მზის რადიაციის სპექტრი ძალზე რთული შედგენილობისაა. მზის ფოტოსფეროს მიერ გამოსხივებული განუწყვეტელი სპექტრი მზისა და დედამიწის ატმოსფეროს ზეგავლენით ცვლილებას განიცდის. აქ ნათლად შეიმჩნევა შთანთქმის მუქი ზოლები, რომელთაც ფრაუნჰოფერის ზოლებს უწოდებენ; ზოლებს, რომლებიც დედამიწის ატმოსფეროს შთანთქმის შედეგად წარმოიქმნება, ტელურული ხაზები ეწოდება (ნახ. 4).

მუქი ზოლებისა და ხაზების ადგილსამყოფელის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ მზისა და დედამიწის ატმოსფეროს შედგენილობაზე; მათი ფართისა და ინტენსივობის მიხედვით კი — მშთანთქმელ ნივთიერებათა კონცენტრაციაზე.

მეტეოროლოგიაში პრაქტიკული თვალსაზრისით საინტერესოა სპექტრის ის ნაწილი, რომლის ტალღის სიგრძეც მოთავსებულია 0,10 და 80—100 მკმ შორის, რადგან მზე, დედამიწა და ატმოსფერო ენერგიის ძირითად ნაწილს სწორედ ტალღების ამ ინტერვალში გამოასხივებენ. აღნიშნული სიგრძის ტალღები იყოფა:

1. ულტრაიისფერ რადიაციად (სხივებად) — ტალღის სიგრძე 0.1-დან 0,4 მკ-მდე;



ნახ. 4. ენერგიის განაწილება მზის სპექტრში.

1. მზის რადიაცია ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე. 2. მზის პირდაპირი რადიაცია, 3 და 4. გაბნეული რადიაცია მოწმენდილი და მოღრუბლული ცისათვის. 5. შავი სხეულის გამოსხივება +20° ტემპერატურის პირობებში, 6. ატმოსფეროს გამოსხივება მოწმენდილ ამინდში.

I — სპექტრის ულტრაიისფერი ნაწილი, II — ხილული ნაწილი, III — ინფრაწითელი ნაწილი.

2. სპექტრის ხილულ რადიაციად — 0,40 და 0,76 მკმ ტალღებს შორისაა მოთავსებული, იგი იყოფა 8 ფერად (ცხრ. 9).

ცხრილი 8

ფერი	ტალღის სიგრძე მკ-ში	ფერი	ტალღის სიგრძე მკ-ში
იისფერი	0.390—0.455	ყვითელ-მწვანე	0 550 —0.575
ლურჯი	0.455—0.485	ყვითელი	0.575—0.585
ცისფერი	0.485—0.505	ნარინჯისფერი	0.585—0.620
მწვანე	0.505—0 550	წითელი	0 620—0.760

3. ინფრაწითელ რადიაციად, რომელიც მოთავსებულია 0,76 და 100 მკმ სიგრძის ტალღებს შორის.

მზის რადიაცია თითქმის მთლიანად მიეკუთვნება მოკლეტალღიან რადიაციას, რომლის სპექტრის ტალღის სიგრძე 0,1 და 4,0 მკმ შორის არის მოქცეული. მაშასადამე, იგი მოიცავს ულტრაიისფერ, ხილულ და ინფრაწითელ სხივებს და მზის მთელი სხივური ენერგიის 99%-ს შეადგენს.

მზის სხივური ენერგიის 46% სპექტრის ხილულ ნაწილს ხვდება, 7% — ულტრაიისფერს, 47% — ინფრაწითელს.

ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე მზის რადიაციისა და თეორიულად გამოთვლილი აბსოლუტურად შავი ზედაპირის ($T=6000^{\circ}$) ენერგიების განაწილების სპექტრები საკმაოდ უახლოვდება ერთმანეთს. ორივე სპექტრზე სხივური ენერგიის მაქსიმუმი $\lambda=0{,}47$ მკმ ტალღის სიგრძეს ხვდება. მზის სპექტრის ულტრაიისფერ ნაწილში ენერგია საგრძნობლად ნაკლებია, აბსოლუტურად შავი სხეულის სპექტრის ულტრაიისფერ ნაწილთან შედარებით; ეს ბუნებრივიცაა, რადგან მზე არ წარმოადგენს იდეალურად გამომსხივებად (აბსოლუტურად შავ) სხეულს, და ამავე დროს მზის რადიაცია მოედინება სხვადასხვა სიღრმეზე მდებარე ფენებიდან, რომელთაც სხვადასხვა ტემპერატურა გააჩნიათ.

დედამიწის ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის სპექტრი (ნახ. 4, მე-2 მრუდი) ხასიათდება იმით, რომ ენერგიის მაქსიმუმი აქ გადაადგილდება ლურჯი ფერიდან (ატმოსფეროს ზედა საზღვარი) ყვითელ-მწვანე ფერზე. აქ ენერგია განსაკუთრებით სწრაფად მცირდება იისფერ და ულტრაიისფერ ნაწილისაკენ და სპექტრი მკვეთრ წყვეტას განიცდის $\lambda=0{,}290$ მკმ ტალღის სიგრძეზე. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ულტრაიისფერი სხივების ყველაზე მოკლე ტალღები მთლიანად შთაინთქმება ატმოსფეროს ზედაფენებში (განსაკუთრებით ოზონის მიერ), ხოლო უფრო გრძელი ტალღები ($\lambda>0{,}29$ მკმ), რომელნიც დედამიწაზე აღწევენ, ხასიათდებიან ძალზე მცირე ენერგიით. მე-2 მრუდის მარჯვენა მხარე შედარებით ნაზად ეშვება გრძელი ტალღებისაკენ, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ სპექტრის წითელ და ინფრაწითელ ნაწილში, მართალია, ენერგია მცირდება, მაგრამ სხივების შესუსტება უფრო ნაკლებად ინტენსიურია, ვიდრე ამას პირველ შემთხვევაში ჰქონდა ადგილი. მზიდან მიღებული მთელი ენერგიის 47% სწორედ სპექტრის ამ ნაწილზე მოდის.

§ 4. მზის მუდმივა

მზის რადიაცია ატმოსფეროში გავლისას მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის; იგი ნაწილობრივ გაიბნევა, შთაინთქმება და შე-

სუსტებული სახით გვევლინება დედამიწაზე. ამიტომაა, რომ დედამიწის სხვადასხვა წერტილში მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა სხვადასხვაა. ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე იგი არ იცვლება (რადგან მასზე ატმოსფერო არ მოქმედებს), თითქმის მუდმივია, რისთვისაც მას მ ზ ი ს მ უ დ მ ი ვ ა უწოდეს.

მზის მუდმივა (S_0) სითბოს ის რაოდენობაა კალორიებში, რომელსაც ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე სხივებისადმი პერპენდიკულარულად მიმართული ერთეული ფართობის (1 სმ²) შავი ზედაპირი იღებს დროის ერთეულში (1 წთ), თუ დედამიწა მზიდან საშუალო მანძილითაა დაშორებული.

მზის რადიაციის ინტენსივობის შეცვლა მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულად იწვევს მზის მუდმივას შეცვლას. თუ მოცემულ მომენტში მანძილს დედამიწიდან მზემდე l-ით აღვნიშნავთ, ხოლო საშუალო მანძილს — l_0-ით, მაშინ

$$S_0 = S_m \left(\frac{l}{l_0}\right)^2,$$

სადაც S_m მზის მუდმივას საშუალო მნიშვნელობაა; $\left(\frac{l}{l_0}\right)^2$ კოეფიციენტი იცვლება 0,967-დან (იანვრის დასაწყისში) 1.034-მდე (ივლისის დასაწყისში). ეს გარემოება იწვევს წლის განმავლობაში მზის მუდმივას ±3,5%-ით ცვლილებას (ცხრ. 9).

ც ხ რ ი ლ ი 9

მზის მუდმივას წლიური ცვლილება

თვე	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
S_0	2.05	2 03	2.02	1.98	1.95	1 93	1.91	1 92	1.95	1.98	2.01	2 02

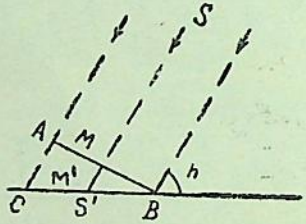
მიუხედავად იმისა, რომ რადიაციის ინტენსივობის, მზის მუდმივას გაზომვისა და გამოთვლის მეთოდები თანდათანობით უმჯობესდება, უფრო სრულყოფილი ხდება, მაინც მისი ზუსტი მნიშვნელობა ჯერ კიდევ არ ვიცით.

ბოლო დრომდე მსოფლიოში მზის მუდმივას ორი სიდიდე არსებობდა: ევროპული აქტინომეტრული სკალით $S_0 = 1{,}88$ კალ/სმ² წთ, და ამერიკული — 1,94 კალ/სმ²წთ.

ამჟამად საერთაშორისო შეთანხმებით მზის მუდმივას სიდიდე ტოლია 1,98 კალ/სმ²წთ, რომლის საფუძველზეც შედგენილია მე-9 ცხრილი.

პირდაპირი რადიაცია, რომელიც პარალელური სხივების სახით გვევლინება დედამიწის ზედაპირზე, ხასიათდება სითბური ენერგიის იმ რაოდენობით, რომელსაც იღებს ერთეულ დროში (1 წთ) სხივებისადმი პერპენდიკულარულად მიმართული ერთეული ფართობის (1 სმ²) შავი ზედაპირი. თუ პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობას პერპენდიკულარული ზედაპირიდან (S) გადავიყვანთ ჰორიზონტალური ზედაპირის რადიაციის ინტენსივობაზე (S'), მივიღებთ ინსოლაციას; მაშასადამე, ინსოლაცია ეწოდება 1 სმ² დედამიწის ჰორიზონტალური ზედაპირის მიერ 1 წთ მიღებული მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობას და გამოისახება კალ/სმ²წთ.

დავუშვათ, რომ CB ჰორიზონტალურ ზედაპირზე, რომლის ფართობია M', ეცემა S' ინტენსივობის მზის სხივები. AB ზედაპირი M ფართობით, რომელიც სხივებ-სადმი პერპენდიკულარულადაა მიმართული, იღებს S რადიაციას; მზის სიმაღლე ჰორიზონტში აღვნიშნოთ h-ით (ნახ. 5).



ნახ. 5. ინსოლაციის განსაზღვრა ჰორიზონტალურ ზედაპირზე

M და M' ფართობები რადიაციას თანაბარი რაოდენობით იღებენ.

$$S'M' = SM,$$

საიდანაც

$$S' = S \cdot \frac{M}{M'}$$

ABC სამკუთხედიდან

$$\frac{M}{M'} = \frac{S}{S'} = \sin h,$$

აქედან

$$S' = S \cdot \sin h. \qquad (44)$$

ამ ფორმულით გამოითვლება ჰორიზონტალური ზედაპირის ინსოლაცია. რაც უფრო ნაკლებია მზის სიმაღლე (h), მით უფრო ნაკლებ სითბოს იღებს ზედაპირი.

ნებისმიერად დახრილი ზედაპირისათვის ინსოლაცია გამოითვლება ფორმულით: $S' = S \cdot \cos\theta$, სადაც θ კუთხეა მზის სიმაღლესა და მოცემული ზედაპირის ნორმალს შორის.

§ 6. მზის რადიაციის საერთო შესუსტება ატმოსფეროში

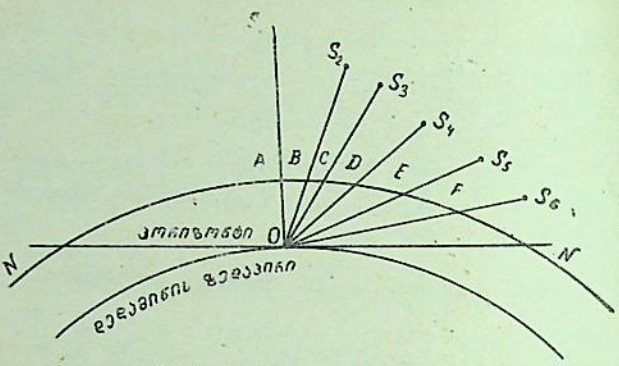
მზის პარალელური სხივები ატმოსფეროში გავლისას არსებით ცვლილებას განიცდის; ისინი დედამიწის ზედაპირზე ძალზე შესუსტებული სახით გვევლინებიან. ატმოსფეროში მზის რადიაციის შესუსტების ძირითადი მიზეზია სხივების გაბნევა, როგორც ჰაერის მოლეკულების, ისე აეროზოლის (მტვერი, წყლის წვეთები, ორგანული ნაწილაკები და სხვ.) მიერ, და რადიაციის სელექტური (შერჩევითი) შთანთქმა წყლის ორთქლის, ოზონის, ჟანგბადისა და ნახშირმჟავა გაზის მიერ. ეს ორივე პროცესი (გაბნევა და შთანთქმა) ერთდროულად მიმდინარეობს, მაგრამ მათი როლი და მნიშვნელობა მზის რადიაციის საერთო შესუსტებაში სხვადასხვაა.

გაბნევისა და შთანთქმის ერთობლივი მოქმედება იწვევს დედამიწის ზედაპირზე მზის პირდაპირი რადიაციის საგრძნობ შესუსტებას ატმოსფეროს ზედა საზღვართან შედარებით.

მზის სხივებს ატმოსფეროში სხვადასხვა სისქის ჰაერის ფენების გავლა უხდება. რაც უფრო ახლოსაა მზე ჰორიზონტთან, ატმოსფეროში სხივები მეტ გზას გაივლის და რადიაციაც უფრო მეტად შესუსტდება.

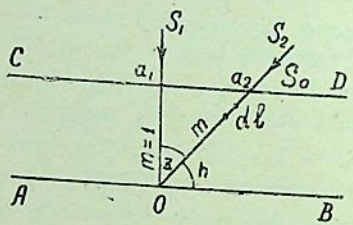
ნახ. 6-ზე გამოსახულია დედამიწის ზედაპირი და ატმოსფეროს ზედა საზღვარი (NN); აქ მოცემულია სხივების გზა (AO, BO, CO და ა. შ.) ატმოსფეროში მზის სხვადასხვა სიმაღლესთან დაკავშირებით.

როცა მზე ზენიტშია, ე. ი. $h = 90°$, მზის სხივებს ნაკლები გზის გავლა უხდება ატმოსფეროში (AO). მზის სიმაღლის შემცირებით ატმოსფეროს ფენა მატულობს, მაშასადამე, სხივებსაც მეტი გზა აქვს გასავლელი.



ნახ. 6. სხივების გზა ატმოსფეროში

მზის, ზენიტური მდგომარეობის დროს ატმოსფეროს სისქეს პირობითად ერთ ატმოსფეროს მასად ან, სიმარტივისათვის, ერთ ატმოსფეროდ მიიჩნევენ ($m=1$).



ნახ. 7. ატმოსფეროს მასის რაოდენობის განსაზღვრა მზის სიმაღლესთან დამოკიდებულებით

ატმოსფეროს მასა (m) შეიძლება განვსაზღვროთ მზის სიმაღლესთან კავშირში (ნახ. 7). დავუშვათ, რომ დედამიწა ჰორიზონტალური ზედაპირია (AB), CD — ატმოსფეროს ზედა საზღვარი, ხოლო O — დაკვირვების წერტილი. როდესაც მზე ზენიტშია (S_1), მაშინ ატმოსფეროში სხივების მიერ გავლილი გზა იქნება Oa_1 ($m=1$), ხოლო S_2 მდგომარეობისას — Oa^2.

Oa_1a_2 მართკუთხა სამკუთხედიდან

$$\frac{a_1O}{a_2O} = \frac{1}{m} = \sin h$$

ან

$$\frac{a_1O}{a_2O} = \frac{1}{m} = \cos z,$$

საიდანაც

$$m = \frac{1}{\sin h} = \csc h \qquad (45\text{-ა})$$

ან

$$m = \frac{1}{\cos z} = \sec z \qquad (45\text{-ბ})$$

ატმოსფეროს ნებისმიერი წნევის დროს

$$M = \csc h \cdot \frac{P}{P_0} = m\frac{P}{P_0} \qquad (46\text{-ა})$$

და

$$M = \sec z \frac{P}{P_0} = m\frac{P}{P_0}, \qquad (46\text{-ბ})$$

სადაც P_0 წნევაა ზღვის დონეზე (760 მმ).

(45-ა) ფორმულით საკმაო სიზუსტით შეიძლება გამოვითვალოთ ატმოსფეროს მასა m, თუ $h > 30°$ ($z < 60°$). იმ შემთხვევაში, როცა $h < 30°$ ($z > 60°$), უნდა გავითვალისწინოთ ატმოსფეროს ზედა საზღვრის სიმრუდე და მიმდებარე ჰაერის ფენებში მნიშვნელოვანი სიმკვრივით (ρ) გამოწვეული სხივების რეფრაქცია. ბემპორადომ, გაითვალისწინა რა აღნიშნული პირობები, მოგვცა მზის სხვადასხვა სიმაღლისათვის ატმოსფეროს მასის მნიშვნელობანი (ცხრ. 10).

ცხრილი 10

ატმოსფეროს მასის (m) დამოკიდებულება მზის სიმაღლეებთან (h, z)

z^0	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85	90
h^0	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0
m	1	1.02	1.06	1.16	1.30	1.55	2.0	2.90	5.60	10.40	35.40

როგორც მე-10 ცხრილიდან ჩანს, ატმოსფეროს ყველაზე მეტი მასა გააჩნია მზის ამოსვლისა და ჩასვლის მომენტში ($h=0°$ ან $z=90°$); ამ შემთხვევაში „მასა“ ან „ატმოსფეროთა რიცხვი“ $m=35,4$, ე. ი. სხივები ზენიტურ მდგომარეობასთან ($h=90°$, $z=0°$) შედარებით 35,4-ჯერ უფრო მეტ გზას გაივლის და უფრო მეტად შესუსტდება. ატმოსფეროს მასა სწრაფად მატულობს მზის სიმაღლის შემცირებასთან ერთად, ხოლო ამ უკანასკნელის მაღალი მდგომარეობისას მასის მატების სიდიდე ნაკლებია. მაგ., მზის სიმაღლის 60-დან 50°-მდე კლება იწვევს m-ის 0,14-ით მატებას, ხოლო თუ $h°$ 10-დან 0°-მდე შემცირდა, მაშინ m 29,8-ით მოიმატებს. იმისათვის, რომ მასამ მოიმატოს 4-დან 5-მდე, მზის სიმაღლე უნდა შემცირდეს სულ 3°-ით, ხოლო მასის 1-დან 2-მდე გაზრდისათვის h-მა უნდა დაიკლოს 60°-ით.

როგორც დავინახეთ, ატმოსფეროს ოპტიკური m მასა წარმოადგენს ატმოსფეროს ფენაში მზის სხივების მიერ გავლილი გზის შეფარდებით ზომას, რის გამოც მას შ ე ფ ა რ დ ე ბ ი თ მასას უწოდებენ (45 ა და ბ ფორმულა). სხვადასხვა სიმაღლეზე, სადაც P წნევა უფრო მცირეა ნორმალურზე (P_0), მოცემული დონიდან ატმოსფეროს საზღვრამდე ფენის სისქე მცირდება და, მაშასადამე, სხივების გზა ატმოსფეროში მოკლდება და ნაკლებად შესუსტდება. ამიტომ m მასის გამოსათვლელ (45 ა, ბ) ფორმულებში შეიტანეს შესწორება ადგილის სიმაღლის წნევაზე. (46 ა, ბ) ფორმულებით გამოთვლილ M სიდიდეს ა ბ ს ო ლ უ ტ უ რ მ ა ს ა ს უწოდებენ.

რადიაციის სხვადასხვა მახასიათებლის გამოთვლა დიდ სიმაღლეებზე, აბსოლუტური M მასის მეშვეობით, შესაძლებლობას იძლევა შევადაროთ ისინი ქვედა პუნქტების შესაბამის მონაცემებს.

როგორც ცნობილია, მზის რადიაციის მახასიათებლების გამოთვლას აწარმოებენ ძირითადად $m=1$ ან $m=2$ მასისათვის. ზღვის დონეზე $m=M$. როცა $l=500$ მბ და $M=2$. მაშინ (46) განტოლებიდან $M=\frac{500}{1000}m=2$, საიდანაც $m=\frac{2000}{500}=4$ და $M=2$, ხოლო მზის სიმაღლე $h^0=14,3^0$. როგორც ვხედავთ, 500 მბ-იან სიმაღლეზე მზის სხივები ორ მასას გაივლიან დედამიწის ზედაპირთან შედარებით ($h^0=30^0$, $m=2$) თითქმის ორჯერ ნაკლები მზის სიმაღლის პირობებში.

ჯვრის გადასასვლელზე (2395 მ ზღ. დ.) $P=761$ მბ. აბსოლუტური მასა $M=2$, როდესაც მზის სიმაღლე $h^0=22,2^0$, ხოლო $m=2,63$.

მაღალმთიან ყაზბეგზე (3657 მ ზღ. დ.) $P=649$ მბ. $M=2$, როდესაც $h^0=18,8^0$, ხოლო $m=3,08$.

ლამბერტის და ბუგერის კანონები. როგორც აღნიშნული იყო, მზის სხივები ატმოსფეროში გავლისას განიცდიან ჰაერის შემადგენელი გაზების ატომების, მოლეკულების და სხვადასხვა შენარევი აეროზოლების ზედაპირზე შთანთქმასა და გაბნევას, რის გამოც ისინი დედამიწაზე შესუსტებული სახით გვევლინებიან, რაც უფრო მცირეა მზის სიმაღლე და სხივები ატმოსფეროს მეტ ფენას გაივლიან (იხ. მე-10 ცხრილი), მით უფრო მეტი მშთანთქმელი და გამბნევი ნაწილაკები ხვდება სხივებს თავის გზაზე. სხივების შესუსტებას ატმოსფეროში და დედამიწაზე მიღებული რადიაციის სიდიდის განსაზღვრას ახდენენ მონოქრომატული[1] სხივების ნაკადისათვის.

ატმოსფეროში მზის რადიაციის შესუსტებას სხივების გაბნევით და შთანთქმით იხილავენ შესუსტების საერთო კოეფიციენტის (a) გამოყენებით. პირდაპირი რადიაციის მონოქრომატული[1] ნაკადი (dS_λ), რომლის ტალღის სიგრძე λ-ს ტოლია, ატმოსფეროში უსასრულოდ მცირე dl გზაზე (ნახ. 7), მუდმივი სიმკვრივის ρ პირობებში, შესუსტდება და ღებულობს შემდეგ გამოსახულებას:

$$dS_\lambda = -aS_{o\lambda}\,\rho dl\,. \qquad (47)$$

სადაც a შესუსტების საერთო კოეფიციენტია, $S_{o\lambda}$ — მზის მუდმივა.

თუ ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე $S_{o\lambda}$ მონოქრომატული რადიაციის ნაკადია (მზის მუდმივა), მაშინ რადიაციის შესუსტებას მთელ ატმოსფეროში — მისი ზედა საზღვრიდან დედამიწამდე, მივიღებთ 47 ფორმულის გაინტეგრალებით:

$$S_\lambda = S_{o\lambda}e^{-a\int_0^\infty \rho dl} \qquad (48)$$

სადაც S_λ მზის რადიაციის მონოქრომატული ნაკადია დედამიწის ზედაპირზე, სიდიდე $\int_0^\infty \rho dl$ ატმოსფეროს ოპტიკური მასაა (m) მზის სხივების მთელ გზაზე. ვინაიდან მონოქრომატული რადიაცია შესუსტების პროცესში შედგენილობის მიხედვით უცვლელია, ამიტომ პროპორციულობის კოეფიციენტი a მუდმივი რჩება და იგი შეიძლება ინტეგრალს გარეთ გამოვიტანოთ.

---

[1] მონოქრომატული — ერთი ფერის მქონე; აქ იგულისხმება მზის სპექტრის რომელიმე ფერი გარკვეული სიგრძის ტალღით.

მაშასადამე,

$$\int_0^\infty \rho dl = m,$$

ხოლო

$$S_\lambda = S_{0\lambda} e^{-am} \tag{49}$$

მზის ნებისმიერი სიმაღლისათვის გვექნება:

$$S_\lambda = S_{0\lambda} e^{-a\sec z}. \tag{50}$$

(50) ფორმულა ლამბერტის ეკუთვნის და გამოხატავს ატმოსფეროში მონოქრომატული რადიაციის შესუსტებას.

პრაქტიკაში მზის რადიაციის შესუსტების დასახასიათებლად ხმარობენ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის კოეფიციენტს (P_λ). თუ 49 და 50 ფორმულებში აღვნიშნავთ,

მაშინ $$e^{-a} = P_\lambda,$$

$$S_\lambda = S_{0\lambda} \cdot P_\lambda^m. \tag{51}$$

მივიღეთ ბუგერის ფორმულა. ამ ფორმულიდან შეიძლება განვსაზღვროთ P_λ გამჭვირვალობის კოეფიციენტი, რომელიც წარმოადგენს ატმოსფეროს ოპტიკური თვისებების მნიშვნელოვან მახასიათებელს.

თუ დავუშვებთ, რომ $m = 1$, ე. ი. მზე ზენიტშია, მაშინ 51 ფორმულიდან

საიდანაც $$S_\lambda = S_{0\lambda} \cdot P_\lambda,$$

$$P_\lambda = \frac{S_\lambda}{S_{0\lambda}}. \tag{52}$$

მაშასადამე, P_λ არის ერთ ატმოსფეროში გაელილი მზის რადიაციის ინტენსივობის შეფარდება მზის მუდმივასთან. იგი გვიჩვენებს, რადიაციის (მზის მუდმივას) რა ნაწილი აღწევს დედამიწამდე, როდესაც მზის სხივები შვეულად ეცემა მას.

გამჭვირვალობის კოეფიციენტით შეიძლება დავახასიათოთ ჰაერის მასის ფიზიკური თვისებები. რაც უფრო მეტია ჰაერში წყლის ორთქლი და სხვა შენარევები, მით უფრო ნაკლებია P_λ.

P_λ ტალღის სიგრძის ფუნქციაა; რადიაციის შესუსტების ხარისხი სპექტრის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაგვარია (ცხრ. 11).

ცხრილი 11

p_λ და λ შორის დამოკიდებულება

$\lambda_{მკ}$	0.35	0,39	0,45	0,50	0,60	0,70	0,80	1 0	2,0
p_λ	0,551	0 685	0,812	0.874	0.938	0.966	0.980	0,992	0 999

მე-11 ცხრილში გამჭვირვალობის კოეფიციენტი მოცემულია იდეალურად სუფთა და მშრალი ჰაერისათვის. როგორც ცხრილიდან ჩანს, იდეალურად სუფთა ატმოსფეროს სპექტრის ულტრაიისფერ ნაწილში ($\lambda = 0{,}35$ მკ) P_λ უახლოვდება 0,50-ს, ხოლო წითელ და ინფრაწითელ ნაწილში—0,90-ს. ეს გარემოება იმით აიხსნება, რომ რადიაციის ძირითადი შესუსტების მიზეზი გაბნევაა, მოკლეტალღიანი სხივები კი ყველაზე მეტად გაიბნევა ატმოსფეროში. გრძელტალღიანი რადიაციისათვის ატმოსფერო თითქმის გამჭვირვალეა და (P_λ) მატულობს. ამავე მიზეზებით აიხსნება აგრეთვე ის მდგომარეობაც, რომ ატმოსფეროს მასის (m) მომატებით გამჭვირვალობის კოეფიციენტი (P_λ) მატულობს (ცხრ. 12).

ცხრილი 12

m და p შორის დამოკიდებულება

m	2.3	3 4	4,5	5,6	6,7	7,8	8—9	9—10
p_λ	0.843	0,866	0,878	0.886	0 892	0,897	0,901	0 907

როგორც მე-12 ცხრილიდან ჩანს, მზის სხივური ნაკადი რაც უფრო მეტ მასას გაივლის, ადვილად შთანთქმის შედეგად, ისინი კარგავენ მეტ ულტრამოკლე ტალღის მქონე სხივებს და თანდათანობით მდიდრდებიან ატმოსფეროში ადვილად გამჭოლი გრძელტალღოვანი (წითელი) სხივებით. მაშასადამე, ატმოსფერო გრძელტალღოვანი რადიაციისათვის უფრო გამჭვირვალე ყოფილა (P_λ სიდიდეც მეტია), ვიდრე სპექტრის მოკლე ტალღებისათვის. აქიტომაა, რომ მზის სიმაღლის შემცირებასთან ერთად ჰორიზონტზე ცის თაღის წითლად შეფერადება მატულობს. ეს ეფექტი ცნობილია ფორბსის ეფექტის სახელწოდებით.

m და P შორის დამოკიდებულება ნათლად ჩანს აგრეთვე ბუგერის (51) ფორმულიდანაც. ბუგერის ფორმულა რადიაციის მთლიანი ნაკადისათვის შეიძლება ასეც დაიწეროს:

$$S=S_0P^m, \tag{53}$$

რომლის გალოგარითმებით მივიღებთ

$$\lg S=\lg S_0+m\lg P,$$

საიდანაც

$$\lg P=\frac{\lg S-\lg S_0}{m} \tag{54}$$

როგორც მოყვანილი ფორმულიდან ჩანს, გამქვირვალობის კოეფიციენტი (P) ატმოსფეროს მასასთან (m) მჭიდრო დამოკიდებულებაშია. იმისათვის, რომ P მნიშვნელობანი შესადარისი იყოს დროსა და სივრცეში, დაკვირვების მონაცემები დაჰყავთ განსაზღვრულ სტანდარტულ მასაზე — $m=1$ ან $m=2$.

ვ. კასტროვმა, გაითვალისწინა რა P-ს ასეთი დამოკიდებულება გაელილ მასასთან, S-ის გამოსათვლელად მოგვცა შემდეგი ფორმულა:

$$S=\frac{S_0}{1+cm}, \tag{55}$$

სადაც c განსაკუთრებული სიდიდეა, რომელიც გვიჩვენებს ატმოსფეროს გამქვირვალობის ხარისხს და თითქმის არ არის დამოკიდებული m მასაზე. ამ მხრივ ვ. კასტროვის ფორმულა ბუგერის ფორმულასთან შედარებით უფრო ზუსტია.

მზის რადიაციის შთანთქმა ატმოსფეროში სხვადასხვა გაზებისა და ნაწილაკების მიერ შერჩევითი ხასიათისაა, ე. ი. ისინი განსაზღვრული სიგრძის ტალღებს შთანთქავენ. ძირითადი მშთანთქმელია — ჟანგბადი (O_2), ოზონი (O_3), ნახშირორჟანგი (CO_2) და წყლის ორთქლი (H_2O). აღნიშნული გაზების მიერ შთანთქმული ენერგია ხმარდება მოლეკულების დისოციაციას ან შინაგანი ენერგიის ზრდას.

რადიაციის კარგი მშთანთქმელია ჟანგბადი (ნახ. 4). მას სპექტრის ხილულ ნაწილში ორი ზოლი გააჩნია: პირველი ზოლის ცენტრი 0,76 მკ ხვდება, მეორე ზოლის ცენტრი კი — 0,69 მკ-ს. იგი აგრეთვე შთანთქავს ულტრაიისფერი სხივების ნაწილსაც (0,2 მკ-ზე ნაკლებ სიგრძის ტალღებს), რომელიც სხვადასხვა სიმაღლეზე ჟანგბადის მოლეკულების დისოციაციას, ოზონის წარმოშობასა და უფრო მაღალ ფენებში გაზების იონიზაციას იწვევს.

ოზონი მზის რადიაციას შთანთქავს სპექტრის თითქმის ყველა ნაწილში. ყველაზე ინტენსიურად იგი შთანთქავს ულტრაიისფერ სხივებს. იმის გამო, რომ მოკლეტალღოვანი ულტრაიისფერი სხივების ინტენსივობა ძალზე მცირეა, ოზონის მიერ შთანთქმული რადიაციის წილი ინტეგრალურ რადიაციაში საერთოდ უმნიშვნელოა (2,5%). ოზონის მიერ სტრატოსფეროში შთანთქმული მოკლეტალღოვანი რადიაციის ასეთი სიმცირის მიუხედავად, იგი უდიდეს როლს ასრულებს ისეთი პროცესების შეჩერებაში როგორიცაა ფოტოქიმიური და ფოტოელექტრონული, რომელნიც სასიკვდილოდ მოქმედებენ ცოცხალ უჯრედებზე. ოზონის გავლენით, ულტრაიისფერ ნაწილში სპექტრი წყდება $\lambda = 0{,}29$ მკმ ტალღაზე (იხ. მე-4 ნახაზი). შთანთქმის დიაპაზონი მოიცავს 0,20-დან 0,32 მკმ-მდე ტალღას — ცენტრით $\lambda = 0{,}255$ მკმ. გარდა ამისა, ოზონის შთანთქმით გამოწვეული ზოლი გვხვდება სპექტრის ხილულ და ინფრაწითელ ნაწილშიც.

ნახშირმჟავა გაზს (CO_2) გააჩნია შთანთქმის რამდენიმე ზოლი ულტრაიისფერ და ინფრაწითელ სპექტრის ნაწილში. მაგრამ ამ გაზით რადიაციის შესუსტება ძალზე უმნიშვნელოა და ინტეგრალურ რადიაციაზე ძალზე სუსტ გავლენას ახდენს. სპექტრის ინფრაწითელ ნაწილში ნახშირმჟავა გაზი თითქმის მთლიანად შთანთქავს ტალღებს, რომელთა ცენტრია 4,3 და 15 მკმ. გრძელტალღოვანი რადიაციის შთანთქმა ატმოსფეროს ქვედა ფენებში იწვევს CO_2-ის მიერ „სათბურის ეფექტის“ გაძლიერებას დედამიწაზე და, აქედან გამომდინარე, მისი კონცენტრაციის ზრდამ (ყოველწლიურად მატულობს 0,3%-ით) შეიძლება გამოიწვიოს კლიმატის გლობალური შეცვლა.

მზის რადიაციის ძირითადი მშთანთქმელი წყლის ორთქლია. ის განსაკუთრებით კარგად შთანთქავს ინფრაწითელ სხივებს 5,5-დან 7,0 მკმ-მდე და 14-დან 40 მკმ-მდე. 8,0-დან 12,0 მკმ-მდე სიგრძის შუალედური ტალღები ორთქლისა და სხვა გაზების მიერ შთაუნთქავი რჩება, რის გამოც ტალღის აღნიშნულ ინტერვალს ატმოსფეროს გამჭვირვალობის ფანჯარას უწოდებენ.

მთელმა რიგმა დაკვირვებებმა დაადასტურა, რომ წყლის ორთქლის გავლენით რადიაციის შესუსტების ხარისხი ატმოსფეროში ორთქლის რაოდენობრივი მაჩვენებლებით განისაზღვრება. წყლის ორთქლის მიერ შთანთქმული რადიაციის სიდიდის განმსაზღვრელი მრავალი განტოლებიდან ყველაზე ზუსტად უნდა ჩაითვალოს ფ. მიოლერის და რ. მიუგეს განტოლება:

$$\Delta S_w = 0{,}172 (m w)^{0{,}303}, \qquad (56)$$

სადაც ΔS_w ატმოსფეროში წყლის ორთქლის მიერ შთანთქმული რადიაციის სიდიდეა, w — ჰაერის ტენშემცველობა, გამოხატული კონდენსირებული წყლის ფენის სიმაღლით (სმ-ობით).

ატმოსფეროში წყლის მარაგის განსაზღვრის მრავალი ხერხი არსებობს. მათ შორის ძირითადი მაინც აეროლოგიური დაკვირვებებია. უმეტეს შემთხვევებში კი კმაყოფილდებიან w-სა და დედამიწის ზედაპირზე წყლის ორთქლის დრეკადობას (e_0) შორის დამოკიდებულების არსებობით:

$$W = Ce_0^n, \tag{57}$$

სადაც C კოეფიციენტია, e_0 — ორთქლის დრეკადობა მმ-ობით. მიაჩნიათ, რომ $n < 1$ და, მაშასადამე, დამოკიდებულება w და e_0 შორის მრუდხაზოვანია. ა) კავკასიის აეროლოგიური სადგურების მონაცემებით w და e_0 შორის დამოკიდებულება სწორხაზოვანია (კორელაციის კოეფიციენტი $r = 0{,}92—0{,}99$) და ზოგადად ასე წარმოგვიდგება:

$$W = ae_0 + b, \tag{58}$$

სადაც a და b კოეფიციენტებია.

a, b და c კოეფიციენტები (იხ. 57 ფორმულა) სხვადასხვა პუნქტზე განსხვავებული მნიშვნელობისაა.

ატმოსფეროს ტენშემცველობის კონდენსირებული წყლის ფენის სიმაღლის 1 სმ-ით მომატება ან შემცირება იწვევს მზის პირდაპირი რადიაციის შთანთქმის ცვლილებას 0,025 კალ/სმ²წთ რაოდენობით.

მზის რადიაციის შესუსტების მეორე, უფრო მნიშვნელოვანი ფაქტორია სხივების გაბნევა. რადიაცია გაბნევით უფრო მეტად სუსტდება, ვიდრე შთანთქმით. როგორც ცნობილია, მზის პარალელურ სხივებს (პირდაპირი რადიაცია) თავის გზაზე ხვდება სხვადასხვა ზომის ნაწილაკები და ატმოსფეროს შემადგენელი გაზების მოლეკულები, რომელნიც უცვლიან მას მიმართულებას (გაბნევენ). გაბნეული ზედაპირიდან რადიაცია ელექტრომაგნიტური ტალღების სახით ყველა მიმართულებით ვრცელდება ისე, თითქოს ეს ზედაპირი რადიაციის წყაროს წარმოადგენდეს. რადიაციის გაბნევის სიდიდე დამოკიდებულია ატმოსფეროს ხასიათსა და სხივების ტალღის სიგრძეზე.

ამგვარად, გაბნევის შედეგად პირდაპირი რადიაცია სუსტდება და წარმოიშობა გაბნეული რადიაცია. იგი შეადგენს მზის რადიაციის მთელი ნაკადის დაახლოებით 25%-ს, აქედან 2/3 დედამიწას უბრუნდება, ხოლო დანარჩენი კოსმოსურ სივრცეში გადადის. გაბ-

ნეული რადიაცია ძირითადად მოკლე სიგრძის ტალღებს შეიცავს. რაც უფრო მცირეა გამბნევი ნაწილაკის ზომა, მით უფრო ძლიერ იბნევა მოკლე ტალღები.

როგორც აღვნიშნეთ, ატმოსფეროში სხივური ნაკადის ძირითადი გამბნევია ჰაერის შემადგენელ ნივთიერებათა მოლეკულები და აეროზოლების სხვადასხვა ნაწილაკები (მტვრის, ყინულის, ნისლის, ღრუბლების და სხვ.). გაბნევის ინტენსივობას ახასიათებენ გაბნევის კოეფიციენტით:

$$K = \frac{i_\lambda}{S_\lambda},$$

სადაც i_λ ერთეული მოცულობა ჰაერის მიერ გაბნეული რადიაციის ინტენსივობაა, S_λ—იმავე მოცულობაზე დაცემული პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა.

K გაბნევის კოეფიციენტი წარმოადგენს სიდიდეს, რომელიც გვიჩვენებს, რადიაციის რა ნაწილი გაიბნევა ერთეული მოცულობის გამბნევ გარემოდან.

სინათლის სხივის გაბნევის თეორიას უმცირესი ნაწილაკებიდან (მოლეკულებიდან) საფუძველი ჩაუყარა რ ე ლ ე ი მ. ვინაიდან გაზების მოლეკულების ზომა რამდენიმე ასეულჯერ ნაკლებია მზის სპექტრის ტალღის სიგრძეზე, ამიტომ რ ე ლ ე ი ს თეორია სრული სიცხადით შეიძლება გამოვიყენოთ ატმოსფეროს მიმართაც. რ ე ლ ე ი მ გვიჩვენა, რომ მოლეკულათა მიერ გაბნევის სიდიდე უკუპროპორციულია ტალღის სიგრძის მეოთხე ხარისხისა, ე. ი.

$$K = \frac{a}{\lambda^4}, \qquad (59$$

სადაც a პროპორციულობის კოეფიციენტია;

(59) ფორმულით რელეისებრი მოლეკულური გაბნევის სიდიდეთა გამოთვლები გვიჩვენებენ, რომ თუ მივიღებთ წითელი სხივებისათვის ($\lambda = 0{,}7$ მკმ) გაბნევის K კოეფიციენტს ერთის ტოლად, მაშინ უფრო მოკლე სიგრძის ტალღებისათვის იგი შემდეგი სიდიდეებით ხასიათდება:

ცხრილი 13

λ მკმ	0,62	0,57	0,52	0,47	0,44	0,30
ფერი	ნარინჯის.	ყვითელი	მწვანე	ლურჯი	ინდიგო	ულტრაიისფ.
K	1.6	2,2	3,3	4,9	6,4	30,0

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ტალღის სიგრძის შემცირებასთან ერთად სხივების გაბნევის არსებითი გაზრდით აიხსნება ცის თაღის ცისფერი (მოლურჯო) შეფერადება. ლურჯი და იისფერი სხივები 5—6,5-ჯერ მეტად გაიბნევა, ვიდრე წითელი ფერი.

გრძელტალღიანი რადიაციის უმნიშვნელო გაბნევით აიხსნება მისი მცირე შესუსტება იდეალურად სუფთა ატმოსფეროში გავლისას, ე. ი. ასეთი ატმოსფერო აღნიშნული ტალღებისათვის გამჭვირვალეა. მოკლეტალღიანი რადიაციისათვის ეს ატმოსფერო ნაკლებ გამჭვირვალეა, რადგანაც გაბნევის შედეგად სხივები ძლიერ სუსტდება.

გაბნეული ზედაპირიდან გაბნეული რადიაცია არათანაბრად ვრცელდება: რელეის კანონის თანახმად, გაბნევა ყველაზე მეტია სხივების დაცემის მიმართულებით და მის საწინააღმდეგოდ და ორჯერ ნაკლებია სხივებისადმი პერპენდიკულარული მიმართულებით.

მზის რადიაციის უფრო მსხვილი ნაწილაკებიდან გაბნევა (მტვრის, წყლის უწვრილესი წვეთები, ყინულის კრისტალები და სხვ.) დიდად განსხვავდება მოლეკულარული გაბნევისაგან. ე. ი. არ ექვემდებარება რელეის კანონს. ამ შემთხვევაში გაბნევა უკუპროპორციულია ტალღის სიგრძეზე უფრო ნაკლები ხარისხისა, ე. ი.

$$K = \frac{i_\lambda}{S_\lambda} = \frac{a}{\lambda^\varepsilon}, \qquad (60)$$

სადაც ε — ხარისხის მაჩვენებელი — ნულზე მეტია და 4-ზე ნაკლები.

თუ ნაწილაკის რადიუსი $r > 10^{-3}$ სმ, მაშინ გაბნევა არ არის დამოკიდებული რადიაციის ტალღის სიგრძეზე და ერთნაირია სპექტრის ყველა ნაწილისათვის. ამიტომაა, რომ მსხვილი ნაწილაკებიდან გაბნეული სხივები უფრო გრძელტალღიანია.

უღრუბლო ამინდში გაბნეული რადიაციის სიდიდე (მოლეკულარული გაბნევა) მცირეა და მიახლოებით კალორიის მეასედ ნაწილს შეადგენს. სხივური ენერგიის საერთო ნაკადში მისი წილი დედამიწის ზედაპირზე უმნიშვნელოა. მაგრამ ატმოსფეროში სხვადასხვა აეროზოლის ნაწილაკების და განსაკუთრებით ღრუბლების არსებობის დროს გაბნევა ძლიერ მატულობს.

გაბნევა პირდაპირ დამოკიდებულებაშია მზის სიმაღლესა და თოვლის საბურველთან. რაც უფრო მატულობს მზის სიმაღლე, მით უფრო მატულობს თოვლის ზედაპირზე გაბნევის ინტენსივობაც (ცხრ. 14).

ინტენსივობის დამოკიდებულება მზის სიმაღლესა და თოვლის საბურველთან

ინტენსივობა კალ/სმ² წთ	მზის სიმაღლე (გრად.)						
	0	5	10	20	30	40	50
თოვლის გარეშე	0.011	0.031	0 044	0.063	0.075	0.085	0.093
თოვლით	0.017	0 038	0.053	0.072	0.085	0.095	0.104

თოვლის საბურველის არსებობა, ბუნებრივ ზედაპირთან შედარებით, ზრდის გაბნეული რადიაციის ინტენსივობას. ეს იმით აიხსნება, რომ თოვლს სხივების არეკვლის (70—90%) დიდი უნარი აქვს. ატმოსფეროში არეკვლილი რადიაცია კვლავ გაიბნევა, რის შედეგადაც გაბნეული რადიაციის საერთო ნაკადი იზრდება.

მაღალმთიან ზონაში და თავისუფალი ატმოსფეროს დიდ სიმაღლეებზე, სადაც ჰაერი ძალზე გამჭვირვალეა და გაიშვიათებული, გაბნევა შესუსტებულია. რაც უფრო მეტი გზის გავლა უხდება მზის სხივებს ატმოსფეროში, მით უფრო მეტ მოკლეტალღიან სხივებს კარგავს იგი და დედამიწაზე უმეტესად გრძელტალღიანი სხივები გვევლინება. ამიტომაა, რომ მზე ამოსვლისა და ჩასვლის პროცესში იღებს მოყვითალო, ნარინჯისა და ხშირად მოწითალო ფერს. მზის სიმაღლის ზრდასთან ერთად, როგორც აღვნიშნეთ, მოლეკულარული გაბნევაც მატულობს — ლურჯი, ცისფერი და იისფერი სხივების ხარჯზე. სწორედ ეს სხივები აძლევს უღრუბლო ამინდში ცის თაღს იმ ფერს, რომელსაც ჩვენ ცისფერს ვუწოდებთ; სიმაღლის ზრდასთან ერთად, მოლეკულათა რაოდენობის შემცირების გამო, აღნიშნული ფერი თანდათანობით მუქდება და სტრატოსფეროში და უფრო მაღლა იგი შავ-იისფერში გადადის. აეროზოლების და, კერძოდ, ღრუბლების ნაწილაკების გაბნევის შედეგად ცის თაღი ყოველთვის მოთეთრო-მონაცრისფრო ან მოყვითალო ფერისაა.

დედამიწის ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის ენერგიის მაქსიმუმი თუ სპექტრის ხილული ნაწილის მოყვითალო-მომწვანო სხივებს ხვდება, გაბნეული რადიაციის სპექტრში იგი გადაადგილდება უფრო მოკლე სიგრძის ლურჯი სხივებისაკენ (იხ. მე-4 ნახაზი).

საერთოდ აღსანიშნავია, რომ გაბნეული რადიაციის სპექტრული შედგენილობა მნიშვნელოვნად იცვლება ატმოსფეროს გამჭვირვალობის ცვლასთან ერთად.

ატმოსფეროში მზის რადიაციის გაბნევა განაპირობებს ატმოსფეროს განათებას — სინათლეს. ატმოსფეროს უქონლობისას დღის სინათლეს ადგილი ექნებოდა მხოლოდ იქ, სადაც მზის სხივები უშუალოდ დაეცემოდა. მაშასადამე, ატმოსფერო დღისით სინათლის წყაროა, გაპირობებული გაბნეული რადიაციით. სრული მოღრუბლულობის დროს დღის სინათლე გაბნეული რადიაციის შედეგია.

სიმღვრივის ფაქტორი. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მზის რადიაციის საერთო შესუსტება ატმოსფეროში ძირითადად გამოწვეულია სამი ფაქტორით: მუდმივი გაზების მოლეკულებით (იდეალურად სუფთა და მშრალი ატმოსფერო), წყლის ორთქლით და აეროზოლებით. პირველი თუ მუდმივი ფაქტორია (არ იცვლება), მეორე და მესამე ცვალებად ფაქტორებს მიეკუთვნება. მაშასადამე, ატმოსფეროში რადიაციის შესუსტების საერთო კოეფიციენტი (a) შეიძლება გამოვსახოთ სამივე ფაქტორის შესუსტების კოეფიციენტების ჯამის სახით:

$$a = A + W + d\,, \tag{61}$$

სადაც A — მოლეკულური შესუსტების კოეფიციენტია; W — წყლის ორთქლით შესუსტების კოეფიციენტი და d — აეროზოლური შესუსტების კოეფიციენტი.

მოლეკულური შესუსტების კოეფიციენტი, როგორც მუდმივი სიდიდე, მიიღეს ერთის ტოლად, ამიტომ ამ უკანასკნელის დანარჩენი ფაქტორებისაგან გამოყოფის მიზნით შემოიღეს ახალი სიდიდე, რომელსაც T სიმღვრივის ფაქტორი ეწოდება. იგი წარმოადგენს რეალური ატმოსფეროს რადიაციის შესუსტების კოეფიციენტის (a) შეფარდებას იდეალური (მშრალი და სუფთა) ატმოსფეროს რადიაციის შესუსტების (A) კოეფიციენტთან:

$$T = \frac{a}{A} = 1 + W + d \tag{62}$$

აქედან

$$a = AT\,.$$

იგი ჩავსვათ ლამბერტის 49-ე ფორმულაში, მივიღებთ:

$$S = S_0 e^{-AT_m}\,. \tag{63}$$

თუ e^{-A} იდეალური ატმოსფეროს გამჭვირვალობის კოეფიციენტს აღვნიშნავთ q (ე. ი. $e^{-A}=q$), მაშინ

$$S=S_0 q^{Tm}, \tag{64}$$

თანახმად ბუგეს 51 ფორმულისა

$$S_0 P^m = S_0 q^{Tm}.$$

თუ გავალოგარითმებთ, მივიღებთ

$$m \lg P = Tm \lg q,$$

საიდანაც

$$T=-\frac{\lg P}{\lg q}. \tag{65}$$

T სიმღვრივის ფაქტორი არის იდეალური ატმოსფეროს რაოდენობა, რომელიც გამოიწვევდა მზის რადიაციის იმავე შესუსტებას, რასაც რეალური ატმოსფერო.

სიმღვრივის ფაქტორი გამჭვირვალობის კოეფიციენტთან შედარებით ნაკლებადაა დამოკიდებული ატმოსფეროში გავლილ m მასაზე; ამიტომ იგი გამოიყენება აეროზოლებით ატმოსფეროს სიმღვრივის დასახასიათებლად. მისი მნიშვნელობა ერთზე მეტია; იგი უფრო დიდ ინტერვალში იცვლება, ვიდრე გამჭვირვალობის P კოეფიციენტი.

იდეალურად სუფთა ატმოსფეროსათვის გამჭვირვალობის კოეფიციენტს გამოითვლიან (66) განტოლებით:

$$q=0{,}907^{m^{0{,}018}}. \tag{66}$$

ვინაიდან სიმღვრივის ფაქტორი ნაკლებადაა დამოკიდებული მზის სიმაღლეზე, ამიტომ მისი საშუალებით შესაძლებელია განვსაზღვროთ ატმოსფეროს სიმღვრივე სხვადასხვა ამინდისა და კლიმატის პირობებში, რაც ამ ფაქტორს P-თან შედარებით მეტ უპირატესობას ანიჭებს.

P გამჭვირვალობის კოეფიციენტს და T სიმღვრივის ფაქტორს ახასიათებთ როგორც დღეღამური, ისე წლიური მსვლელობა. ზაფხულის თვეებში, შუადღისას T უმეტეს შემთხვევაში მაქსიმუმს, ხოლო P — მინიმუმს აღწევს; მიზეზი ის არის, რომ ატმოსფეროს ქვედაფენებში ადგილი აქვს ძლიერ კონვექციურ პროცესებს. ზამთრის პერიოდში ატმოსფეროს გამჭვირვალობა დღის განმავლობა-

ში ნაკლებად იცვლება. ხშირ შემთხვევაში T მინიმუმი (P მაქსიმუმი) შეინიშნება შუადღის საათებში. როგორც ზაფხულში, ისე ზამთარში ატმოსფეროს გამჭვირვალობა დღის მეორე ნახევარში, ჩვეულებრივ, უფრო ნაკლებია, ვიდრე დღის პირველ ნახევარში.

ორივე ელემენტის წლიური მსვლელობა შედარებით მარტივია. P ზამთარში მაქსიმუმით ხასიათდება, ზაფხულში — მინიმუმით. როგორც მე-15 ცხრილიდან ჩანს, P-ს შემცირება ზაფხულში ძირითადად ატმოსფეროს მეტი დამტვერიანობითა და მაღალი ტენიანობით უნდა აიხსნას. გამჭვირვალობის კოეფიციენტის წლიური მსვლელობა თბილისსა და ყაზბეგის მთაზე თითქმის ერთნაირია, მაგრამ ამ უკანასკნელში P-ს მნიშვნელობები მეტია თბილისისაზე.

ცხრილი 15

P და T წლიური მსვლელობა სიმაღლესა და ტენიანობასთან დამოკიდებულებით

პუნქტი	H მ-ში	I	III	V	VII	IX	XI	საშ. წლიური
		გამჭვირვალობის კოეფიციენტი (P)						
პავლოვსკი		0,82	0,80	0,77	0,75	0,78	0,81	0,79
თბილისი (ე მბ)	404	0,77 (4,7)	0,75 (6,0)	0,71 (12,1)	0,66 (16,2)	0,73 (13,5)	0,78 (7,6)	0,74 (10,0)
წალკა	1457	0,83	0,79	0,75	0,69	0,74	0,81	0,76
ჭერის გად.	2395	0,85	0,83	0,79	0,76	0,80	0,83	0,80
ყაზბეგი (ე მბ)	3657	0,88 (1,7)	0,85 (1,8)	0,81 (3,8)	0,81 (5,4)	0,84 (4,2)	0,86 (2,0)	0,84 (3,2)
		სიმღვრივის ფაქტორი (T)						
პავლოვსკი		1,6	1,6	1,9	2,2	1,7	1,5	1,7
თბილისი	404	2,7	2,9	3,4	3,9	3,2	2,6	3,1
წალკა	1457	1,9	2,4	2,9	3,7	3,0	2,1	2,7
ჭერის გად.	2395	1,6	1,7	2,2	2,8	2,2	1,7	2,1
ყაზბეგი	3657	1,3	1,6	2,0	2,1	1,8	1,5	1,7

ეს გამოწვეულია იმით, რომ სიმაღლის ზრდის მიხედვით ატმოსფეროს ფენა, ჰაერის გაზების მოლეკულებისა და აეროზოლების ნაწილაკთა რაოდენობა მცირდება; ამ შემთხვევაში, რა თქმა უნდა, სიმაღლის ფაქტორს გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება.

გარდა ამისა, P დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე; დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ P განედის ზრდასთან ერთად მატულობს. ამის კარგ სურათს იძლევა მე-16 ცხრილი

ცხრილი 16

P-ს ცვლილება განედების მიხედვით

განედი	0	15	30	45	60	75
P	0.72	0.74	0.76	0.78	0.80	0.82

ამ გარემოებით უნდა აიხსნას პერპენდიკულარულ ზედაპირზე მზის რადიაციის ძაბვის მატება ჩრდილოეთ რაიონებში, რომელზეც ჩვენ დაწვრილებით ქვემოთ შევჩერდებით.

სიმღვრივის ფაქტორი შესამჩნევად იცვლება გეოგრაფიული განედის, წლის დროისა და ადგილის სიმაღლის ცვლილებასთან ერთად. კერძოდ, განედის მატებით T-ს მნიშვნელობა კლებულობს; T-ს მაქსიმალური მნიშვნელობა აღინიშნება ზაფხულში, მინიმალური — ზამთარში. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს თბილისისა და პავლოვსკის მონაცემები (ცხრ. 15). თბილისში ატმოსფეროს საგრძნობი გაჭუჭყიანების გამო მზის სხივები უფრო მეტად შესუსტდებიან, ვიდრე პავლოვსკში. მართლაც, თბილისში ივლისის თვეში მზის სხივებს უხდებათ 3,9 იდეალურად სუფთა და მშრალი ატმოსფეროს გავლა, რათა რადიაცია შესუსტდეს იმავე სიდიდით როგორც ეს რეალურ პირობებშია; პავლოვსკში იგივე შესუსტებისათვის სხივებმა უნდა გაიარონ 2,2 იდეალური ატმოსფერო, ე. ი. 1,7 ატმოსფეროთი ნაკლები.

რაც უფრო მეტია სიმაღლე, T მით უფრო კლებულობს, რადგან სიმღვრივის ფაქტორის სიდიდე დამოკიდებულია ჰაერში წყლის ორთქლისა და მტვრის რაოდენობაზე. ამიტომ T შეიძლება მივიღოთ სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასების მახასიათებლად. ლ. მხმონტოვამ და ს. ხრომოვმა მოსკოვისათვის გამოითვალეს T-ს მნიშვნელობები ცალკეული ჰაერის მასებისათვის:

კონტინენტური არქტიკული ჰაერი	2·45
ზღვის პოლარული ჰაერი	2·66

კონტინენტური პოლარული ჰაერი	3·09
ტროპიკული ჰაერი	3·49

როგორც მოყვანილი მაგალითიდან ჩანს, სიმღვრივის ფაქტორი კონტინენტურ პოლარულ და ტროპიკულ ჰაერში წყლის ორთქლისა და მტვრის ნაწილაკების შემცველობის მატებასთან ერთად იზრდება.

§ 7. დედამიწის ზედაპირის რადიაციული რეჟიმი

პირდაპირი რადიაცია. პირდაპირი რადიაციის ნაკადის ინტენსივობა დამოკიდებულია დედამიწასა და მზეს შორის მანძილზე, მზის სიმაღლესა და ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე.

პირდაპირ რადიაციას ახასიათებს როგორც დღეღამური, ისე წლიური მსვლელობა. დღის განმავლობაში რადიაცია დასაწყისში სწრაფად, ხოლო შემდგომ (შუადღემდე) უფრო ნელა მატულობს და შუადღისას მაქსიმუმს აღწევს. დაბალ და მაღალ განედებზე მზის საშუადღეო სიმაღლის დიდი განსხვავების მიუხედავად რადიაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები პერპენდიკულარულ ზედაპირზე ერთმანეთისაგან დიდად არ განსხვავდება (ცხრ. 17).

ცხრილი 17

პირდაპირი რადიაციის საშუადღეო მაქსიმალური სიდიდენი პერპენდიკულარულ ზედაპირზე (კალ/სმ.² წთ.)

პუნქტი	მაქს	პუნქტი	მაქს.
ჩრდ. პოლუსი	1,29	აბასთუმანი (1263 მ)	1,63
კუნძ. დიქსონი	1,49	ბახმარო (1913 მ)	1.60
პავლოვსკი	1.57	ტბეკუბაია (2300 მ)	1 66
მოსკოვი	1.47	ყაზბეგი (3657 მ)	1.71
თბილისი	1,56	ფედჩენკოს მყინვარი (4200 მ)	1,67
აშხაბადი	1,45		

კუნძ. დიქსონზე $S_{\text{მაქ}}$. აღემატება აშხაბადისას და თითქმის უტოლდება ტაშკენტისას. ეს აიხსნება იმით, რომ დაბალ განედებზე ატმოსფერო სხვადასხვა შენარევებითაა ამღვრეული (განსაკუთრებით მდიდარია წყლის ორთქლით). ადგილის სიმაღლის ზრდა იწვევს $S_{\text{მაქ}}$. მატებას (ცხრ. 17).

როგორც მე-17 ცხრილიდან ჩანს, ყველაზე მაღალი ინტენსივობით ხასიათდება ყაზბეგის მთა (1. 71). საერთოდ მთიანი პუნქტების $S_{ეკ}$. აღემატება დაბლობისას. მიღებულია, რომ მთიან რაიონებში ადგილის სიმაღლის ყოველი 1000 მ-ით გადიდება იწვევს რადიაციის ინტენსივობის 10%-ით გაზრდას.

სითბური ენერგიის ის ნაწილი, რომელსაც მზე აწვდის დედამიწას პირდაპირი რადიაციის (S') სახით, ძალზე მნიშვნელოვანია. მე-20 ცხრილში მოცემულია ჰორიზონტალურ ზედაპირზე პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის თვიური და წლიური ჯამები კილოკალორიებში (კკალ/სმ²).

ცხრილი 18

S' და i თვიური და წლიური ჯამები სხვადასხვა განედზე (კკალ/სმ²)

პუნქტი	განედი (ჩრდ.)	რადიაცია	I	III	V	VI	VII	X	XII	წლიური ჯამი
ხიბინი	68	S'	0.0	1.7	3.9	6.1	6.5	0.3	0.0	28.0
		i	0.1	2.9	7.3	7.6	6.7	1.0	0.0	38.5
თბილისი	42	S'	1.8	3.9	8.7	10.2	11.3	4.8	1.4	69.7
		i	2.4	4.6	6.4	6.0	5.9	3.6	2.1	51.0

მე-18 ცხრილიდან კარგად ჩანს პირდაპირი რადიაციის (S') როგორც თვიური, ისე წლიური ჯამების თანდათანობითი მატება განედის კლებასთან ერთად. ორივე პუნქტზე სითბოს მაქსიმუმი ივნის-ივლისშია. ხშირია შემთხვევები, როცა ორ მეზობელ ან ერთი და იმავე განედზე მდებარე პუნქტებს შორის რადიაციის წლიურ ჯამებში დიდი განსხვავებაა. მაგ., თბილისში წლიური ჯამი 69.7 კკალ/სმ²-ით შეადგენს, ხოლო ტაშკენტში — 93.5. ამის ძირითადი მიზეზია თბილისში გადიდებული მოღრუბლულობა ტაშკენტთან შედარებით.

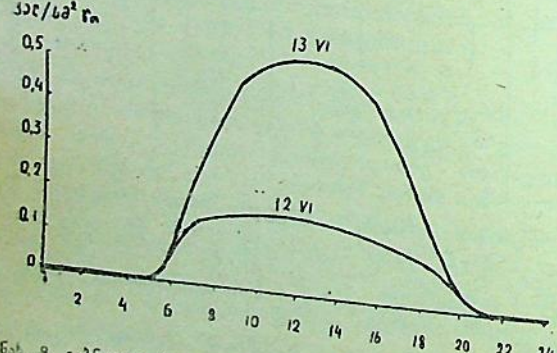
ატმოსფეროში რადიაციის შესუსტება ჰაერის მოლეკულების, წყლის ორთქლის და აეროზოლების მიერ მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს. თუ ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე პირდაპირი რადია-

ციის ინტენსივობა ($S_0 = 1{,}98$ კალ/სმ²წთ) 100%-ია და ატმოსფეროს შეფარდებითი მასა $m = 2$ ($h° = 30°$), მაშინ თბილისი ატმოსფეროს მეშვეობით საშუალოდ კარგავს რადიაციის 47%-ს. აქედან მოლეკულური შესუსტება შეადგენს 18%-ს, წყლის ორთქლით შესუსტება — 14%-ს და აეროზოლური შესუსტება — 15%-ს. წლის სხვადასხვა თვეს აღნიშნული სიდიდეები იცვლება (გარდა მოლეკულურისა). მაგ., იანვარში რადიაციის საერთო შესუსტება ატმოსფეროში 42%-ია, საიდანაც წყლის ორთქლზე და აეროზოლებზე მოდის 12—12%, ხოლო ივლისში. წყლის ორთქლის და აეროზოლების გაზრდის შედეგად შესუსტება შესაბამისად შეადგენს 55,16 და 21%-ს.

გაბნეული რადიაცია. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გაბნეული რადიაციის ინტენსივობა (i) ძირითადად დამოკიდებულია მზის სიმაღლეზე, ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე, დედამიწის ზედაპირის არეკვლითუნარიანობაზე (ალბედო), ღრუბლების რაოდენობასა და ფორმაზე.

გაბნეულ რადიაციას, ისევე როგორც პირდაპირს, გააჩნია დღეღამური მსვლელობა. მოღრუბლულობა არსებით გავლენას ახდენს გაბნეული რადიაციის ინტენსივობასა და მის დღეღამურ მსვლელობაზე. ღრუბლების რაოდენობის მატება i-ს ზრდას იწვევს. სხვადასხვა ფორმის ღრუბლები რადიაციას სხვადასხვა ინტენსივობით გაბნევს.

თუ რამდენად მატულობს გაბნეული რადიაცია ღრუბლების გავლენით, შეიძლება ვნახოთ მე-8 ნახაზიდან.



ნახ. 8. გაბნეული რადიაცია მოწმენდილ (12/VI) და მოღრუბლულ (13/VI) ამინდში (სოხუმი, 1968)

12 ივნისს სრულიად უღრუბლო ამინდი იყო, სოლო შეორე დღეს — 13 ივნისს — მოღრუბლული. როგორც ნახაზიდან ჩანს, მოღრუბლულ ამინდში გაბნეული რადიაციის მნიშვნელობა 3-ჯერ აჭარბებს უღრუბლო დღის რადიაციას. 13 ივნისს დღისით ადგილი ჰქონდა მაღალგროვა (*AC*) ღრუბლებს. მაღალ განედებსა და მაღალმთიან ზონაში მცირე სისქის ღრუბლები გაბნეულ რადიაციას 6—7-ჯერ ზრდის.

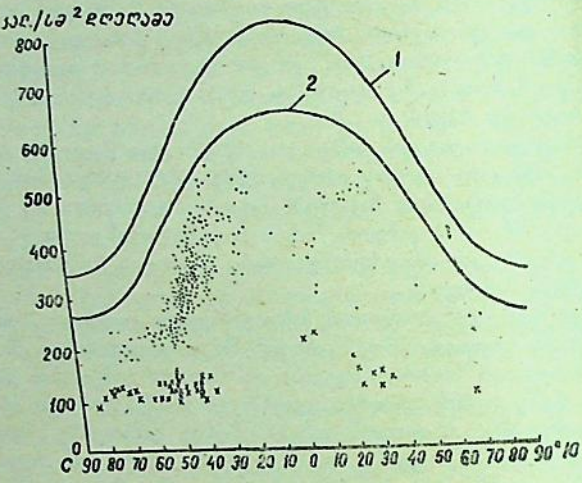
გაბნეული რადიაციის საშუალო თვიური და წლიური ჯამების განაწილების კარგ სურათს იძლევა მე-20 ცხრ. ორივე პუნქტზე *i* მინიმუმი დეკემბერშია, მაქსიმუმი კი — მაის-ივნისში. წლის ცივ პერიოდში (X—III) განედის მატებით *i* მცირდება, თბილ პერიოდში (IV— X) კი — მოღრუბლულობისა და დღის ხანგრძლივობის გადიდებით მატულობს.

როგორც მე-20 ცხრილიდან ჩანს, გაბნეული რადიაცია სითბოს ნაკადში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს. განსაკუთრებით ეს დაბალი განედების ზამთრის თვეებსა და მაღალი განედების წლის ყველა თვეზე ითქმის. ზამთრის თვეებში *i*-ს მნიშვნელობები სჭარბობს პირდაპირი რადიაციის ჯამებს; მაღალ განედებზე, მთელი წლის განმავლობაში გაბნეული რადიაციის წილი გაცილებით მეტია პირდაპირზე. მაგ., ხიბინში *i* წლიურ ჯამში 10,5 კკალ/სმ²წთ აღემატება პირდაპირს (*S'*). საერთოდ, მაღალ განედებზე ხშირია შემთხვევა, როცა *i*-ს ინტენსივობა შუადღის საათებში 1 კალ/სმ²წთ აღწევს.

ადგილის სიმაღლის ზრდით გაბნეული რადიაცია კლებულობს, რადგან ადგილი აქვს ატმოსფეროს ფენისა და აეროზოლების შემცველობის შემცირებას.

ჯამური რადიაცია. ჯამური რადიაცია წარმოადგენს პირდაპირი (*S'*) და გაბნეული (*i*) რადიაციის ჯამს ჰორიზონტალურ ზედაპირზე. იგი დედამიწის ზედაპირზე სითბოს ძირითადი ნაკადია. სრული მოღრუბლულობისას (ან როცა მზის დისკო დაფარულია გაუმჭვირვალე ღრუბლებით) ჯამური რადიაცია (*Q*) წარმოდგენილია მხოლოდ გაბნეული რადიაციით, უღრუბლო ამინდის დროს კი — როგორც პირდაპირით, ისე გაბნეულით.

ნახ. 9-ზე მოცემულია უღრუბლო დღეებისათვის (2) ჯამური რადიაციის საშუალო წლიური დღეღამური ჯამების განედური განაწილება ატმოსფეროს საზღვარსა (1) და დედამიწის სხვადასხვა პუნქტზე (2).



ნახ. 9. ჯამური რადიაციის საშუალო წლიური სიდიდის დამოკიდებულება განედთან. 1 — ატმოსფეროს საზღვარზე, 2 — დედამიწის ზედაპირზე უღრუბლო ამინდში.

1-ელი და მე-2 მრუდების შედარება გვიჩვენებს, რომ ატმოსფეროში შთანთქმისა და გაბნევის შედეგად მზის რადიაციის ნაკადი დაახლოებით 20%-ით სუსტდება. მოღრუბლულობა კი მას დამატებით 20—30%-ით ასუსტებს. ამგვარად, დედამიწის ზედაპირამდე ატმოსფეროს საზღვარზე მიღებული რადიაციის მხოლოდ 50—60% აღწევს. რადიაციის ამ ნაწილს (Q) დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს, რადგან იგი დედამიწის რადიაციული ბალანსის ერთ-ერთი ძირითადი კომპონენტია.

ჯამური რადიაციის დღეღამურ მსვლელობას ძირითადად განსაზღვრავს მზის სიმაღლე, მოღრუბლულობა, ატმოსფეროს გამჭვირვალობა და სხვ. უღრუბლო ამინდის პირობებში Q დღეღამურ მსვლელობას ძალიან მარტივი სახე აქვს (შუადღის მაქსიმუმით); ამ შემთხვევაში რადიაციის ცვლილება ძირითადად განისაზღვრება მზის სიმაღლის ცვლილებით.

მოღრუბლულობის დროს Q საერთოდ მცირდება, მაგრამ ზოგჯერ შეიძლება გადიდდეს კიდეც, თუ მოღრუბლულობა ნაწილობ-

რივია და მზე ღრუბლებით არ არის დაფარული, მაშინ Q-ს მნიშვნელობა აღემატება უღრუბლო ამინდის მნიშვნელობას (რა თქმა უნდა, მზის ერთი და იმავე სიმაღლისათვის). სრული მოღრუბლულობისას იგი გაცილებით ნაკლებია; უნდა აღინიშნოს, რომ ცალკეულ შემთხვევაში ნაწილობრივი მოღრუბლულობისას, როცა მზის დისკო თავისუფალია ღრუბლებისაგან, შეიძლება ადგილი ჰქონდეს Q-ს გადიდებას. მაგ., მაღალმთიან ზონაში (მ/მ ყაზბეგზე, ჯვრის გადას). თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან და თხელი ღრუბლებიდან სხივური ნაკადის მრავალჯერადი არეკვლა და გაბნევა ხშირ შემთხვევაში, იწვევს ჯამური რადიაციის ინტენსივობის გაზრდას 2,0 და მეტ კალორიამდე, რაც აშკარად აღემატება მზის პუდმივას ($S_0 = 1{,}98$ კალ/სმ²წთ).

დედამიწის ზედაპირის ბევრ პუნქტზე Q-ს თვიური ჯამების მაქსიმუმი ზაფხულშია, მაგრამ ზოგიერთ პუნქტზე (მაგ. მუსონების გავრცელების რაიონში, სადაც მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზაფხულის თვეებშია) შეიძლება გადაინაცვლოს გაზაფხულზე ან შემოდგომის თვეებზეც (ვლადივოსტოკი). ეს გარემოება კარგად ჩანს მე-19 ცხრილიდან.

ცხრილი 19.

ჯამური რადიაციის სეზონური და წლიური ჯამები (კკალ/სმ²)

	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
ბიბინი	10	25.8	34.6	5.1	66.5
როსტოვი	8.0	33.2	41.8	15.2	101.5
თბილისი	13.7	31.8	49.1	23.1	120.7
ყაზბეგი (მ. მთ.)	22.3	50.9	50.1	29.7	153.0
ვლადივოსტოკი	17.7	35.6	32.9	24.3	110.5

ჯამური რადიაცია დიდადაა დამოკიდებული აგრეთვე ადგილის განედზე. როგორც თვიური, ისე წლიური ჯამები განედის შემცირებასთან ერთად მატულობს და ეკვატორის მახლობლად მისი მნიშვნელობა წლის განმავლობაში თანაბრად ნაწილდება.

მსგავსად პირდაპირი რადიაციისა, ჯამური რადიაცია ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება. ეს კარგად ჩანს მე-19 ცხრილიდან ყაზბეგის მაგალითზე. ამ უკანასკნელში O-ს წლიური ჯამი 153,9, ხოლო თბილისში 120,7 კკალ/სმ²წლ შეადგენს. ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ-ზე უდრის 1,05 კკალ/სმ²წლ.

ჯამური რადიაცია ($S'+i$), რომელიც აღწევს დედამიწის ზედაპირამდე, ამ უკანასკნელის მიერ მთლიანად არ შთაინთქმება, ნაწილი აირეკლება. სხვადასხვა ზედაპირის არეკვლის თვისებებს განსაზღვრავენ სიდიდით, რომელსაც ალბედო ეწოდება. ალბედო არეკვლილი რადიაციის (R) შეფარდებაა მიღებულ (Q) რადიაციასთან და გამოხატულია პროცენტებში:

$$A=\frac{R}{Q}\cdot 100\%. \qquad (67)$$

ალბედო (A) არის სიდიდე, რომელიც გვიჩვენებს, სხვადასხვა ფიზიკური სხეულის მიერ მიღებული ჯამური რადიაციის რა ნაწილი აირეკლება მისი ზედაპირიდან.

ალბედოს სიდიდეზე დიდ გავლენას ახდენს ზედაპირის ფერი, ტენიანობა და მქისეობა. რაც უფრო თეთრია ზედაპირი, მით უფრო მეტი ინტენსიურობით ხდება მისგან სხივების არეკვლა, და მაშასადამე, ალბედოც მეტია. ტენიანი ნიადაგის ალბედო ორჯერ ნაკლებია მშრალი ნიადაგის ალბედოზე; სხეულის მქისეობის მომატებით A კლებულობს.

ბუნებრივი ზედაპირის ალბედო მიღებული რადიაციის სხვადასხვა სიგრძის ტალღისათვის სხვადასხვაა. ალბედოს განიხილავენ არა მარტო მიღებული რადიაციის სპექტრისათვის მთლიანად (ინტეგრალურად), არამედ სპექტრის ცალკეული უბნებისთვისაც. განსაზღვრავენ აგრეთვე სხეულების ალბედოს პირდაპირი და გაბნეული რადიაციისათვის, ცალ-ცალკე.

ჩვენ ძირითადად შევჩერდებით ინტეგრალური ალბედოს დახასიათებაზე. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ სხვადასხვა ბუნებრივი ზედაპირის ალბედო მცირედ იცვლება (10—30%); გამონაკლისს თოვლისა და წყლის ზედაპირები წარმოადგენენ.

მე-20 ცხრილში ალბედო მოცემულია მხოლოდ ზოგიერთი ზედაპირისათვის. აქ კარგად ჩანს მშრალი და ნოტიო ზედაპირის ალბედოთა შორის განსხვავება. მაგ., მშრალი თოვლის ალბედოა 85—95%, სველის — 30—45%. როგორც ვხედავთ, ყველაზე მეტ ცვლილებას თოვლის ალბედო განიცდის. ნაკლებადაა შესწავლილი ყინულის ალბედო. მაგ., თეთრი ზღვის რაიონში, პ. კუზმინის გაზომვებით, ყინულის ზედაპირის სხვადასხვა ფიზიკური მდგომარეობისას ალბედოს მნიშვნელობა 26%-დან 41%-მდე იცვლება.

სხვადასხვა ზედაპირის ალბედო (³/₀-ით)

ზედაპირის დახასიათება	ალბედო (%-ით)
ახალი თოვლი	85—95
სველი თოვლი	30—45
შავმიწა ნიადაგი (მშრალი)	12
—„— (ნოტიო)	7
წაბლისფერი ნიადაგი (მშრალი)	14
—„— (ნოტიო)	9
ოიხნარი ნიადაგი	20
ნაცრისფერი ქვიშა	18—23
მზეზე გამხმარი ბალახი	28
ხის მცენარეულობა (ნაძვი, ფიჭვი, მუხა)	10—18
ჩაის ბუჩქი	26
ლიქენი	24

წყლის ზედაპირის ალბედო (ზღვების, ტბების, წყალსაცავებისა და სხვ.) არასაკმაოდაა შესწავლილი. ზოგიერთი მონაცემი მიუთითებს წყლის ზედაპირის ალბედოს სიმცირესა და მზის სიმაღლით გამოწვეულ მნიშვნელოვან რყევადობაზე. ზღვის წყლის ზედაპირის (წყნარ მდგომარეობაში) ალბედო მზის 90° სიმაღლისას 2%-ს შეადგენს (ცხრ. 21). როცა მზის სიმაღლე კლებულობს, ალბედო მატულობს. საერთოდ, წყლის ზედაპირის (ოკეანის) ალბედო უფრო ნაკლებია, ვიდრე ხმელეთის. მისი საშუალო მნიშვნელობა ეკვატორულ ზონაში უდრის 0,6%-ს, ხოლო მაღალ განედებზე (60—70°) — 15—20%-ს. ალბედოს ასეთი სიმცირე ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ მზის სხივები (სპექტრის მწვანე-ცისფერი ნაწილი) წყლის ზედაფენებს აღწევს; აქ ისინი გაიბნევიან და შთაინთქმებიან. ამასთან დაკავშირებით, ზღვის წყლის არეკვლითუნარიანობაზე დიდ გავლენას ახდენს წყლის გამჭვირვალობა. წყალი რაც უფრო ჰუმუსიანია და მღვრიე, მით უფრო მეტად მატულობს მისი ალბედო.

ზღვის ზედაპირის ალბედო გაბნეული რადიაციისათვის 4-დან 18%-მდე იცვლება. სრული მოღრუბლულობისას ზღვის საშუალო ალბედო იცვლება 4,8-დან 8,1%-მდე.

სხვადასხვა ზედაპირის ალბედოს დამოკიდებულება მზის სიმაღლეზე

h° / ზედაპირი	10	20	30	40	50	60	65	90
ზღვის წყალი	31	21	11	8	6	4	3	2
თოხნარი მშრალი ნიადაგი	34	29	21	20	19	18	17	—

ბუნებრივი ზედაპირის ალბედო, როგორც 21-ე ცხრილიდან ჩანს, დამოკიდებულია მზის სიმაღლეზე და ეს უკანასკნელი განაპირობებს მის დღეღამურ მსვლელობას; ალბედოს მინიმუმს ადგილი აქვს შუადღისას. სხვადასხვა სეზონში დედამიწის ზედაპირის ხასიათის ცვლილება იწვევს ალბედოს ცვლილებას. ზომიერ და მაღალ განედებზე, წლის თბილი პერიოდიდან ცივისაკენ, ალბედო მატულობს.

ღრუბლების ალბედოს სიდიდე ძირითადად ღრუბლების ვერტიკალურ სიმძლავრესა (სისქეზე) და მის ფორმაზეა დამოკიდებული. ღრუბლების სისქის მატება ალბედოს ზრდას იწვევს. მაღალგროვა (*Ac*) და ფენა-გროვა (*Sc*) ღრუბლები ალბედოს მნიშვნელოვანი სიდიდეებით გამოირჩევა. ღრუბლების ერთი და იმავე სიმძლავრისას (300 მ) *Ac*-ის ალბედო უდრის 73%-ს, *Sc*—64%-ს, ხოლო შერეული *Sc—Cu* ღრუბლებისათვის — 52%-ს.

რაც უფრო მატულობს ღრუბლების სისქე, მით უფრო მატულობს ალბედო და რადიაციის შთანთქმა, ხოლო ღრუბლების მიერ სხივების გამტარუნარიანობა კლებულობს.

დედამიწის როგორც პლანეტის ალბედო საშუალოდ 40%-ს შეადგენს. ამ ალბედოში ძირითადი წვლილი ღრუბლებს (75%) შეაქვს; დედამიწის ზედაპირის ალბედო უღრუბლოდ 16%-ია.

ენერგიის რაოდენობა, რომელსაც ზედაპირი შთანთქავს, დამოკიდებულია ამ ზედაპირის ალბედოზე. თუ ცნობილია ზედაპირის ალბედო და ჯამური რადიაციის (Q) მნიშვნელობა, შეიძლება განვსაზღვროთ შთანთქმული რადიაცია მოცემული ზედაპირისათვის. სიდიდე $a=1-A$ წარმოადგენს ზედაპირის შთანთქმის კოეფიციენტს და გვიჩვენებს, მიღებული რადიაციის რა ნაწილი შთაინთქმება ზედაპირის მიერ.

დედამიწა და ატმოსფერო (ღრუბლებთან ერთად) სხვადასხვა სიძლიერით შთანთქავენ არა მარტო მოკლეტალღოვან რადიაციას და თბებიან, არამედ თვითონაც გამოასხივებენ სითბოს გრძელტალღოვანი რადიაციის სახით.

საყოველთაოდ ცნობილია, რომ ყოველი სხეული, რომელთა ტემპერატურა აბსოლუტურ ნულზე ($T > 0 — 273°$) მეტია, გამოასხივებს სითბურ რადიაციას. აქედან გამომდინარე, როგორც დედამიწა, ისე ატმოსფერო გამოასხივებს სითბოს, რომლის რაოდენობაც ზოგჯერ პირდაპირ რადიაციასაც კი უტოლდება. რადგან, მზის ტემპერატურასთან შედარებით, დედამიწისა და ატმოსფეროს ტემპერატურები ძლიერ მცირეა (180—340°), ამიტომ მათ მიერ გამოსხივებული სითბური ენერგია ძირითადად (99%) უხილავი ინფრაწითელი სხივებისაგან შედგება (3—120 მკმ). სითბური გამოსხივების მეშვეობით დედამიწა და ატმოსფერო არა მარტო კარგავენ სითბოს (კოსმოსურ სივრცეში), არამედ ერთმანეთსაც აწვდიან მას. დედამიწიდან სითბოს დაკარგვა რომ არ ხდებოდეს, მაშინ მისი ტემპერატურა განუწყვეტლივ მოიმატებდა, რასაც, რა თქმა უნდა, ადგილი არ აქვს. მაშასადამე, მზიდან მიღებული სითბოს რაოდენობა უტოლდება დედამიწის მიერ გამოსხივებით დაკარგულ სითბოს.

ბუნებრივ პირობებში გამოსხივებასა და მის გრძელტალღიან სპექტრზე დაკვირვებებმა გვიჩვენეს, რომ არც დედამიწა და არც ატმოსფერო აბსოლუტურად შავი ზედაპირები არ არიან: ისინი საკმაო სიზუსტით შეიძლება ნაცრისფერ სხეულებად ჩაითვალონ. ეს იმას ნიშნავს, რომ დედამიწის გამოსხივება, ყველა სიგრძის ტალღისათვის, ერთი და იმავე მამრავლით (δ), განსხვავდება აბსოლუტურად შავი ზედაპირის გამოსხივებისაგან, თუ ამ უკანასკნელის ტემპერატურა დედამიწისას უტოლდება.

როგორც ვიცით, აბსოლუტურად შავი ზედაპირის გამოსხივებითი უნარიანობა, სტეფან-ბოლცმანის კანონის თანახმად (თავი 3, § 2), გამოისახება ფორმულით: $E = \delta T^4$, მაშინ დედამიწის (და ატმოსფეროსიც) გამოსხივება შედარებით ნაკლები იქნება და შეიძლება იგი გამოიხატოს (68) განტოლებით:

$$E_{დ.} = \delta\sigma T^4, \qquad (68)$$

სადაც δ გამოსხივების შეფარდებითი კოეფიციენტია. δ-ს მნიშვნელობა სხვადასხვა ზედაპირისათვის 0,85—0,99-ის ფარგლებში

მერყეობს. ყველაზე კარგი გამომსხივებადი სხეულებია თოვლი და შუქანე ბალახი (ბ=0,936).

შეფარდებითი გამოსხივებითი უნარიანობა (ბ) ზოგიერთი ზედაპირისათვის ასე გამოიყურება:

ქვიშა მშრალი, წვრილმარცვლოვანი	0·949
—„— ნოტიო —„—	0·962
შუქანე ბალახი	0·986
ახალმოსული თოვლი	0·986
წყლის სწორი ზედაპირი	0·893
—„— 4—5 ბალიანი ღელვის პირობებში	0·910

ზოგიერთი ავტორი თოვლისათვის ბ კოეფიციენტს 0,995-ის ტოლად იღებს. საერთოდ, თოვლი ყველა სხეულზე უფრო მეტად შოკლეტალღიან რადიაციას აირეკლავს და როგორც შავი სხეული თითქმის მთლიანად შთანთქავს და გამოასხივებს გრძელტალღიანს.

დედამიწის ზედაპირისათვის ბ-ს მნიშვნელობას საშუალოდ 0,95 ტოლად იღებენ.

დედამიწის გამოსხივება, როგორც ეს ზემოთ მოყვანილი 68 ფორმულიდანაც ჩანს, დამოკიდებულია მის ტემპერატურაზე. ტემპერატურის მატება გამოსხივების მატებას იწვევს, ხოლო სპექტრის მაქსიმალური ენერგიის ტალღის სიგრძე გადაადგილდება მოკლე ტალღისაკენ (იხ. ვინის კანონი).

დედამიწის გამოსხივებას ადგილი აქვს როგორც დღისით, ისე ღამით. მიუხედავად იმისა, რომ დღის გამოსხივება მაღალი ტემპერატურის გამო სჭარბობს ღამისას, დედამიწის გამოსხივებას ღამის გამოსხივებასაც უწოდებენ. ეს აიხსნება იმით, რომ დღისით გამოსხივებით დაკარგული სითბო მზის ენერგიით კომპენსირდება, ხოლო ღამით მსგავს კომპენსაციას ადგილი არ აქვს.

დედამიწის მიერ გამოსხივებული გრძელტალღიანი რადიაციის დიდი ნაწილი შთაინთქმება ატმოსფეროს მიერ. ატმოსფერო თავის მხრივ გამოასხივებს გრძელტალღიან რადიაციას, რომლის ნაწილი მიმართულია დედამიწის ზედაპირისაკენ და მას ატმოსფეროს შემხვედრ გამოსხივებას უწოდებენ, ხოლო ნაწილი (30—38%) გაედინება კოსმოსურ სივრცეში და მას გრძელტალღოვან გადენილ გამოსხივებას უწოდებენ.

ატმოსფეროში ძირითად მშთანთქმელს წყლის ორთქლი, ნახშირმჟავა გაზი, ოზონი და სხვა ნივთიერებანი წარმოადგენენ, რომელნიც უმთავრესად გრძელტალღიან რადიაციას შთანთქავენ. CO_2-ის, O_3-ის და დანარჩენ ნივთიერებათა უმნიშვნელო კონცენტრაციის გამო, ატმოსფეროში დედამიწის სითბური გამოსხივების

ძირითად მშთანთქმელად და გამომსხივებლად წყლის ორთქლი ითვლება. ამ მხრივ დიდ როლს ასრულებს სხვადასხვა ფორმისა და სიძლიერის ღრუბლები, რომელთა მომატებითაც შემხვედრი გამოსხივება მატულობს.

ამგვარად, დედამიწა მზის მთლიან რადიაციასთან ერთად ატმოსფეროდან დამატებით იღებს სითბოს გარკვეულ რაოდენობას, რომელიც დიდ როლს ასრულებს მის სითბურ პროცესებში.

ზომიერ განედზე შემხვედრი გამოსხივება 0,3—0,4 კალორიას შეადგენს, ხოლო მაღალმთიან სადგურებზე — 0,1—0,2 კალ. სიმაღლის მიხედვით მისი კლება ძირითადად წყლის ორთქლის შემცირებით აიხსნება. შემხვედრი გამოსხივება ეკვატორის ზონაში უფრო დიდია, (0,5—0,6 კალ), ვიდრე პოლარულ განედებზე (0,3 კალ).

როგორც ზემოთ ვნახეთ, ატმოსფეროში ადგილი ჰქონია გამოსხივების ორ ურთიერთსაწინააღმდეგო ნაკადს: ერთი მიმართულია დედამიწიდან ატმოსფეროსაკენ ($E_{დ.}$), მეორე საწინააღმდეგოდ—ატმოსფეროდან დედამიწისაკენ ($E_{ატ.}$). ამ ორი ნაკადის სხვაობას ($E_{დ.} - E_{ატ.}$) ეფექტური გამოსხივება ($E_{ეფ}$) ეწოდება. მაშასადამე, ეფექტური გამოსხივება წარმოადგენს დედამიწის საკუთარი გამოსხივებისა და ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივების სხვაობას.

$$E_{ეფ.} = E_{დ.} - E_{ატ.} \tag{69}$$

რადგან ატმოსფეროს ტემპერატურა, როგორც წესი, ნაკლებია დედამიწის ზედაპირის ტემპერატურაზე, ამიტომ, უმრავლეს შემთხვევაში $E_{დ.} > E_{ატ.}$; აქედან გამომდინარე, $E_{ეფ.} > O$, ე. ი. დედამიწა გრძელტალღიანი გამოსხივების შედეგად თითქმის ყოველთვის კარგავს სითბურ ენერგიას. გამონაკლისს შეადგენს ისეთი იშვიათი შემთხვევები, როდესაც ატმოსფეროში ადგილი აქვს ტემპერატურის ინვერსიას, დიდ ტენიანობასა და მთლიან მოღრუბლულობას, რომლის დროსაც $E_{ეფ.}$ ხდება უარყოფითი ($E_{ეფ.} < O$), ე. ი. ამ შემთხვევაში შეიძლება $E_{ატ.}$ სჭარბობდეს $E_{დ.}$ და, მაშასადამე, ადგილი ეძნეს სითბოს დედამიწისაკენ მოდენას.

მოღრუბლულობის მომატება იწვევს შემხვედრი გამოსხივების მომატებასა და ეფექტური გამოსხივების შემცირებას (ცხრ. 22).

როგორც 22-ე ცხრილიდან ჩანს, მოღრუბლულობის 0-დან 10 ბალამდე მომატებით $E_{ეფ.}$ საშუალოდ 0,1 კალორიით მცირდება.

ეფექტური გამოსხივების დამოკიდებულება მოღრუბლულობასთან საშუალოდ შეიძლება გამოისახოს ემპირიული ფორმულით:

$$E_{ეფ} = E^0_{ეფ.}(1 - cn), \tag{70}$$

სადაც $E^0_{ეფ.}$ ეფექტური გამოსხივებაა უღრუბლო, ნათელი ცისათვის; n — მოღრუბლულობის რაოდენობა ბალებში; c — კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია ღრუბლების ფიზიკურ თვისებებზე.

ცხრილი 22

მოღრუბლულობის გავლენა ეფექტურ გამოსხივებაზე

მოღრუბლულობა (n) ბალებში	0	2	4	6	8	10
$E_{ეფ.}$ კალ/სმ²წთ	0.120	0 112	0.091	0 079	0 048	0 018

ეფექტურ გამოსხივებას უღრუბლო ამინდში ($E^0_{ეფ.}$) გამოთვლიან პეტერბურგის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში შემუშავებულ და შემდგომ დახუსტებულ 71ᵃ და 72ᵇ განტოლებებით:

$$E_{ეფ.} = \delta\sigma T^4(0.254 - 0{,}0066e) \text{კალ/სმ²წთ.} \qquad (71^а)$$

$$E_{ეფ.} = \delta\sigma T^4(11{,}7 - 0{,}23e) \text{კკალ/სმ²თვე.} \qquad (71^б)$$

71ᵃ განტოლებაში e-წყლის ორთქლის დრეკადობა მოცემულია მილიმეტრობით, ხოლო 71ᵇ-ში მილიბარობით.

აქვე აღვნიშნოთ, რომ $E_{ეფ.}$-ის გამოთვლისას საჭიროა მასში შევიტანოთ შესწორება ქვეფენილი ზედაპირისა (Tw) და ჰაერის ტემპერატურებს (T) შორის სხვაობაზე:

$$\Delta E = 4\delta\sigma T^3(Tw - T) \qquad (72)$$

საბოლოოდ (71ᵇ) და (72) ფორმულების გამოყენებით (70) განტოლება მიიღებს ასეთ სახეს:

$$E_{ეფ.} = \delta\sigma T^4(11{,}7 - 0{,}23e)(1 - Cn) + 4\delta\sigma T^3(Tw - T) \text{კკალ/სმ²თვე} \qquad (73)$$

(73) განტოლებაში C კოეფიციენტი იცვლება, როგორც განედურად, ისე სიმაღლის მიხედვით.

ცხრილი 23

C ცვლა განედის მიხედვით

განედი (გრად)	0	20	40	45	50	70	80
C	0,50	0,59	0.68	0,70	0,72	0,80	0,84

კავკასიის პირობებისათვის C ღებულობენ საშუალოდ 0,69-ს ტოლად. მაღალმთიანი პუნქტებისათვის C სიდიდე მცირდება:

$$C_H = 0{,}69 - 0{,}05H, \qquad (74)$$

სადაც H — ადგილის სიმაღლეა კილომეტრობით.

როგორც ვხედავთ, ეფექტური გამოსხივება ($E_{ეფ.}$) მჭიდროდ ყოფილა დაკავშირებული ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურასთან, ჰაერში წყლის ორთქლის რაოდენობასთან (e) და მოღრუბლულობასთან (n). ტემპერატურის მატებით $E_{ეფ.}$ იზრდება, ხოლო ტენიანობის და მოღრუბლულობის გადიდებით — მცირდება.

ხმელეთის ზედაპირზე, ეფექტურ გამოსხივებას ნათლად გამოხატული დღეღამური და წლიური მსვლელობა გააჩნია; ტემპერატურის ზრდით იგი მატულობს ღამიდან დღის საათებისაკენ. წლის განმავლობაში $E_{ეფ.}$-ის მაქსიმუმს ადგილი აქვს ზაფხულის თვეებში, ე. ი. მაღალი ტემპერატურის დროს (ცხრ. 24).

ცხრილი 24

ეფექტური გამოსხივების თვიური და წლიური ჯამები (კკალ/სმ²)

პუნქტი	მეთოდი	I	VII	წლიური ჯამი
პავლოვსკი	აქტინ. დაკვ.	2,0	4.2	35,7
ტაშკენტი	აქტინ. დაკვ.	3,2	6.4	58,9
სოხუმი	აქტინ. დაკვ.	2,5	3,2	37,1
	გამ. 73-ე ფორ.	2,3	4.0	36,2
თბილისი	აქტინ. დაკვ	2,4	5,0	41,7
	გამოთვლილი	2,6	4,6	41.9
ჯვრის გადას. (2395 მ)	აქტინ. დაკვ.	2,0	2,9	27,0
	გამოთვლილი	2.3	3.2	31,0
ყაზბეგი (3657 მ)	აქტინ. დაკვ.	2,9	4,5	43,1
	გამოთვლილი	2,9	4,7	42,8
შავი ზღვა (საქ. ფარგ.)	გამოთვლილი	4.7	3,5	48,3

როგორც 24-ე ცხრილიდან ჩანს, 73-ე ფორმულით $E_{ეფ.}$-ის გამოთვლილი მნიშვნელობები კარგად ეთანხმება აქტინომეტრული დაკვირვებებიდან მიღებულ სიდიდეებს; მათ შორის განსხვავებები შედარებით მცირეა. პავლოვსკის (პეტერბურგთან, $\varphi = 60°$) მონაცემებიდან ირკვევა, რომ ჩრდილოეთის რაიონებში $E_{ეფ.}$-ის წლიური ჯამი შეადგენს ჯამური რადიაციის დაახლოებით ნახევარს, ხოლო სამხრეთ რაიონებში—მესამედს. სიმაღლის მიხედვით $E_{ეფ.}$-ის კანონზომიერი მატება არ შეინიშნება. თბილისის, ჯვრის გადასასვლელის და ყაზბეგის წლიური ჯამების მაგალითიდან ჩანს, რომ $E_{ეფ.}$ სიმაღლით ჯერ მცირდება, ხოლო შემდგომ მატულობს. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ჯვრის გადასასვლელის მიდამოებში (27 კკალ) ადგილი აქვს ტენიანობისა და მოღრუბლულობის მნიშვნელოვან სიდიდეებს, რომლებიც ზრდის ატმოსფეროს შემხვედრ გამოსხივებას და ამცირებს $E_{ეფ.}$-ს. სიმაღლის შემდგომი მატება იწვევს $E_{ეფ.}$-ის ზრდას და მაღალმთიან ყაზბეგზე იგი 43,1 კკალ-ს აღწევს.

როგორც გამოთვლებმა გვიჩვენეს, შავ ზღვაზე (საქართველოს ფარგლებში) $E_{ეფ.}$-ს საწინააღმდეგო წლიური მსვლელობა გააჩნია ხმელეთთან შედარებით: მაქსიმალური სიდიდეებით ხასიათდება წლის ცივი პერიოდი, ხოლო მინიმალურით — თბილი პერიოდი. ამითაა გამოწვეული ის გარემოება, რომ ზამთრის თვეებში ზღვა მეტი რაოდენობით გამოასხივებს სითბოს და ათბობს გარემოს, რის გამოც ჰაერის ტემპერატურა იზრდება, ხოლო ზაფხულში დიდი რაოდენობით შთანთქავს რა მზის მოკლეტალღოვან რადიაციას, იგი ნაკლებ სითბოს აწვდის ატმოსფეროს და გამაგრილებელ გავლენას ახდენს მასზე.

ზემოაღნიშნულიდან გასაგები ხდება, რომ ატმოსფერო დიდ როლს ასრულებს დედამიწის ზედაპირის სითბურ პროცესებში. იგი კარგად ატარებს რა მზის მოკლეტალღოვან რადიაციას, დედამიწის მიერ გამოსხივებულ სითბოს შთანთქავს და ნაწილს უკან უბრუნებს მას. ამრიგად, დედამიწის ზედაპირზე, ატმოსფეროს მეშვეობით, იმდენი სითბო რჩება, რამდენსაც იგი დამატებით მიიღებდა მზის მუდმივას 22%-ით გაზრდის შემთხვევაში. ატმოსფეროს უქონლობა გამოიწვევდა დედამიწის საშუალო ტემპერატურის ($t = 15°$) საგრძნობ დაცემას (—23°).

§ 10. დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი

დედამიწის ზედაპირის მიერ შთანთქმულ ჯამურ რადიაციასა და ეფექტურ გამოსხივებას შორის სხვაობას, რადიაციული ბალანსი ეწოდება. იგი გამოისახება ფორმულით:

$$B=(S'+i)\,(1-A)-E_{ეფ.}, \qquad (75)$$

სადაც S' და i — პირდაპირი და გაბნეული რადიაციაა;

A — მოქმედი ზედაპირის ალბედოა (მეასედებში).

როგორც ფორმულიდან ჩანს, რადიაციული ბალანსი წარმოადგენს სხივური ენერგიის ფაქტიურ შემოსავალს ან გასავალს; ამიტომ, იგი დედამიწის ზედაპირის გათბობა-გაცივების ძირითად ფაქტორადაა მიჩნეული. რადიაციული ბალანსი არსებით გავლენას ახდენს ნიადაგსა და ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებში ტემპერატურის განაწილებაზე, აორთქლებისა და თოვლის დნობის პროცესებზე, ნისლისა და წაყინვების წარმოშობაზე, ჰაერის მასების თვისებათა შეცვლაზე (ტრანსფორმაცია) და ა. შ. მაშასადამე, რადიაციული ბალანსი ერთ-ერთი ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორია.

იმისდა მიხედვით თუ სითბოს რომელი ნაკადი ჭარბობს — შემოსავალი თუ გასავალი — რადიაციული ბალანსი შეიძლება დადებითიც იყოს და უარყოფითიც.

დღე-ღამის განმავლობაში ბალანსი დადებითია დღისით, უარყოფითი — ღამით. ეს გარემოება კარგად ჩანს თბილისის მაგალითზე (ცხრ. 25).

ცხრილი 25

რადიაციული ბალანსის ინტენსივობა ამინდის სხვადასხვა პირობებში (კალ/სმ²წთ)

დაკვირ. დრო საათი, წუთი	ულრუბლო ამინდში		ამინდის ყოველგვარ პირობებში	
	I	VII	I	VII
0 30	—0.08	—0.07	—0 04	—0.05
6 30	—0.08	0.14	—0.05	—0.11
9 30	0.18	0 72	0.10	0.56
12 30	0 39	0.88	0·25	0·71
15 30	0.07	0.53	0,03	0.45
18 30	—0.09	0.02	—0.05	0.01

25-ე ცხრილიდან ჩანს, რომ ღამის საათებში რადიაციული ბალანსი მდგრადია. მზის ჩასვლის შემდეგ რადიაციული ბალანსის ძაბვა უარყოფით მნიშვნელობას იღებს და იგი ერთ მუდმივ დონეზე რჩება მზის ამოსვლის მომენტამდე. რადიაციული ბალანსი უღრუბლო ამინდში მეტია, ვიდრე მოღრუბლულ ამინდში.

უღრუბლო ამინდში ღამის უარყოფითი რადიაციული ბალანსიდან დღის დადებით ბალანსზე გადასვლა, და — პირიქით, ხდება მზის 10—15° სიმაღლეზე, ხოლო მოღრუბლულ ამინდში — მზის უფრო ნაკლებ სიმაღლეზე ($h \leqslant 5°$-ზე).

როგორც ვხედავთ, მოღრუბლულობა, ამცირებს რა მზის სხივურ ნაკადს და ეფექტურ გამოსხივებას, მნიშვნელოვნად დაბლა სწევს რადიაციული ბალანსის სიდიდეს.

რადიაციული ბალანსი დიდადაა დამოკიდებული დედამიწის ზედაპირის ალბედოზე (A). ალბედოს მნიშვნელოვანი სიდიდის გამო, თოვლის საბურველის რადიაციული ბალანსი უღრუბლო ამინდში უარყოფითია და იგი ამ ნიშანს ინარჩუნებს მთელი დღე-ღამის განმავლობაში.

მიწვების მორწყვა, ამცირებს რა ალბედოსა და ზედაპირის ტემპერატურას, საგრძნობლად ადიდებს რადიაციულ ბალანსს (ზოგჯერ 60%-ით).

რადიაციული ბალანსის წლიური მსვლელობის დახასიათებისათვის მოგვყავს ყოფილი სსრკ ტერიტორიის სხვადასხვა განედზე მოთავსებული ზოგიერთი პუნქტის მონაცემები (ცხრ. 26).

ცხრილი 26

რადიაციული ბალანსის თვიური და წლიური ჯამები (კკალ/სმ² თვე)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წელიწადი
ჩელიუსკინის კონცხი	—2.3	—2.0	—1.8	—0.8	0 8	4.8	7.7	4.0	—0 1	—2.0	—1.7	—2.6	4.0
პეტერბურგი	—1.9	—1 5	—0.4	4.3	6.1	7.0	6.6	4.3	1.8	—0.1	—1.0	—1.6	23 6
თბილისი	0.5	1.5	3.7	5.8	8.1	9.2	9 0	7.7	5.1	2.9	0.8	0.1	54.3
ყაზბეგი მაღალმთ.	—0.6	—0 5	0.3	1.7	2 5	3 5	7.7	7.8	3.7	1.8	—1.8	—1.4	24 7

როგორც ცხრილიდან ჩანს, რადიაციული ბალანსი პოლარულ რაიონში (ჩელიუსკ. კ.) — 4 თვეა დადებითი, პეტერბურგში — 6, ხოლო თბილისში — მთელი წლის განმავლობაში. ყაზბეგზე წლიური ბალანსი დადებითია (24,7 კკალ) და უფრო მეტია, ვიდრე პეტერბურგში (23.6 კკალ). ასევე, ამ უკანასკნელის ზაფხულის თვეების რადიაციული ბალანსი ნაკლებია ყაზბეგისაზე. ეს ძირითადად გამოწვეული უნდა იყოს ყაზბეგის განედზე მზის სიმაღლის მატებით, რომლის ინტენსივობა თოვლის ზედაპირიდან და თხელი ღრუბლებიდან მრავალჯერადი არეკვლის შემდეგ მნიშვნელოვნად მატულობს ($Q = 153$ კკალ), და ივლის-აგვისტოში ალბედოს შემცირებით (თოვლის დნობა).

რადიაციული ბალანსი ეკვატორის მიმართულებით მატულობს და აქ დაახლოებით 100 კკალ აღწევს. მშრალი ტროპიკების რაიონში (უდაბნოები, ნახევრად უდაბნოები) ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო და ეფექტური გამოსხივება მნიშვნელოვანი სიდიდეებით ხასიათდება, რის გამოც აქ რადიაციული ბალანსი მინიმუმამდე ჩამოდის (40—50 კკალ).

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი მატულობს ხმელეთიდან ზღვაზე გადასვლისას; საშუალოდ ოკეანის ზედაპირის რადიაციული ბალანსი 82 კკალ/სმ² შეადგენს, ხმელეთის ზედაპირისა კი — 49-ს.

ბევრ პუნქტზე წლიური რადიაციული ბალანსი მიღებული ჯამური რადიაციის 30—40%-ს შეადგენს; განსაკუთრებით გამოიყოფა აზიური ტერიტორიის ჩრდილოეთი ნაწილი, სადაც რადიაციული ბალანსი 30%-ზე ნაკლებია; ევროპული ტერიტორიის დასავლეთ და სამხრეთ ნაწილებში და შორეულ აღმოსავლეთში მისი წილი მთლიან რადიაციაში 50%-ს აღემატება.

როგორც აღვნიშნეთ, ოკეანეების, ზღვების, ტბებისა და წყალსაცავების რადიაციული ბალანსი (B') საგრძნობლად სჭარბობს ხმელეთის ბალანსს (ცხრ. 27). ეს ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ წყლის ზედაპირის ალბედო და აგრეთვე საერთო მოღრუბლულობის რაოდენობა გაცილებით ნაკლებია ხმელეთისაზე; ასევე, წყლის აუზებში შედარებით თხელი ღრუბლების წარმოშობა და მათი ფიზიკური სტრუქტურა ხელს უწყობს მზის რადიაციის მეტი რაოდენობით გამტარუნარიანობას, ხმელეთის ღრუბლებთან შედარებით.

შავ ზღვაზე და ასევე სხვა წყალსაცავებზეც რადიაციული ბალანსის განედური ცვლილება ზაფხულში თითქმის არ შეინიშნება;

ზოგიერთი წყალსაცავის რადიაციული ბალანსი (კკალ/სმ²)

პუნქტი	I	IV	VII	X	წლიური
ციმლიანსკის წყალს.	—	5,3	12,1	1,2	—
სევანის ტბა	0,0	9,6	12,9	3,8	76,5
შავი ზღვის ჩრდ—დას. რ-ნი	—1,3 (7,3)[1]	7,9 (5,5)	13,5 (3,3)	2,5 (5,3)	68,9
ოდესა	—0,1 (7,4)	5,4 (5,7)	10,1 (3,6)	1,9 (5,8)	52,4
შავი ზღვის სამხრ.—აღმ. რ-ნი	0,0 (6,7)	9,1 (6,2)	13,9 (4,2)	3,8 (4,8)	78,3
სოხუმი	0,4 (7,4)	5,6 (7,4)	9,5 (5,4)	3,0 (5,7)	56,5

მაგრამ ზამთარში და გარდამავალ სეზონებში იგი შესამჩნევია — სამხრეთისაკენ ბალანსის თვიური და წლიური ჯამები მატულობენ.

დედამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსის (B) მსგავსად, შეიძლება განვიხილოთ დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემის ბალანსიც. იგი წარმოადგენს დედამიწის ზედაპირისა (B) და ატმოსფეროს ($B_{ატ.}$) ბალანსების ჯამს, ე. ი. $B^x = B + B_{ატ.}$, $B_{ატ.}$ შედგება: ატმოსფეროს მიერ შთანთქმული მთლიანი რადიაციისა ($S' + i$) და მის მიერვე შთანთქმული დედამიწის გრძელტალღიანი რადიაციისაგან, ე. ი. ეს არის სითბოს შემოსავალი, ხოლო გასავალია ატმოსფეროს მიერ სითბოს გამოსხივება დედამიწისა და კოსმოსური სივრცის მიმართულებით. მ. ბუდიკოს გამოთვლებით, $B_{ატ.}$ ყველა განედზე საშუალო წლიურში უარყოფითია (—60 კკალ/სმ²წლ.).

თუ ცნობილია ატმოსფეროს მიერ შთანთქმული რადიაცია (Q') და დედამიწისა და ატმოსფეროს გრძელტალღიანი გამოსხივება

[1] ფრჩხილებში მოცემულია საერთო მოღრუბლულობა ბალებში.

უსასრულო სივრცეში, ე. ი. გადენილი რადიაცია (E_∞), მაშინ რადიაციული ბალანსი დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემისათვის გამოიხატება ტოლობით:

$$B^x = (S' + i)(1 - A) + Q' - E_\infty. \qquad (76)$$

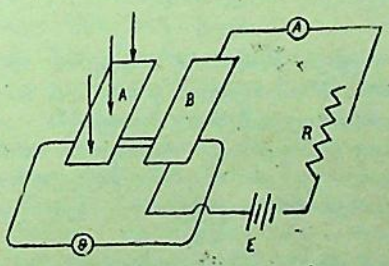
B^x დედამიწის სხვადასხვა განედზე შეიძლება დადებითიც იყოს და უარყოფითიც. იგი დადებითია ეკვატორიდან 40° განედამდე, ე. ი. შემოსავალი სჭარბობს გასავალს, ხოლო უფრო მაღალ განედებზე იგი უარყოფითი ხდება. რადიაციული ბალანსის ასეთი განაწილება იწვევს სითბოს გადატანას დაბალი განედიდან მაღლისაკენ.

§ 11. მზის რადიაციისა და რადიაციული ბალანსის გაზომვის მეთოდები

ა. პირდაპირი რადიაცია. რადიაციის საზომი ხელსაწყოების უმრავლესობა განსაზღვრავს რადიაციის ინტენსივობას შავ ზედაპირზე მზის სხივების სითბური ენერგიის ზემოქმედებით. რადიაციის მიმღები შავი ზედაპირი შთანთქავს მზის სხივურ ენერგიას და შემდგომ მას სითბოდ გარდაქმნის.

მზის პირდაპირი რადიაციის ნაკადის გასაზომად იყენებენ პირჰელიომეტრებსა და აქტინომეტრებს.

ევროპაში პირდაპირი რადიაციის გაზომვის აბსოლუტურ ხელსაწყოდ მიღებულია ანგსტრემის კომპენსაციური პირჰელიომეტრი. ამ ხელსაწყოს მაჩვენებლებით მოწმდება ევროპის ქვეყნებისა და მათ შორის ყოფილი სსრ კავშირის საკონტროლო პირჰელიომეტრი და აქტინომეტრი.



ნახ. 10. ანგსტრემის კომპენსაციური პირჰელიომეტრის სქემა

ანგსტრემის კომპენსაციური პირჰელიომეტრის მიმღები წარმოადგენს გარედან გაშავებული ორი ერთნაირი მანგანინის A და B ფირფიტას (ნახ. 10). ფირფიტებს მეორე მხრიდან საიზოლაციო ფენაზე მიწებებული აქვს თერმოელექტრული ელემენტის ნარჩილი, რომელიც სპილენძ-კონსტანტანის a და b თერმოწყვილისაგანაა შემდგარი. ეს უკანასკნელნი თანმიმდევრულად არიან შეერთებულნი და ბოლოებით მგრძნობიარე გალვანომეტრს (g) უერთდებიან. მანგანინის ნებისმიერი ფირფიტა შეიძლება გავახუროთ დენის E წყაროთი (ამ შემთხვევაში B ფირფიტა), ხოლო დენის ძალის რეგულირება R რეოსტატით მოვახდინოთ.

თუ A ფირფიტას პერპენდიკულარულად მივუშვერთ მზის სხივებს, ხოლო B-ს დავჩრდილავთ, ორივე ფირფიტას შორის წარმოიშობა ტემპერატურათა სხვაობა, რომელიც გადაეცემა თერმოწყვილს და მათში აღძრავს თერმოელექტრულ დენს; თერმოწყვილთან ჩართული გალვანომეტრის ისარი გვიჩვენებს თერმოდენის არსებობას წრედში.

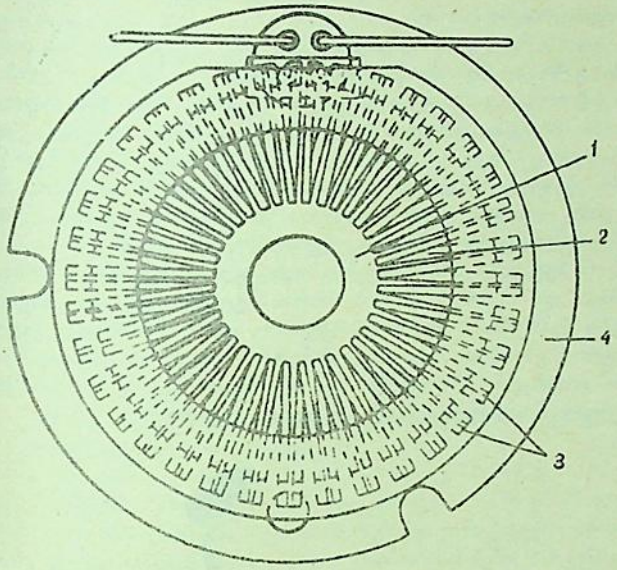
თუ B დაჩრდილულ ფირფიტას გავახურებთ E აკუმულატორიდან მიღებული ელექტროდენით და R რეოსტატით შევარჩევთ i დენის ძალას ისე, რომ გალვანომეტრის ისარი ნულს გვიჩვენებდეს, მაშინ B ფირფიტის ტემპერატურა გაუტოლდება A ფირფიტისას და წრედში თერმოდენიც გაქრება. ჯოულ-ლენცის კანონის თანახმად, B ფირფიტის მიერ მიღებული სითბოს რაოდენობა შეიძლება განვსაზღვროთ იმ მაკომპენსირებელი დენის ძალით, რომელიც მის გახურებაზე დაიხარჯა. აღნიშნული სითბოს რაოდენობა ტოლი იქნება იმ სითბოსი, რომელიც A ფირფიტამ მზიდან მიიღო. მაშასადამე, პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა (S) შეიძლება განვსაზღვროთ i დენის ძალით — ფორმულიდან:

$$S = K \cdot i^2. \qquad (77)$$

როგორც ვხედავთ, პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა დენის ძალის კვადრატის პროპორციული ყოფილა. K გადამყვანი მამრავლია და ლაბორატორიული წესით გამოითვლება.

ყოფილ სსრკ-ში პირდაპირ რადიაციაზე მასობრივ დაკვირვებას სავინოვ-იანიშევსკის თერმოელექტრული აქტინომეტრით აწარმობენ. მას საკონტროლო ხელსაწყოდაც იყენებენ (ნახ. 11).

მიმღები ნაწილი ჰვარტლით გაშავებული თხელი ვერცხლის დისკოა (1). მის მეორე მხარეს საიზოლაციო ფენაზე მიწებებულია მანგანინისა და კონსტანტანის ნარჩილისაგან შემდგარი 36 წყვილი



ნახ. 11. სავინოვ-იანიშევსკის თერმოელექტრული აქტინომეტრის მიმღები

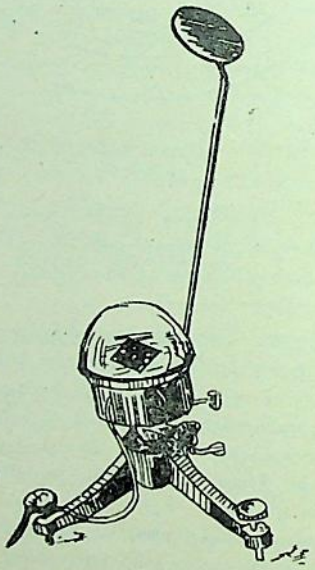
ვარსკვლავისებრივი შინაგანი თერმოწყვილი (2). თერმოწყვილის გარეგანი ნარჩილები (3) მიწებებულია სპილენძის რგოლზე (4). მიმღები ნაწილი მოთავსებულია აქტინომეტრის ცილინდრული მილის უკანა გაფართოებულ ნაწილში.

მზის რადიაციის ზემოქმედებით ვერცხლის დისკო (1) ხურდება; ეს სითბო გადაეცემა დისკოს მეორე მხარეს მიწებებულ შინაგან თერმოწყვილს (2), ხოლო თერმოწყვილის გარეგანი ნარჩილები (3) ჩრდილში რჩება და ინარჩუნებს საწყის ტემპერატურას. შინაგან და გარეგან თერმოწყვილს შორის წარმოიშობა ტემპერატურათა სხვაობა, წრედში აღიძვრება თერმოდენი, რომელსაც გალვანომეტრით ვზომავთ. თერმოდენის ძალა პროპორციულია პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობისა; მაშასადამე, თუ ცნობილია გალვანომეტრის n ანათვალი, მაშინ პირდაპირი რადიაცია

$$S=an, \tag{78}$$

სადაც a გადამყვანი მამრავლია (გალვანომეტრის ერთი დანაყოფის საფასური კალ/სმ²წთ).

ბ. ჯამური, გაბნეული და არეკვლილი რადიაციის გაზომვა ჰორიზონტალურ ზედაპირზე ხდება თერმოელექტრული პირანომეტრით (ნახ. 12). მისი მიმღები ზედაპირი შედგება მანგანინისა და კონსტანტანის ხოლების თანმიმდევრულად შეერთებული თერმოწყვილისაგან. თერმოწყვილის ყოველი წყვილი ნარჩილი თეთრადაა შეღებილი (მაგნეზიით), ხოლო კენტი — შავად (ჭვარტლით) ისე, რომ თეთრი და შავი ფერის უბნები ჰადრაკული წესით იცვლება. შავად შეღებილი თერმოწყვილის ზედაპირი მზის სხივებს მთლიანად შთანთქავს და ხურდება; შავსა და თეთრ ზედაპირს შორის ტემპერატურათა სხვაობა წრედში წარმოშობს თერმოელექტრულ დენს, რომელსაც გალვანომეტრით ვზომავთ. თუ გალვანომეტრის ანათვალს (n) გავამრავლებთ გადამყვან მამრავლზე (a), მივიღებთ რადიაციის (ჯამური, გაბნეული ან არეკვლილი) ინტენსივობას კალორიებში.



ნახ. 12. თერმოელექტრული პირანომეტრი

ჯამური რადიაციის გაზომვისას (Q) პირანომეტრის მიმღები ღია მდგომარეობაშია, ე. ი. მზის სხივების უშუალო ზემოქმედებას განიცდის. გაბნეული რადიაციის გაზომვა კი ხდება მიმღები ზედაპირის სპეციალური ეკრანით დაჩრდილვის პირობებში (ნახ. 12).

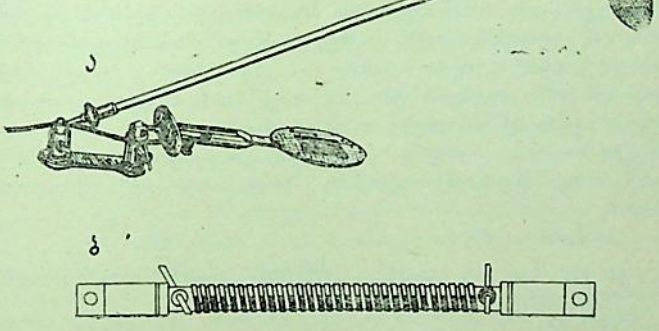
პირანომეტრის მიმღები დაცულია ნალექებისა და ქარის ზემოქმედებისაგან სპეციალური მინის ნახევარსფეროს ხუფით.

თუ პირანომეტრის მიმღები მიმართულია დედამიწისაკენ, მაშინ შეიძლება გაიზომოს დედამიწიდან ანარეკლი მოკლეტალღიანი რადიაცია (R). პირანომეტრს, რომლის გადმოპირქვავებაც შეიძლება, ა ლ ბ ე დ ო მ ე ტ რ ს უწოდებენ. როგორც წინა პარაგრაფიდანაა ცნობილი, სხვადასხვა ზედაპირის არეკვლითუნარიანობის ახასიათებენ ალბედოს სიდიდით

$$A = \frac{R}{Q}.$$

მაშასადამე, ალბედომეტრით შეიძლება გაიზომოს ჯამური, გაბნეული და არეკვლილი რადიაცია.

გ. რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი ბ ა ლ ა ნ ს ი ს გ ა ზ ო მ ვ ა. რადიაციული ბალანსი იზომება თერმოელექტრული ბ ა ლ ა ნ ს მ ზ ო მ ი თ (ნახ. 13). მისი მიმღები ზედაპირი მურით გაშავებული სპილენძის ორი ფირფიტისაგან შედგება და ერთმანეთისადმი პარალელურად არიან განლაგებულნი. ზედა ფირფიტის ზედაპირი იღებს ჯამურ



ნახ. 13. თერმოელექტრული ბალანსმზომი

რადიაციას ($Q = S' + i$) და ატმოსფეროს შემხვედრ გამოსხივებას ($E_{ატ.}$), ხოლო ქვედა—არეკვლილ რადიაციასა (R) და დედამიწის გამოსხივებას ($E_{დ.}$). ფირფიტებს შორის საიზოლაციო ფენაზე მიწებებულია თერმოელემენტი, რომელიც სპილენძის იზოლირებულ ღეროკზე დახვეული და ნახევრად მოვერცხლილი კონსტანტანის ზოლისაგან შედგება. 10 ღეროკისაგან შემდგარი თერმოელემენტი შეერთებულია გალვანომეტრთან ბალანსმზომის სახელურის მხრიდან.

ზედა და ქვედა სპილენძის ფირფიტები რადიაციის შთანთქმის შედეგად იწყებენ გათბობას, რომელთა სიძლიერეც შთანთქმული რადიაციის პროპორციული იქნება. ამასთან ერთად, ისინი გრძელტალღიანი გამოსხივებით ცივდებიან. იმასთან დაკავშირებით, რომ ზედა და ქვედა ფირფიტების გათბობისა და გაცივების ინტენსივობა ერთნაირი არ არის, ისინი მიიღებენ სხვადასხვა ტემპერატურებს. ტემპერატურათა სხვაობა წრედში თერმოდენს წარმოშობს, ხოლო გალვანომეტრზე ათვლილი მისი ძალა რადიაციული ბალანსის პროპორციული იქნება. ვინაიდან ბალანსმზომის მგრძნობიარობა ქარის სიჩქარის მატებით მცირდება, ამიტომ შესასწორებელი მამრავლის შეშვეობით ბალანსმზომის მაჩვენებელს „ბუტლოვან" (სიწყნარის) მაჩვენებელზე დაიყვანენ.

მზის ნათების ხანგრძლივობის რეგისტრაცია მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ჰელიოგრაფებით წარმოებს, ყოფილ სსრკ-ში ძირითადად ხმარებაში იყო ველიჩკოს და კემპბელ-სტოკსის ჰელიოგრაფები. ამჟამად, ეს ჰელიოგრაფები შეცვალა კემპბელ-სტოკსის უნივერსალური მოდელის ჰელიოგრაფმა.

უნივერსალური ჰელიოგრაფის მთავარი ნაწილია მინის სფერო, რომელიც ფოკუსში კრებს მასზე დაცემულ მზის სხივებს. მინის სფეროს მთავარ ფოკუსურ მანძილზე განლაგებულია რკალისებრი ლითონის ჯამი, რომლის ღარშიც ათვსებენ საათებად დაყოფილ ბაფთას. ურრუბლო ამინდში მინის სფეროს ეცემა მზის სხივები: სხივები მინის სფეროზე გარდაიტეხება. ფოკუსურ მანძილზე შეკრებისას იგი დღის განმავლობაში ზოლად ამოწვავს ქაღალდის ბაფთას.

§ 12. მზის სხივური ენერგიის გამოყენება სახალხო მეურნეობაში

როგორც აღნიშნული იყო, მზის სხივური ენერგია მეტეოროლოგიური მოვლენებისა და პროცესების, ჰაერის მასათა გეოგრაფიული ტიპების ფორმირებისა და ტრანსფორმაციის მიზეზია და

საერთოდ, კლიმატის ერთ-ერთი ფაქტორია. მაგრამ არანაკლები მნიშვნელობა ენიჭება მზის ენერგიის გამოყენებას სახალხო მეურნეობაში — განსაკუთრებით კი ტექნიკური, საყოფაცხოვრებო და ჯანმრთელობის მიზნებისათვის. ამ მხრივ აღსანიშნავია ტექნიკურად სრულყოფილი კონსტრუქციის ჰელიოტექნიკური დანადგარების შექმნა. მათი დადგმა შესაძლებელია იქ, სადაც მზიანი ამინდის საკმაო რაოდენობაა და ადგილი აქვს რადიაციის საგრძნობ ინტენსივობას. ამჟამად მასობრივ ხასიათს ღებულობს მზის სხივური ენერგიის სითბურ და ელექტრულ ენერგიაში გადაყვანა და ასევე ამ უკანასკნელთა გადასვლა მექანიკურ ენერგიაში. მიუხედავად იმისა, რომ დედამიწის ზედაპირი მზიდან ღებულობს სითბოს კოლოსალურ რაოდენობას, მისი აკუმულაცია ერთ წერტილში ან გარკვეულ ფართობზე დიდი რაოდენობით საერთოდ შეუძლებელია. იმისათვის, რათა გამოვიმუშაოთ 50 000 კვტ ენერგია, საჭირო იქნებოდა 2,5 კმ² ფართობზე დაგვეყენებინა მზის ენერგიის შემკრები კოლექტორები. ეს მიუთითებს იმაზე, რომ მიზანშეწონილია სხვადასხვა მიზნისათვის მზის ენერგიის გამოყენება მცირე მასშტაბით. ასევე, მზის ენერგიის ფართოდ გამოყენებას აბრკოლებს ის გარემოება, რომ ამჟამად თითქმის შეუძლებელია შევინარჩუნოთ მზის სითბოს გარკვეული მარაგი ღამის საათებისათვის და მოღრუბლული ამინდისათვის (როცა მზე არ ანათებს) ან ზაფხულში დაგროვილი მზის სითბოს ნაწილი გამოვიყენოთ ზამთრის განმავლობაში.

მაღალი ტემპერატურების მისაღებად ($t > 100°$-ზე) გამოიყენებენ მზის ენერგიის კონცენტრაციის მეთოდს. აქ სხვადასხვა ფორმის სარკის მიერ არეკვლილი და ფოკუსურ მანძილზე კონცენტრირებული სხივები ახურებენ სხეულს რამდენიმე ათასი გრადუსით. მზის ენერგიის ელექტრონულში გადაყვანას და თერმოელექტრული დენის მიღებას აწარმოებენ კონცენტრირებული მზის სხივების გარდაქმნით თერმობატარეის (თერმოწყვილის) შენადნობზე, ხოლო ფოტოელექტროდენის მისაღებად საჭირო არ არის სხივების კონცენტრაცია, ამასთან ფოტოელემენტის მუშაობისათვის შეიძლება ვისარგებლოთ როგორც პირდაპირი, ისე გაბნეული რადიაციით. დენის გამომუშავების ეს უკანასკნელი გზა გამოყენებულია დედამიწის ხელოვნურ თანამგზავრებში.

აქტინომეტრიულ დაკვირვებათა ინფორმაციას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება. მას დიდი გამოყენება აქვს სხვადასხვა ნაგებობათა პროექტირების, მშენებლობისა და ექსპლოატაციის პროცესში, ამა თუ იმ სამრეწველო თუ კულტუ-

რული ობიექტის დაგეგმარებისათვის და სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგისათვის.

მნიშვნელოვან ყურადღებას იმსახურებს ის ულტრაიისფერი სხივები (უი), რომელნიც აღწევენ დედამიწის ზედაპირს. იგი ფართოდ იხმარება ბიოლოგიაში, ბოტანიკაში, მედიცინაში, სოფლის მეურნეობაში და სხვაგან. ულტრაიისფერ რადიაციაში იგულისხმება სპექტრის მოკლეტალღოვანი ნაწილი (იხ. თ. 2, § 3), რომელიც 0,4 მკმ-ზე ან 400 ნანომეტრზე (ნმ) ნაკლებია (1,0 მკმ = 1000 ნმ). უი რადიაციას ცოცხალ უჯრედებზე ზემოქმედების ინტენსივობის მიხედვით ყოფენ სამ ნაწილად: უი—A (400—315 ნმ), უი—B (315—280 ნმ) და უი—C (280 ნმ-ზე ნაკლები). ეს უკანასკნელი უბანი, რომელიც აგრესიულ ტალღებს წარმოადგენს, მთლიანად შთაინთქმებიან ატმოსფეროში და დედამიწამდე ვერ აღწევენ. რაც შეეხება უი—A და B რადიაციას, რომელიც დედამიწამდე აღწევს, ვ. ბელინსკის გამოთვლით შეადგენს მზის ინტეგრალური ნაკადის 3—4%-ს, ხოლო ჩვენთვის საინტერესო ბიოლოგიურად ყველაზე აქტიური უბნის წილი — 0,1%-ს. უი—A და უი—B რადიაცია ძლიერ შლის და აძველებს სინთეტიკურ და პოლიმერულ ნაწარმს და ლაქსაღებავებით დაფარულ სხეულებს; აღნიშნულ რადიაციას გააჩნია ბაქტერიოციდული, მუტაგენური, კანცეროგენური და თერაპევტიული ზემოქმედების უნარი (ცხრ. 28).

ცხრილი 28

ბიოლოგიური ეფექტი	სპექტრის აქტიური უბანი	
	დიაპაზონი (ნმ)	მაქსიმუმი (ნმ)
მზის მოკიდება	400—280	320
ერითემა	320—250	297, 260
ანტირაქიტული მოქმედ.	310—260	280
კანცეროგენური მოქმედ.	320—260	297, 270
მუტაგენური მოქმედ.	320—200	265, 260, 250

ძალზე მცირე ოდენობის უი რადიაციის (მზის ინტეგრალური ნაკადის 0,1%) გაზომვა დაკავშირებულია რიგ სიძნელეებთან, რადგან შეუძლებელი შეიქნა გარკვეული ეკვივალენტის დადგენა,

რომელიც მოგვცემდა მზის ინტეგრალურ რადიაციაში უი—*B* ნაწილის რადიაციის შეფასების საშუალებას.

ამჟამად შედარებით უფრო შესწავლილია უი რადიაციის ერითემული მოქმედება, რომელიც თითქმის ეთანხმება ანტირაქიტულ მოქმედებას და ახლოს დგას კანცეროგენულ და მუტაგენურ მოქმედებასთან (ცხრ. 28). ამიტომ უი რადიაციის რეჟიმის დახასიათება ყველაზე მოსახერხებელია ერითემული (კანის ოდნავ შეწითლება) რადიაციით, ე. ი. შევაფასოთ იგი ერითემული ზემოქმედების ინტენსივობით.

ყოფილ სსრკ-ში ერითემული რადიაციის ნაკადის სიმკვრივეს გამოხატავენ როგორც ენერგეტიკულ ერთეულებში (კალ/სმ²წთ ან ვატი/მ²), ისე ერითემულ ერთეულებში — ერ-ებში; ერთი ერ-ი (პირობითი ვატი) შეესაბამება მონოქრომატული უი რადიაციის 297 ნმ სიგრძის ერითემულ ეფექტიანობას (მაქსიმალურის), 1 ვატი სიმძლავრით. საერთოდ მიღებულია, რომ ზღვრული ერითემის მისაღებად (ნორმალური კანის ოდნავ შესამჩნევი შეწითლება) საჭიროა უი რადიაციის ზღვრული დოზა (ბიოდოზა) 0,080 ერ. სთ/მ² ან 80 მილი ერი სთ/მ² (მერ. სთ/მ²).

ვ. ბელინსკიმ ყოფილ სსრკ-ის ტერიტორიისათვის თეორიულად გამოითვალა უი—*A* და *A*+*B* უბნების რადიაციული პირობები, რომლებიც საფუძვლად დაედო უი რადიაციით უზრუნველყოფის დარაიონებას: 1. უი რადიაციის დეფიციტის ზონა განლაგებულია 57,5° განედის ჩრდილოეთით; 2. უი რადიაციის კომფორტის ზონა — 57,5—42,5°-ს შორის და 3. უი რადიაციის ჭარბი ზონა — 42,5°-ი განედის სამხრეთით.

სასოფლო-სამეურნეო წარმოებაში და საერთოდ მემცენარეობის განვითარებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მზის რადიაციულ პროცესებს, როგორც ვეგეტაციის პერიოდში, ისე მთელი წლის განმავლობაში. მცენარის ფოთლები მეტ-ნაკლები ინტენსივობით შთანთქავენ სხივურ ტალღებს მზის სპექტრის სამივე უბანზე. უი სხივები ფოთლის მიერ თითქმის მთლიანად შთაინთქმება (90—99%). 300 ნმ-ზე ნაკლებ სიგრძის ტალღებს თითქმის არავითარი ფიზიოლოგიური დანიშნულება არა აქვთ.

პრაქტიკული თვალსაზრისით დიდი გამოყენება აქვს, ე. წ. ფოტოსინთეზურ აქტიურ რადიაციას (ფარ); ეს ისეთი რადიაციაა, რომელიც უზრუნველყოფს მცენარის სიცოცხლისუნარიანობას — ფოტოსინთეზს, სუნთქვას, ზრდას და განვითარებას, ორგანული ნივთიერების დაგროვებას და საერთოდ მოსავლის ფორმირებას. ფარ-ში იგულისხმება მზის სპექტრის ხილული უბანი, რო-

მელიც მოიცავს 0,38-დან 0,71 მკმ-მდე სიგრძის ტალღებს. უშუალო დაკვირვება ფარ-ზე აქტინომეტრულ სადგურებზე არ ხდება, მაგრამ პრაქტიკული გამოყენების თვალსაზრისით, საკმაო სიზუსტით იგი შეიძლება გამოვითვალოთ გაზომილი პირდაპირი (S') და გაბნეული (i) რადიაციებით:

$$Q_{ფ} = 0{,}43S' + 0{,}57i, \tag{79}$$

სადაც—$Q_{ფ}$ ფოტოსინთეზური აქტიური რადიაციაა.

როგორც ირკვევა, ფარ-ის რაოდენობრივი მნიშვნელობები დროის სხვადასხვა მონაკვეთში (თვე, სეზონი, საეგეტაციო პერიოდი) შეიძლება მიახლოებით ჩაითვალოს ჯამური რადიაციის (Q) ნახევრის ტოლად.

საერთოდ უნდა აღვნიშნოთ, რომ რადიაციულ რეჟიმზე და რადიაციულ კლიმატზე მრავალფეროვანი ინფორმაციით ბევრი ორგანიზაცია და სამეცნიერო დაწესებულებაა დაინტერესებული: იგი სპეციალური შესწავლის საგანია და ამიტომ აქ აღარ შევჩერდებით.

თავი IV

სითბოს გრუნტა ნიადაგსა და წყალში

§ 1. ნიადაგის სითბური თვისებები

ნიადაგისა და წყლის სითბურ რეჟიმს ძირითადად ზედაპირის რადიაციული და სითბური ბალანსის სიდიდე განსაზღვრავს. ორივე ზედაპირი რადიაციის ძირითადი მშთანთქმელია. შთანთქმული რადიაცია გადადის სითბურ ენერგიაში, ათბობს ნიადაგისა და წყლის ზედაპირს, ხოლო ამ უკანასკნელიდან სითბო გადაეცემა ჰაერსა და ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებს.

ნიადაგის სითბური თვისებები დამოკიდებულია რიგ ფაქტორებზე: მზის სიმაღლეზე, ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე, ადგილის სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, ნიადაგის შედგენილობასა და ფერზე, მცენარეულ და სხვა ბუნებრივ საფარზე და ა. შ. მაგრამ მთავარ და ძირითად ფაქტორს ნიადაგის სითბოტევადობა და სითბოგამტარობა წარმოადგენს.

არჩევენ ხვედრით და მოცულობით სითბოტევადობას. ნიადაგის გათბობა-გაცივების პროცესის შესწავლისას უპირატესობა მოცულობით სითბოტევადობას ენიჭება. იგი წარმოადგენს სითბოს რაოდენობას, რომელიც საჭიროა 1 სმ³ ნიადაგის 1° გასათბობად. მოცულობით (C) და ხვედრით (c) სითბოტევადობას შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება:

$$C = cp \text{ (კალ/სმ³გრად.)}, \qquad (80)$$

სადაც p ნივთიერების სიმკვრივეა.

აბსოლუტურად მშრალი ხირხატიანი ნიადაგისათვის მოცულობითი სითბოტევადობა თითქმის მუდმივია და დაახლოებით 0,4—0,5 კალ/სმ³ გრად. შეადგენს. ვინაიდან ნიადაგი ყოველთვის შეიცავს მეტ-ნაკლები რაოდენობით წყალსა და ჰაერს, ამიტომ მოცულობითი სითბოტევადობაც მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება.

წყლის სითბოტევადობა 1 კალ/სმ³ გრად-სს უდრის, მაშინ როცა ჰაერის მოცულობითი სითბოტევადობა ძალზე მცირეა (0,0003 კალ/სმ³ გად.). მაშასადამე, რაც უფრო მეტია ნიადაგში წყალი და ნაკლებია ჰაერი, მით მეტია მისი სითბოტევადობა. ე. ი. ტენიანი ნიადაგი, რომელიც ჰაერს მცირე რაოდენობით შეიცავს, მშრალ ნიადაგთან შედარებით ძალზე ნელა თბება და ნელა ცივდება. ამიტომაა, რომ მშრალ ნიადაგებში ტემპერატურა უფრო მკვეთრად იცვლება, ვიდრე ტენიანში. რაც უფრო ფორიანია ნიადაგი (ჰაერი მეტია მასში), რა თქმა უნდა, სითბოტევადობაც ნაკლები იქნება.

სითბოგამტარობა ეწოდება ნიადაგის უნარს, გადასცეს სითბო გამთბარი ფენებიდან ნაკლებად გამთბარ ფენებს. სითბოგამტარობის ზომად მიღებულია სითბოგამტარობის λ კოეფიციენტი: იგი რიცხობრივად ტოლია სითბოს იმ რაოდენობისა, რომელიც 1 წამში გაივლის 1 სმ² განივკვეთსა და 1 სმ სისქის ნიადაგის ფენას, თუ ფენის ზედა და ქვედა საზღვარზე ტემპერატურათა სხვაობა 1°-ია.

ზოგიერთი სხეულის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი შემდეგნაირად ხასიათდება:

ნიადაგის მყარი ნაწილაკები . . .	0,002—0,006 კალ/სმ წმ გრად.
წყალი . . .	0,0013
ჰაერი . . .	0,00005
თოვლი . . .	0,00027
ყინული . . .	0,005

როგორც ვხედავთ, ნიადაგს სითბოს გატარების ძალზე ცუდი უნარი აქვს და სითბოტევადობის მსგავსად, იგი ძლიერაა დამოკიდებული ნიადაგში ტენისა და ჰაერის რაოდენობაზე. რაც უფრო მეტია ტენი და ნაკლებია ჰაერი, მით მეტია ნიადაგის სითბოგამტარობა. ამიტომაა, რომ დღისით მშრალი ნიადაგი, რომლის ფორებშიც ჰაერია მოთავსებული, უფრო ხურდება, ვიდრე ტენიანი. ტენიანი ნიადაგის გადიდებული სითბოგამტარობის გამო, დღისით, სითბო უფრო სწრაფად გადაეცემა ღრმა ფენებს და ზედაპირზე ტემპერატურის მცირე მატებას იწვევს. ღამის პერიოდში კი ნიადაგის ზედაპირის გაცივება შენელებულია, რადგან ღრმა ფენებიდან სითბოს განუწყვეტელი ნაკადი მოედინება.

თეორიული და პრაქტიკული საკითხების გარკვევისას დიდი მნიშვნელობა აქვს ნიადაგში ტემპერატურის გამტარიანობას; იგი გვიჩვენებს ნიადაგის სიღრმეში ტემპერატურის ცვლილების გავრცელების სიჩქარეს.

ნიადაგის ტემპერატურის გამტარიანობის K კოეფიციენტი არის სითბოგამტარობის კოეფიციენტის (λ) შეფარდება მოცულობით სითბოტევადობასთან ($c\rho$):

$$K = \frac{\lambda}{c\rho} \text{ სმ}^2/\text{წმ}. \qquad (81)$$

K კოეფიციენტი შეიძლება გამოითვალოს 82 ფორმულით, სადაც მოცემულია სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის ამპლიტუდის შემცირება:

$$K = \frac{\pi z^2}{\theta(\ln A_0 - \ln Az)^2} \text{ სმ}^2/\text{წმ}, \qquad (82)$$

სადაც A_0 და A_z ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდაა ნიადაგის ზედაპირზე და z სიღრმეზე; θ — ტემპერატურის რყევის პერიოდი, π — მუდმივი რიცხვი.

ტემპერატურის გამტარიანობის K კოეფიციენტი რიცხობრივად უდრის ერთეული მოცულობის ნიადაგის ტემპერატურის ნამატს, თუ მიღებული სითბოს რაოდენობა სითბოგამტარობის კოეფიციენტის (λ) ტოლია. k სიდიდე გვიჩვენებს იმ გარემოებას, თუ რამდენად სწრაფად შეიძლება მიმდინარეობდეს ტემპერატურების გათანაბრება ნიადაგის ზედა და ქვედა ფენებს შორის. იგი ნიადაგის ტენიანობის რაოდენობასთან დაკავშირებით ძლიერ ცვლილებას განიცდის; ნიადაგში ტენის მომატებით K კოეფიციენტი უფრო სწრაფად იზრდება, ვიდრე სითბოგამტარიანობის λ კოეფიციენტი და მოცულობითი სითბოტევადობა C (ცხრ. 29).

ცხრილი 29.

ნიადაგი	C კალ/სმ³ გრ.	λ კალ/სმ. წმ. გრ.	K სმ²/წმ
მშრალი	0,32	0,0005	0,0016
ძლიერ. ტენიანი	0,58	0,0035	0,0060
სხვაობა	0,26	0,0030	0,0044

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ძლიერ ტენიან ნიადაგში ტემპერატურის გამტარიანობის K კოეფიციენტის საგრძნობი მომატების შედეგად სიღრმით ტემპერატურის ცვლილების გავრცელების სიჩქარე მატულობს მშრალ ნიადაგებთან შედარებით, ხოლო ტემპე-

რატურის დღეღამური და წლიური რყევადობაც ღრმად ვრცელდება ნიადაგში.

§ 2. სითბოს გავრცელება ნიადაგში

ნიადაგის ზედაპირიდან სითბოს გადაცემა სიღრმეში ძირითადად წარმოებს მოლეკულური სითბოგამტარობის გზით. ნიადაგის სიღრმეში სითბოგამტარობით სითბოს გადაცემა ხდება არა მარტო ნიადაგის მყარი ნაწილაკების, არამედ ნიადაგის ფორებში მოთავსებული ჰაერისა და წყლის მეშვეობით. ნიადაგში სითბოს ძალზე მცირე რაოდენობით გადაცემა შეიძლება მოხდეს რადიაციული გამოსხივებისა და კონვექციური (ნიადაგის კაპილარებში მოთავსებული ჰაერისა და წყლის აღმავალი და დაღმავალი დენები) დენებით.

სითბოს ნაკადი, რომელიც ერთეული დროის განმავლობაში (1 წამი) ერთეულ კვეთში (1 სმ²) გაივლის, პროპორციულია ნიადაგის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტისა:

$$Q = -\lambda \frac{dt}{dz}\theta = -\lambda \frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1}\theta = -KC\frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1}\cdot\theta \text{ კალ/სმ}^2, \qquad (83)$$

სადაც K ტემპერატურის გამტარიანობის კოეფიციენტია, C — ნიადაგის მოცულობითი სითბოტევადობა, θ — პერიოდი. t_2 და t_1 — ტემპერატურაა z_2 და z_1 სიღრმეზე.

როგორც (83) ფორმულიდან ჩანს, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტით ხდება ნიადაგში სითბოს გადატანა.

სხვადასხვა ნიადაგში სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის რყევადობის გავრცელება სხვადასხვანაირად მიმდინარეობს, მაგრამ ძირითადში იგი გარკვეულ კანონზომიერებას ექვემდებარება. ეს კანონზომიერება შემდეგში მდგომარეობს:

1. ტემპერატურის რყევის პერიოდი სიღრმის მიხედვით უცვლელია. ეს იმას ნიშნავს, რომ მსგავსად ნიადაგის ზედაპირისა, გარკვეულ სიღრმემდე ტემპერატურის დღეღამური (24 საათის პერიოდით) და წლიური (12 თვის პერიოდით) მსვლელობა ძალაში რჩება.

2. ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდა მცირდება შემდეგი კანონის მიხედვით:

$$A_z = A_0 e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{\theta K}}}, \qquad (84)$$

სადაც A_0 ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდაა ნიადაგის ზედაპირზე; A_z — რყევის ამპლიტუდა z სიღრმეზე; θ — ტემპერატურის რყევის პერი-

ოდი (წამებში); π—მუდმივი რიცხვი; K—ნიადაგის ტემპერატურის გამტარიანობის კოეფიციენტი.

(84) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ სიღრმის არითმეტიკული პროგრესიით მატება იწვევს ტემპერატურის ამპლიტუდის (მაქსიმალურ და მინიმალურ ტემპერატურებს შორის სხვაობა) გეომეტრიული პროგრესიით კლებას. მაგ., თუ ნიადაგის ზედაპირზე ამპლიტუდა $A=30°$-ს, მაშინ 20 სმ სიღრმეზე $A_{20}=5°$, ხოლო 40 სმ სიღრმეზე 1°-ზე ნაკლებია. მაშასადამე, ნიადაგის გარკვეულ სიღრმეზე დღეღამური ამპლიტუდა პრაქტიკულად ნულს უახლოვდება. მუდმივი დღეღამური ტემპერატურის სიღრმე, ე. ი. ის, სადაც ტემპერატურის რყევადობა ნულს უტოლდება, 70—100 სმ-ს აღწევს. ნიადაგის იმ სიღრმეს, სადაც ქრება ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები, იწყება მუდმივი ტემპერატურების ფენა. აგრეთვე, წლის განმავლობაში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები სიღრმის მიხედვით თანდათანობით ეცირდებიან და ქრობას იწყებენ ტროპიკებს შორის — 10, ზომიერში —15—20 და პოლარულში — 30 მ სიღრმიდან, ე. ი. აღნიშნული სიღრმეების შემდეგ იწყება წლიური მუდმივი ტემპერატურების ფენა (ცხრ. 30).

როგორც (84) ფორმულიდან ჩანს, სიღრმეები, საიდანაც იწყება დღეღამური და წლიური მუდმივი ტემპერატურების ფენები, უშუალო დამოკიდებულებაში ყოფილა ნიადაგის ტემპერატურის გამტარიანობის K კოეფიციენტთან. იმ ნიადაგებში, სადაც K სიდიდე ძალზე მცირეა (გამომშრალი ნიადაგები), დღეღამური და წლიური მუდმივი ტემპერატურების ფენა იწყება უკვე მახლობელი ფენებიდან. მაგ., გამომშრალ ტორფიან ნიადაგებში ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა დაახლოებით 25 სმ სიღრმემდე აღწევს, საიდანაც იწყება მუდმივი ტემპერატურების ფენა.

3. მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო იგვიანებს შემდეგი კანონით:

$$\tau=\frac{\pi}{2}\sqrt{\frac{0}{\pi k}}, \qquad (85)$$

სადაც τ დაგვიანების დროა.

როგორც ფორმულიდან ჩანს, სიღრმის მიხედვით სითბოს გავრცელებისათვის საჭიროა დრო. მიღებულია, რომ ტემპერატურის დღეღამური ექსტრემუმები (მაქსიმუმი და მინიმუმი) ყოველ 10 სმ სიღრმეზე საშუალოდ 2,5—3,5 საათს, ხოლო წლიური — ყოველ 1 მ სიღრმეზე 20—30 დღეღამეს იგვიანებს.

4. დღეღამური და წლიური მუდმივი ტემპერატურის მქონე სიღრმეები ისე შეეფარდებიან ერთმანეთს, როგორც კვადრატული ფესვები რყევის პერიოდიდან:

$$\frac{z_1}{z_2}=\frac{\sqrt{\theta_1}}{\sqrt{\theta_2}}. \qquad (86)$$

თუ z_1 და z_2 შესაბამისად დღეღამური და წლიური ტემპერატურის რყევადობის ქრობის სიღრმეებია, ხოლო რყევადობის პერიოდი $\theta_1=1$ დღეღამეს, $\theta_2=365$ დღეღამეს (1 წელს), მაშინ

$$\frac{z_1}{z_2}=\frac{\sqrt{1}}{\sqrt{365}}=\frac{1}{19}.$$

მაშასადამე, ტემპერატურის წლიური რყევადობის ქრობის სიღრმე 19-ჯერ აღემატება დღეღამური რყევადობის ქრობის სიღრმეს. მაგალითად, ტემპერატურის დღეღამური რყევის ამპლიტუდა თუ ორჯერ კლებულობს 10 სმ სიღრმეზე, წლიური რყევის ამპლიტუდა ორჯერ დაიკლებს 190 სმ სიღრმეზე.

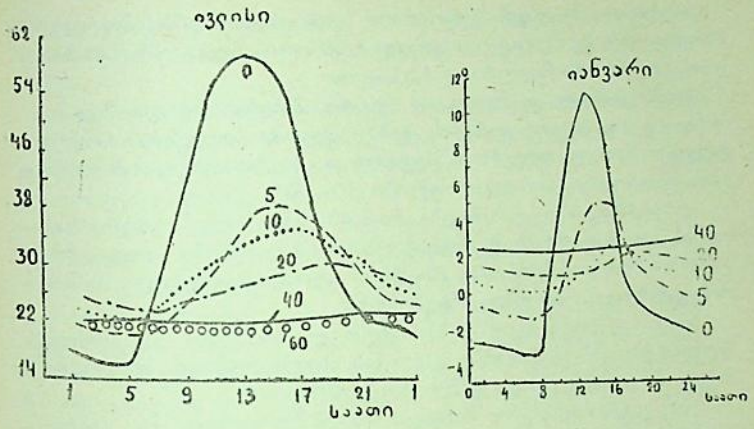
ნიადაგის ტემპერატურებზე დაკვირვების მონაცემები გვიჩვენებს, რომ ნიადაგში სითბოს ფაქტიური გავრცელება საკმაოდ კარგად ეთანხმება ზემოაღნიშნულ ოთხივე დებულებას.

§ 3. ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამური და წლიური მსვლელობა

დღე-ღამის განმავლობაში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მკვეთრად იცვლება და წარმოადგენს პერიოდულ რყევადობას ერთი მაქსიმუმით და ერთი მინიმუმით. ტემპერატურის მაქსიმუმი დაახლოებით 13 საათზე შეიმჩნევა, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლის წინ. შ. გავაშელის გამოკვლევით, თბილისში ტემპერატურის მინიმუმი მზის ამოსვლამდე 30 წთ ადრე დგება, მაქსიმუმი კი — 13 საათზე, წლის ყველა პერიოდში (ნახ. 14).

როგორც მე-14 ნახ. და 30-ე ცხრ-დან ჩანს, ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამურ ამპლიტუდებს ზედაპირზე და ყველა სიღრმეზე გააჩნია წლიური მსვლელობა. თბილისში მაქსიმალური ამპლიტუდა ზედაპირზე ზაფხულშია (37,5°), მინიმალური — ზამთარში (14,7°).

როცა სიღრმე იზრდება, ამპლიტუდები მცირდება. მაგალითად, ივლისში 0,20 მ. სიღრმეზე ამპლიტუდა 6,6, ხოლო 0,40 მ—1,2°. იანვარში შესაბამისად გვაქვს 1,2° და 0,2°. როგორც ჩანს, თბილისში



ნახ. 14. ნიადაგის ზედაპირზე და სხვადასხვა სიღრმეზე (სმ-ით) ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა თბილისში (შ. გავაშელით)

ცხრილი 30

ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა (გრადუსებში)

თვეები \ სიღრმე მ-ში	ზედაპირი 0,0	0,05	0.10	0,20	0,40
იანვარი	14,7	6,6	2,6	1,2	0,2
ივლისი	37,5	19,3	10,8	6,6	1,2

დღეღამური ამპლიტუდების ქრობა დაახლოებით 0,80—0,85 მ სიღრმეზე უნდა წარმოებდეს.

მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო ნიადაგის სიღრმეში იგვიანებს (ნახ. 14). მაგალითად, 10 სმ სიღრმეზე მინიმალური ტემპერატურა იანვარში 9 საათზეა, ივლისში — 7 საათზე, ხოლო მაქსიმალური — 16—17 საათზე. 40 სმ სიღრმეზე მინიმალური ტემპერატურაა 14—15 საათზე, ხოლო მაქსიმალური — 23—24 საათზე.

ამგვარად, ნიადაგის ზედაპირთან შედარებით, სიღრმის მიხედვით მინიმალური ტემპერატურა ყოველ 5 სმ სიღრმეზე იგვიანებს 1 საათით, ხოლო მაქსიმალური — 1,5 საათით.

მოღრუბლულ და საერთოდ წვიმიან ამინდში ნიადაგის ზედაპირისა და მოსაზღვრე ფენების ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები ნათელ დღეებთან შედარებით საგრძნობლად მცირდება, განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებში (10—20°).

აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ 40 სმ და მეტ სიღრმეზე ზამთრისა და ზაფხულის ტემპერატურების დღეღამური რყევადობა დაახლოებით თანაბარია და 70—80 სმ სიღრმეზე ამპლიტუდებს შორის განსხვავება არ უნდა არსებობდეს.

ნიადაგის დღეღამურ ტემპერატურულ პირობებზე და, კერძოდ, დღეღამურ ამპლიტუდებზე გავლენას ახდენს ნიადაგის სტრუქტურული მდგომარეობა და ფერდობის ექსპოზიცია.

რაც უფრო ფხვიერია ნიადაგი, მით უფრო სითბოს ცუდი გამტარი ხდება იგი, რადგან მის გადიდებულ ფორებში მეტი ჰაერი გროვდება. ამიტომაა, რომ ფხვიერი ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად აღემატება მოსწორებულ და დატკეპნილ ნიადაგისას. ამის გამო ნიადაგის დატკეპნით ხშირად იცავენ მცენარეულობას გაზაფხულის წაყინვებისაგან.

სამხრეთი ფერდობი სხვა ფერდობებზე მეტად ხურდება. მაგრამ ნიადაგის მაქსიმალური ტემპერატურა ზუსტად სამხრეთ ფერდობებზე კი არ შეინიშნება, იგი ცოტათი დასავლეთითაა გადახრილი. ეს იმით აიხსნება, რომ აღმოსავლეთი ფერდობის გათბობა დილით ჰაერის დაბალი ტემპერატურის პირობებში ხდება, ამასთან დილით ნამის აორთქლებაზე საკმაოდ ბევრი სითბო იხარჯება. დასავლეთის ფერდობის გათბობა კი მიმდინარეობს შუადღის შემდეგ, როცა ჰაერის ტემპერატურა მაღალია და ნიადაგიც მშრალია.

ნიადაგის ზედაპირის აბსოლუტური მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურები მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება. მაგ., მაქსიმალურმა ტემპერატურამ ზომიერ ზონაში შეიძლება მიაღწიოს 60°-ს, სამხრეთ ნაწილში 70—75°-ს, ხოლო ტროპიკებში 80° და უფრო მეტსაც. მინიმალური ტემპერატურა ანტარქტიკაში მოსალოდნელია — 88°-მდე ან უფრო დაბლაც დაეცეს.

ნიადაგის ზედაპირი მის სიღრმესთან და მიმდებარე ჰაერის ფენებთან შედარებით ტემპერატურის ყველაზე მეტ რყევადობას განიცდის.

თბილისში ნიადაგის მოშიშვლებული ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურა 17,5°-ია; იგი 4,8°-ით მაღალია ჰაერის სა-

შუალო წლიურ ტემპერატურაზე (12,7°). ეს განსხვავება დეკემბერში მინიმუმამდე ჩამოდის (0,4°), ხოლო მაქსიმალურს ივლისში (9,0°) აღწევს.

როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, მსგავსი მდგომარეობაა აღმოსავლეთ საქართველოს სხვა პუნქტებზეც. დასავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებში განსხვავება ნიადაგის და ჰაერის საშუალო წლიურ ტემპერატურებს შორის 0,5—1,0° შორის იცვლება (ანაკლია —1,0, ბათუმი — 0,7° და სხვ.). საერთოდ, ნოტიო კლიმატის პირობებში ნიადაგისა და ჰაერის წლიურ ტემპერატურათა შორის სხვაობა უფრო ნაკლებია, ვიდრე მშრალი კლიმატის პირობებში.

თბილისში ნიადაგის საშუალო ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 31,0°-ია, ხოლო ჰაერისა —23,5°, ე. ი. ნიადაგის ამპლიტუდა 7,5°-ით აღემატება ჰაერისას. ცალკეულ თვეებში დღის განმავლობაში ამპლიტუდებს შორის განსხვავებამ შეიძლება 15—20°-ს გადააჭარბოს.

ქვემოთ მოგვყავს ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების მნიშვნელობანი (ცხრ. 31).

ცხრილი 31

ნიადაგის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები (გრადუსებში) თბილისისათვის (შ. გავაშელის მონაცემებით)

სიღრმე მ-ობით	ქვიშით დაფარული მოშიშვლებული ზედაპირი	ბუნებრივი ზედაპირი (ბალახი)
0.0	31.5	30.7
0.01	31.4	29.1
0.02	30.7	27.9
0.05	29.1	26.2
0.10	28.3	25.3
0.20	25.9	23.8
0.40	24.7	23.1
0.84	20.2	17.4
1.65	14.0	9.8
3.26	6.0	—
3.99	4.3	—
6.47	—	1.5

როგორც 31-ე ცხრილიდან ჩანს, თბილისში ნიადაგის სიღრმის ზრდას თან სდევს ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების შემცი-

რება. იგი 6,47 მ. სიღრმეზე 1,5°-ს შეადგენს. უფრო ღრმა ფენების ტემპერატურებზე დაკვირვება არ წარმოებს, ამიტომ თბილისისათვის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის ქრობის სიღრმე, ე. ი. სიღრმე, როდესაც მაქსიმუმსა და მინიმუმს შორის განსხვავება ნულს უტოლდება, შეიძლება გამოვითვალოთ (86) ფორმულით. თუ ფორმულაში პერიოდების ხანგრძლივობა $Q_1 = 1$ და $Q_2 = 365$ დღეს, მაშინ

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{\theta_1}}{\sqrt{\theta_2}} = \frac{1}{19},$$

აქედან

$$z_2 = 19 \cdot z_1 . \qquad (87)$$

მაშასადამე, თუ დღეღამური ამპლიტუდა რომელიმე სიღრმეზე ნულის ტოლია, წლიური ამპლიტუდა ნულის ტოლი გახდება 19-ჯერ მეტ სიღრმეზე.

თუ თბილისში, წლის ყველა პერიოდში და ამინდის ყოველგვარ პირობებში, ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა დაახლოებით 0,80 მ სიღრმეზე ქრება (ნულის ტოლია), მაშინ (87) ფორმულიდან მივიღებთ, რომ

$$z_2 = 19 \cdot 0{,}80 = 15{,}2 \text{ მ}.$$

ამგვარად, ნიადაგის ტემპერატურის წლიური რყევადობა 15—16 მ სიღრმეზე უნდა ქრებოდეს.

მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის მომენტი, ისევე როგორც დღეღამურისა, სიღრმის მიხედვით თანდათან იგვიანებს. განვიხილოთ 32-ე ცხრილი.

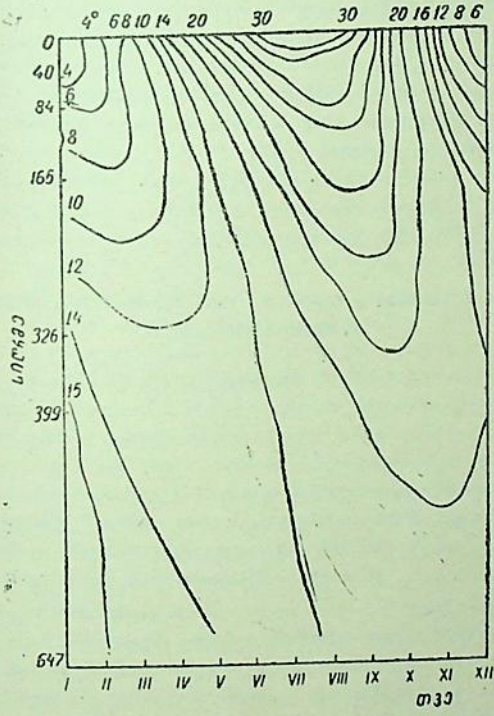
ცხრილი 32

ექსტრემალური ტემპერატურების დადგომის დრო თბილისში სიღრმის მიხედვით (შ. გავაშელით)

სიღრმე მ-ობით	ექსტრემალური ტემპერატურები და მათი დადგომის დრო		წლიური ამპლიტუდა გრადუსებში
	მაქსიმალური ტემპ. (გრად.)	მინიმალური ტემპ. (გრად.)	
0.0	33.4 (VII)	1.9 (I)	31.5
0.84	26.2 (VIII)	6.0 (II)	20.2
1.65	22.6 (VIII)	8.6 (II)	14.0
3.99	17.1 (X)	12.8 (IV)	4.3
6.47	15.3 (XII)	13.8 (VI)	1.5

როგორც ვხედავთ, ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურის მაქსიმუმი თუ ივლისშია (33,4°) და მინიმუმი — იანვარში (1,9°), 4 მ სიღრმეზე . ისინი იგვიანებენ და მაქსიმუმი ოქტომბრის თვეზე გადაინაცვლებს, ხოლო მინიმუმი — აპრილის თვეზე; 6, 47 მ. სიღრმეზე მაქსიმუმი დეკემბერშია, ხოლო მინიმუმი — ივნისში.

თუ ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმის ერთნაირი ტემპერატურის წერტილებს შევაერთებთ ისოხაზებით, მივიღებთ თერმოიზოპლეტებს, ნახ. 15-ზე მოცემული თერმოიზოპლეტები კარგად ახასიათებენ ნიადაგის სიღრმის თერმულ პირობებს. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ზამთარში სიღრმის ზრდასთან ერთად ტემპერატურა მატულობს და, მაშასადამე, სითბოს ნაკადი მიმართულია სიღრმიდან ზედაპირისა-



ნახ. 15. ნიადაგის თერმოიზოპლეტი თბილისისათვის

კენ: ზაფხულში ადგილი აქვს საწინააღმდეგო სურათს — ტემპერატურა სიღრმით კლებულობს და სითბოს ნაკადი მიმართულია ზედაპირიდან სიღრმისაკენ.

გაზაფხულზე გარკვეულ სიღრმეზე ცივი ფენაა, რომლის ზემოთ და ქვემოთ ტემპერატურა მატულობს; შემოდგომაზე ზედა და ქვედა ფენებს შორის მოთავსებულია თბილი ფენა.

ეს გარემოება იმაზე მეტყველებს, რომ ზედაფენებში ტემპერატურის უფრო მკვეთრი ცვლილებაა და სიღრმის მიხედვით იგი (ცვლილება) თანდათანობით ნელდება. მაგალითად, ზედაპირიდან 1 მ სიღრმემდე თუ ტემპერატურა წლის განმავლობაში 5—8°-ით იცვლება, 2-დან 3 მ სიღრმემდე 2—3°-ს არ აღემატება.

იმავე გრაფიკით შეგვიძლია გავიგოთ მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო.

გრაფიკზე ნებისმიერი ჰორიზონტალური ხაზის გაყოლებით შეგვიძლია გავიგოთ მოცემულ სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური მსვლელობის თავისებურებანი, ხოლო ნებისმიერ ვერტიკალურ ხაზზე გადაადგილებით — წლის მოცემულ დროში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება.

როგორც ვხედავთ, გრაფიკის მეშვეობით შეგვიძლია განვსაზღვროთ ტემპერატურები ნიადაგის სიღრმეზე დღე-ღამის ნებისმიერ მომენტში ან წლის რომელიმე დღისათვის.

§ 4. ბუნებრივი საფარისა და სხვა ფაქტორების გავლენა ნიადაგის ტემპერატურაზე

ბუნებრივი საფარი (ბალახი, ტყე, თოვლი და სხვ.) არსებით გავლენას ახდენს ნიადაგის თერმულ პირობებზე. მცენარეულობა პირველ ყოლისა ნიადაგის ზედაპირს ჩრდილავს მზის რადიაციის უშუალო ზემოქმედებისაგან და ამით იცავს მას გადახურებისაგან. დღის საათებში მცენარეული საფარის ზედაპირიდან აორთქლების შედეგად დიდი სითბო იხარჯება, ხოლო ღამით მცენარეები ამცირებს ნიადაგის ზედაპირის გადაცივებას, რადგან გამოსხივების ობიექტს ამ შემთხვევაში თვით მცენარეული საფარი წარმოადგენს.

ვინაიდან მცენარეული საფარი აორთქლებისათვის უფრო მეტ სითბოს ხარჯავს, ვიდრე მოშიშვლებული ზედაპირი, მისი სითბური ბალანსიც ნაკლებია. ამიტომაც თბილისში მოშიშვლებული ქვიშიან-თიხიანი ნიადაგის საშუალო წლიური ტემპერატურა (უმეტესად საშუალო თვიური ტემპერატურები) მეტია მცენარეულობით დაფარულ ნიადაგის ტემპერატურაზე (ცხრ. 33).

მოშიშვლებულ და მცენარეულობით დაფარულ ნიადაგებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა

(თბილისის ობსერვატორია)

სიღრმე მ-ით / თვე	0.0	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20	0.40	0.84	1.65
იანვარი	0.9	0.8	0.5	0.1	—0.2	0.2	0.1	—0.1	0.1
ივლისი	1.7	3.1	3.3	3.1	2.9	3.7	3.2	3.0	3.1
წლიური	1.4	1.8	1.8	1.5	1.2	1.7	1.5	1.3	1.1

წლის თბილ პერიოდში აპრილიდან ნოემბრამდე ტემპერატურა მოშიშვლებული ზედაპირის ქვეშ თითქმის ყველა სიღრმეზე უფრო მაღალია, ვიდრე მცენარეულობის ქვეშ; განსხვავება მნიშვნელოვანია ზაფხულის თვეებში, გაზაფხულ-შემოდგომაზე კი იგი შედარებით მცირეა (1—3°). აღსანიშნავია, რომ ტემპერატურული სხვაობა ზოგიერთ შემთხვევაში სიღრმის მიხედვით მატულობს. ეს განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებზე ითქმის, როდესაც სიღრმის ტემპერატურათა სხვაობა გაცილებით აღემატება ზედაპირისას, რასაც ადასტურებს აგრეთვე 31-ე ცხრილი, სადაც მოშიშვლებული ქვიშიანთიხიანი ნიადაგის ყველა სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა აღემატება ბუნებრივი ზედაპირისას და ამპლიტუდებს შორის სხვაობაც მატულობს.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ნიადაგის სითბურ პირობებზე განსაკუთრებით დიდ გავლენას ახდენს თოვლის საბურველი. თოვლის სითბოგამტარობის კოეფიციენტს ($\lambda = 0{,}00027$ კალ/სმ წმ გრად.) სიმცირის გამო იგი ნიადაგს იცავს ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილებისა და ღრმად გაყინვისაგან.

მიუხედავად იმისა, რომ თოვლის ალბედო მნიშვნელოვნად დიდია, იგი მზის რადიაციის გარკვეულ ნაწილს მაინც შთანთქავს. რადიაცია თოვლში ღრმად იჭრება და თუ თოვლის სიმაღლე დიდი არ არის, მაშინ მან შეიძლება ნიადაგის ზედაპირამდეც კი მიაღწიოს. ეს გარემოება ხელს უწყობს თოვლის ზედაპირისა და მისი სხვადასხვა სიღრმის ფენების გათბობას.

ზამთრის ყველა თვეში თბილისში თოვლს მოკლებული მოშიშვლებული ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმეზე საშუალო თვიური ტემპერატურა შედარებით მაღალია (თუმცა უმნიშვნელოდ) ან უტოლდება მცენარეულობის ქვეშ მოქცეულ ნიადაგის ტემპერატურას; მაგრამ იქ, სადაც წლის ცივ პერიოდში ნიადაგი უმეტესად თოვლი-

თაა დაფარული (მაღალი განედები და მაღალმთიანი ზონა), სხვადასხვა სიღრმეზე საშუალო ტემპერატურები 4—8°-ით სჭარბობს მოშიშვლებული ნიადაგის იმავე სიღრმის ტემპერატურებს.

საერთოდ, ცალკეულ დღეებში მოშიშვლებული ნიადაგის ზედაპირსა და მცენარეულობით დაფარულ ზედაპირს შორის ტემპერატურების განსხვავება მნიშვნელოვანია და სხვაობამ შეიძლება 10—15°-ს გადააჭარბოს. როგორც ჩანს, ბუნებრივი საფარი დიდ როლს ასრულებს ნიადაგის ზედაპირის თერმული პირობების გახომიერებაში.

ტყე დიდ გავლენას ახდენს ნიადაგის ტემპერატურაზე. იგი ბალახზე უფრო ასუსტებს ზამთრის გადაცივებას და ზაფხულში — ნიადაგის გადახურებას.

ზაფხულში ტყის ნიადაგის ტემპერატურა ნაკლებია მინდვრისაზე და სხვაობამ შეიძლება 8°-ს მიაღწიოს. ზამთარში ტყეში თოვლის დიდი მარაგია დაგროვილი და ნიადაგის ტემპერატურაც 1—2°-ით აღემატება მინდვრისას. საშუალოდ წლის განმავლობაში ტყის ნიადაგი ყველა სიღრმეზე 2—2,5°-ით გრილია მინდვრის ტემპერატურაზე.

§ 5. ნიადაგის გაყინვა. მუდმივი მზრალობა

ნიადაგის გაყინვა ბევრ ფაქტორზეა დამოკიდებული: ყინვის ინტენსივობასა და ხანგრძლივობაზე, ნიადაგის სითბოტევადობასა და სითბოგამტარობაზე, მცენარეულ საფარსა და თოვლის საბურველის სიმაღლეზე, ზამთრის ხანგრძლივობაზე და სხვ.

ტენიანი ნიადაგი უფრო ნაკლებ სიღრმეზე იყინება, ვიდრე მშრალი. საქმე ისაა, რომ ნიადაგის ტენი, რომელშიც გახსნილია სხვადასხვა მარილები, სუფთა წყალთან შედარებით უფრო დაბალ ტემპერატურაზე იყინება. მისი გაყინვის პროცესში გამოიყოფა ფარული სითბო, რომელიც ანელებს ნიადაგის შემდგომ გაყინვას. ამიტომაა, რომ ხშირად ნიადაგის გაყინვის სიღრმე არ ეთანხმება 0° ტემპერატურის გავრცელების სიღრმეს.

ნიადაგის გაყინვის ინტენსივობა დიდადაა დამოკიდებული თოვლის საბურველის სიმაღლეზე. რაც უფრო მეტია თოვლის სიმაღლე, მით უფრო ნაკლებია ნიადაგის გაყინვის სიღრმე. მოხნული ნიადაგის გაყინვა უფრო ადრე და უფრო ღრმად წარმოებს, ვიდრე ყამირისა. ჭაობიანი ნიადაგები უფრო გვიან იყინება, ვიდრე ამაღლებული ადგილები.

როგორც აღვნიშნეთ, ზამთრის ხანგრძლივობის მატებასთან ერთად (განედის მატება) ნიადაგის გაყინვის სიღრმეც იზრდება. მაგ., თუ პეტერბურგში ნიადაგი 1,5 მ-ზე და უფრო ღრმად იყინება, თბილისში იგი ძალზე უმნიშვნელოა; აქ იანვარში 0°-ზე დაბალი ტემპერატურა 0,15 მ სიღრმეზე შედარებით ხშირია, ხოლო უფრო ღრმად — იშვიათი. მაქსიმალური სიღრმე, უარყოფითი ტემპერატურით შემჩნეულია 0,40 მ-ზე. შ. გავაშელმა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მეშვეობით ყველაზე ყინვიანი დღეებისათვის განსაზღვრა 0° ტემპერატურის გავრცელების სიღრმე და აღმოჩნდა, რომ იგი 60 სმ-ს შეადგენდა. მსგავსად განედისა, ზღვის დონიდან სიმაღლის ზრდა ადიდებს ნიადაგის გაყინვის სიღრმეს. ქვემოთ მოგვყავს 34-ე ცხრილი, სადაც მოცემულია საქართველოს

ცხრილი 34

იანვრის საშუალო მინიმალური ტემპერატურების განაწილება სიღრმის მიხედვით

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დ. მ-ობით	სიღრმე მ-ით					თოვლის სიმაღლე სმ-ობით
		0,0	0,20	0,40	0,80	1,60	
თბილისი	405	—0.0	3,8	5,8	7,8	10,8	0
ჯვრის გადასასვლელი	2395	—13.0	1,2	1,5	2,2	3,4	147
როდიონოვკა	2100	—8,0	—2.6	—1,6	0,6	3,5	3

ტერიტორიის სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარე პუნქტებისათვის 1966 წლის იანვრის საშუალო მინიმალური ტემპერატურების სიღრმის მიხედვით განაწილება. 34-ე ცხრილში თბილისის გამოკლებით 0,0 მ-ზე ტემპერატურა თოვლის ზედაპირზეა გაზომილი, რომელიც გაცილებით ნაკლებია ნიადაგისაზე. თბილისში დადებითი მინიმალური ტემპერატურა ვრცელდება 5 სმ ფენიდან (0,1°). როდიონოვკაში, რომელიც 2100 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, უარყოფითი ტემპერატურა, უნდა ვიფიქროთ, 60 სმ-ზე და უფრო ღრმად ვრცელდება. ჯვრის გადასასვლელზე (2395 მ), რომელიც როდიონოვკასთან შედარებით 300 მ-ზე მაღლა მდებარეობს, უარყოფითი ტემპერატურა ნიადაგის არც ერთ სიღრმეზე არ შეინიშნება; ამის მიზეზი ძირითადად თოვლის საბურველის სისქეა, რომელიც ჯვარზე 140 სმ-ს აღწევს, ხოლო როდიონოვკაში იგი 3 სმ-ია.

ნიადაგის გაყინვის სიღრმეზე გავლენას ახდენს აგრეთვე მცენარეული საფარი; მცენარეულის ქვემოთ ნიადაგი ნაკლებ სიღრმეზე იყინება.

გაზაფხულზე მზის რადიაციისა და ღრმა ფენებიდან მონადენი სითბოს მეშვეობით გაყინული ნიადაგი დნება.

პოლარულ რაიონებში, აღმოსავლეთ ციმბირსა და შორეული აღმოსავლეთის ვრცელ ტერიტორიაზე, ზოგჯერ ზომიერ განედზეც, ნიადაგი ღრმა ფენებამდე იყინება. ზაფხულის თვეებში იგი მხოლოდ უმნიშვნელო სიღრმემდე დნება; უფრო ქვედა ფენები კი მთელი წლის განმავლობაში უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში რჩება. ასეთ გაყინულ ნიადაგებს მუდმივ მზრალს უწოდებენ.

ყოფილ სსრკ-ის ტერიტორიაზე მუდმივ მზრალობას 10 მლნ კმ², ე. ი. მთელი ტერიტორიის 47% უკავია. მუდმივი მზრალობის სამხრეთ საზღვარი გაუყვება ევროპული ტერიტორიის პოლარულ წრეს (ტყე-ტუნდრის სამხრეთ საზღვარზე), გადაკვეთს ურალის ქედს და მდ. ობს დასავლეთ ციმბირის ტაიგის ზონის ჩრდილოეთ ნაწილში და მდ. ენისეის მარჯვენა ნაპირზე მკვეთრად მოიხრება სამხრეთით და შემდგომ სახელმწიფო საზღვრამდე მიემართება. მუდმივი მზრალობის სამხრეთი საზღვარი თანხვდება ჰაერის საშუალო წლიურ — 2°-იან იზოთერმას.

ზაფხულის განმავლობაში მუდმივი მზრალობის ზედაფენა შეიძლება 0,5—3,0 მ სიღრმემდე გადნეს; დნობა ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებებზე, მცენარეულ და თოვლის საფარზე, რელიეფზე და სხვ. მთების ჩრდილოეთ ფერდობზე, დაჭაობებულ და ხავსით დაფარულ ადგილებში მუდმივი მზრალობა ზოგჯერ ნიადაგის ზედაპირიდანაც კი იწყება.

მუდმივი მზრალობა ზოგჯერ 1—2 მეტრიდან რამდენიმე ასეულ მეტრამდე ვრცელდება. მაგალითად, იაკუტიაში მისი სიმძლავრეა 200—220 მ, ვარკუტის რაიონში (ჩრდ. ურალი) —80—130 მ, ბაიკალსიქითა მხარეში —80—90 მ, მდ. პეჩორის რაიონში — 20 მ და ა. შ.

მუდმივი მზრალობა სამხრეთ რაიონებშიც კი აღმოაჩინეს. მაგ., 1929 წ. აღმაგანის პლატოს რაიონში — ერევანსა და სევანის ტბას შორის (2900 მ ზღ. დ.) 90 სმ სიღრმეზე, ქელეზნოვოდსკის მიდამოებში, მთა „რაზვალკას“ ჩრდილოეთ ნაწილში და სხვაგან.

მუდმივი მზრალობის თავისებურება ის არის, რომ გაყინული ნიადაგის ზედაფენები წყალს ძალზე ცუდად ატარებს, აკავებს მას და იწვევს დაჭაობებას. ზაფხულში ნალექების მნიშვნელოვანი ნაწილი ნიადაგის ღრმა ფენებს ვერ აღწევს და მდინარეებში ჩაედინება; ეს იწვევს ძლიერ წყალდიდობას.

მუდმივი მზრალობის წარმოშობას სხვადასხვანაირად ხსნიან. მეცნიერების ერთ ნაწილს მიაჩნია, რომ იგი დარჩა ყინვარული პე-

რიოდის შემდეგ, რომელიც ათასეულ წლებს ითვლის, ხოლო მეორე ნაწილი ამტკიცებს, რომ იგი წარმოადგენს მკაცრი კლიმატური პირობების შედეგს (ცივი, მცირეთოვლიანი ზამთარი).

მუდმივი მზრალობა დიდ სიძნელეებს ქმნის სხვადასხვა მშენებლობისა და რკინიგზის ტრანსპორტისათვის. ნიადაგის გაყინვა-გალღობის პროცესი იწვევს ნიადაგის დეფორმაციას, შენობები დაბლა იწევს, სკდება და ზოგჯერ ინგრევა კიდეც.

მუდმივი მზრალობის რაიონში სოფლის მეურნეობის ცალკეული კულტურები (მარცვლეული და სხვ.) კარგად ხარობს.

§ 6. წყლის სითბური რეჟიმი

როგორც ცნობილია, წყლის მასას დედამიწის ზედაპირის მთელი ტერიტორიის დაახლოებით 2/3 (71%) უკავია. ასეთი კოლოსალური წყლის მასის გათბობა (ნიადაგის მსგავსად) მზის რადიაციის შთანთქმით ხდება. წყლის სიღრმეში სითბოს გადაცემის მექანიზმი და საერთოდ სითბური რეჟიმი ძირფესვიანად განსხვავდება ნიადაგისაგან; წყლის მასაში რადიაცია გარკვეულ სიღრმეზე ატანს. ყველაზე ინტენსიურად შთაინთქმება გრძელტალღიანი (ინფრაწითელი), შემდეგ მოკლეტალღიანი (ულტრაიისფერი) და ყველაზე ნაკლებად — სპექტრის ხილული ნაწილი.

რადიაციის ძირითადი შთანთქმა წყლის ზედაფენაზე ხდება. მაგალითად, 25 სმ ნაკლებად მღვრიე წყლის ფენაში (ტბებზე) შთაინთქმება ზედაპირზე დაცემული მთელი რადიაციის 43—59%, ხოლო 1 მ სიღრმეზე —22—29%; რაც უფრო მღვრიეა წყალი ზედაფენებში, მით უფრო მეტად მატულობს რადიაციის შთანთქმის რაოდენობა.

წყლის გათბობა სხვა ფაქტორებითაც ხდება: წყლის ცივ ზედაპირზე ატმოსფეროში არსებული ტენის კონდენსაციით, მაღალი ტემპერატურის მქონე ნალექების მეშვეობით, თბილი ჰაერიდან წყლის ცივ ზედაპირზე სითბოს გადაცემით, წყლის ვერტიკალური შერევითა და თბილი დინებებით. წყლის ზედაფენების გაცივება მიმდინარეობს წყლის ზედაპირიდან ატმოსფეროში სითბოს გამოსხივებით, აორთქლებით, წყალსა და ატმოსფეროში კონვექციური დინების მეშვეობით და ცივი დინებებით.

წყლის სითბოტევადობა 3—4-ჯერ აღემატება საშუალოდ დატენიანებული ნიადაგის სითბოტევადობას. ამის შედეგად, წყლის გათბობა-გაცივება ნიადაგთან შედარებით 3—4-ჯერ ნელა მიმდინარეობს. წყლის ზედაპირის გადიდებული რადიაციული ბალანსი, თა-

ვის მხრივ, აჩქარებს ზედაფენების გათბობას და ანელებს მის გადაცივებას. წყლის მასა მომატებული სითბოტევადობის გამო წარმოადგენს სითბოს დიდ აკუმულატორს, რომელიც მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ჰაერის სითბური რეჟიმის ჩამოყალიბებაში. დავუშვათ, რომ ზღვის წყლის ტემპერატურა $t=20°$, მარილიანობა $S=35‰$, სითბოტევადობა $C=0{,}932$ და სიმკვრივე $\rho=1{,}02813$, მაშინ 1 სმ³ ზღვის წყლის 1°-ით გაცივებისას გამოიყოფა სითბოს რაოდენობა, რომელიც ტოლი იქნება:

$$Q=0{,}932\cdot 1{,}02813=0{,}96 \text{ კალ.}$$

1 სმ³ ჰაერის 1° გასათბობად საჭიროა სითბოს რაოდენობა:

$$Q=0{,}273\cdot 0{,}00129=0{,}00035 \text{ კალ.}$$

სადაც ჰაერისათვის $C=0{,}237$ და $\rho=0{,}00129$.

როგორც ვხედავთ, 1 სმ³ ზღვის წყლის 1°-ით გაცივებისას გამოყოფილი სითბო საკმარისია იმისათვის, რათა 1°-ით გაათბოს დაახლოებით 3100 სმ³ ჰაერი $\left(\frac{0{,}96}{0{,}00035}=3100 \text{ სმ}^3\right)$.

გაანგარიშება გვიჩვენებს, რომ სითბოს რაოდენობა, რომელიც გამოიყოფოდა ბარენცის ზღვის 200 მ ფენის 0,5°-ით გაცივებისას, საკმარისი იქნებოდა იმისათვის, რათა 10°-ით გაეთბო ევროპის კონტინენტის 4 კმ ჰაერის ფენა.

წყლის ძირითადი დამახასიათებელი თვისება, რომელიც განასხვავებს მას ნიადაგისაგან, ის არის, რომ იგი მოძრავია. მოძრაობით შეიძლება მოხდეს თბილი და ცივი წყლის მასათა ვერტიკალური შერევა — ტურბულენტური გაცვლისა (იგი ძირითადად ჭარის მექანიკური მოქმედებითაა გამოწვეული) და სითბოს კონვექციური გადატანის გზით. ამ გარემოებას უნდა დაემატოს აგრეთვე სითბოს ჰორიზონტალური გადატანა თბილი და ცივი დინებების მეშვეობით. მოლეკულური სითბოგამტარობით წყლის სიღრმეში სითბოს გადაცემა (მსგავსად ნიადაგისა) ძალზე ნელა მიმდინარეობს. სრულიად უმოძრაო წყალში სითბოს გადაცემა უმთავრესად მოლეკულური სითბოგამტარობით ხდება; მაგრამ ვინაიდან წყლის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი ($\lambda=0{,}0015$) ნაკლებია რიგი მთის ქანების სითბოგამტარობაზე (ქვიშისათვის $\lambda=0{,}0026$, გრანიტისათვის $\lambda=0{,}0097$), ამიტომ ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა უძრავ წყალში შესამჩნევი იქნება მხოლოდ 40 სმ სიღრმემდე, წლიური კი — 8 მეტრამდე; ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები 10-ჯერ შემცირდებოდა 15 სმ სიღრმეზე.

ბუნებრივ პირობებში წყლის (ჰაერის) მოძრაობა ყოველთვის ტურბულენტურ ხასიათს ატარებს. ამ შემთხვევაში, მოძრავი წყლის ნაკადს შიგნით წარმოიშობა ცალკეული კორიანტული მოძრაობა, რომელიც ყოველი მიმართულებით ვრცელდება. ასეთ უწესრიგო მოძრაობას ტურბულენტურს უწოდებენ. ტურბულენტური სითბოგამტარობის გზით სითბოს სიღრმით გაცვლა გაცილებით უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს, ვიდრე ეს მოლეკულური სითბოგამტარობით ხდება. წყლის სიღრმეშიც სითბოს გავრცელება ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტით გამოისახება:

$$Q = -AC\ \frac{dT}{dz}, \tag{88}$$

სადაც A ტურბულენტური გაცვლის კოეფიციენტია, C—სითბოტევადობა. ფორმულაში AC ტურბულენტური სითბოგამტარობის კოეფიციენტია და იმავე როლს ასრულებს, რასაც λ (81) ფორმულაში.

ტურბულენტური გაცვლის კოეფიციენტი A ზღვებისა და ოკეანეებისათვის 1-დან 10-მდე მერყეობს. როგორც ვხედავთ, ეს სიდიდე წყლის მოლეკულური სითბოგამტარობის კოეფიციენტს ($\lambda = 0{,}0015$) 1000—10000-ჯერ აღემატება და, მაშასადამე) სითბოს წყლის სიღრმეში გადატანაც ამდენჯერვე ინტენსიურად მიმდინარეობს.

ბ. ზაიკოვის მიხედვით, სევანის ტბაზე ტურბულენტური სითბოგამტარობის კოეფიციენტი (A) 40 მ სიღრმემდე ზაფხულისა და შემოდგომის თვეებში ერთის ფარგლებში იცვლება, ხოლო ზამთარში და გაზაფხულზე; როდესაც წყლის მასების არამდგრადობა მატულობს, — 12-დან 24-მდე.

თერმული კონვექციით ძირითადად ზედაფენების გაცივება ხდება. წლის ცივ პერიოდში ძლიერი გამოსხივების შედეგად ზედაფენები ცივდება და მკვრივდება, რის შედეგადაც ისინი ეშვებიან ძირს, ხოლო მათ ადგილს ღრმა ფენების თბილი მასები იკავებენ. წარმოიშობა სითბური კონვექცია, რომელიც იწვევს წყლის ვერტიკალურ შერევას. თერმული კონვექცია წყდება მაშინ, როდესაც მტკნარი წყლის ტემპერატურა 4°-ს მიაღწევს, რადგან ამ ტემპერატურისას წყალი მაქსიმალური სიმკვრივით ხასიათდება. ამის შემდეგ იწყება ინტენსიური გაცივება მის გაყინვამდე (0°). ზღვის წყლისათვის, რომელიც დიდი მარილიანობით ხასიათდება, მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურა და გაყინვის წერტილი სხვადასხვაა. მარილიანი წყლის გაყინვის ტემპერატურა 0°-ზე დაბა-

ლია და რაც უფრო მეტია იგი წყალში, მით უფრო მცირდება ეს ტემპერატურა.

გარკვეული მნიშვნელობა სითბოს სიღრმით გადაცემაში აორთქლებასაც აქვს; ძლიერი აორთქლების პროცესში ზედაფენები მეტად მკვრივდება და ღრმად ეშვება.

ამგვარად, სითბო, რომელსაც წყლის ზედაპირი იღებს დღისით და გაზაფხულ-ზაფხულში, გადაეცემა საკმაოდ ღრმა ფენებს და ათბობს მას. ამასთან ზედაპირისა და საერთოდ ზედაფენების ტემპერატურა მცირედ მატულობს. ნიადაგში კი სითბო ძირითადად ზედა თხელ ფენებში ვრცელდება და ძალზე ხურდება. ამიტომაა, რომ სითბური ბალანსის 91-ე ფორმულაში A (სიღრმის მიხედვით სითბოს გაცვლა) წევრი წყალში გაცილებით მეტია, ვიდრე ნიადაგში, ხოლო P, პირიქით — ნაკლებია.

ყოველივე ზემოთქმულიდან ცხადია, რომ წყლის სიღრმეში ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდები მცირდება, ხოლო ექსტრემალური ტემპერატურების დადგომის ფაზები იგვიანებს ნიადაგთან შედარებით უფრო მეტ სიღრმეზე. მიუხედავად იმისა, რომ ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირზე ძალზე უმნიშვნელოა ტემპერატურის ამპლიტუდა, მათი ქრობის სიღრმე 15—20 მ-ს აღწევს, ხოლო წლიური ამპლიტუდა რამდენიმე ასეულ მეტრ სიღრმეზე ქრება (150—300). მაგ., თეთრ ზღვაზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 150 მ სიღრმეზე ქრება. ბარენცის ზღვაზე ტემპერატურის მაქსიმუმი ზედაპირზე თუ 21 აგვისტოს დგება, 250მ სიღრმეზე იგი 20 თებერვალსაა; როგორც ვხედავთ, მაქსიმალური ტემპერატურა ექვსი თვით იგვიანებს.

§ 7. ტემპერატურის დღეღამური და წლიური მსვლელობა წყლის ზედაპირზე

წყლის ზედაპირის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ძირითადად მზის რადიაციის მსვლელობითაა გამოწვეული. მასზე მოქმედებს ამინდის პირობები და მასთან დაკავშირებული გამოსხივებისა და აორთქლების ინტენსივობა. ღია ოკეანის ზედაპირზე ტემპერატურის დღეღამური მაქსიმუმი დაახლოებით 15—16 საათზე დგება, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლიდან 2—3 საათის შემდეგ. როგორც ვხედავთ, ნიადაგის ზედაპირთან შედარებით ექსტრემალური ტემპერატურა რამდენიმე საათით იგვიანებს; დღეღამური ამპლიტუდა ძალზე უმნიშვნელოა; ყველაზე დიდი დღეღამური რყევადობით ეკვატორული და ტროპიკული ნაწილი ხა-

სიათდება, სადაც იგი 0,5°-ს არ აღემატება, ხოლო ზომიერ განედებზე 0,1°-მდე ეცემა. ტბების ზედაპირზე ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა ზომიერ განედებზე 2—5°, ხოლო ყოფილ სსრკ სამხრეთის ზღვებზე —1 —2°.

ტემპერატურის წლიური მსვლელობის მაქსიმუმი ოკეანეებსა და ზღვებზე აგვისტოშია. ხოლო მინიმუმი — თებერვალ-მარტში (სამხრეთ ნახევარსფეროზე საწინააღმდეგო მდგომარეობაა). ტემპერატურის წლიური რყევადობის ამპლიტუდა გაცილებით სჭარბობს დღეღამურისას.

ცხრილი 35

წყლის ზედაპირის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა

განედი (გრად.)	ჩრდ. ნახევარსფერო					სამხ. ნახევარსფერო					
	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50
ამპლიტუდა (გრად.)	8 4	10 2	6.7	3.6	2 2	2.3	2.6	3.6	5.1	4.8	2 9

როგორც 35-ე ცხრილიდან ჩანს, ეკვატორულ ზონაში ტემპერატურის წლიური რყევადობა 2°-ს აღემატება, რაც გამოწვეულია წლის განმავლობაში მზის ძაბვის უმნიშვნელო ცვლილებით. მაღალი განედებისაკენ ის მატულობს და ჩ. გ. 40°-ზე ამპლიტუდა 10,2°-ია, ხოლო ს. გ. 40°-ზე იგი ორჯერ ნაკლებია (4,8°). წლიურ ამპლიტუდებში ასეთი განსხვავება გამოწვეულია წყლისა და ხმელეთის სხვადასხვა განაწილებით. სამხრეთ ნახევარსფეროში, სადაც ძირითადად წყლის მასა სჭარბობს ხმელეთისას, სეზონებს შორის განსხვავება უფრო სუსტადაა გამოხატული, ვიდრე ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, სადაც კონტინენტების ძირითადი მასაა თავმოყრილი, და ამიტომ აქ წყლის ზედაპირის საშუალო ტემპერატურები სჭარბობენ სამხრეთის იმავე განედის ტემპერატურებს. ჩრდ. ნახევარსფეროს საშუალო წლიური ტემპერატურა 3,3°-ით აღემატება სამხრეთისას. გარდა ზემოაღნიშნულისა, ამის მიზეზი ისიც არის, რომ ჩრდ. ნახევარსფეროზე მოღრუბლულობის რაოდენობა გაცილებით ნაკლებია სამხრეთისაზე. ტემპერატურების წლიური ამპლიტუდების მაქსიმუმები ჩრდილოეთ და სამხრეთ განედის 40°—30°-ზე აიხსნება ამ განედებზე სუბტროპიკული სტაციონარული ანტიციკლონების არსებობით. ეს გარემოება ხელს უწყობს აქ გაბატონებული ნათელი ამინდის ჩამოყალიბებას, რომ-

ლის დროსაც ზაფხულში ოკეანის ზედაპირი ძლიერ თბება, ხოლო ზამთარში ძლიერი გამოსხივების შედეგად ცივდება.

ცალკეული ოკეანეების საშუალო წლიური ტემპერატურა (ცხრ. 36) ერთმანეთისაგან საგრძნობლად განსხვავდება. ყველაზე თბილ

ცხრილი 36

ოკეანეების საშუალო წლიური ტემპერატურა

ოკეანე	საშუალო ტემპერატურა (გრად.)
ატლანტიკის	16.9
ინდოეთის	17.0
წყნარი	19.1
მსოფლიო ოკეანის	17.4

ოკეანედ წყნარი ოკეანე ითვლება (19,1°). იგი ფართოდაა გაშლილი ეკვატორულ ნაწილში, მაღალი განედისაკენ კი თანდათანობით ვიწროვდება. მსოფლიო ოკეანის საშუალო წლიური ტემპერატურა 17,4°-ია, ხოლო ჰაერის საშუალო ტემპერატურა 14,3°; როგორც ჩანს, ოკეანეების ზედაპირის ტემპერატურა უფრო მაღალია (3,1°), ვიდრე მიწისპირა ჰაერის ფენების ტემპერატურა, რაც დიდ გავლენას ახდენს ატმოსფეროში მიმდინარე თერმულ პროცესებზე.

შინაგანი ზღვებისა და წყალსაცავების ზედაპირის ტემპერატურა ძირითადად მათ განედურ მდებარეობაზეა დამოკიდებული. მაგალითად, თეთრ ზღვაზე ზაფხულის პერიოდში ტემპერატურა 14°-მდე აღწევს, ცივ პერიოდში კი იგი 6 თვის განმავლობაში გაყინულია. შავი ზღვის შუა ნაწილში ტემპერატურა ზაფხულში 26°-ს აღწევს. ზამთარში ჩრდ.-დას. სანაპირო იყინება, მაშინ როცა საქართველოს ფარგლებში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 8°-ია.

§ 8. სითბოს ბრუნვა ნიადაგსა და წყალში

ნიადაგსა და წყალში სითბოს ბრუნვა სითბოს ის ნაკადია, რომელსაც ორივე ზედაპირის სიღრმის ფენები იღებს და დროის გარკვეულ პერიოდში იმავე სითბოს გადასცემს ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებს. სითბოს ბრუნვა დადებითია, როდესაც სითბო მიმართულია ზედაპირიდან სიღრმისაკენ, უარყოფითია — როცა პირიქით ხდება. არჩევენ დღეღამურ და წლიურ სითბოს ბრუნვას.

სითბოს დღეღამური ბრუნვა სითბოს ის რაოდენობაა, რომელიც დღისით 1 სმ² (1 მ²) ფართობის ზედაპირს გაივლის, შეაღწევს ნიადაგისა და წყლის ღრმა ფენებში და ღამით უბრუნდება ატმოსფეროს.

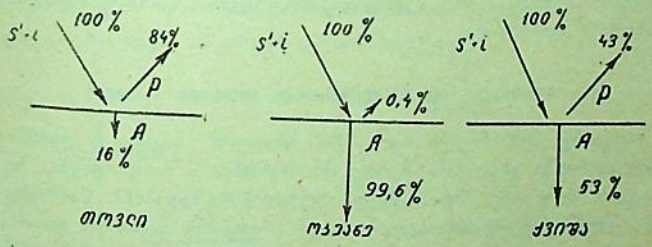
შესაბამისად, სითბოს წლიური ბრუნვა წარმოადგენს სითბოს იმ მარაგს, რომელსაც ნიადაგი ან წყალი ზაფხულის განმავლობაში აგროვებს და ზამთარში ატმოსფეროს გადასცემს.

დღისით ნიადაგის ზედაპირი მზიდან მიღებულ სითბოს მცირე ნაწილს გადასცემს ღრმა ფენებს, დიდი ნაწილი კი მიდის ჰაერის გასათბობად. ნიადაგში სითბოს ბრუნვის რაოდენობრივი მაჩვენებელი ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის სითბოტევადობასა და სითბოგამტარობაზე. ქვიშიან და ტორფიან ნიადაგებთან შედარებით, გრანიტს სითბოს ბრუნვა მეტი აქვს კარგი სითბოგამტარობის გამო.

თბილისში წლის განმავლობაში ნიადაგში სითბოს წლიური ბრუნვა დადებითია მარტიდან ოქტომბრამდე და უარყოფითი — ნოემბრიდან თებერვლის ჩათვლით. საერთოდ, დადებითი სითბოს ბრუნვა შეინიშნება სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის დაცემისას, უარყოფითი კი — ტემპერატურის მატებისას.

სითბოს ბრუნვას ძლიერ ამცირებს ბუნებრივი საფარი (მცენარეულობა, თოვლი).

წყლის სითბოს ბრუნვა რამდენჯერმე აღემატება ნიადაგისას, რადგან ზედაპირის მიერ შთანთქმული თითქმის მთელი სითბო ტურბულენტური გაცვლის გზით გადაეცემა სიღრმეში, ხოლო უმნიშვნელო ნაწილი მიდის ჰაერის გათბობაზე. ეს გარემოება კარგად ჩანს. ნახ. 16-ზე. თუ მიღებული ჯამური რადიაცია 100%-ია, მაშინ ჰაერის გათბობაზე ქვიშის ზედაპირიდან დაიხარჯება



ნახ. 16. სითბოს ბრუნვა სხვადასხვა ზედაპირზე

43%, თოვლის — 84% და წყლის — 0,4%. სითბოს მეტი რაოდენობა (99,6%) გადაეცემა წყლის სიღრმეში, ხოლო ნაკლები — ქვიშაში (53%). გაანგარიშება გვიჩვენებს, რომ წყლის სითბოს დღეღამური და წლიური ბრუნვა 20—30-ჯერ აღემატება ნიადაგისას.

სითბოს წლიური ბრუნვა შეიძლება გამოვიანგარიშოთ მოცულობითი სითბოტევადობისა და საშუალო ტემპერატურის მეშვეობით. 37-ე ცხრილში მოცემულია ნიადაგისა და წყლისათვის სითბოს წლიური ბრუნვის მნიშვნელობები (კალ/სმ²).

ცხრილი 37

ნიადაგი	1500—2500 კალ/სმ²
შავი და ბალტიის ზღვა	50.000 „
ჟენევის ტბა	36.600 „
ბაიკალის ტბა	42.300 „
მიჩიგანის ტბა (აშშ)	40.800 „
ბოდენის ტბა	29.000 „

ტბებში აკუმულირებული (დაგროვილი) სითბოს მარაგის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ შემდეგი შედარებებიდან. ბოდენის ტბაზე (ფართობი $S = 538$ კმ²) ზაფხულში მიღებული სითბო უდრის 29.000 კალ/სმ², ხოლო მთლიანად მთელ ტბაზე სითბოს მარაგი 156.165 მლრდ ტონა კალორიას აღწევს. იგი შეადგენს სითბოს ისეთ რაოდენობას, რომელიც მიიღებოდა 20.825 მლნ ტ ქვანახშირის წვის შედეგად (1-ტ მაღალხარისხოვანი ქვანახშირის წვისას გამოიყოფა 7000—8000 ტ კალ. სითბო). მიჩიგანის ტბაზე ყოველწლიურად გროვდება 30.323 ტრილიონი ტ კალ სითბო. ისეთი პატარა ტბა, როგორიცაა ლუნცი (68 ჰა, ალპებში) სითბოს წლიური ბრუნვა 100 მლნ ტ კალორიაა და შეადგენს სითბოს იმ რაოდენობას, რომელსაც წვის შედეგად გამოყოფდა 13.300 ტ მაღალხარისხოვანი ქვანახშირი.

§ 9. ნიადაგისა და წყალსაცავების სითბური ბალანსი

როგორც აღნიშნული იყო, მზის სხივური ნაკადი დედამიწის ატმოსფეროში გავლისას მცირე რაოდენობით შთაინთქმება. რადიაციის ძირითად მშთანთქმელს დედამიწის ზედაპირი წარმოადგენს. შთანთქმული რადიაცია სითბურ ენერგიაში გადადის, ათბობს ნიადაგისა და წყლის ზედაპირს, ხოლო შემდეგში იგი გადაეცემა სიღრმისა და ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებს. რადიაციის ნაწილი ზედაპირიდან აირეკლება და გამოსხივდება.

ნიადაგისა და წყლის ზედაპირს, რომელიც უშუალოდ ღებულობს სითბოს და შემდეგ გადასცემს მას სხვა გარემოს, მოქმედ ზედაპირს უწოდებენ.

გარდა ამისა, დედამიწის ზედაპირი სითბოს იღებს ატმოსფეროდან და იმავე გზით უბრუნებს მას უკან.

მოქმედ ზედაპირზე სითბოს მოდენა ხდება აგრეთვე ჰაერში არსებული წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად; ზედაპირიდან წყლის აორთქლებით კი სითბო იკარგება.

დღისა და ღამის სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების ხასიათი მოცემულია ნახ. 17-ზე. აქ ისრებით ნაჩვენებია მოქმედი ზედაპირის მიმართ სითბოს ნაკადის მიმართულება.

ისრებზე ნაჩვენები ასოებით აღნიშნულია: $S'+i$ — ჯამური რადიაცია, R — არეკვლილი რადიაცია, $E_{ეფ}$ —ეფექტური გამოსხივება, A —სითბოს ნაკადი ნიადაგის სიღრმეში დღისით და სიღრმიდან ზედაპირისაკენ ღამით, LV — აორთქლებაზე დახარჯული სითბო (დღისით) და სითბოს მოდენა კონდენსაციის შედეგად (ღამით), P — სითბოს გადაცემა მიმდებარე ჰაერის ფენებზე (დღისით) და ჰაერიდან მოდენილი სითბო (ღამით).

ნიადაგის ზედაპირის სითბური ბალანსი საერთო სახით გამოისახება განტოლებით:

დღისით: $$Q=(S'+i)-R-E_{ეფ.}-LV-P-A$$

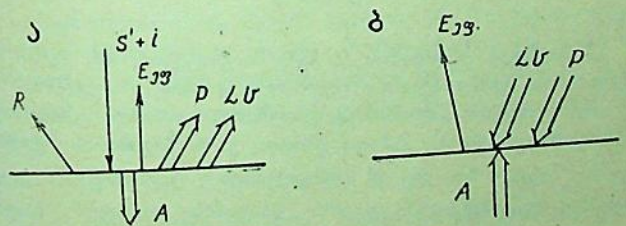
და

ღამით: $$Q=E_{ეფ.}+LV+P+A$$

დღე-ღამის ბალანსის საერთო სახე ასეთია:

$$Q=(S'+i)-R-E_{ეფ.}\pm LV\pm P\pm A. \qquad (89)$$

ამ ფორმულაში Q სითბოს ის რაოდენობაა, რომელსაც ნიადაგის ზედაპირი იღებს ან კარგავს დროის ერთეულში.



ნახ 17. ნიადაგის ზედაპირის სითბოს ბალანსი დღისით (ა) და ღამით (ბ)

როგორც ნახ. 17-დან და ფორმულებიდან ჩანს, დღისით სითბური ბალანსის დადებითი კომპონენტი (სითბოს მოდენა) მხოლოდ ჯამური რადიაციაა ($S'+i$), ხოლო დანარჩენი წევრები უარყოფითია, ე. ი. სითბო იკარგება. ღამით მზის რადიაცია ($S'+i$) და არეკვლილი რადიაცია (R) ნულს უტოლდება, ხოლო სხვა კომპონენტები (LV, P და A) ნიშანს იცვლის, ე. ი. სითბო მიმართულია ნიადაგის ზედაპირისაკენ.

დროის ნებისმიერ მონაკვეთში მოქმედი ზედაპირი მის სიღრმესა და ატმოსფეროს საერთო ჯამში იმდენ სითბოს გადასცემს, რამდენსაც იგი იმავე გარემოდან იღებს. მაშასადამე, დედამიწის ზედაპირზე სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ალგებრული ჯამი ნულის ტოლია, ე. ი. რადგან სითბოს ძირითადი წყარო რადიაციული ბალანსია $B=(S'+i)(1-A)-E_{ეფ.}$, ამიტომ (89) ფორმულა შეიძლება გამოისახოს შემდეგი მსგავსი განტოლებით

$$B+LV+P+A=0 \qquad (90)$$

ან

$$B=LV+P+A. \qquad (91)$$

(91) განტოლება შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც მცირე და დიდი ტერიტორიის, ისე დროის სხვადასხვა ინტერვალისათვის (წუთი, დღე-ღამე, წელი). დედამიწის ზედაპირზე სითბოს გასავალსა და შემოსავალს შორის ტოლობიდან არ გამომდინარეობს, თითქოს ზედაპირის ტემპერატურა არ იცვლებოდეს. როგორც მოყვანილი ფორმულებიდან და ნახაზიდან ჩანს, ზედაპირი ერთეულ დროში სითბოს სხვადასხვა რაოდენობას მიიღებს და გადასცემს, ეს გარემოება შეიძლება გამოვსახოთ განტოლებით:

$$Q=C\cdot\Delta t,$$

საიდანაც

$$\Delta t=\frac{Q}{C}, \qquad (92)$$

C მოქმედი ზედაპირის (1 სმ²) სითბოტევადობაა, Δt — იმავე ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება დროის ერთეულში.

თუ სითბური ბალანსი Q დადებითია (სითბოს შემოსავალი სჭარბობს გასავალს), Δt დადებითია, ე. ი. ზედაპირის ტემპერატურა მატულობს; თუ Q უარყოფითია — ტემპერატურა კლებულობს. დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემის სითბური ბალანსის ცოდნას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მსხვილი მასშტა-

ბის ატმოსფერული პროცესების შესწავლის საქმეში. მ. ბუდიკოს მიერ ჩატარებული გამოთვლების მიხედვით დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის კომპონენტების (იხ. 90 და 91 განტოლებები) შეფარდებითი მნიშვნელობები შემდეგნაირად წარმოგვიდგება:

ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე მიღებული მზის რადიაციის რაოდენობას თუ 100%-ის ტოლად ჩავთვლით, მაშინ დედამიწაზე და ატმოსფეროში შთაინთქმება მხოლოდ რადიაციის 45%, საიდანაც 15% ეფექტური გამოსხივების სახით ($E_{ეფ}$) გაედინება კოსმოსურ სივრცეში, ხოლო მოქმედი ზედაპირის რადიაციული ბალანსი (B) შეადგენს 30%-ს; ბალანსის აღნიშნული რაოდენობიდან სითბოს ნაწილი იხარჯება აორთქლებაზე (LV) — 20% და სითბოს ტურბულენტური ნაკადის (P) მეშვეობით ჰაერის გათბობაზე — 10%.

(90) და (91) განტოლებებში A კომპონენტის მნიშვნელობა წლის ვანმავლობაში საშუალოდ ნულს უტოლდება, რადგან წლის თბილ პერიოდში ნიადაგში (წყალში) შეღწეული სითბო ცივ პერიოდში იმავე რაოდენობით უკან უბრუნდება ზედაპირს. მაშასადამე, (91) განტოლების თანახმად $30 = -20 - 10$, ე. ი. $B = 0$.

ამრიგად, დედამიწაზე საშუალოდ წლიურად მზის ენერგიის შემოსავალსა და გასავალს შორის სრული წონასწორობა შეინიშნება, ე. ი. დედამიწა და ატმოსფერო რა რაოდენობის ენერგიასაც იღებს მზიდან, იმდენივეს კარგავს არეკვლითა და გრძელტალღიანი გამოსხივებით.

ზღვებისა და ოკეანეების სითბური ბალანსი შეიძლება დაიწეროს იმავე სახით, როგორც ეს (90) ფორმულაშია მოცემული:

$$B = LV + P + A_0, \tag{93}$$

სადაც

$$A_0 = A + A_ა .$$

ამ განტოლებაში $A_ა$ წყლის გაცვლის ან ოკეანური ადვექციის სითბოა. ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლა (A) თუ ხმელეთზე საშუალო წლიურში ნულის ტოლია ($A = 0$), ზღვებსა და ოკეანეებზე იგი ოკეანური ადვექციის ტოლი იქნება ($A_0 = A_ა$). აქედან გამომდინარე

$$B = LV + P + A_ა . \tag{94}$$

(94) ფორმულაში არ არის შესული სითბოს ის რაოდენობა, რომელიც გამოიყოფოდა (შთაინთქმებოდა) წყლის გაყინვის, ყი-

ნულის დნობის პროცესში და, აგრეთვე ის სითბო, რომელიც მოაქვს მდინარის წყალს.

ქვემოთ მოყვანილ 38-ე ცხრილში მოცემულია თეთრი ზღვის სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების წლიური მნიშვნელობები.

ცხრილი 38

თეთრი ზღვის საშუალო წლიური სითბური ბალანსი
(კკალ/სმ²წლ.)

სითბური ბალანსის ელემენტები		წლიური ჯამი
რადიაციული ბალანსი	B	+10,7
აორთქლების და კონდენსაციის სითბო	LV	+18,0
სითბოს გაცვლა ატმოსფეროსთან	P	+11,3
მატერიული წყლებითა და ყინულოვანი პროცესების გამოყოფილი სითბო		—48
სითბოს გაცვლა სიღრმეში, ოკეანური ადვექციის ჩათვლით	$(A+A_s)$	—13,8

როგორც 38-ე ცხრილიდან ჩანს, თეთრი ზღვის რადიაციული ბალანსი დადებითია (+10,7 კკალ). ზღვის სითბურ ბალანსში დიდ როლს ასრულებს აორთქლებისა და კონდენსაციის შედეგად დაკარგული სითბო · (+18,0 კკალ). სითბოს ადვექციურ მოდენას (A_s) (ზღვის დინებების მეშვეობით) ადგილი რომ არ ჰქონოდა, მაშინ თეთრი ზღვა განუწყვეტლივ უნდა გაცივებულიყო.

წყალსაცავების და ტბების ზედაპირის სითბური ბალანსის A კომპონენტი უფრო სხვა სახით წარმოგვიდგება, ვიდრე ეს ზღვებსა და ოკეანეებზე გვქონდა. თუ ზღვებსა და ოკეანეებზე A_s სხვადასხვა დინებებით მიღებულ (ადვექციურ) სითბოს წარმოადგენს, წყალსაცავებში ის ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლაა.

39-ე ცხრილში მოცემულია ტ. აგნევოის მიერ 1958 წელს სევანის ტბასა და ამაორთქლებელ აუზის ზედაპირზე გაზომილი სითბური ბალანსის ცალკეული სიდიდეები.

როგორც ჩანს, ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლა (A) სევანის ტბაზე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს და ზოგიერთ თვეში რადიაციულ ბალანსს მცირედ ჩამორჩება. წყალსაცავის ფართობისა და სიღრმის კლებით A საგრძნობლად მცირდება. ამა-

სევანის ტბისა და ამაორთქლებელი აუზის სითბური ბალანსი
(კკალ/სმ²წლ.)

თვე	სევანის ტბა				ამაორთქლებელი აუზი			
	B	*P*	*LV*	*A*	*B*	*P*	*LV*	*A*
V	11 3	0.0	1·6	9.7	8·7	1·9	6.2	0.6
VI	14.1	0.6	3 9	9.6	12 0	2·4	9.0	0.6
VII	14 6	1.1	7.0	6 5	12·9	2.5	10 6	—0 2
VIII	13.5	1·2	8.2	4 1	11.8	2.3	9 6	—0.1
IX	7.9	4.5	9.6	—6.2	8.8	2.6	7.3	—1.1
X	6.5	5 0	9.9	—8 4	7.1	1.6	6.2	—0.7

ორთქლებელში *A*-ს მნიშვნელობა 0,1—0,7 კკალ/სმ²წთ შორის მერყეობს, ხოლო სევანის ტბაზე 4,1—9,7 კკალ შორის.

სევანის ტბაზე სითბური ბალანსის ძირითადი კომპონენტებია *LV* და *A*, ხოლო ამაორთქლებელ აუზში მხოლოდ LV.

თავი V

ატმოსფეროს სითბური რეჟიმი

§ 1. სითბოს გადატანა მიწისპირა ჰაერის ფენებში

დედამიწის როგორც პლანეტის და მისი შემადგენელი ნაწილის — ატმოსფეროს სითბოს ძირითად წყაროს მზის რადიაცია წარმოადგენს. ტროპოსფეროს ჰაერი უშუალო რადიაციით ძალიან მცირედ თბება; ძირითადად იგი სითბოს დედამიწის ზედაპირიდან იღებს. დღისით ინტენსიური ინსოლაციის შედეგად ზედაპირი ჰაერზე მეტად ხურდება და სითბო გადაეცემა ჰაერის მიწისპირა ფენებს, ხოლო ღამით ზედაპირი გრძელტალღიანი გამოსხივებით უფრო მეტ სითბოს კარგავს, ვიდრე ჰაერი და ეს უკანასკნელიც ცივდება. ჰაერის გათბობა-გაცივების ინტენსივობა ძირითადად დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის ხასიათზე (ხმელეთი, წყალი, თოვლი, მცენარეულობა).

დედამიწის ზედაპირიდან ჰაერში სითბოს გადაცემა შეიძლება მოხდეს ძირითადად შემდეგი პროცესების მეშვეობით:

1. მოლეკულური სითბოგამტარობის გზით. როგორც ვიცით, ჰაერი სითბოს ცუდი გამტარია. მისი სითბოგამტარობა დაახლოებით 100-ჯერ ნაკლებია ნიადაგის მყარი ნაწილაკების სითბოგამტარობაზე, ხოლო 25-ჯერ ნაკლები — წყლისაზე. ამიტომ ამ გზით სითბოს გადაცემა დედამიწიდან ჰაერში ძალზე უმნიშვნელოა.

2. ნიადაგის რადიაციული გრძელტალღიანი გამოსხივებით. ამ შემთხვევაში სითბო გადაეცემა ჰაერის მიწისპირა და უფრო მაღალ ფენებს. ჰაერის გაცივების პროცესში რადიაციული ნაკადი მიმართულია ნიადაგისაკენ. ამ გზით სითბოს გადაცემა ჰაერში დაახლოებით 4000-ჯერ ინტენსიურია მოლეკულურ სითბოგამტარობაზე.

3. აორთქლებისა და წყლის ორთქლის კონდენსაციით (სუბლიმაციით). აორთქლებაზე იხარჯება სითბო, რომელიც ორთქლადქცევის ფარულ სითბოში გადადის, ხოლო კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი სითბო ჰაერის გათბობაზე მიდის.

4. ჰაერის მაღალ ფენებში სითბოს გადატანით. ამ მნიშვნელოვან პროცესს თერმული კონვექცია წარმოადგენს. იგი წარმოიშობა ქვეფენილი ზედაპირის არათანაბარი გათბობით და მისი ინტენსიური ინსოლაციით.

თერმულ კონვექციას ზღვებსა და ოკეანეებზე ადგილი აქვს წლის ცივ პერიოდსა და ღამის საათებში. ამ პერიოდში ზღვის წყალი უფრო თბილია წყლისპირა ჰაერის ფენებზე; სხვადასხვა სიმაღლეზე ატმოსფეროს ინტენსიური გამოსხივება ტემპერატურის მნიშვნელოვან დაცემას იწვევს, რის გამოც, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იმატებს. იწყება ჰაერის ინტენსიური აღმავალი დინება და ქვედაფენების ზედაფენებთან შერევა. სითბოს კონვექციის გზით ატმოსფეროში გადატანას თერმულ ტურბულენტობასაც უწოდებენ.

5. ატმოსფეროში სითბოს გადატანა ტურბულენტური ნაკადით, რომელიც ძირითადად დინამიკური პროცესებითაა გამოწვეული. დედამიწის უსწორმასწორო ზედაპირთან ჰაერის ხახუნი და აგრეთვე მისი შინაგანი ხახუნი, რომელიც ქარის მოქმედებასთანაა დაკავშირებული, წარმოშობს ცალკეულ უწესრიგო, ქაოტურ მოძრაობას, რომელიც საერთო ნაკადთან ერთად გადაადგილდება. ჰაერის ქაოტური კორიანტული მოძრაობის შედეგად ჰაერის მასები ქვედაფენებიდან ადის ზედაფენებში, ხოლო ეს უკანასკნელი ეშვება დაბლა. ტურბულენტური ვერტიკალური მოძრაობის შედეგად წარმოებს ჰაერის სხვადასხვა ფენების მასათა ურთიერთგაცვლა. რაც უფრო უსწორმასწოროა დედამიწის ზედაპირი და მეტია ქარის სიჩქარე, მით უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს ტურბულენტობა. ამგვარად, თერმული კონვექციით (თერმული ტურბულენტობა) და დინამიკური ტურბულენტობით გამოწვეული ჰაერის ვერტიკალური გაცვლის (შერევა) შედეგად სითბო ყოველთვის გადაიტანება უფრო გამთბარი ზედაპირიდან ნაკლებად გამთბარი ზედაპირისაკენ.

სითბოს ნაკადი ჰაერში, სითბოს წყალში გავრცელების მსგავსად, გამოისახება ფორმულით:

$$Q = -AC\frac{dT}{dz}. \qquad (95)$$

თუ (95) ფორმულაში ჩავსვამთ A-ს მნიშვნელობას $A = K\rho$, მივიღებთ

$$Q = -K\rho C\frac{dT}{dz}, \qquad (96)$$

სადაც K ტურბულენტობის კოეფიციენტია, A — ტურბულენტუ-

რი გაცვლის კოეფიციენტი, ρ—ჰაერის სიმკვრივე, $\frac{dT}{dz}$ — ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი, C — ჰაერის სითბოტევადობა.

K ტურბულენტობის კოეფიციენტს ძირითადად გამოითვლიან სითბური ბალანსის მეთოდით

$$K=0{,}74\frac{B-A}{\Delta t+1{,}56\Delta_e} \text{ მ}^2/\text{წმ} \qquad (97)$$

დიფუზიის მეთოდით

$$K=0{,}104\cdot\Delta u\left(1+1{,}38\frac{\Delta t}{(\Delta u)^2}\right)\text{მ}^2/\text{წმ}, \qquad (98)$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, A — სითბოს ნაკადი ნიადაგში, Δt, Δe, Δu — ჰაერის ტემპერატურის, აბსოლუტური ტენიანობისა და ქარის სიჩქარეთა სხვაობა 0,5 და 2,0 მ სიმაღლეთა შორის.

პირველ მეთოდს დღის საათებისთვის იყენებენ, როცა

$B-A\geqslant 0{,}1$ კალ/სმ²წთ, $\Delta t\geqslant 0{,}1^0$ და $\Delta e\geqslant 0{,}1$ მბ-ზე.

წინააღმდეგ შემთხვევაში გამოიყენებენ დიფუზიის მეთოდს.

თუ ცნობილია სითბური ბალანსის კომპონენტები და ჩატარებულია გრადიენტული დაკვირვებები, მაშინ შეიძლება განვსაზღვროთ სითბოს ნაკადის სიდიდე, რომელიც გადაეცემა ნიადაგიდან ატმოსფეროს:

$$P=\frac{(B-A)\Delta t}{\Delta t+1{,}56\Delta_e} \text{ კალ/სმ}^2\text{წთ}. \qquad (99)$$

რადიაციულ ბალანსზე თუ დაკვირვება არ არსებობს, მაშინ აღნიშნულ სითბოს ნაკადს გამოითვლიან შემდეგი ფორმულით:

$$P=1{,}35\cdot K\cdot\Delta t \text{ კალ/სმ}^2\text{წთ}. \qquad (100)$$

ტურბულენტობის K კოეფიციენტი მიმდებარე ფენებში დაახლოებით 1 მ სიმაღლეზე 0,1—0,2 მ²/წმ შორის მერყეობს; იგი სიმაღლის მიხედვით მატულობს და რამდენიმე ათეულს შეიძლება მიაღწიოს; ყველაზე ხშირად K სიდიდე 20-დან 50 მ²/წმ-მდე იცვლება. როცა ქარის სიჩქარე რამდენიმე ათეულ მ/წმ-ს აღემატება (გრიგალი, ღრუბლები), k სიდიდემ შეიძლება რამდენიმე ასეულ მ²/წმ მიაღწიოს.

ტურბულენტობის გზით ჰაერის ვერტიკალური გაცვლა დღეღამის განმავლობაში ხდება. დღისით, როდესაც ქარის სიჩქარე მატულობს, მატულობს ტურბულენტობაც და თერმული კონვექციის გაძლიერება საბოლოოდ სითბოს ქვემოდან ზემოთ გადატანასა და ჰაერის ინტენსიურ გაცვლას იწვევს. ღამით ქარის სიჩქარის ძლიერი შესუსტების გამო ტურბულენტობაც სუსტდება, ხოლო თერმული კონვექცია წყდება და სითბოს ნაკადი ზემოდან ქვემოთაა მიმართული.

6. დედამიწის რომელიმე წერტილში ტემპერატურა შეიძლება შეიცვალოს სრულიად სხვა თვისების ჰაერის მასების გარედან (სხვა ტერიტორიიდან) შემოჭრის (ადვექციის) შედეგად.

როცა მოცემულ ადგილზე მაღალი ტემპერატურის მქონე ჰაერი მოედინება, ადგილი აქვს სითბოს ადვექციას, დაბალი ტემპერატურების დროს კი — სიცივის ადვექციას.

§ 2. ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა

ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ძირითადად გაპირობებულია დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს მიერ მიღებული სითბოს დღეღამური ცვლილებით.

ატმოსფეროში სითბოს გადაცემა დედამიწიდან მარტო მოლეკულური სითბოგამტარობით რომ წარმოებდეს, მაშინ დღისით ყველაზე მეტად ნიადაგი და ჰაერის ძალზე თხელი ფენა გახურდებოდა, ღამით კი გაცივდებოდა. მაგრამ ქვედა ტროპოსფეროში ჰაერის ტურბულენტური გაცვლის ზეგავლენით ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა 1,0—1,5 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება.

ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ერთი მაქსიმუმით და ერთი მინიმუმით ხასიათდება. მიწისპირა ფენებში (2 მ სიმაღლე) მაქსიმუმი 14—15 საათზეა, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლის მომენტში.

ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა რიგი ფაქტორების ზემოქმედების შედეგად განიცდის მნიშვნელოვან ცვლილებას; ეს ფაქტორები შემდეგია:

1. ადგილის განედი: როგორც ცნობილია, მზის სამუადღეო სიმაღლე განედის მატებასთან ერთად მცირდება და, მაშასადამე, ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდაც კლებულობს. ტროპიკულ სარტყელში ხმელეთის ზედაპირზე წლიური ამპლიტუდა საშუალოდ 12°-ს შეადგენს, ზომიერ განედებზე 6—9°-ს, ხოლო პოლარული წრის გადაღმა იგი 2—3° და უფრო ნაკლებიც არის.

2. წ ლ ი ს დ რ ო: ზამთრის დღეღამური ამპლიტუდა გაცილებით ნაკლებია ზაფხულისაზე, ხოლო გაზაფხულისა სჭარბობს შემოდგომისას, რადგან გაზაფხულზე ნიადაგი შედარებით ცივია და იგი ღამით ჰაერს ძლიერ აცივებს. სხვადასხვა განედზე წლის დროის მიხედვით ამპლიტუდის რყევადობა შეიძლება სხვადასხვა იყოს. მაგალითად, პოლარულ მხარეში პოლარული ღამის განმავლობაში ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა არ არსებობს, ხოლო პოლარული დღის პერიოდში იგი 1°-ის ფარგლებში იცვლება; გაზაფხულსა და შემოდგომაზე ამპლიტუდა მკვეთრად იზრდება და 5—6°-ს აღწევს. ზომიერ სარტყელში ზამთარში ამპლიტუდა 2—4°-ია, ხოლო ზაფხულში — 8—12°. ტროპიკულ ზონაში წლის განმავლობაში ამპლიტუდა მნიშვნელოვანია. და მცირედ იცვლება.

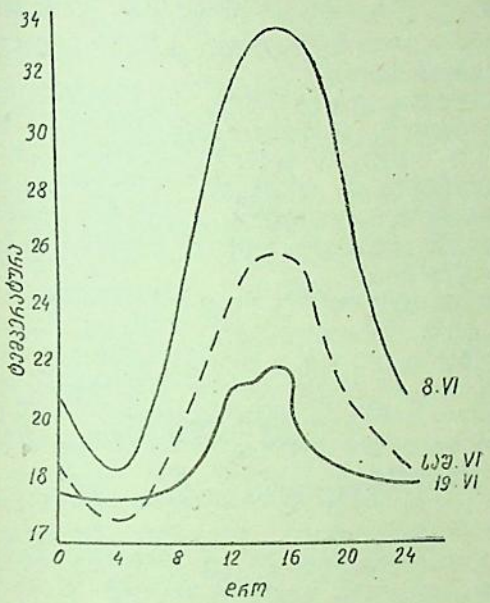
3. მ ო ღ რ უ ბ ლ უ ლ ო ბ ა: სრულიად უღრუბლო ამინდში ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა მოღრუბლულ ამინდთან შედარებით მნიშვნელოვანია (ნახ. 20).

აღნიშნული დღეებისათვის ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები შემდეგი სიდიდეებით ხასიათდებოდა: ნათელი დღისათვის 15,7°, მოღრუბლულისათვის 5,1°, საშუალო თვიური ამპლიტუდა კი შეადგენს 9,5°-ს.

როგორც ვხედავთ, ღრუბლები აკავებს მზის პირდაპირ რადიაციას, ღამით ამცირებს ეფექტურ გამოსხივებას და ამით ხელს უწყობს ტემპერატურის დღეღამური რყევადობის შემცირებას.

4. ქ ვ ე ფ ე ნ ი ლ ი ზ ე დ ა პ ი რ ი ს ხ ა ს ი ა თ ი: ჰაერის ტემპერატურის ამპლიტუდა ზღვებსა და ოკეანეებზე გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ხმელეთზე. ა. ვოეიკოვი აღნიშნავდა, რომ ზღვებზე ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ძირითადად გაპირობებულია იმ სითბოთი, რომელსაც ჰაერი უშუალოდ მზის რადიაციის ზემოქმედებით იღებს. ამიტომაა, რომ ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირზე განედების მიხედვით დღეღამური ამპლიტუდა 1—1,5°-ის ფარგლებში იცვლება. ტემპერატურის მსგავსი დღეღამური მსვლელობა შეიძლება ახასიათებდეს ჰაერის მაღალ ფენებს.

რაც უფრო ვშორდებით ზღვის სანაპიროს, მით უფრო მატულობს დღეღამური ამპლიტუდა და ღრმად ხმელეთისაკენ მან შეიძლება 10—20°-ს გადააჭარბოს. მაგალითად, თბილისში აგვისტოს საშუალო თვიური დღეღამური ამპლიტუდა 10,0°-ია, ხოლო მახინჯაურში — 5,0°; როგორც ვხედავთ, შავი ზღვის სიახლოვე ტემპერატურის ამპლიტუდას, თბილისთან შედარებით, ანახევრებს.



ნახ. 18. ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ნათელ (8. VI—1966) და მოღრუბლულ (19. IV—1966) ამინდში (თბილისი)

დიდი მნიშვნელობა აქვს მცენარეულ საფარს ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდების შემცირებასა და საერთოდ ტემპერატურების გაზომიერებაში. ველებსა და უდაბნოებში ჰაერის დიდი სიმშრალის გამო ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად მატულობს.

5. რ ე ლ ი ე ფ ი ს ფ ო რ მ ა: ჯერ კიდევ ა. ვოეიკოვმა 1881 წ. გვიჩვენა, თუ რა დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურის დღეღამურ ამპლიტუდაზე რელიეფის ფორმა; ამოზნექილ ზედაპირებზე (მთა, გორაკი) ამპლიტუდა უფრო მცირეა, ვიდრე ჩაზნექილზე (ქვაბური). ეს შემდეგნაირად შეიძლება აიხსნას: მთებსა და მაღლობებზე დღისით ჰაერი ნიადაგის ზედაპირთან შედარებით მცირე ფართობითაა შეხებაში და ნაკლებად თბება; ღამით მისი ძლიერი გადაცივება არ ხდება, რადგან ცივი ჰაერი ფერდობებიდან ძირს ეშვება და მის ადგილს მაღალი ფენებიდან მონადენი შედარებით თბილი ჰაერი იკა-

ვებს. ქვაბურებში, ხეობებსა და დაბლობებში დღისით ჰაერი ხურდება, ღამით კი ფერდობებიდან დაშვებული ცივი ჰაერი თავს იყრის ქვაბურებსა და ხეობებში; ამასთან აქ ჰაერის ვენტილაცია მთასთან შედარებით სუსტია.

6. სიმაღლე დედამიწის ზედაპირიდან: სიმაღლის ზრდა იწვევს ტემპერატურის რყევადობის შესუსტებას და მაქსიმუმებისა და მინიმუმების დადგომის ფაზების დაგვიანებას.

ტურბულენტური და კონვექციური სითბოგამტარობის შედეგად ატმოსფეროში ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა უფრო დიდ სიმაღლეზე ვრცელდება, ვიდრე ეს ნიადაგისა და წყლის შეთხვევებში გვქონდა.

თავისუფალ ატმოსფეროში დღეღამური ამპლიტუდა სიმაღლის მიხედვით უფრო მნიშვნელოვან კლებას განიცდის, ვიდრე მაღალმთიან პუნქტებზე. როგორც ი. კვარაცხელიას მონაცემებიდან ჩანს, თბილისზე (ცხრ. 40) ტროპოსფეროში ტემპერატურის მინიმალური სიდიდე ღამით შეინიშნება, ხოლო მაქსიმალური — დღისით. ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა ზამთარში უფრო მეტად მცირდება, ვიდრე ზაფხულში. ზაფხულში, მზის ინტენსიური დასხივოსნებისა და გაძლიერებული ტურბულენტური გაცვლის გამო, ჰაერის ქვედაფენებში ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა თითქმის ორჯერ მეტია, ვიდრე ზამთარში. თუ ამპლიტუდა ორ კილომეტრ სიმაღლეზე ზედაპირთან შედარებით ზაფხულში 4—4,5-ჯერ მცირდება, ზამთარში იგი დაახლოებით 7-ჯერ შემცირდება. 8 კმ სიმაღლიდან ამპლიტუდის ერთგვარ მატებას აქვს ადგილი, ხოლო 12 კმ სიმაღლეზე ზაფხულში იგი 1,5%-ს აღწევს. ი. კვარაცხელიას აზრით, ამპლიტუდის მატების მიზეზი ჯერ კიდევ საბოლოოდ ცნობილი არ არის და შემდგომ დაზუსტებას მოითხოვს. ვარაუდობენ, რომ, ერთი მხრივ, წყლის ორთქლისა და ატივნარებული ნაწილაკების მიერ მზის რადიაციის შთანთქმა და მათ მიერ გრძელტალღიანი გამოსხივება, ხოლო, მეორე მხრივ, ჰაერის მასათა ადვექცია და წყლის ორთქლის

ცხრილი 40

ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები თბილისზე

სიმაღლე კმ-ით / სეზონი	ზედაპირი	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	6.0	8.0	10.0	12.0
ზამთარი	5.5	2.8	2.0	0.8	0.9	0.4	0.3	0.5	0.9	0.9
ზაფხული	9.3	5.0	3.3	2.3	1.1	0.7	0.5	0.5	1.0	1.5

კონდესაცია, წარმოადგენენ იმ ძირითად პროცესებს, რომელნიც განაპირობებენ მაღალ ფენებში ტემპერატურის დღეღამურ რყევადობას.

ექსტრემალური ტემპერატურების დადგომის ფაზები იგვიანებს: 1000 მ სიმაღლეზე დაახლოებით 1,5—2 საათით, 1000—2000 მ-ზე —2—3 საათით და უფრო მეტით. ი. კვარაცხელიას მიაჩნია, რომ თბილისში 1—3 კმ სიმაღლეზე მაქსიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო საღამოს საათებისაკენ ინაცვლებს.

თავისუფალი ატმოსფეროს მსგავსად, მთიანი რელიეფის პირობებშიც ადგილის სიმაღლის ზრდა ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდის შემცირებას იწვევს. მაგ., მაღალმთიან ყაზბეგზე (3653 მ) იანვრის საშუალო დღეღამური ამპლიტუდა 2,4°-ია, ხოლო აგვისტოს საშუალო დღეღამური ამპლიტუდა — 2,6°; აღნიშნული სიდიდეები მნიშვნელოვნად ნაკლებია თბილისის (404 მ) შესაბამის სიდიდეებზე (5,7 და 10,0°). ექსტრემალური ტემპერატურების დაგვიანებას მაღალმთიან ზონაში ადგილი არ აქვს, რადგან აქ ჰაერის ტემპერატურაზე გავლენას ახდენს ქვეფენილი ზედაპირი.

§ 3. ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობა

ტემპერატურების წლიური მსვლელობის ზოგად დახასიათებას საშუალო თვიური ტემპერატურების მიხედვით აწარმოებენ. მსგავსად დღეღამურისა, წლიურ ტემპერატურებსაც მარტივი მსვლელობა აქვს: კონტინენტებზე მაქსიმუმია ივლისში, მინიმუმი — იანვარში; ოკეანეებსა და ზღვებზე, შესაბამისად, — აგვისტოსა და თებერვალ-მარტში.

ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის სიდიდე ძირითადად დამოკიდებულია შემდეგ ფაქტორებზე:

1. გეოგრაფიულ განედზე. გეოგრაფიული განედის გადიდებით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მატულობს. ეკვატორის ზონაში წლიური ამპლიტუდა უმცირესია, რადგან მზის საშუადღეო სიმაღლე ძალზე ცოტათი იცვლება. მაღალ განედებზე მზის სიმაღლის წლიური ცვლილების მატებით, ამპლიტუდაც მატულობს; ზღვებსა და ოკეანეებზე წლიური ამპლიტუდის განედური ცვლილება ხმელეთთან შედარებით ნაკლებია.

ატლანტიკის ოკეანეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა განედის მიხედვით შემდეგნაირად იცვლება: ეკვატორული სარტყელი 2—3°, სუბტროპიკული 4—6°, ზომიერი 8—10° და სუბპოლარული (60—70°) — 10—12°

ზომიერ და მაღალ განედებზე ჰაერის წლიური ტემპერატურის საგრძნობი რყევადობა ოკეანეებზე ძირითადად აიხსნება იმით, რომ ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების მეშვეობით ხმელეთის გავლენა ღრმად ვრცელდება ოკეანეში.

ხმელეთის ზედაპირზე წლის უთბილესი და უცივესი თვეების საშუალო ტემპერატურებს შორის სხვაობა (წლიური ამპლიტუდა) მაღალ განედებზე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს:

პუნქტი	განედი	წლიური ამპლიტუდა
ლადო (აფრიკა)	5°02′	4,2°
ჭაირო	30°03′	17,2°
კიევი	50°27′	27,0°
მოსკოვი	56°40′	29,0°
სიქტივყარი	61°40′	31,7°

2. ზღვისა და ოკეანის სიახლოვე. რაც უფრო ვშორდებით ზღვისა და ოკეანის ნაპირს ღრმად ხმელეთისაკენ, მით უფრო მატულობს ტემპერატურის წლიური რყევადობა (ცხრ. 41).

ცხრილი 41

ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები სანაპიროსა და ხმელეთის ზოგიერთ პუნქტზე

პუნქტი	განედი გრძედი	I	VII	საშ. წლ. ტემპერ.	ამპლიტუდა.
ლერვიკი (შოტლან. კუნძ.)	φ=60° λ=1°	4,0	11,2	7,0	7,2
ოლეკმინსკი	φ=60° λ=120°	—35,4	18,9	—7,0	54,3
ბათუმი თბილისი (აეროპორ.)	φ=41,5 φ=41,5	6,7 0,4	23,1 24,1	14,4 12,3	16,4 23,7

მიუხედავად იმისა, რომ ლერვიკი და ოლეკმინსკი ერთ და იმავე განედზე მდებარეობს, ხმელეთის მომართულებით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები თანდათანობით მატულობენ, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურები კლებულობენ. ოლეკმინსკში ამპლიტუდა შვიდჯერ აღემატება ლერვიკისას, ხოლო თბილისისა 7,0°-ით მეტია ბათუმისაზე.

3. ზღვის დონიდან ადგილის სიმაღლეზე. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები სიმაღლის მიხედვით მცირდება. მაღალმთიან ადგილებში ამპლიტუდების შემცირების ინტენსივობა დიდი არ არის, სუბტროპიკული და ზომიერი განედების მთებისათვის ყოველ 1000 მ სიმაღლეზე იგი საშუალოდ 2°-ით მცირდება. აღნიშნული სიდიდე საქართველოს მთიანი რელიეფის პირობებშიც თითქმის ძალაში რჩება (ცხრ. 42. თბილისი—ჯვრის უღელტ.—ყაზბეგი).

რელიეფის ფორმის გავლენით ზემოთ მოყვანილი კანონზომიერება შეიძლება საწინააღმდეგო სიდიდეებით შეიცვალოს. საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის პლატოზე (ეფრემოვკა) და ახალციხის ქვაბურში ტემპერატურის წლიური რყევადობა. მიუხედავად მაღალი სიმაღლისა, მნიშვნელოვნად აღემატება დაბლობისას (ცხრ. 42).

ცხრილი 42

ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდების მნიშვნელობები საქართველოს ზოგიერთ პუნქტზე

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დ.	წლიური ამპლიტუდა (გრ.)
გაგრა	0.0	16.8
თბილისი	404	23.5
ახალციხე	980	24.3
ეფრემოვკა	2112	23 7
ჯვრის უღელტ.	2380	21.9
ყაზბეგი	2653	18.4

როგორც ჯავახეთის პლატო, ისე ახალციხის ქვაბური ყოველმხრივ გარშემორტყმულია ქედებით, რის გამოც აქ თერმული პირობების ჩამოყალიბებაში მეტი ადგილი ეთმობა მზის რადიაციას და ნიადაგის ზედაპირიდან გამოსხივებას.

თავისუფალ ატმოსფეროშიც ტემპერატურის წლიური რყევადობა საგრძნობია. 10 კმ სიმაღლეზე ამპლიტუდა მაქსიმუმს აღწევს და რამდენიმე გრადუსით აღემატება მიწისპირა ჰაერის ფენებისას. ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში წლიური ტემპერატურის მნიშვნელოვანი რყევადობა (10—23°) ძირითადად გამოწვეულია ატმოსფეროში რადიაციული სითბოს გავრცელებით, წყლის ორთქლის კონ-

დენსაციის პროცესებით და დედამიწის სხვადასხვა რაიონში გავრცელებული ჰაერის მასათა ადვექციით.

ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობა დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაგვარია. ადგილის განედისა და ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების მიხედვით გამოყოფენ ტემპერატურის მსვლელობის შემდეგ ტიპებს:

1. ეკვატორული ტიპი. ეკვატორულ სარტყელში შეინიშნება ტემპერატურის ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი. მაქსიმუმი დგება გაზაფხულისა და შემოდგომის ბუნიობის, მინიმუმი კი — ზამთრისა და ზაფხულის ნაბუნიობის შემდეგ. აქ წლის განმავლობაში ტემპერატურის რყევადობა 3—5°-ია, ოკეანეების ზედაპირზე კი — 1°-ზე ნაკლები.

2. ტროპიკული ტიპი. წლის განმავლობაში ადგილი აქვს ერთ მაქსიმუმს და ერთ მინიმუმს. ტემპერატურის მაქსიმუმი დგება ზაფხულის, ხოლო მინიმუმი ზამთრის ნაბუნიობის შემდეგ. ტემპერატურების წლიური ამპლიტუდა ეკვატორულთან შედარებით მეტია და ხმელეთის ზედაპირზე 10—15°, ხოლო ოკეანის ზედაპირზე დაახლოებით 5°-ია.

3. ზომიერი სარტყელის ტიპი. ამ ტიპშიც ადგილი აქვს ტემპერატურის წლიური მსვლელობის ერთ მაქსიმუმს და ერთ მინიმუმს. ხმელეთის ღრმადშეჭრილ პუნქტებზე ტემპერატურის მაქსიმუმი ივლისშია, მინიმუმი — იანვარში. ზღვებსა და სანაპიროებზე ექსტრემუმები შესაბამისად აგვისტოსა და თებერვალზე მოდის. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა ამ სარტყელში, წინა სარტყელთან შედარებით, მატულობს.

ზღვებზე და სანაპირო ზოლში გაზაფხული შემოდგომაზე უფრო ცივია, ხოლო კონტინენტურში — უფრო თბილი. განსაკუთრებით თბილია გაზაფხული ყაზახეთის, შუა აზიისა და მონღოლეთის ველებსა და უდაბნოებში, სადაც თოვლის საბურველი ადრე დნება და ხელს არ უშლის ნიადაგის გათბობას. ხმელეთის ისეთ ადგილებში, სადაც თოვლის საბურველი უხვია (მაგ., ყოფილი სსრკ ევროპული ტერიტორია და დასავლეთ ციმბირი) სითბოს დიდი მარაგი იხარჯება თოვლის გასალღობად; ამიტომ, აქ ზღვის კლიმატის მსგავსად, შემოდგომა გაზაფხულზე უფრო თბილია.

4. პოლარული ტიპი. ხასიათდება ხანგრძლივი ცივი ზამთრით და მოკლე გრილი ზაფხულით. პოლარული ღამის შედეგად ტემპერატურის მინიმუმი თებერვალ-მარტის თვეებზე ინაცვლებს, ე. ი. მაშინ, როდესაც მზე ჰორიზონტზე გამოჩნდება. მაქსიმუმი

დგება ივლისში. ტემპერატურის ამპლიტუდა ხმელეთზე (გრენლანდია) 30—40°-ს აღწევს, ზღვიური კლიმატის პირობებში იგი შედარებით ნაკლებია, მაგრამ მისი სიდიდე მაინც მნიშვნელოვანი რჩება (20° და უფრო მეტი).

§ 4. ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება

ტემპერატურის დღეღამური და წლიური მსვლელობა, რომლის შესახებაც ზემოთ გვქონდა საუბარი, დღეღამური და თვიური ტემპერატურების მრავალწლიური დაკვირვევების შედეგს წარმოადგენს. ცალკეულ დღეებში, თვეებსა და წლებში ტემპერატურის მსვლელობა მკვეთრად განსხვავდება ზემომოყვანილ საშუალო მნიშვნელობებისაგან.

ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება ძირითადად დაკავშირებულია სხვადასხვა ფიზიკური თვისებების ჰაერის მასათა ადვექციასთან. ტემპერატურის დღეღამური და წლიური პერიოდული მსვლელობის მთლიანი დამახინჯება, ე. ი. ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება უმთავრესად ხდება მაშინ, როდესაც ადგილს აქვს ცივი ჰაერის შემოჭრას პოლარული განედებიდან ან არქტიკიდან. ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილება განსაკუთრებით იგრძნობა ზომიერ განედებზე, სადაც ტემპერატურა შეიძლება 0°-დან —40°-მდე დაეცეს. არის შემთხვევები, როდესაც არქტიკული ჰაერი ხმელთაშუა ზღვამდე, ჩრდილო აფრიკასა და წინა აზიის ქვეყნებამდეც კი აღწევს. არქტიკული ჰაერის სამხრეთით მოძრაობას ხელს უშლის განედურად განლაგებული ქედები. ზოგჯერ ცივი ჰაერი შემოუვლის აღნიშნულ ქედებს და იწვევს ძლიერ აცივებას. მაგ., საქართველოში 1950 წლის იანვარში არქტიკული ჰაერის დასავლეთიდან შემოჭრამ უჩვეულო სიცივეები გამოიწვია. დასავლეთ საქართველოში ტემპერატურა —10°, —15°-მდე დაეცა და ძლიერ დააზიანა სუბტროპიკული კულტურები.

ცხელი ტროპიკული ჰაერის მასების ადვექცია მაღალი განედებისაკენ ზამთარსა და ზაფხულში ტემპერატურის ძლიერ მატებას იწვევს. არქტიკის აუზში ხშირია ზომიერი განედებიდან მოსული თბილი ჰაერის შემოჭრისა და მკვეთრი გათბობის შემთხვევები.

ტემპერატურის ადვექციური ცვლილება ძირითადად დაკავშირებულია ატმოსფეროს ციკლონურ მოღვაწეობასთან და განსაკუთრებით ფრონტებთან. ფრონტების მოცემულ ადგილზე გავლისას, ჰაერის ტემპერატურა მკვეთრად იცვლება, რადგან ერთ ჰაერის მასას მეორე

ცვლის. რაც უფრო მეტად იცვლება ჰაერი, მით უფრო მერყეობა ტემპერატურა დროის სხვადასხვა მონაკვეთში.

როგორც ვხედავთ, ტემპერატურის დღეღამური და წლიური მსვლელობა ანუ ტემპერატურის პერიოდული ცვლილება ძირითადად დამახასიათებელია მხოლოდ ერთგვაროვანი ჰაერის მასისათვის, ხოლო არაპერიოდულობა — ჰაერის სხვადასხვა მასისათვის.

§ 5. ტემპერატურის დღეღამეთშორისი ცვლილება

ჰაერის ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილების კარგ მახასიათებელს წარმოადგენს საშუალო დღეღამური ტემპერატურის ცვლილება ერთი დღეღამიდან მეორემდე. თუ დღეღამური ტემპერატურა მომდევნო დღეებში ეცემა, მაშინ მას უარყოფითი ნიშნით აფასებენ, ხოლო თუ მატულობს — დადებითით. აღნიშნული ტემპერატურის ცვლილების ინტენსივობა სხვადასხვაა. ტროპიკებში იგი მცირეა და განედის მატებასთან ერთად იზრდება. იგი საგრძნობი სიდიდით ხასიათდება ზამთრის თვეებში დასავლეთ ციმბირის ჩრდილოეთ და ჩრდილოეთ ამერიკის შიდა ნაწილში; დასავლეთ და შუა ევროპაში 2°-ს აღწევს, სამხრეთ ევროპაში 1°—1,5°-ს.

საერთოდ ტემპერატურის დღეღამეთაშორისი ცვლილება ზომიერ განედებზე 2—6° შორის მერყეობს. მაგრამ ხშირია შემთხვევები, როცა იგი 20—25° და უფრო მეტ სიდიდეებსაც კი აღწევს.

ზღვიური კლიმატის პირობებში ტემპერატურის დღეღამეთშორისი ცვლილება კონტინენტურზე უფრო ნაკლებია. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ზღვებსა და ოკეანეებზე სხვადასხვა წარმოშობის ჰაერის მასების ტემპერატურები შედარებით ნაკლებად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან (ცხრ. 43).

43-ე ცხრილში შეინიშნება ტემპერატურის დღეღამეთშორისი ცვლილების ზრდის ტენდენცია სიმაღლის მიხედვით: საერთოდ, საქართველოს ტერიტორიაზე წლის განმავლობაში ტემპერატურის მაქსიმალური ცვლილება დღიდან დღემდე საშუალოდ 1,8—3,0°-ია, ხოლო მინიმალური — 0,9—1,0°. ზაფხულში იგი ნაკლები ინტენსივობით იცვლება, ზამთართან შედარებით.

თბილისში ტემპერატურის 6,0° და უფრო დაბლა დაცემა შესაძლებელია წლის ყველა დროში, მაშინ როდესაც იმავე ინტენსივობით მატება (ათბობას) ზაფხულში ადგილი არ აქვს.

თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურის დღეღამეთაშორისი ცვლილება მთიან რაიონებთან შედარებით საგრძნობლად მატულობს ტროპოპაუზამდე (2—4°).

ჰაერის ტემპერატურის საშუალო დღელამეთშორისი ცვლილება საქართველოს ზოგიერთ პუნქტზე

პუნქტი	ტემპერატურის ცვლილება		პუნქტი	ტემპერატურის ცვლილება	
	იანვარი	ივლისი		იანვარი	ივლისი
თბილისი	1,8°	1,3°	გუდაური	2,1°	1,4°
სოხუმი	1,6	1,0	ყაზბეგი (მ. მთ.)	2,3	1,3

მაღალ განედებზე ტემპერატურის დღელამეთშორისი ცვლილება გაცილებით მეტია, ვიდრე ტროპიკულზე. ეს გარემოება ამტკიცებს ა. ვოეიკოვის თვალსაზრისს იმაზე, რომ ტემპერატურის არაპერიოდული რყევადობა ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ მატულობს და ამასთან იგი ზამთარში უფრო მეტია, ვიდრე ზაფხულში. ეს მდგომარეობა ძალაში რჩება აგრეთვე ტროპოსფეროს ფენებისათვის.

თბილისზე ტემპერატურათა დღელამეთშორისმა დადებითმა და უარყოფითმა ცვლილებამ 8—10 კმ სიმაღლეზე ზამთარში შეიძლება მიაღწიოს ±12—16°-ს, ზაფხულში რყევადობის სიდიდე თითქმის ნახევრდება.

§ 6. წაყინვები

სასოფლო-სამეურნეო კულტურები განვითარების სხვადასხვა ფაზაში განიცდის დაბალი ტემპერატურის მავნე ზემოქმედებას. ზამთრის უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში მცენარეულობა შედარებით ადვილად იტანს ყინვების მოქმედებას. მაგრამ აღრე გაზაფხულზე, ვეგეტაციის დასაწყისში ყველა მცენარე დაბალი ტემპერატურისადმი ძლიერ მგრძნობიარე ხდება და იგი შეიძლება არა მარტო დაზიანდეს, არამედ დაიღუპოს კიდეც. ზამთრის ყინვებსა და გაზაფხულის წაყინვებს შორის არსებითი განსხვავებაა და მცენარე მათ მიმართ სხვადასხვა გამძლეობას იჩენს.

წაყინვებს ძირითადად ადგილი აქვს წლის გარდამავალ პერიოდში — გაზაფხულსა და შემოდგომაზე. იგი დაკავშირებულია როგორც ტემპერატურის დღელამურ მსვლელობასთან (ტემპერატურის პერიოდულ ცვლასთან), ისე მის არაპერიოდულ ცვლილებასთან. ამ შემთხვევაში მინიმალური ტემპერატურა დღელამის ზოგიერთ საათებში

შეიძლება დაეცეს 0°-მდე და უფრო დაბლა, მაშინ როცა საშუალო დღეღამური ტემპერატურა 0°-ზე მაღალია.

საგულისხმოა, რომ მეტეოროლოგიურ ბუდრუგანაში 2 მ სიმაღლეზე შეიძლება ჰაერის ტემპერატურა დადებითი იყოს, ხოლო მიწისპირა ფენებში — უარყოფითი. ამ ორ სიმაღლეს შორის ტემპერატურის განსხვავებამ შეიძლება 5—6°-ს მიაღწიოს.

რაც უნდა ხანმოკლე იყოს წაყინვათა ზემოქმედების პერიოდი, იგი მაინც დამღუპველად მოქმედებს მცენარეულობაზე. მინიმალურ ტემპერატურას, რომლის დროსაც ვეგეტაციაში მყოფი მცენარეულობა ზიანდება და ნაწილობრივ ან მთლიანად იღუპება, კრიტიკულ ტემპერატურას უწოდებენ. სხვადასხვა კულტურისათვის იგი სხვადასხვაა და დამოკიდებულია მცენარის განვითარების ფაზაზე. წაყინვები შეიძლება მავნე იყოს ზოგი კულტურისათვის, ზოგისთვის კი — სასარგებლო.

წარმომშობი პროცესებისა და ამინდის პირობების მიხედვით არჩევენ წაყინვების სამ ტიპს:

1. რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი წ ა ყ ი ნ ვ ე ბ ი: წარმოიშობა წყნარ მოწნენდილ ამინდში, უმთავრესად დილის საათებში, როდესაც ტემპერატურას ნორმალური დღეღამური მსვლელობა აქვს. მიწისპირა ჰაერის ფენების გაცივების ხარისხი დამოკიდებულია პირველ ყოვლისა დედამიწის ზედაპირის გამოსხივების ინტენსივობაზე. მოწმენდილ წყნარ ამინდში დედამიწის გამოსხივება მაქსიმუმს აღწევს და ხელს უწყობს წაყინვების დადგომას. მოღრუბლულობა ძლიერ ამცირებს ეფექტურ გამოსხივებას და ამიტომ წაყინვების დადგომის ალბათობაც ნაკლებია.

ჭარის მოქმედება მნიშვნელოვნად უშლის ხელს წაყინვების გაჩენას, რადგან მათი მოქმედების პროცესში ხდება ჰაერის ინტენსიური ვერტიკალური და ჰორიზონტალური შერევა.

წაყინვები ხშირად წარმოიშობა დაბლობებსა და ქვაბურებში, სადაც მთის ფერდობებიდან დაშვებული ცივი ჰაერი გროვდება და დამატებით გადაცივებას განიცდის.

ყოფილ სსრკ ზღვისპირა რაიონებში რადიაციული წაყინვები წყდება მაშინ, როცა საშუალო დღეღამური ტემპერატურა 5—6°-ია, კონტინენტურ ნაწილში 12—13°, ხოლო ვიწრო და ღრმა ხეობებსა და დაბლობებში 14—15°.

2. ა დ ვ ე ქ ც ი უ რ ი წ ა ყ ი ნ ვ ე ბ ი: წარმოიშობა მხოლოდ ცივი ჰაერის მასების შემოჭრის შედეგად. განსაკუთრებით საშიშია გარდამავალ სეზონებში ჩრდილოეთიდან არქტიკული ჰაერის მასების ადვექცია. ამ შემთხვევაში 0°-ზე დაბლა ეცემა არა მარტო მი-

ნიმალური, არამედ ხშირად საშუალო დღეღამური ტემპერატურაც. თუ რადიაციული წაყინვები ადგილობრივ პირობებზეა დამოკიდებული და ცალკეულ ლაქებად გვხვდება, ადვექციური — პირიქით, შედარებით დიდ ტერიტორიას მოიცავს და ნაკლებადაა დამოკიდებული ადგილობრივ პირობებზე.

3. ა დ ვ ე ქ ც ი ურ-რ ა დ ი ა ც ი ულ ი წაყინვები უფრო ხშირად გვხვდება. იგი წარმოიშობა მოცემულ ადგილზე ცივი ჰაერის შემოჭრისა და შემდგომი რადიაციული გადაცივების შედეგად. საქართველოს ტერიტორიაზე წაყინვების ეს უკანასკნელი ტიპია გაბატონებული და იგი დიდ საშიშროებას წარმოადგენს სოფლის მეურნეობისათვის, რადგან ისინი წარმოიშობიან გვიან გაზაფხულსა და ადრე შემოდგომაზე — ცოტად თუ ბევრად ხანგრძლივი დათბობის შემდეგ.

მ. ზახაშვილმა გამოიკვლია საქართველოში წაყინვების წარმოშობის აეროსინოპტიკური პირობები და იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ ჩვენში წაყინვები იწყება მაშინ, როდესაც შემოჭრილი ცივი ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა უარყოფითი მნიშვნელობისაა. რაც უფრო დაბალია ეს ტემპერატურა, მით უფრო მეტია წაყინვების წარმოშობის ალბათობა.

მიმდებარე ჰაერის ფენების გადაცივებას განსაზღვრავს მრავალი ფაქტორი, რომელთა შორის აღსანიშნავია: ეფექტური გამოსხივება, ტურბულენტური გაცვლა, ნიადაგში სითბოს ნაკადი, დედამიწის ზედაპირზე ორთქლის კონდენსაცია, ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა, რელიეფის ფორმა და სხვ.

ღამისა და დილის საათებში ჰაერის გაძლიერების დროს ტურბულენტობის გაცვლის კოეფიციენტი მატულობს; დედამიწის ზედაპირი თანდათანობით თბება, რადგან თბილი ჰაერიდან სითბოს ნაკადი ნიადაგის ზედაპირისაკენ მიემართება.

წაყინვების ინტენსივობაზე ძლიერ გავლენას ახდენს ნიადაგის სითბოტევადობა და სითბოგამტარობა. რაც უფრო ნაკლებია აღნიშნული მახასიათებლები, მით უფრო ძლიერია წაყინვები. თუ ტენის რაოდენობა ნიადაგში მატულობს, შესაბამისად მატულობს სითბოტევადობა და სითბოგამტარობაც. ეს გარემოება იწვევს ღამის პერიოდში სითბოს მოდენას სიღრმიდან ზედაპირისაკენ. აქიტომაა, რომ წაყინვების ალბათობა ტენიან ნიადაგზე უფრო ნაკლებია, ვიდრე მშრალზე.

ღამის განმავლობაში დედამიწის ზედაპირის გაცივების პროცესში ნიადაგის ტემპერატურა თანდათანობით ნამის წერტილამდე და მეტად ეცემა; ზედმეტი ორთქლის კონდენსაციის შედეგად გამოი-

ყოფა კონდენსაციის ფარული სითბო, რომელსაც შეუძლია ჰაერის ტემპერატურა 0,5—1,0°-ით გაზარდოს და ამით დიდი როლი შეასრულოს მცენარისათვის კრიტიკული ტემპერატურის თავიდან აცილებაში.

რადიაციული წაყინვების ხანგრძლივობა, როგორც ეს ა. ჩუდნოვსკიმ გამოიკვლია, დამოკიდებული ყოფილა ტემპერატურის დღეღამურ ამპლიტუდაზე. ამ უკანასკნელის მატებით წაყინვების ხანგრძლივობა კლებულობს.

თუ ფერდობები მცენარეულობითაა დაფარული, მაშინ იგი ხელს უშლის ქვაბურებში ცივი ჰაერის ფერდობიდან ჩამოდენას. ამ გარემოებამ შეიძლება შეაფერხოს წაყინვების წარმოშობა უფრო ქვედაფენებში.

წაყინვების წინააღმდეგ ეფექტური ბრძოლა რომ ვაწარმოოთ, საჭიროა წინასწარ გავითვალისწინოთ მათი წარმოშობის პირობები. ამჟამად არსებობს წაყინვების წინასწარმეტყველების შედარებით საიმედო მეთოდები, რომელზეც აქ არ შევჩერდებით.

წაყინვებთან ბრძოლის სხვადასხვა ხერხი არსებობს. მათ შორის აღსანიშნავია: ა) კვამლის ღრუბლების შექმნა, ბ) ჰაერის გათბობა სათბურებით, გ) მცენარეულობის შეფუთვა, დ) ნიადაგისა და მცენარეთა მორწყვა.

ბაღ-ვენახებისა და სხვა მცენარეულობის წაყინვებისაგან დასაცავად მიწისპირა ჰაერის ფენებში კვამლის ღრუბლების გაჩენა იწვევს ეფექტური გამოსხივებისა და ტემპერატურის დაცემის შესუსტებას. გარდა ამისა, კვამლის გამომწვევი ნივთიერების წვის დროს თბება ნიადაგის მიმდებარე ჰაერის ფენებიც.

დასავლეთ საქართველოში ციტრუსების წაყინვებისაგან დასაცავად ხშირობენ სათბურებს. მათი მეშვეობით შესაძლებელია ჰაერის ტემპერატურა 3—6°-ით გავზარდოთ. აქვე ხშირად მიმართავენ ზამთრის განმავლობაში ციტრუსების შეფუთვას. მორწყვის მეშვეობით ნიადაგის ტენიანობის გადიდება ხელს უწყობს სითბოგამტარიანობის გაზრდას და ნიადაგის სიღრმიდან ზედაპირზე სითბოს მეტი რაოდენობით მიღებას. წაყინვებისას განუწყვეტელი ხელოვნური დაწვიმებით მცენარეთა ზედაპირი ყინულის ქერქით იფარება, რის შედეგადაც გამოიყოფა სითბოს საგრძნობი რაოდენობა.

§ 7. ჰაერის ტემპერატურის გეოგრაფიული განაწილება

დედამიწის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურას ახასიათებენ საშუალო თვიური სიდიდეებით.

თუ მას დავიტანთ რუკაზე და ერთნაირ ტემპერატურებს შევაერთებთ ხაზებით, მივიღებთ იზოთერმებს. იზოთერმების რუკას უმეტესად ადგენენ ზღვის დონისათვის. ტემპერატურაზე სიმაღლის გავლენა რომ გამოვრიცხოთ, საჭიროა სხვადასხვა სიმაღლეზე მყოფი მეტეოროლოგიური სადგურების საშუალო ტემპერატურები საერთო გრადიენტით (0,6°/100 მ) დავიყვანოთ ზღვის დონემდე.

რუკაზე იზოთერმებს ატარებენ ყოველ 1, 2, 4, ან 5°-ის შემდეგ. ხოლო ზოგჯერ უფრო მეტი სიდიდის აღებაც შეიძლება.

ნახ. ნახ. 21 და 22 მოცემულია ზღვის დონეზე დაყვანილი იანვრისა და ივლისის საშუალო თვიური იზოთერმების რუკა.

იანვრისა და ივლისის იზოთერმების რუკებიდან ნათლად ჩანს ტემპერატურათა კლება ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ; ეკვატორსა და პოლუსებს შორის ტემპერატურის განსხვავება მეტია იმ ნახევარსფეროზე, სადაც ზამთარია.

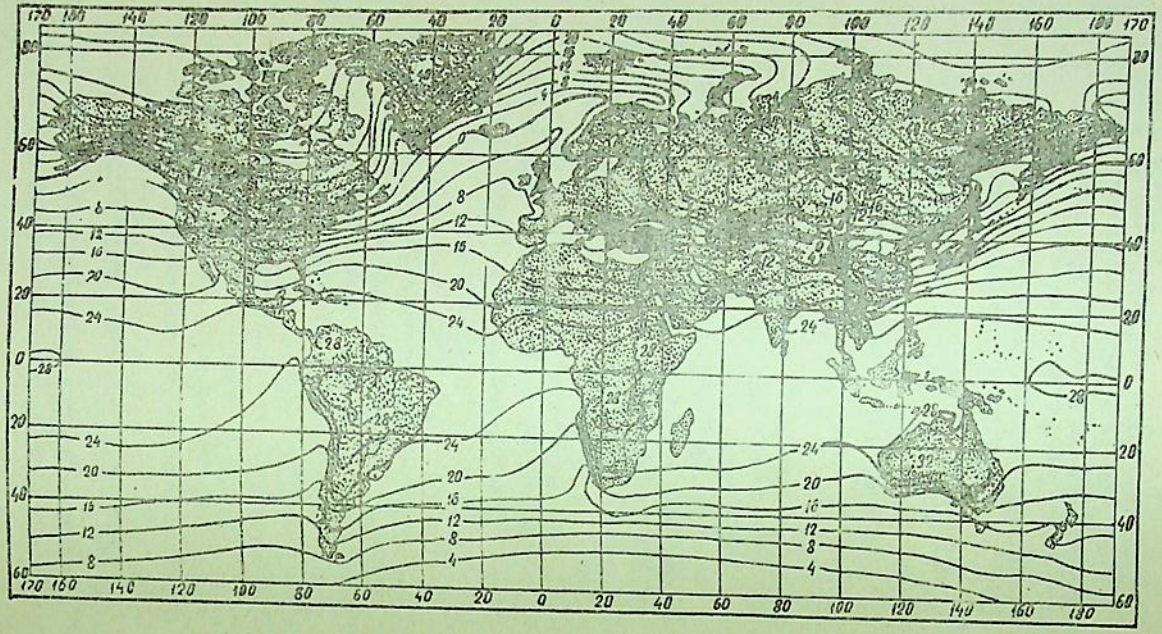
ზამთარში იზოთერმების მეტი სიმჭიდროვით ხასიათდება ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ხმელეთის ზედაპირი, რაც იმაზე მეტყველებს, რომ ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილება უფრო მეტად კონტინენტებზე შეიმჩნევა.

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ზამთრის იზოთერმები ძალზე დაკლაკნილია და ზონალური მიმართულებიდან მკვეთრად იხრება სამხრეთით (კონტინენტებზე) და ჩრდილოეთით (ოკეანეებზე). სამხრეთში ზომიერ და მაღალ განედებზე იგი შედარებით განედურ მიმართულებას ინარჩუნებს, მაგრამ ტროპიკულ ზონაში, ოკეანისა და ხმელეთის საზღვარზე — მერიდიანულს.

ზაფხულში საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი: ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს გახურებულ კონტინენტებზე იზოთერმები ჩრდილოეთისკენაა გადაწეული, გრილ ოკეანეებზე — სამხრეთით. სამხრეთ ნახევარსფეროში იზოთერმები თითქმის ზამთრის მსვლელობის სურათს იმეორებს.

იზოთერმების ზონალური მიმართულებიდან გადახრის მთავარი მიზეზია ხმელეთისა და ზღვების არათანაბარი გათბობა და გაცივება. გარდა ამისა, იზოთერმების მსვლელობაში მნიშვნელოვან როლს ოკეანეთა თბილი და ცივი დინებებიც ასრულებს.

იანვრის იზოთერმების რუკიდან ჩანს, რომ ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილოეთით იზოთერმები ძლიერ მაღლა იწევს, ხოლო ევროპის ნაპირებიდან ღრმად ხმელეთისაკენ ისინი მერიდიანული მიმართულებით მკვეთრად ეშვებიან სამხრეთისაკენ. მაგ., 0°-



ნახ. 19. იანვრის იზოთერმები

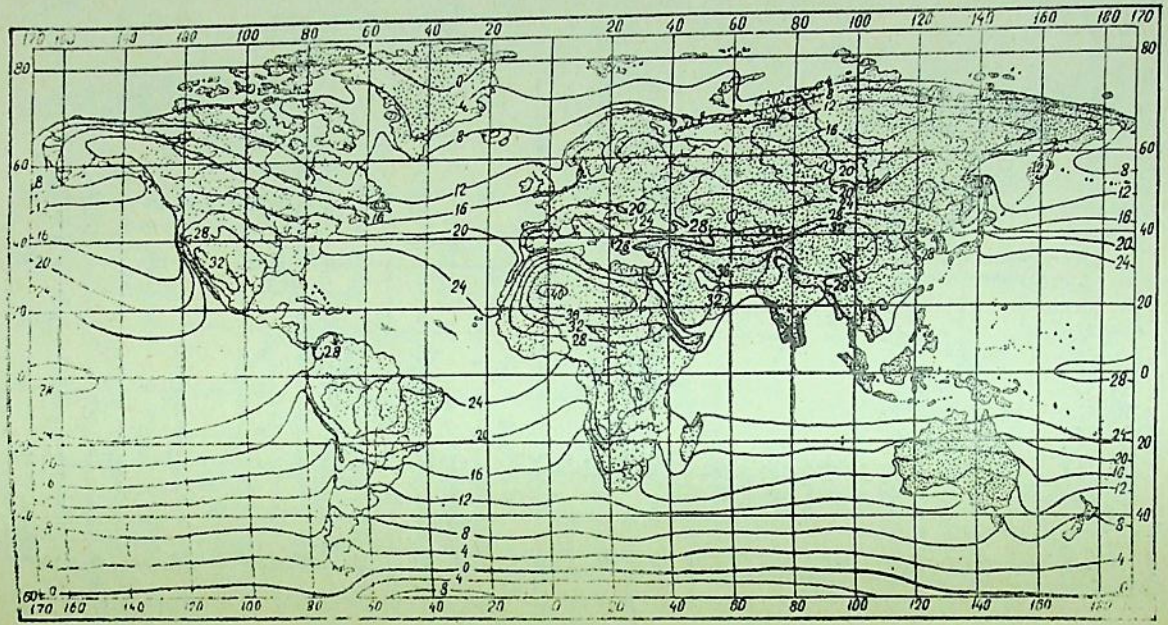
იანი იზოთერმა ღრმად, ჩრდილოეთით იწრება ნორვეგიის სანაპიროზე და პოლარულ წრესაც კი სცილდება, მაშინ როცა აზიის აღმოსავლეთ ნაწილში იგი 34° განედამდე ჩამოდის. როგორც ჩანს, ნორვეგიის სანაპირო ზოლის ტემპერატურაზე, გარდა ატლანტიკის ოკეანისა, გოლფსტრიმის თბილი დინება ახდენს გავლენას. მაღალი თერმული პირობები ბარენცის ზღვამდე ვრცელდება და ზღვის მნიშვნელოვანი ტერიტორია ზამთარში გაუყინავი რჩება.

ევრაზიის კონტინენტზე ისინი თითქმის მერიდიანულ მიმართულებას ღებულობენ, ჩრდილო-აღმოსავლეთ აზიაში, დიდი სიცივეების გამო, იკვრებიან. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 50° და უფრო დაბალიცაა, ხოლო აბსოლუტური მინიმუმი — 70°-მდე აღწევს (ვერხოიანსკი, ოიმიაკონი). ასეთი დაბალი ტემპერატურის გამომწვევი მიზეზია ოროგრაფიული პირობები; არქტიკის აუზიდან მოსული ჰაერის მასები გაროდება მთებით შემორტყმულ ქვაბურებსა და ვაკეებზე და ანტიციკლონური ამინდის პირობებში განიცდის ძლიერ რადიაციულ გადაცივებას. ამიტომაა, რომ ციმბირის ამ რაიონს სიცივის პოლუსსაც უწოდებენ (ნახ. 19).

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სიცივის მეორე პოლუსს გრენლანდია წარმოადგენს. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა—55°-ია, ხოლო აბსოლუტური მინიმუმი —65, —70°; გრენლანდიის სიცივის პოლუსი ციმბირის პოლუსისაგან იმით განსხვავდება, რომ ზაფხულში აქ ტემპერატურა უარყოფითია (ივლისის საშუალო ტემპერატურა —15°-მდე ეცემა), ციმბირში (იაკუტიის მიდამოებში) კი იგი დადებითია და 15°-ს აღწევს. როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, გეოგრაფიული განედი და ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი ტემპერატურის განმსაზღვრელი ძირითადი ფაქტორებია.

იზოთერმები ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე უფრო იშვიათადაა გატარებული, რადგან ტემპერატურების დაცემის ინტენსივობა ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ იანვართან შედარებით ნაკლებია. აქ ისინი განედურ მიმართულებას ინარჩუნებენ, მაგრამ ამერიკისა და ევრაზიის კონტინენტებზე მაღალი ტემპერატურების გამო ჩრდილოეთით გადაიხრებიან, ოკეანეების ზედაპირზე კი — სამხრეთით (ნახ. 20.).

სამხრეთ ნახევარსფეროში ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი წყლის ზედაპირს უკავია და იზოთერმებიც წლის ყველა დროში განედურად მიემართება. ზაფხულში (იანვარი) ხმელეთის ზედაპირზე შეინიშნება იზოთერმების სამხრეთით მოხრა, ხოლო ზამთარში (ივლისი) — ჩრდილოეთით. ოკეანეთა ცივი დინებების გამო იზო-



ნახ. 20. იველისის იზოთერმები

თერმები ხმელეთის დასავლეთ სანაპიროზე ჩრდილოეთით გადაიხრება, ხოლო აღმოსავლეთ სანაპიროზე, თბილი დინების გამო, — სამხრეთით.

ანტარქტიდის პლატოზე ტემპერატურა წლის ყველა პერიოდში ძალზე დაბალია. სადგურ „ვოსტოკზე“ (3700 მ ზღ. დ.) ტემპერატურამ —88°-მდე დაიწია. ზამთრის საშუალო ტემპერატურა აქ —70°-ს აღწევს. ზაფხულის განმავლობაში (იანვარში) 0°-იანი საშუალო ტემპერატურა მხოლოდ სანაპირო ზოლში შეინიშნება, ღრმად მატერიკში იგი სულ უფრო მცირდება და —30°, —35°-მდე ეცემა.

როგორც ორივე რუკიდან ჩანს, წლის განმავლობაში თერმული ეკვატორი გეოგრაფიულიდან ჩრდილოეთითაა გადაწეული და საშუალოდ ჩრდილო განედის 10°-ს გაუყვება (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს არ სცილდება). ეს აიხსნება იმით, რომ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში მეტი ფართობი ხმელეთს უკავია, ხოლო სამხრეთში — წყლის ზედაპირს, რომელიც პირველთან შედარებით ნაკლებად ხურდება.

დედამიწაზე ყველაზე მაღალი ტემპერატურა შესამჩნევია ტროპიკულ უდაბნოებში. ავსტრალიაში და სამხრეთ ამერიკაში აბსოლუტური ტემპერატურები 45—55°-ს აღწევს. საჰარაში და სპარსეთის უბეში ივლისის საშუალო ტემპერატურა 35°-ზე მაღალია, ხოლო უდიდესი ტემპერატურა აქ 55—58°-მდე აღწევს.

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, სადაც ხმელეთის ტერიტორიას 39% უკავია, საშუალო წლიური ტემპერატურა 15,2°-ია, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში (ხმელეთი 19%-ია) — 13,3°.

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ზამთარი სამხრეთ ნახევარსფეროს შესაბამის ზამთარზე უფრო ცივია (8 და 17°), ზაფხული კი, პირიქით — უფრო თბილი (22 და 10°).

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა საშუალოდ 14°-ია, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში —7°. მაშასადამე, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს კლიმატი სამხრეთისაზე უფრო კონტინენტურია.

იმისათვის, რათა უფრო თვალნათლივ დავინახოთ ტემპერატურათა ცვალებადობა დედამიწის ზედაპირზე, იზოთერმების მეშვეობით უნდა გამოვიანგარიშოთ ყოველი განედის საშუალო ტემპერატურა და შევუდაროთ იგი ყოველი პუნქტის ფაქტიურ ტემპერატურას. სხვაობას ფაქტიურსა და განედურ საშუალო ტემპერატურებს შორის, ადგილის თერმულ ანომალიას უწოდებენ. თუ ვიცით ცალკეული პუნქტისათვის თერმული ანომალიის სი-

დიდე. მაშინ იგი შეიძლება დავიტანოთ გეოგრაფიულ რუკაზე და ერთნაირი ანომალიები შევაერთოთ მრუდეებით. მივიღებთ მრუდეთა სისტემას, რომელსაც იზანომალი ეწოდება.

იზანომალები შეკრული მრუდეებია დადებითი და უარყოფითი ნიშნებით. ეს რუკები გვიჩვენებს, დედამიწის რომელ ნაწილშია ტემპერატურა მაღალი ან დაბალი შესაბამისი პარალელის საშუალო ტემპერატურაზე. საშუალო ტემპერატურების გადახრა საშუალო განედურიდან ძირითადად დამოკიდებულია ხმელეთისა და ზღვების ართანაბარ გათბობასა და გაცივებაზე.

ტემპერატურების მაქსიმალური დადებითი და უარყოფითი ანომალიები განსაკუთრებით ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს იანვარშია შესამჩნევი. უარყოფით ანომალიას ადგილი აქვს აზიის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა 24°-ით დაბალია მოცემული განედის ტემპერატურაზე. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე ასეთ დაბალ ანომალიას ადგილი არ აქვს. ევროპისა და ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილოეთი ნაწილი ანომალიურად დადებითია. აქ ტემპერატურები საშუალო განედურს 20—25°-ით აღემატება. როგორც ჩანს, ამ ადგილებში გოლფსტრიმის თბილი დინება საგრძნობლად ათბობს მიმდებარე ჰაერის ფენებს.

ივლისის იზანომალების რუკაზე საწინააღმდეგო სურათია. კონტინენტების ზედაპირზე შეიმჩნევა ტემპერატურების დადებითი, ხოლო ოკეანეებზე უარყოფითი გადახრები; მათი მნიშვნელობები ზამთართან შედარებით მცირეა, რადგან ზაფხულში ხმელეთსა და ზღვას შორის ტემპერატურის კონტრასტი ნაკლებია.

საქართველოს განედისათვის ზღვის დონეზე დაყვანილი საშუალო წლიური ტემპერატურა უდრის 10—12°-ს. საქართველოს ტერიტორიაზე კი რეალური საშუალო წლიური ტემპერატურა 15—13°-ის ფარგლებში მერყეობს. ამის მიზეზია კავკასიონის ქედი, რომელიც ხელს უშლის უშუალოდ ჩრდილოეთიდან ცივი ჰაერის შემოჭრას; დასავლეთიდან და სამხრეთიდან კი თავისუფლად ვრცელდება თბილი ჰაერის მასები.

თავი VI

ატმოსფეროს თერმოდინამიკის საფუძვლები

შესავალი

ატმოსფეროს თერმოდინამიკა წარმოადგენს მეტეოროლოგიის ერთ-ერთ ძირითად ნაწილს, რომელიც განიხილავს ატმოსფერის მდგომარეობას და მისი ცვლილების კანონზომიერებას მიღებულ სითბოს ზეგავლენით და აგრეთვე იმ პროცესებს, რომლებიც სითბური ენერგიის გარდაქმნასთანაა დაკავშირებული. აღნიშნული საკითხების შესწავლისათვის ფართოდაა გამოყენებული თერმოდინამიკის პირველი კანონი — ენერგიის შენახვის კანონი, რომელიც შეიძლება ჩამოყალიბდეს შემდეგნაირად: შეუძლებელია ენერგიის წარმოშობა ან მოსპობა, შესაძლებელია მხოლოდ ერთი სახის ენერგიის მეორეში გადასვლა.

თერმოდინამიკის პირველი კანონი, რომელიც გამოყენებულია იდეალურ გაზებთან ახლოს მდგომი ატმოსფერული გაზებისთვისაც, რაოდენობრივად გამოისახება სხეულზე სითბოს მოდენის განტოლების სახით:

$$dq = C_v dT + I dV, \tag{101}$$

სადაც dq — სითბოს რაოდენობაა, რომელსაც ღებულობს ჰაერის ნაწილაკი; dT და dV — ნაწილაკის ტემპერატურის და მოცულობის ნამატი. P — ატმოსფერული წნევა და Cv — ხვედრითი სითბოტევადობა მუდმივი მოცულობის პირობებში.

(101) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ ნაწილაკის მიერ მიღებული სითბური ენერგია იხარჯება მისი შინაგანი ენერგიის გაზრდაზე ($CvdT$) და იმავე ნაწილაკის გაფართოების ან შეკუმშვის მუშაობაზე, ე. ი. გარეგანი წნევის საწინააღმდეგოდ შესრულებულ მუშაობაზე (PdV).

(101) განტოლებას დაიყვანენ გამოთვლებისათვის ხელსაყრელ

სახემდე. ამისათვის გაადიფერენციალებენ (14) განტოლებას და შემდგომ იმავე განტოლებიდან განსაზღვრავენ V მოცულობას, რომლებსაც ჩასვამენ (101) განტოლებაში. იზობარული პროცესების დროს, როდესაც $P=\text{const}$ და $dP=0$

$$dq=C_p dT,$$

სადაც C_p — გაზის სითბოტევადობაა მუდმივი წნევის დროს. ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე მივიღებთ, რომ

$$C_p=C_v+R \text{ ან } C_p-C_v=R, \tag{102}$$

(102) ფორმულა წარმოადგენს მ ე ი ე რ ი ს განტოლებას. იგი გვიჩვენებს იმ გარემოებას, რომ C_p მეტი უნდა იყოს C_v-ზე, ხოლო მათი სხვაობა გაუტოლდეს მშრალი ჰაერის გაზის მუდმივას (R).

მშრალი ჰაერისათვის $C_v=718$, ხოლო $C_p=1006$ ჯ/კგ. გრ

$$C_p-C_v=1006-718=288 \text{ ჯ/კგ. გრ.}$$

თერმოდინამიკის პირველ კანონს მეტეოროლოგიაში გამოიყენებენ შემდეგი სახით:

$$dq=C_p dT-RT\frac{dP}{P}. \tag{103}$$

მოყვანილ ფორმულაში ყველა წევრი ცნობილია.

(103) განტოლება გვიჩვენებს, რომ ჰაერის ნაწილაკის ტემპერატურის ცვლილება შეიძლება გამოიწვიოს არა მარტო გარედან dq სითბოს მოდენამ, არამედ გარეგანი წნევის (dP-ს) ცვლილებამაც. მართლაც, განტოლებაში $C_p dT$ წევრი წარმოადგენს სითბოს რაოდენობას, რომელიც საჭიროა ნაწილაკის ტემპერატურის მოსამატებლად მუდმივი P წნევის პირობებში, ხოლო მეორე წევრი—$RT\frac{dP}{P}$ ითვალისწინებს გარეგანი წნევის ცვლილებას, რომლის მომატებით ($dP>0$) ნაწილაკის ტემპერატურა მატულობს და შემცირებით ($dP<0$) — კლებულობს. კერძო შემთხვევაში, როდესაც $dq=0$ (ე. ი. გარედან ნაწილაკი სითბოს არ ღებულობს), ნაწილაკის ტემპერატურის ცვლილება, როგორც აღვნიშნეთ, მთლიანად წნევის ცვლილებაზეა დამოკიდებული.

§ 1. მშრალადიაბატური პროცესები

ცნობილია, რომ ატმოსფეროში სითბო ვრცელდება ვერტიკალური გაცვლის — ჰაერის აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობის მეშვეობით. მაგრამ, თუ ეს პროცესი მიმდინარეობს სწრაფად, მაშინ სითბოს გაცვლა გარემომცველ ჰაერთან სუსტდება და, მაშასადამე, აღმავალი ჰაერი იზოლაციაში რჩება. ამ შემთხვევაში ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება შეიძლება მოხდეს ადიაბატურად[1]. ეს ისეთი პროცესია, რომლის დროსაც ჰაერის ნაწილაკის შინაგანი ენერგია (ტემპერატურა) იცვლება არა გარედან მიღებული ან გაცემული სითბოს ხარჯზე, არამედ შეკუმშვასა და გაფართოებაზე დახარჯული მუშაობის შედეგად.

თბილი აღმავალი ჰაერის ნაწილაკი თანდათანობით სულ გაიშვიათებულ გარემოში ხვდება და გაფართოებას განიცდის, ე. ი. აწარმოებს გარკვეულ მუშაობას, რომელზეც იხარჯება შინაგანი ენერგიის გარკვეული რაოდენობა. ამიტომ გაფართოებისას ჰაერის ტემპერატურა ეცემა.

დაღმავალი მოძრაობისას ჰაერი სულ უფრო გადიდებული წნევის პირობებში ხვდება და განიცდის შეკუმშვას გარეგანი ძალის (წნევის) მუშაობის გამო. მაშასადამე, წნევის ძალის მუშაობა გარდაიქმნება სითბურ ენერგიად, რომელიც იწვევს მოცემული ჰაერის შინაგანი ენერგიის მატებას და ტემპერატურის ზრდას.

როგორც ვხედავთ, ადიაბატური პროცესების დროს ჰაერის ნაწილაკის ტემპერატურის ცვლილება ხდება შინაგანი ენერგიის ხარჯზე, გარემომცველ ჰაერთან სითბოს გაცვლის გარეშე.

როცა ადიაბატური პროცესი მიმდინარეობს მშრალ ან ტენიან, მაგრამ წყლის ორთქლით გაუჯერებელ ჰაერში, მას მშრალადიაბატურ პროცესს უწოდებენ. ასეთი მშრალი ჰაერი თუ გარედან სითბოს არ ღებულობს, ე. ი. $dq=0$, მაშინ (103) განტოლება მიიღებს ასეთ სახეს:

$$C_l dT = RT\frac{dP}{P}. \tag{104}$$

მოცემული განტოლების მეშვეობით (გაინტეგრალებით) პუასონმა დაამყარა კავშირი ვერტიკალურად მოძრავ ნაწილაკის ტემპერატურასა და ატმოსფერულ წნევას შორის:

---

[1] ადიაბატოსი — ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს შეუღწეველს. გაუვალს.

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{C_p}}, \tag{105}$$

სადაც T და P აბსოლუტური ტემპერატურა და ატმოსფერული წნევაა, ჰაერის ნაწილაკის მდგომარეობის ადიაბატურ ცვლილებისას, T_0 და P_0 — იმავე ელემენტების საწყისი სიდიდეებია; R — მშრალი ჰაერის გაზის მუდმივაა და C_p — ჰაერის სითბოტევადობაა მუდმივი წნევის დროს.

(105) ფორმულაში ხარისხის მაჩვენებელი

$$\frac{R}{C_p} = \frac{C_p - C_v}{C_p} = 0.286$$

როგორც (105) ფორმულიდან ჩანს, ტემპერატურასა და წნევას შორის პროპორციული დამოკიდებულებაა, ე. ი. აღმავალი ნაწილაკის ტემპერატურა კლებულობს სიმაღლით წნევის შემცირებასთან ერთად და, პირიქით — დაღმავალი ნაწილაკი თანდათანობით თბება წნევის გაზრდით.

აღმავალი ან დაღმავალი მშრალი ჰაერის ადიაბატური ცვლილების საზომად ხმარობენ მშრალადიაბატურ გრადიენტს. მშრალადიაბატური გრადიენტი (γ_a) წარმოადგენს აღმავალი ან დაღმავალი მშრალი ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. იგი შეიძლება გამოისახოს ფორმულით:

$$\gamma_a = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} \cdot \frac{T}{T'}, \tag{106}$$

სადაც $\frac{dT}{dz}$ ტემპერატურის ცვლილებაა სიმაღლის მიხედვით, g — სიმძიმის ძალის აჩქარება, T — ჰაერის მოცემული ნაწილაკის აბსოლუტური ტემპერატურა, T' — გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა.

აღმავალი ჰაერის ნაწილაკისა (T) და გარემომცველი ჰაერის (T') ტემპერატურებს შორის სხვაობა საგრძნობლად მცირეა ($T - T' \leqslant 10^0$), რის გამოც (106) ფორმულაში შეფარდება $\frac{T}{T'}$ შეიძლება მიახლოებით ჩაითვალოს ერთის ტოლად. მაშინ მივიღებთ, რომ

$$\gamma_a = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p}. \tag{107ა}$$

საბოლოოდ მივიღებთ, რომ $\frac{g}{C_p}$ სიდიდე უდრის 0,98°/100 მ, ე. ი. მშრალადიაბატური გრადიენტი $\gamma_a = 0{,}98°/100$ მ ან თუ დავამრგვალებთ — 1,0°/100 მ.

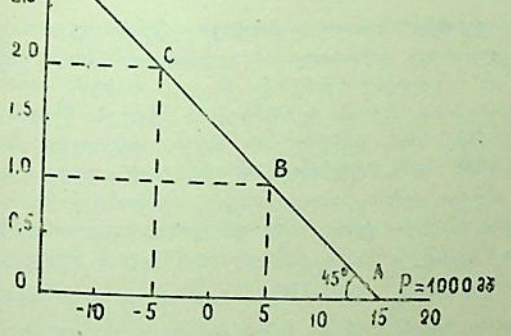
როგორც ვხედავთ, აღმავალი ან დაღმავალი მშრალი ჰაერის ადიაბატური ცვლილება იწვევს ამ ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას თითქმის 1°-ით ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. ტემპერატურის გრადიენტის γ_a სიდიდეს (1°/100 მ) მშრალადიაბატურს უწოდებენ.

თუ ცნობილია მშრალი ან ორთქლით გაუჯერებლად აღმავალი ჰაერის საწყისი ტემპერატურა (T_0), მაშინ მშრალადიაბატური გრადიენტის (γ_a) მეშვეობით შესაძლებელია განვსაზღვროთ მისი T ტემპერატურა ნებისმიერი Z სიმაღლისათვის ტოლობიდან

$$T_z = T_0 - \gamma_a Z \qquad (107)$$

ეს უკანასკნელი ტოლობა მშრალადიაბატის მიახლოებითი განტოლებაა.

ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით შეიძლება გამოისახოს გრაფიკულად — სწორი ხაზის სახით (ნახ. 21).



ნახ. 21. მშრალი ჰაერის ადიაბატა და პოტენციური ტემპერატურის განსაზღვრა გრაფიკულად.

იგი გამომდინარეობს (107) ფორმულიდან, რომელიც სწორი ხაზის განტოლებას წარმოადგენს. როგორც ნახ. 21-დან ჩანს, სწორი ხაზი მშრალი ჰაერის ადიაბატაა ან მშრალი ჰაერის ნაწილაკის მდგომარეობის ხაზი, რომელიც 45°-ითაა დახრილი ტემპერატურის ღერძთან.

(107) განტოლება საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ადიაბატურად აღმავალი მშრალი ჰაერის ტემპერატურა ნებისმიერ Z სიმაღლეზე, თუ ცნობილია საწყისი T_0 ტემპერატურა. თუ მშრალი ჰაერი დაბლა ეშვება, მაშინ იგი თბება და ფორმულაში „—“ ნიშანი შეიცვლება „+“-ით. მაშასადამე, ადიაბატურად აღმავალი (დაღმავალი) მშრალი ჰაერის ტემპერატურა კლებულობს (მატულობს) მშრალადიაბატური ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდით— $\gamma_a = 1{,}0°/100$ მ სიმაღლეზე.

(107) განტოლებიდან შეიძლება განვსაზღვროთ პოლიტროპული ატმოსფეროს სიმაღლე (იხ. 35-ე განტოლება) მშრალადიაბატური—γ_a გრადიენტისათვის:

$$Z = \frac{T_0}{\gamma_a}, \qquad (108)$$

თუ $T_0 = 273°$ და $\gamma_a = 1{,}0°/100$ მ, $Z = 27$ კმ-ს. თუ ატმოსფერო ერთგვაროვანია, ე. ი. $\rho = \rho_0$ const (იხ. 31, 32 და 33 განტოლებები), $\gamma = 3{,}42°/100$ მ და $Z = 8{,}0$ კმ, ხოლო როცა $\gamma = 0{,}65°/100$ მ, მაშინ იმავე $T_0 = 273°$ ტემპერატურის პირობებში $Z = 41$ კმ-ს.

§ 2. პოტენციური ტემპერატურა

ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ცვლილების ჩვეულებრივი დახასიათება სრული არ იქნებოდა, რომ მასთან ერთად არ გაგვეთვალისწინებინა წნევაც, რადგან ადიაბატურად გადაადგილებისას ჰაერის ტემპერატურა იცვლება წნევის პროპორციულად (პუასონის განტოლება); წნევის უგულებელყოფა გამოიწვევდა იმას, რომ მაღლამდებარე ცივი ჰაერი დაბლა დაშვებისას უფრო თბილი აღმოჩნდებოდა, ვიდრე დაბლამდებარე ჰაერი, მაგრამ უფრო მაღალი ტემპერატურის მქონე. მაგალითად, 500 მ სიმაღლეზე ჰაერის ტემპერატურა 11,0°-ია, ხოლო 350 მ სიმაღლეზე —11,5°. თუ ორივე სიმაღლიდან ჰაერის ნაწილაკს ადიაბატურად დავუშვებთ ზღვის დონეზე, მაშინ პირველის ტემპერატურა იქნება $11{,}0° + 5{,}0° = 16{,}0°$. მეორესი კი — $11{,}5° + 3{,}5° = 15{,}0°$. მაშასადა-

მე, პირველი ჰაერის მასა, რომელიც უფრო ცივი იყო, ძირს დაშვებისას უფრო გათბა მეორე მასასთან შედარებით.

ამგვარად, სხვადასხვა წნევის მქონე ჰაერის ტემპერატურის ურთიერთშედარება არ შეიძლება, თუ წნევის გავლენას არ გამოვრიცხავთ, ერთ საერთო წნევაზე მათი მშრალადიაბატურად მიყვანის საშუალებით. პირობითად ასეთ სტანდარტულ წნევად მიღებულია 1000 მბ.

ამგვარად, მივიღებთ ახალ ტემპერატურას, რომელსაც პოტენციური ტემპერატურა (θ) ეწოდება. იგი გამოითვლება პუასონის განტოლებიდან:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{0.286}.$$

თუ დავუშვებთ, რომ $\theta = T$ და $P = 1000$ მბ, მაშინ

$$\frac{\theta}{T_0} = \left(\frac{1000}{P_0}\right)^{0.286}.$$

საიდანაც

$$\theta = T_0 \left(\frac{1000}{P_0}\right)^{0.286} \tag{109}$$

P_0 და T_0 მოცემული ჰაერის მასის საწყისი წნევა და ტემპერატურაა.

როგორც (109) ფორმულიდან ჩანს, პოტენციური ტემპერატურა (θ) ისეთი ტემპერატურაა, რომელსაც მიიღებდა ჰაერის მასა, რომ იგი დაგვეყვანა მშრალადიაბატურად სტანდარტულ წნევაზე (1000 მბ).

პოტენციური ტემპერატურა შეიძლება განვსაზღვროთ მიახლოებით შემდეგი ტოლობიდან:

$$\theta = T_0 + \gamma_a Z \tag{110}$$

აქ θ და T_0 შეიძლება გამოისახოს როგორც აბსოლუტური, ისე ცელსიუსის სკალით; γ_a — მშრალადიაბატური გრადიენტი ტოლია 1°/100 მ-ის.

შედარებით ადვილია პოტენციური ტემპერატურის განსაზღვრა გრაფიკული მეთოდით. როგორც ნახ. 21-დან ჩანს, T და Z კოორდინატზე გატარებულია მშრალი ადიაბატი, რომელიც 45°-ითაა დახრილი აბცისთა ღერძზე.

დავუშვათ, ზღვის დონეზე წნევა $P = 1000$ მბ და $T = 288°$ ($t = 15°$), მაშინ პოტენციური ტემპერატურა θ ამ დონეზე (A წერ-

ტილში) ტოლი იქნება ჩვეულებრივი T ტემპერატურისა (288°). თუ ჰაერის ნაწილაკი ადიაბატურად ადის 1000 მ სიმაღლეზე, მაშინ მისი ტემპერატურა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე შემცირდება 1,0°-ით და B წერტილში იქნება 278°, ხოლო 2000 მ სიმაღლეზე ნაწილაკის ტემპერატურა კიდევ 10°-ით დაეცემა და C წერტილში 268° მიაღწევს ($t=-5°$). აღნიშნულ ნაწილაკს თუ დავუშვებთ C წერტილიდან ქვემოთ მშრალადიაბატურად 1000 მბ-იან წნევაზე, მაშინ მისი პოტენციური ტემპერატურა იქნება

$$\theta = 268 + \frac{2000}{100} = 288°$$

მაშასადამე, მოცემული ნაწილაკის θ მშრალადიაბატური პროცესის დროს არ შეიცვალა, ალმავალი ჰაერის ნაწილაკი რომელ სიმაღლედანაც არ უნდა დაეშვას დაბლა მშრალადიაბატურად სტანდარტულ წნევამდე, მისი θ უცვლელი დარჩება. ყველა წერტილისათვის, რომელიც განლაგებულია A, B, C, D მშრალ ადიაბატაზე, პოტენციური ტემპერატურა ერთი და იგივე იქნება. ეს გარემოება პოტენციურ ტემპერატურას დიდ უპირატესობას ანიჭებს, რადგან იგი მშრალადიაბატური პროცესების დროს ყოველთვის მუდმივი რჩება. აქედან გამომდინარე, მშრალადიაბატური პროცესები ატმოსფეროში წარმოადგენენ შექცევად პროცესებს.

პოტენციური ტემპერატურა მუდმივობას ინარჩუნებს მანამ, სანამ არ წარმოიშობა გროვა-ღრუბლები და არ წამოვა ნალექები. ორთქლის ფაზური გარდაქმნის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბო, რომელიც ჰაერის გათბობას ხმარდება, იწვევს მშრალადიაბატური კანონზომიერების რღვევას. იმ შემთხვევაში, როდესაც ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე მცირდება ($\gamma < 1{,}0°/100$ მ), ან სიმაღლით ტემპერატურა უცვლელი რჩება (იზოთერმია, $\gamma = 0$), ასევე, თუ ტემპერატურა სიმაღლით მატულობს (ტემპერატურის ინვერსია), მაშინ სიმაღლის მიხედვით პოტენციური ტემპერატურა მატულობს. თუ ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი აღემატება 1°-ს ყოველ 100 მეტრზე ($\gamma > 1°/100$ მ), მაშინ θ სიმაღლით კლებულობს. ასეთ შემთხვევაში θ-ს გამოყენება აღნიშნული პროცესების მახასიათებლად შეუძლებელია.

მშრალადიაბატური პროცესები ხშირია წლის თბილ პერიოდში, როდესაც ძლიერაა განვითარებული სითბური კონვექცია ძლიერი აღმავალი დენებით; ასევე იგი ხშირად დაიკვირვება ანტიციკლონის არეში მოქცეული მთის ფერდობებიდან და თავისუფალი ატმოსფეროდან ძირს დაშვებული ჰაერის მასებში.

ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (რეალური) ეწოდება ტემპერატურის ცვლილებას ერთეულ სიმაღლეზე. რეალურ პირობებში ატმოსფეროში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (γ) საშუალოდ 0,6°-ს შეადგენს სიმაღლის ყოველი 100 მ-ით ცვლილებისას. მაგრამ ცალკეულ შემთხვევაში შეიძლება გრადიენტის მნიშვნელობა მეტი იყოს 1°/100 მ ან მიიღოს უარყოფითი ნიშანი, ე. ი. სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურამ მოიმატოს (ადგილი ეჭვნეს ინვერსიას). ამიტომაა, რომ სინამდვილეში ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება არ ემორჩილება სრულიად მარტივ კანონზომიერებასაც კი. ხშირია შემთხვევები, როდესაც ზაფხულში ნიადაგის ზედაპირის ძლიერი გადახურებისას მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი რამდენჯერმე აჭარბებს გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობას.

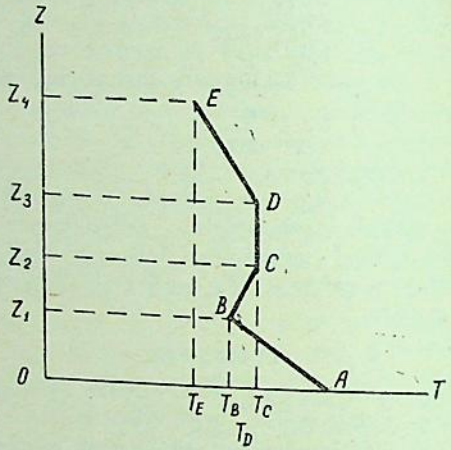
ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება შეიძლება გამოისახოს განტოლებით:

$$T_z^1 = T_0^1 - \gamma Z \qquad (111)$$

ეს ფორმულა იძლევა რეალურ პირობებში ატმოსფეროს სვეტში მიმდინარე ტემპერატურის ცვლილების დახასიათების საშუალებას ან, როგორც მიღებულია, ატმოსფეროს თერმულ სტრატიფიკაციას. იგი გრაფიკულად გამოსახულია ნახ. 22-ზე. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ატმოსფეროს სვეტის სხვადასხვა ფენებში ტემპერატურის სტრატიფიკაცია შეიძლება სხვადასხვანაირი იყოს. იგი დამოკიდებულია ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის (γ) სიდიდესა და ნიშანზე; ამიტომაა, რომ ნახ. 22-ზე ტემპერატურის მსვლელობა ტეხილი ხაზითაა წარმოდგენილი ($ABCDE$); მაგალითად, ქვედაფენებში γ დადებითია და ტემპერატურის ნორმალურ დაცემას აქვს ადგილი (AB); Z_1Z_2 სიმაღლეზე γ უარყოფით ნიშანს იღებს და ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით მატულობს, ე. ი. ადგილი აქვს ტემპერატურის ინვერსიას (BC); Z_2Z_3 მონაკვეთზე $\gamma = 0$, ე. ი. ეს ფენა იზოთერმულია (CD) და ა. შ. მაშასადამე, ატმოსფეროს მთელ სიმაღლეზე ტემპერატურის განაწილების სხვადასხვა სურათი შეიმჩნევა. იგი დაკავშირებულია დედამიწის გათბობა-გაცივების პროცესზე. სხვადასხვა ჰაერის მასათა ცვლაზე, ფრონტალურ და ციკლონურ პროცესებსა და სხვ.

საჭიროა განვასხვავოთ ატმოსფეროს სვეტში რეალურად მიმდინარე ტემპერატურის ცვლილება მშრალი და ტენადიაბატური

პროცესებით გამოწვეული ტემპერატურის ცვლილებისაგან, ე. ი. არ უნდა ავურიოთ ერთმანეთში რეალური გრადიენტი (γ) მშრალ (γ_a) ან ტენადიაბატურ (γ_a') გრადიენტთან, რადგან ისინი როგორც პროცესებით, ისე სიდიდით განსხვავებულნი არიან.



ნახ. 22. ატმოსფეროს ტემპერატურული სტრატიფიკაცია

§ 4. ატმოსფეროს ტემპერატურული სტრატიფიკაცია და მისი გავლენა კონვექციური მოძრაობის განვითარებაზე

წინა თავებში აღნიშნული იყო, რომ ატმოსფეროში ადგილი აქვს განუწყვეტელ ვერტიკალურ მოძრაობას (აღმავალი და დაღმავალი დენები). მათი წარმოშობა ძირითადად დაკავშირებულია თერმულ კონვექციასა და ქარით გამოწვეულ ჰაერის ტურბულენტურ მოძრაობასთან. ორივე ეს პროცესი იწვევს ჰაერის ვერტიკალურ შერევას. კონვექციური მოძრაობაც ტურბულენტური ხასიათისაა, რადგან იგი სხვადასხვა დონეზე ჰაერის უწესრიგო შერევას იწვევს.

ჰაერის ნაწილაკის ვერტიკალური მოძრაობის განვითარება ძირითადად დამოკიდებულია ამავე (T) და გარემომცველი ჰაერის (T') ტემპერატურათა სხვაობის სიდიდეზე; რაც უფრო მეტია ტემპერატურათა სხვაობა ($T—T'$) აღმავალ და გარემომცველ ჰაერს შორის, მით უფრო ინტენსიურია კონვექცია.

განვიხილოთ კონვექციური მოძრაობასა და მის აჩქარებასთან დაკავშირებული ზოგიერთი საკითხი.

ვერტიკალური მიმართულებით მოძრავ ერთეული მოცულობის ჰაერზე მოქმედებს ორი ძალა: სიმძიმის ძალა, რომელიც ქვემოთაა მართულია ზემოთ, ხოლო როცა $\rho' > \rho$, ნაწილაკი ძირს ეშვება. ამ წევი ძალა, რომლის სიდიდეც $g\rho'$ ტოლია, და მიმართულია ვერტიკალურად ზემოთ. ამ ორი ძალის სხვაობა გვაძლევს ისეთ ძალას, რომელიც ერთეულ მოცულობა ჰაერზე მოქმედებს და ამოძრავებს მას ვერტიკალური მიმართულებით. მაშასადამე, ეს ძალა იქნება

$$F = g(\rho' - \rho). \tag{112}$$

აქ ρ' გარემომცველი ჰაერის, ხოლო ρ ჰაერის ნაწილაკის სიმკვრივეა.

(112) განტოლებიდან გამომდინარეობს, რომ თუ გარემომცველი ჰაერის სიმკვრივე ρ' მეტია აღმავალი ნაწილაკის ρ სიმკვრივეზე ($\rho' > \rho$), მაშინ ჰაერი იძენს ვერტიკალურ აჩქარებას და მიმართულია ზემოთ, ხოლო როცა $\rho' < \rho$, ნაწილაკი ძირს ეშვება. ამრიგად, აღნიშნული F ძალის მეშვეობით ჰაერის ნაწილაკი იღებს აჩქარებას, რომელიც გამოითვლება ფორმულით:

$$a = \frac{\rho' - \rho}{\rho} \cdot g. \tag{113}$$

კლაპეირონის განტოლებიდან ცნობილია, რომ მუდმივი წნევის დროს სიმკვრივე აბსოლუტური ტემპერატურის უკუპროპორციულია, ე. ი. $\frac{\rho'}{\rho} = \frac{T}{T'}$, ამრიგად, თუ ტოლობის ორივე მხარეს გამოვაკლებთ 1-ს. მაშინ

$$\frac{\rho' - \rho}{\rho} = \frac{T - T'}{T'};$$

(113) ფორმულაში ჩასმის შემდეგ მივიღებთ კონვექციის აჩქარების ფორმულას:

$$a = \frac{T - T'}{T'} \cdot g \tag{114}$$

როგორც (114) ფორმულიდან ჩანს, კონვექციის აჩქარების სიდიდე და ნიშანი დამოკიდებულია ერთეულ მოცულობა ჰაერის და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობაზე $(T - T')$; თუ $T - T'$ დადებითია $(T > T')$, მაშინ კონვექციის აჩქა-

რებაც დადებითია და ჰაერის ნაწილაკი ადის მაღლა, და — პირიქით, თუ $T<T'$ აჩქარება უარყოფითია, რადგან ნაწილაკი გარემომცველ ჰაერზე უფრო ცივია და დაბლა ეშვება. ორივე ტემპერატურის ტოლობის შემთხვევაში ($T=T'$) კონვექციის აჩქარებას საერთოდ ადგილი არ ექნება.

როგორც ზემოთ დავინახეთ, ატმოსფეროს ვერტიკალური სტრატიფიკაციის (მისი მდგრადობის და არამდგრადობის) დადგენისათვის კრიტერიუმად მოვიშველიეთ მოძრავი ჰაერის ნაწილაკისა და გარემომცველი ჰაერის სიმკვრივეებისა (ρ, ρ') და ტემპერატურების (T, T') თანაფარდობის მეთოდი. ვინაიდან აღნიშნული ელემენტების განსაზღვრა შედარებით გაძნელებულია და ამასთან ერთად სითბური კონვექციის წარმოშობისა და განვითარების პროგნოსტიკული საკითხები ოპერატიულ გადაწყვეტას მოითხოვს, ამიტომ მიზანშეწონილად ცნეს ზემოაღნიშნული თანაფარდობები (ρ'—ρ და T—T') შეიცვალოს უფრო მოსახერხებელი ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტებით.

ამისათვის დავუშვათ, რომ მშრალი ან ტენიანი, მაგრამ უნაჯერო გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა (T') სიმაღლის მიხედვით იცვლება (111) განტოლების თანახმად:

$$T'_z=T'_0-\gamma Z,$$

ხოლო აღნიშნულ ფენაში ჰაერის ნაწილაკი აღმავალ დენას განიცდის Z დონემდე და მისი ტემპერატურა იცვლება (107) განტოლების მიხედვით:

$$T_z=T_0-\gamma_a Z.$$

მაშინ ჰაერის ნაწილაკისა (T) და გარემომცველი ჰაერის (T') ტემპერატურებს შორის სხვაობის სიდიდე (თუ საწყისი ტემპერატურები $T_0=T'_0$) დამოკიდებული იქნება მათი გრადიენტების თანაფარდობაზე:

$$T_z-T'_z=z(\gamma-\gamma_a). \qquad (115)$$

(115) ფორმულიდან შეიძლება დავასკვნათ:

1. იმ შემთხვევაში, თუ $\gamma<\gamma_a$, ე. ი. აღმავალი ჰაერის მასა უფრო ცივია და მკვრივი გარემომცველზე, მაშინ საწყისი დონიდან ზემოთ გადაადგილებული ჰაერის ნაწილაკი ეცდება დაუბრუნდეს თავის პირვანდელ მდგომარეობას, რომელსაც ატმოსფეროს მდგრად სტრატიფიკაციას უწოდებენ.

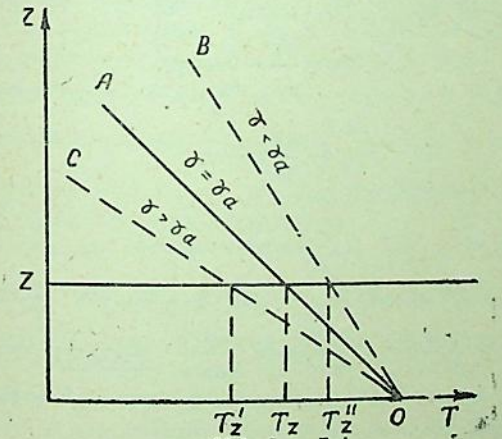
2. თუ $\gamma>\gamma_a$, მაშინ ტემპერატურათა სხვაობა ($T>T'$) დადები-

თია და აღმავალი ჰაერის მასა უფრო თბილია გარემომცველზე, ნაწილაკის ვერტიკალურად მოძრაობისას (ზემოთ ან ქვემოთ) ტემპერატურათა სხვაობა ($T—T'$) უფრო იზრდება და კონვექციის აჩქარებაც მატულობს. ატმოსფეროს ასეთ წონასწორობას არამდგრად სტრატიფიკაციას უწოდებენ.

3. თუ $\gamma = \gamma_a$, მაშინ $T = T'$, ე. ი. ატმოსფეროს ნებისმიერ დონეზე აღმავალი და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურები ერთმანეთის ტოლია და ჰაერის ნაწილაკი რჩება იმ სიმაღლეზე, რომელზეც ის იქნა ატანილი გარეგანი ძალის მიერ. კონვექციური პროცესები წყდება. ატმოსფეროს აღნიშნულ სტრატიფიკაციას გ ა ნ უ რ ჩ ე ვ ე ლ წონასწორობას უწოდებენ.

ამრიგად, ატმოსფეროს ვერტიკალური წონასწორობის პირობები განისაზღვრება ჰაერის თერმული სტრატიფიკაციით, ე. ი. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდით.

ზემოაღნიშნულის საილუსტრაციოდ შეიძლება გამოვიყენოთ ატმოსფეროს თერმული წონასწორობის განსაზღვრის გრაფიკული მეთოდი. ნახ. 23-ზე OA ხაზი მშრალი ადიაბატია, რომელიც 45°-ითაა დახრილი აბსცისთა ღერძზე და გამოთვლილია ფორმულით— $T_z = T_0 — \gamma_a Z$. აქვე მოცემულია OB და OC სწორი ხაზები—გამოთვლილი ფორმულით $T'_z = T'_0 — \gamma Z$; ეს ხაზები წარმოადგენს ტემპე-



ნახ. 23. ატმოსფეროს ტემპერატურული წონასწორობის პირობები.

რატურის ფაქტიურ განაწილებას ატმოსფეროში, რომლებიც სხვადასხვა კუთხითაა დახრილი.

როგორც ნახაზიდან ჩანს, თუ $\gamma < \gamma_a$, მაშინ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროში უფრო ნელა ეცემა, ვიდრე მშრალ ადიაბატზე; z სიმაღლეზე ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის ნაწილაკის ტემპერატურა გარემომცველ ჰაერზე უფრო ნაკლები იქნება, ამიტომაც მდგრადი სტრატიფიკაციის ხაზი მშრალი ადიაბატის მარჯვნივ გაივლის.

თუ $\gamma = \gamma_a$ ან, რაც იგივეა, $\gamma = 1°/100$ მ, განურჩეველი სტრატიფიკაციის ხაზი მშრალ ადიაბატს ემთხვევა.

თუ $\gamma > \gamma_a$, მაშინ გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა ნაკლები იქნება ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის ნაწილაკის ტემპერატურაზე, რის გამოც არამდგრადი სტრატიფიკაციის ხაზი მშრალი ადიაბატის მარცხნივ გაივლის.

მშრალი ჰაერის მდგრადობის მდგომარეობა შეიძლება დავახასიათოთ პოტენციური ტემპერატურის მეშვეობითაც. ამისათვის გამოვიყენოთ პოტენციური ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების (110) ფორმულა:

$$\theta = T_0 + \gamma_a z.$$

გავაწარმოოთ იგი z-ით, მივიღებთ:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \gamma_a,$$

ვინაიდან

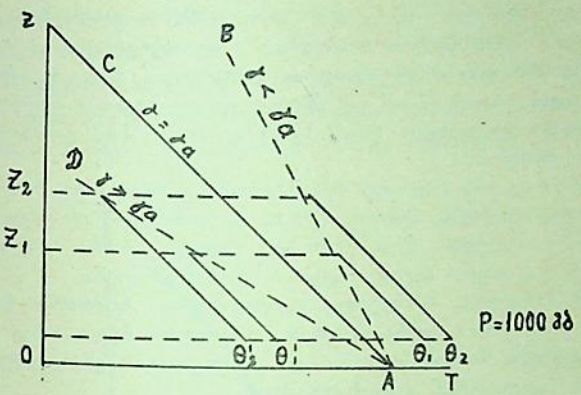
$$-\frac{dT}{dz} = -\gamma,$$

ამიტომ

$$\frac{d\theta}{dz} = \gamma_a - \gamma. \tag{116}$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, პოტენციური ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)$ დამოკიდებული ყოფილა ატმოსფეროს სტრატიფიკაციასა და, კერძოდ, γ გრადიენტის სიდიდეზე (ნახ. 24).

1 ატმოსფეროს მდგრადი წონასწორობისას, როცა $\gamma < \gamma_a$ (24-ე ნახაზის AB სტრატიფიკაციის ხაზი) პოტენციური ტემპერატურა



ნახ. 24. პოტენციური ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით

სიმაღლის მატებით იზრდება $\left(\frac{d\theta}{dz} > 0\right)$. მართლაც, თუ Z_1 დონიდან ჰაერის ნაწილაკს მშრალადიაბატურად (AC მშრალი ადიაბატის პარალელურად) დავუშვებთ $P=1000$ მბ სტანდარტულ წნევამდე, მივიღებთ θ_1 ტემპერატურას, ხოლო Z_2 სიმაღლიდან დაშვებისას ნაწილაკის ტემპერატურა მოიმატებს და გაუტოლდება θ_2-ს

2. განურჩეველი წონასწორობისას როცა $\gamma = \gamma_a$ (AC მშრალი ადიაბატას ხაზი), θ სიდიდე უცვლელია $\left(\frac{d\theta}{dZ} = 0\right)$, რადგან ნებისმიერი დონიდან სტანდარტულ წნევამდე ადიაბატურად დაშვებული ნაწილაკის ტემპერატურა არ შეიცვლება და

3. არამდგრადი წონასწორობისას (AD ხაზი), როცა $\gamma > \gamma_a$, $\frac{d\theta}{dz} < 0$, ე. ი θ სიმაღლით კლებულობს. მართლაც, თუ Z_1 სიმაღლიდან ნაწილაკს მშრალადიაბატურად დავუშვებთ სტანდარტულ წნევამდე, მაშინ მისი ტემპერატურა გახდება θ_1', ხოლო Z_2 დონიდან დაშვებისას ტემპერატურა შემცირდება და გაუტოლდება θ_2'-ს.

მშრალი ან გაუჯერებელი ჰაერის მდგრადობის პირობები, რომლებიც ჩვენ ზემოთ განვიხილეთ, რეალურ პირობებში მიახლოებით სრულდება, მიუხედავად იმისა, რომ ატმოსფეროში ადგილი

აქვს აღმავალი და დაღმავალი ჰაერის სითბოს გაცვლას გარემომცველ ჰაერთან.

დავუბრუნდეთ კონვექციურ პროცესებს. როგორც ზემოთ დავინახეთ, ატმოსფეროს არამდგრადი სტრატიფიკაციისას კონვექციური პროცესები ინტენსიურად ვითარდება, რადგან სიმაღლის ზრდასთან ერთად (T—T') ტემპერატურული სხვაობა იზრდება. ეს მოძრაობა გრძელდება მანამ, სანამ აღმავალი მასა გარემომცველ მასაზე თბილია.

ატმოსფეროს მდგრადი წონასწორობა ვერტიკალურ მოძრაობას საერთოდ ანელებს, შემდეგ აჭრობს და კონვექცია არ ვითარდება. ყველაზე მდგრად წონასწორობად ატმოსფეროში იზოთერმია ($\gamma=0$) და, უფრო მეტად, ინვერსია ($\gamma<0$) ითვლება.

იმ სიმაღლეს, რომელზეც ვერტიკალური მოძრაობა წყდება, კონვექციის დონე ეწოდება. რაც უფრო მეტია საწყის ტემპერატურებს შორის სხვაობა და ვერტიკალური გრადიენტი, მით უფრო მაღლა იწევს კონვექციის დონე.

შეიძლება გამოვითვალოთ კონვექციის დონე, თუ კონვექციის აჩქარების (95) ფორმულაში ჩავსვამთ აღმავალ (T) და გარემომცველ (T') ჰაერის ტემპერატურათა ვერტიკალური განაწილების სიდიდეებს (87-ე და 90-ე ფორმულები):

$$a=g\frac{T_0}{T'}\frac{T'_0}{}-g\frac{\gamma_a-\gamma}{T'}z,$$

საიდანაც კონვექციის დონე

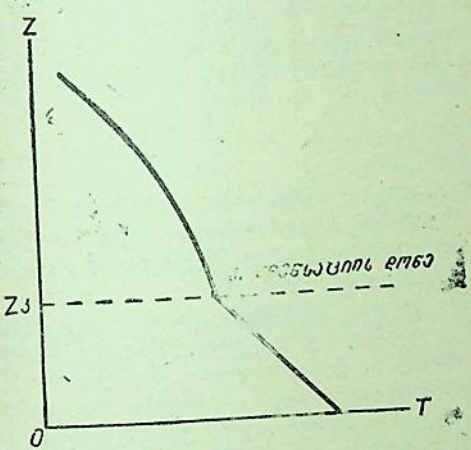
$$z=\frac{T_0-T'_0}{\gamma_a-\gamma} \qquad (117)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, კონვექციის დროს ჰაერის მასა შეიძლება ავიდეს იმ სიმაღლემდე, ვიდრე მისი ტემპერატურა (T_0) არ გაუთანასწორდება გარემომცველ ჰაერის ტემპერატურას (T'_0). ამასთან γ_a და γ გრადიენტთა თანაფარდობას გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება.

§ 5. ტენადიაბატური პროცესები

ტენადიაბატური ეწოდება ისეთ პროცესს, რომელიც მიმდინარეობს ტენით გაჟღენთილ (ნაჯერ) ჰაერში. ნაჯერ ჰაერში მიმდინარე თერმოდინამიკური პროცესები ძირითადად განსხვავდება მშრალი ჰაერის პროცესებისაგან როგორც რაოდენობრივად, ისე ხარისხობ-

რივად. განვიხილოთ აღმავალი ტენიანი ჰაერის ადიაბატური პროცესი. ტენით გაუჯღენთავი აღმავალი ჰაერის მდგომარეობა სიმაღლის მიხედვით იცვლება მშრალი ადიაბატური კანონზომიერებით მანამ, სანამ იგი ნაჯერ მდგომარეობას ($r=100\%$) მიაღწევდეს. აღნიშნულ დონეს კონდენსაციის დონეს ($Z_კ$) უწოდებენ (ნახ. 25).



ნახ. 25. ტემპერატურის ცვლილება აღმავალ ტენიან ჰაერში

კონდენსაციის დონის ($Z_კ$) ზემოთ მიმდინარეობს წყლის ორთქლის ფაზური გადასვლა წყლის წვეთებში (კონდენსაცია) ან უშუალოდ ყინულის კრისტალებში (სუბლიმაცია). კონდენსაციისა და სუბლიმაციის შედეგად გამოიყოფა სითბოს რაოდენობა L, რომელიც ტოლია ორთქლადქცევის ფარული სითბოსი; ცნობილია, რომ t ტემპერატურის პირობებში, წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს გამოიყოფა

$L=597-0{,}647t$ კალ/გ, ხოლო სუბლიმაციის დროს გამოყოფილი სითბო შეადგენს $L=677\approx$ ≈ 680 კალ/გ.

წყლის ორთქლის კონდენსაციის (სუბლიმაციის) დროს გამოყოფილი სითბო, რომელიც იმავე ჰაერის გათბობაზე დაიხარჯებოდა, გამოიწვევდა, მშრალადიაბატურ პროცესებთან შედარებით, სიმაღლის ზრდის მიხედვით ჰაერის შემდგომი გაცივების შენელე-

ბას და მის ცვლილებას ტენადიაბატური კანონის მიხედვით. ამიტომაა, რომ 25-ე ნახაზზე მოცემული კონდენსაციის დონეს ზემოთ ადიაბატურად აღმავალი ნაჯერი ჰაერის ნაწილაკის გზა, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის შემცირების გამო, მოხრილია და აღნიშნული მდგომარეობის მრუდს ტ ე ნ ა დ ი ა ბ ა ტ ს უწოდებენ.

ტენადიაბატური პროცესების ძირითად მახასიათებლად გამოყენებულია ტემპერატურის ტენადიაბატური გრადიენტი, რომელიც წარმოადგენს ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას ერთეულ სიმაღლეზე. მას გამოითვლიან (118) განტოლების მეშვეობით:

$$\gamma'_a = \gamma_a + \frac{L}{C_p}\frac{dS_m}{dZ} \qquad (118)$$

სადაც γ'_a და γ_a—ტენადიაბატური და მშრალადიაბატური გრადიენტებია; L—კონდენსაციის ფარული სითბო; C_p—სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს; S_m—ნაჯერი ორთქლის ხვედრითი ტენიანობა.

ფორმულა ნათლად გვიჩვენებს კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი L სითბოს გავლენას აღმავალი ნაჯერი ჰაერის ტენადიაბატურ გრადიენტზე. ტენადიაბატური პროცესებისას ტემპერატურა სიმაღლით მით უფრო ნელა მცირდება, რაც უფრო მეტია ნაჯერ მდგომარეობაში მყოფი ჰაერის ტენშემცველობა (რაც, თავის მხრივ, ტემპერატურასა და წნევაზეა დამოკიდებული). იმის გამო, რომ კონდენსაციის შედეგად ნაჯერი ჰაერის ხვედრითი ტენიანობა S_m მცირდება, ამიტომ ყველა შემთხვევაში ტენადიაბატური გრადიენტი ნაკლები იქნება მშრალადიაბატურზე ($\gamma'_a < \gamma_a$).

მშრალადიაბატური გრადიენტისაგან განსხვავებით, ტენადიაბატური გრადიენტის სიდიდე მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ჰაერის ტემპერატურასა და წნევაზე (იხ. ცხრ. 44). წნევის კლება ტენადიაბატური გრადიენტის (γ_a) მნიშვნელობის შემცირებას იწვევს, ხოლო ტემპერატურის კლება მის მატებას და იგი თანდათანობით მშრალ ადიაბატურს (1°/100 მ) უახლოვდება. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ორთქლით ნაჯერ აღმავალ ჰაერში კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბოს რაოდენობა სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით მცირდება და ტენადიაბატური გრადიენტი მატულობს. ამის შედეგია, რომ ტენადიაბატი წარმოადგენს მრუდ ხაზს (ნახ. 25).

ცხრილი 44

ტენდიაბატური გრადიენტის (γ'_a) მნიშვნელობა ტემპერატურასა და წნევასთან დამოკიდებულებით

წნევა მბ-ით	ტემპერატურა (გრად.)						
	—40	—20	—10	0	10	20	40
1000	0.95	0.87	0.77	0.65	0 53	0 44	0 32
800	0 94	0.85	0.73	0.62	0 50	0.40	0.29
500	0.92	0.77	0.64	0 52	0.41	0.33	0.25

იმ შემთხვევაში, როცა მიწისპირა ჰაერის ფენები არ არის ნაჯერ მდგომარეობაში, აღმავალი ჰაერის ტემპერატურის შემცირება კონდენსაციის დონემდე მშრალი ადიაბატით მიმდინარეობს; თუ ნიადაგის ზედაპირთან ჰაერი ორთქლითაა გაჟღენთილი, მაშინ კონდენსაციის დონეც ზედაპირზეა და მდგომარეობის მრუდი ტენადიაბატურს გაუყვება.

კონდენსაციის დონის ($Z_{კ.}$) მიახლოებითი განსაზღვრა შესაძლებელია სხვადასხვა ფორმულით, მათ შორის აღსანიშნავია ფორმულა

$$Z_{კ.} = 122\ (t - \tau), \tag{119}$$

სადაც t ჰაერის ტემპერატურაა, ხოლო τ — ნამის წერტილი. თუ ცნობილია შეფარდებითი ტენიანობა (r), მაშინ კონდენსაციის დონე ($z_{კ.}$) განისაზღვრება ფორმულით:

$$Z_{კ.} = 22\,(100 - r). \tag{120}$$

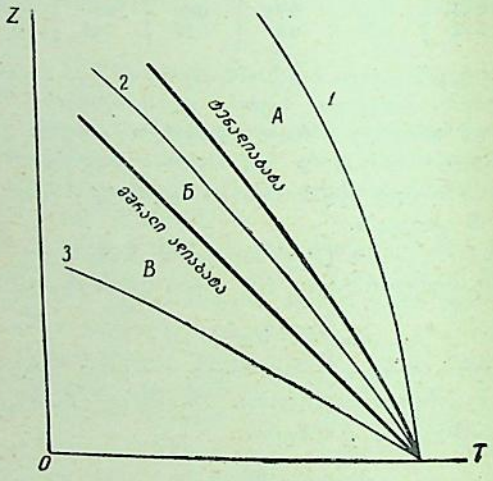
ახლა განვიხილოთ ორთქლით ნაჯერი ჰაერის მდგრადობის პირობები.

ატმოსფეროში ტენიანი ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობის განვითარების პირობების დადგენა შესაძლებელია, თუ ტემპერატურის ფაქტიურ განაწილებას (სტრატიფიკაციის მრუდს) შევადარებთ ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის მრუდს, ე. ი. კონდენსაციის დონემდე მშრალადიაბატს, ხოლო მის ზემოთ—ტენადიაბატს. მშრალი ჰაერის მდგრადობის პირობების მსგავსად ნაჯერ ჰაერშიც ატმოსფეროს წონასწორობის სამი შემთხვევა გვხვდება: ა) $\gamma > \gamma'_a$ — ტენუმდგრადი, ბ) $\gamma = \gamma'_a$—ტენგანურჩეველი და გ) $\gamma < \gamma'_a$ ტენმდგრადი მდგომარეობა.

მაგრამ ტემპერატურის ფაქტიური განაწილების მრუდების შე-

დარება მშრალ და ტენადიაბატურ პროცესებთან გვაძლევს ატმოსფეროს სტრატიფიკაციის ხუთ სხვადასხვა შემთხვევას (ნახ. 26).

1. $\gamma < \gamma'_a < \gamma_a$ — მშრალი და ტენმდგრადი ან აბსოლუტურად მდგრადი სტრატიფიკაცია. იგი პირველ მრუდს გაუყვება.
2. $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ — მშრალი მდგრადი და ტენგანურჩეველი სტრატიფიკაცია. სტრატიფიკაციის მრუდი ემთხვევა ტენადიაბატურისას.



ნახ. 26. ტენიანი ჰაერის მდგრადობის პირობები

3. $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ — მშრალი მდგრადი და ტენუმდგრადი სტრატიფიკაცია. იგი 2 მრუდს გაუყვება.
4. $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ — მშრალი განურჩეველი და ტენუმდგრადი სტრატიფიკაცია. სტრატიფიკაციის მრუდი ემთხვევა მშრალადიაბატურისას.
5. $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ — მშრალი და ტენუმდგრადი ან აბსოლუტურად არამდგრადი სტრატიფიკაცია.

აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ჩვენ მიერ განხილული პროცესები, რომლებიც წყლის ორთქლის კონდენსაციასთანაა (სუბლიმაციასთან) დაკავშირებული, შეიძლება მიმდინარეობდეს ორი მიმართულებით: 1. იმ შემთხვევაში, როდესაც კონდენსაციის პროდუქტები (წყლის

წვეთები, ყინულის კრისტალები, თოვლი) რჩება განსახილველ მოცულობა ჰაერში, მოძრაობს მასთან ერთად და არ გამოიყოფა ნალექების სახით დედამიწაზე. მაშინ პროცესი მშრალადიაბატურის მსგავსად შეკუმშვადია, ხოლო თვით პროცესი — ტენადიაბატური; 2. თუ კონდენსაციის პროდუქტები ნალექების სახით გამოიყოფა და მოგვევლინება დედამიწაზე, მაშინ პროცესი შეუკუმშვადია და ცნობილია ფსევდოადიაბატური პროცესების სახელწოდებით (ამ საკითხს ქვემოთ განვიხილავთ).

§ 6. ეკვივალენტური და ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურა. ფსევდოადიაბატური პროცესები

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მშრალადიაბატური პროცესების დროს თუ პოტენციური ტემპერატურა უცვლელი რჩება და სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების ურთიერთშედარების საშუალებას იძლევა, ეს არ ითქმის წყლის ორთქლით ნაჯერი ჰაერის ტენადიაბატურ პროცესებზე; ამ დროს θ მნიშვნელოვნად იცვლება და გამოუყენებელი რჩება. ცნობილია, რომ ნოტიო ჰაერი წყლის ორთქლის კონდენსაციის ფარული სითბოს ხარჯზე უფრო მეტი შინაგანი ენერგიით ხასიათდება, ვიდრე მშრალი ჰაერი. ჩვეულებრივი მოლეკულური და პოტენციური ტემპერატურები კონდენსაციის ფარულ სითბოს არ ითვალისწინებენ. ნოტიო ჰაერის მთელი სითბური ენერგიის კარგ მაჩვენებლად შეიძლება მივიღოთ ეკვივალენტური ტემპერატურა, რომელიც შეიძლება ასე ჩამოვაყალიბოთ:

ეკვივალენტური ტემპერატურა ეწოდება ისეთ ტემპერატურას, რომელსაც მიიღებდა ნოტიო ჰაერი, თუ მასში არსებული მთელი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბო მოხმარდებოდა იმავე ჰაერის გათბობას (მუდმივი წნევის პირობებში).

მაშასადამე,

$$T_e = T + \Delta T_e \tag{121}$$

სადაც ΔT_e არის ტემპერატურის ნამატი წყლის ორთქლის კონდენსაციის ფარული სითბოს ხარჯზე; T_e და T ეკვივალენტური და ჩვეულებრივი ტემპერატურებია

(121) განტოლებაში ΔT_e წარმოადგენს სითბოს ეკვივალენტურ დანამატს ან ეკვივალენტურ სხვაობას ($\Delta T_e = T_e - T$) და იმავე როლს ასრულებს, რასაც (118) განტოლებაში ძირე წევრი $\left(\frac{L}{C_p}\frac{dS_m}{dZ}\right)$; ეს

უკანასკნელი კი, როგორც ცნობილია, ძირითადად განსაზღვრავს ტენადიაბატური გრადიენტის (γ_a) მნიშვნელობას. რომელიც საგრძნობ ფარგლებში იცვლება ტემპერატურასა და წნევასთან დამოკიდებულებით (იხ. ცხრ. 44). ამრიგად, ΔT_e შეიძლება განვსაზღვროთ განტოლებით:

$$\Delta T_e = \frac{L}{C_p} \cdot S \qquad (122)$$

თუ (122) ფორმულაში ჩავსვამთ მიახლოებით სიდიდეებს, მაშინ

$$\Delta T_e = \frac{600}{240} S = 2{,}5 \cdot S.$$

წყლის ორთქლის სუბლიმაციის დროს (წყლის ორთქლის მყარ მდგომარეობაში გადასვლა) სუბლიმაციის ფარული სითბო 680 კალორიას შეადგენს; ამ შემთხვევაში ეკვივალენტური სხვაობა

$$\Delta T_e = \frac{680}{240} S = 2{,}8 \cdot S.$$

ამგვარად, ეკვივალენტურ ტემპერატურას წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს ასეთი სახე ექნება:

$$T_e = T + 2{,}5 \cdot S, \qquad (123)$$

ხოლო სუბლიმაციის დროს ასეთი:

$$T_e = T + 2{,}8 \cdot S. \qquad (124)$$

ტემპერატურის ეკვივალენტური ნამატი (ΔTe) მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება (ცხრ. 45).

ცხრილი 45

ΔTe მნიშვნელობები ორთქლით გაჯერებული კონდენსაციის დონის ტემპერატურასთან დამოკიდებულებით

$t°$	−30	−20	−10	0	10	20	30
$\Delta T_e°$	0,6	1 6	4,0	9 5	19,2	36.6	67,1

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ΔTe სწრაფად მატულობს ტემპერატურის ზრდასთან ერთად, რადგან მასთან ერთად მკვეთრად იმატებს ნაჯერი ხვედრითი ტენიანობის (S_m) მნიშვნელობა. როგორც გ. სულაქველიძის გამოკვლევებიდან ირკვევა. საქართვე-

ლოს და ზომიერ განედებზე კონდენსაციის დონის ტემპერატურა იშვიათად აღემატება 10—15°-ს, ხოლო ტროპიკულ ნაწილში შეიძლება მან 20—25°-ს გადააჭარბოს.

იმ შემთხვევაში, თუ ეკვივალენტურ ტემპერატურას მშრალადიაბატურად დავიყვანთ სტანდარტულ წნევამდე ($P=1000$ მბ), მივიღებთ ეკვივალენტურ-პოტენციურ (θ_e)ტემპერატურას.

ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურის მისაღებად საკმარისია პოტენციური ტემპერატურის (109) ფორმულაში ტემპერატურა (T_0) შეცვალოს ეკვივალენტური ტემპერატურით (T_e). მაშასადამე,

$$\theta_e = T_e \left(\frac{1000}{P}\right)^{0,286} \tag{125}$$

როგორც ვხედავთ, θ_e წარმოადგენს პოტენციური ტემპერატურის (θ) ეკვივალენტურ ნამატს, ამიტომ (125) განტოლება შეიძლება ასეც წარმოვადგინოთ:

$$\theta_e = T\left(\frac{1000}{P}\right)^{0,286} + \Delta T_e$$

ან

$$\theta_e = \theta + \frac{LS}{C_p} = \theta + 2{,}5S.$$

ეკვიპოტენციური ტემპერატურა (θ_e) მეტი რჩება პოტენციურზე (θ) მანამ, სანამ კონდენსაციის დონის ზემოთ არ მოხდება ორთქლის მთელი მარაგის კონდენსაცია (სუბლიმაცია) და ხვედრითი ტენიანობა (S_m) არ გაუტოლდება ნულს.

ზემოთ მოყვანილი ფორმულებიდან ირკვევა, რომ თუ პოტენციური ტემპერატურა θ მუდმივი რჩება ჰაერის ნაწილაკის მშრალადიაბატზე მოძრაობის პროცესში და იცვლება ტენადიაბატურისა და ფსევდოადიაბატური პროცესების დროს, ეკვიპოტენციური ტემპერატურა θ_e სამივე პროცესის დროს ინარჩუნებს კონსერვატიულ თვისებებს (მუდმივობას). ამიტომ θ_e შემწეობით შესაძლებელი ხდება, მრავალფეროვანი პროცესების მიმდინარეობის მიუხედავად, ჰაერის მასების ინდივიდუალური თვისებების შესწავლა.

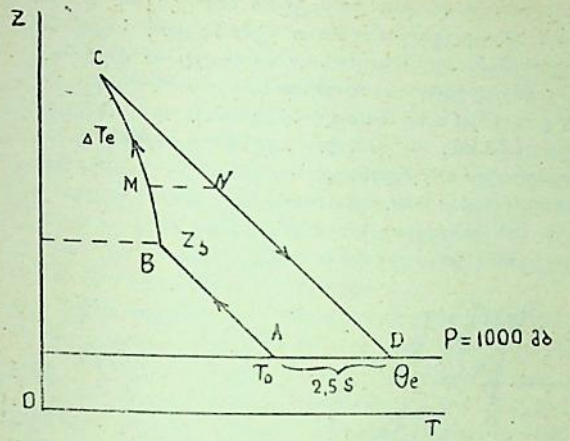
ზემოაღნიშნულის საილუსტრაციოდ მოგვყავს 27-ე ნახაზი, სადაც მოცემულია ფსევდოადიაბატური (ასევე ტენადიაბატური) პროცესების დახასიათება. დავუშვათ, რომ ტენიანი, მაგრამ უნაჯერო ჰაერი T_0 ტემპერატურით და S ხვედრითი ტენიანობით მშრალ

ადიაბატურად ადის AB ადიაბატზე (ტემპერატურა ეცემა 1°/100 მ). მიაღწევს რა კონდენსაციის დონეს ($Z_კ$), მისი შემდგომი აღმასვლა წარიმართება (BC) ტენადიაბატით მანამ, სანამ მასში არსებული მთელი წყლის ორთქლის კონდენსაცია არ მოხდება (ე. ი. $s=0$) და გამოყოფილი სითბო ($\Delta T_ε$) არ მოხმარდება იმავე ნაცულობის ჰაერის გათბობას (მივიღებთ ეკვივალენტურ ტემპერატურას $Te=T_0^s+\Delta T_ε$). ამასთან ერთად, კონდენსაციის პროდუქტები (წვიმა, თოვლი და სხვ.) დედამიწაზე გვევლინება ნალექების სახით. თუ აღნიშნულ ჰაერის მასას CD სწორით მშრალადიაბატურად დავუშვებთ სტანდარტულ წნევამდე (D წერტილამდე), მივიღებთ ეკვივალენტურ პოტენციურ ტემპერატურას. ვინაიდან კონდენსაციის დონემდე პოტენციური ტემპერატურა $θ=T_0$ და AB მშრალადიაბატზე იგი მუდმივი რჩება, კონდენსაციის დონის ზემოთ $θ$ იწყებს მატებას $T_0+2,5S$ სიდიდით.

ეკვივალენტურ - პოტენციური $θ_ε$ ტემპერატურის მისაღებად, მშრალადიაბატური AB და ტენადიაბატური BC მდგომარეობის მრუდების ნებისმიერი წერტილების ტემპერატურას თუ დავუმატებთ $2,5S$ სიდიდეს (მაგ., MN მონაკვეთზე), მაშინ იგი მიგვიყვანს CD მშრალადიაბატზე, საიდანაც ძირს დაშვებისას D წერტილში მივიღებთ იმავე სიდიდის $θ_ε$ ტემპერატურას როგორც ვხედავთ, $θ_ε$ უცვლელი რჩება როგორც მშრალი, ტენიანი, ისე ფსევდოადიაბატური პროცესების დროს, ხოლო ეს უკანასკნელი პროცესი შეუქცევადია.

თუ კონდენსაციის პროცესები ცვალებადი წნევის პირობებში მიმდინარეობს, მაშინ $θ_ε$ ტემპერატურის მაგივრად სარგებლობენ ფსევდოპოტენციური ტემპერატურით ($θ_3$). ისინი ერთმანეთისაგან მცირედ განსხვავდებიან, მაგრამ მაღალი ტემპერატურის პირობებში $θ_3$ რამდენადმე აღემატება $θ_ε$-ს.

იმ შემთხვევაში, როდესაც წყლის ორთქლის კონდენსაციის პროდუქტები რჩება ნაკლებულ მოცულობა ჰაერში, მასთან ერთად მოძრაობს და არ გამოიყოფა ნალექების სახით დედამიწაზე, მაშინ მოძრავი ჰაერის ნაწილაკის თერმოდინამიკური ცვლილება წარიმართება ტენადიაბატურად, ე. ი. ძირს ეშვება არა CD მშრალადიაბატით (იხ. 27-ე ნახაზი), არამედ ჯერ CB ტენადიაბატით (ტენადიაბატური გრადიენტის სიდიდით თბება, კონდენსაციის პროდუქტები თანდათანობით ორთქლდება), ხოლო შემდგომ AB მშრალი ადიაბატით უბრუნდება თავდაპირველ A წერტილს T_0



ნახ. 27. ფსევდოადიაბატური პროცესები და ეკვივალენტურ-პოტენციური და ფსევდოპოტენციური ტემპერატურები.

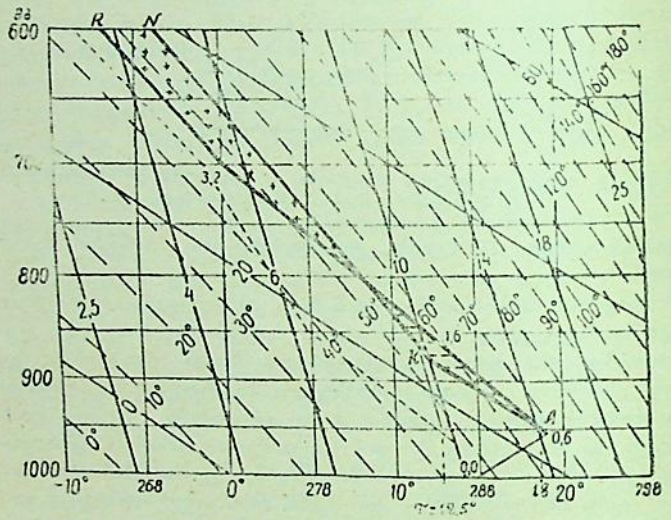
ტემპერატურით. მაშასადამე, ტენადიაბატური პროცესი შექცევადია.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ფსევდოადიაბატური პროცესები შეუქცევადია და იგი კარგად ასახავს ისეთ მოვლენას როგორიც ფიონია. ფიონი გავრცელებულია მთიან რაიონებში. იგი განსაკუთრებით კარგადაა გამოხატული საქართველოში; წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ნოტიო ჰაერი გადალახავს მაღალი მთის მასივს. ამ მთის საქარე მხრიდან ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია და მოდის ნალექები. საწინააღმდეგო ფერდობზე აღნიშნული ჰაერი მშრალადიაბატურად ეშვება ძირს უკვე ორთქლით გაღარიბებული, თბება და დაბლობ ზონაში წარმოგვიდგება მაღალი ტემპერატურით, ძლიერ გამომშრალი და ნათელი უღრუბლო ცით.

§ 6. აეროლოგიური დიაგრამა

ატმოსფეროში ტემპერატურისა და ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით განაწილების (ატმოსფეროს სტრატიფიკაციის) შესწავლის მიზნით არსებობს მრავალი დიაგრამა, რომელთაც ჩვეულებრივ ადიაბატურს უწოდებენ. დიაგრამების მეშვეობით განსაზღვრავენ ჰაერის მდგომარეობის ყოველგვარ ცვლილებას, რომელსაც იგი

განიცდის მშრალ და ტენადიაბატური პროცესების დროს. იგი საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ ატმოსფეროს სხვადასხვა სტრატიფიკაციის პირობებში ჰაერის არამდგრადობის ენერგია. ყველაზე უფრო გავრცელებულია თერმოდინამიკური მართკუთხა აეროლოგიური დიაგრამა (ემაგრამა). იგი შემდეგნაირადაა აგებული (იხ. ნახ. 28 და 29). აბსცისთა ღერძზე დატანილია ჰაერის ტემპერატურა, ორდინატთა ღერძზე კი გადაზომილია წნევა ლოგარითმული სკალით. კოორდინატთა ამ სისტემაში მკვეთრად დახრილი ხაზები (ყვითელი) მშრალადიაბატებია, წყვეტილი (ლურჯი) კი — ტენადიაბატები.



ნახ. 28. აეროლოგიური დიაგრამა (ემაგრამა).

ვინაიდან მშრალი ადიაბატები წარმოადგენს ხაზებს, მუდმივი პოტენციური ტემპერატურით, ამიტომ ყოველი მათგანი შეესაბამება პოტენციური ტემპერატურის (θ) განსაზღვრულ მნიშვნელობას. ამიტომაა, რომ ყოველ მშრალადიაბატზე წაწერილია Θ-ს მნიშვნელობა.

ამგვარად, საკმარისია დიაგრამაზე ვიცოდეთ წერტილის P და T კოორდინატები, რომ აქედან მშრალი ადიაბატის გასწვრივ დავუშვათ 1000 მბ იზობარაზე და მივიღოთ პოტენციური ტემპერატურა.

წყვეტილი (ლურჯი) ხაზებით დატანილია ტენიანი (ნაჯერი) ჰაერის მდგომარეობის მრუდი, ან, როგორც მას უწოდებენ, ტენადიაბატი. ეს უკანასკნელი, დაბალი ტემპერატურის პირობებში (ემაგრამის მარცხენა ნაწილი), თითქმის მშრალადიაბატის პარალელურია, მაღალი ტემპერატურის პირობებში კი დიდ კუთხეს ქმნის იზობარებთან. სიმაღლის მატებასთან ერთად ტენადიაბატი თანდათანობით უახლოვდება მშრალადიაბატს. ეს იმით აიხსნება, რომ აღმავალი ნაჯერი ჰაერი კონდენსაციის შედეგად თანდათანობით მშრალი ჰაერის თვისებებს იღებს და მისი გრადიენტიც დაბალი ტემპერატურის პირობებში მშრალადიაბატური გრადიენტის (1°/100 მ) მნიშვნელობას უახლოვდება.

აქვე წარმოდგენილია იზოგრამები — ნაჯერი ჰაერის ერთნაირი სიდიდის ხვედრითი ტენიანობის შემაერთებელი ხაზები (ხაზებზე რიცხვები მოცემულია გ/კგ-ში). მათი მნიშვნელობა მატულობს მარცხნიდან მარჯვნივ — ტემპერატურის მატების მხარეს და ქვემოდან ზემოთ — წნევის დაცემის მიმართულებით.

ემაგრამის მეშვეობით ატმოსფეროს მდგომარეობის ანალიზს იწყებენ მასზე სტრატიფიკაციის მრუდის (*AR*) აგების შემდეგ. ამისათვის ატმოსფეროს ზონდირებით მიღებულ წნევისა და ტემპერატურის მონაცემებს წერტილებით დაიტანენ ემაგრამაზე და შემდეგ მათ აერთიანებენ წითელი სწორი ხაზებით. სტრატიფიკაციის მრუდი გვიჩვენებს სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ცვლილების ხასიათს.

გარდა სტრატიფიკაციის მრუდისა, აეროლოგიურ დიაგრამაზე აგებენ მდგომარეობის მრუდს, რომელიც წარმოადგენს მშრალადიაბატის (*AK*) და ტენადიაბატის (*KN*) მრუდების ერთობლიობას (*AKN*). როგორც წესი, სტრატიფიკაციისა და მდგომარეობის მრუდეების ურთიერთგანლაგებაზეა დამოკიდებული ატმოსფეროს მდგრადობა-არამდგრადობის პირობები (იხ. ნახ. 28 და 29).

სტრატიფიკაციისა და მდგომარეობის მრუდეების აგების შემდეგ აეროლოგიურ დიაგრამაზე გამოითვლიან კონდენსაციის დონეს, რომელსაც გავიგებთ საწყისი *A* წერტილისათვის გაზომილი ტენიანობის მნიშვნელობებით (შეფარდებითი ტენიანობა (*r*%), წყლის ორთქლის დრეკადობა *e* ან ნამის წერტილით τ).

A წერტილზე გამავალი 14 გ/კგ-იანი იზოგრამა წარმოადგენს ნაჯერი ჰაერის ხვედრით ტენიანობას (S_m), ხოლო ნამის *C* წერტილზე (τ = 12,5°) გამავალი იზოგრამა (*S*) — რეალურ ხვედრით

ტენიანობას (9,8 გ/კგ), რომელიც ძლიერ ახლოსაა 10 გ/კგ იზოგრამასთან. თუ შევაფარდებთ მათ, მაშინ მივიღებთ წეფარდებით ტენიანობას:

$$r = \frac{S}{S_m} = \frac{9.8}{14,0} = 70\%.$$

კონდენსაციის დონეს განსაზღვრავენ A წერტილიდან გატარებული მშრალი ადიაბატის მეშვეობით, რომელიც გადაკვეთს K დონეზე C წერტილიდან აღმართულ (მეზობელი იზოგრამის პარალელურად) ხაზს. ემაგრამაზე მიღებული A პუნქტისათვის K კონდენსაციის დონის სიმაღლე შევამოწმეთ (119) და (120) ფორმულებით და შესაბამისად მივიღეთ 671 და 660 მეტრი, ხოლო ბაბინეს 37 ბარომეტრიული ფორმულით განსაზღვრული სიმაღლე შეადგენს 662 მ-ს. ასევე, კარგად დაემთხვა K კონდენსაციის დონეზე P წნევის სიდიდე ბარომეტრიული საფეხურის (38) ფორმულით გამოთვლილ სიდიდეს (880 მბ).

პოტენციური ტემპერატურა (θ) მაიღება A წერტილიდან მშრალადიაბატურად 1000 მბ ზედაპირზე დაშვებისას (B წერტილში). θ სიდიდე მუდმივი რჩება BK მშრალადიაბატის ნებისმიერი წერტილისათვის (28-ე ნახაზზე $\theta = 23,0°$).

ეკვივალენტურ-პოტენციური (θ_e) და ფსევდოპოტენციურ ($\theta_ψ$) ტემპერატურებს განსაზღვრავენ აეროლოგიურ დიაგრამაზე შემდეგნაირად: დავუშვათ, A წერტილიდან ჰაერის ნაწილაკი კონდენსაციის დონემდე (K) მშრალადიაბატურად ადის მაღლა, ხოლო კონდენსაციის დონის შემდეგ — ტენადიაბატურად; ჰაერის ნაწილაკის აღმასვლა ტენადიაბატაზე (KN) მიმდინარეობს მანამ, სანამ მასში მოთავსებული წყლის ორთქლი მთლიანად არ გადავა თხევად მდგომარეობაში, ჰაერი თანდათანობით შრება და ხვედრითი ტენიანობა $S \to 0$-კენ. კონდენსაციური სითბოს მომატებისა და ტენის შემცირების შედეგად ტენადიაბატური გრადიენტი (γ_a) თანდათანობით სიმაღლით მატულობს, რის გამოც KN ტენადიაბატი გარკვეულ სიმაღლეზე ასიმპტოტურად დაუახლოვდება მშრალ ადიაბატს ან დაემთხვევა მას. თუ აღნიშნული სიმაღლიდან ჰაერის ნაწილაკს მშრალადიაბატურად დავიყვანთ სტანდარტულ წნევამდე, მივიღებთ ეკვივალენტურ-პოტენციურ (ფსევდოპოტენციურ) ტემპერატურას. როგორც 28-ე ნახაზიდან ჩანს, KN ტენადიაბატზე აღმავალი ნაწილაკი აუცილებლად მოხვდება იმ მშრალ ადიაბატზე, რომლის ეკვივალენტურ-პოტენციური (ფსევდოპო-

ტენციური) ტემპერატურა ტენადიაბატურის ტოლია. აქედან გამომდინარე, მშრალი ადიაბატის რაიცხვითი სიდიდე შეიძლება მივაკუთვნოთ ტენადიაბატსაც, რომელიც დიდ სიმაღლეზე (*KN* ტენადიაბატი შეიძლება გავაგრძელოთ, თუ ემაგრამა ამის საშუალებას იძლევა) ასიმპტოტურად უახლოვდება მას. მაშასადამე, ტენადიაბატის ეკვივალენტურ-პოტენციური (ფსევდოპოტენციური) ტემპერატურა უტოლდება მშრალი ადიაბატის იმ პოტენციურ ტემპერატურას, რომელსაც ტენადიაბატი გარკვეულ სიმაღლეზე ემთხვევა.

ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურის (θ_e) გამოთვლა გაძნელებულია, რადგან ორდინატას ღერძზე ატმოსფერული წნევა 600 მბ-მდეა მოცემული, მაგრამ თუ გონების თვალით დავაგრძელებთ *KN* ტენადიაბატს, მაშინ ის უნდა დაემთხვეს იმ მშრალ ადიაბატს, რომლის ტემპერატურა მეტია 40°-ზე. მართლაც, 28-ე ნახაზზე მოცემული მაგალითის შემთხვევაში ეკვივალენტური ტემპერატურა

$$T_e = T + 2{,}5S = 291 + 2{,}5 \cdot 9{,}8$$

$$T_e = 315{,}7^\circ \text{ ან } T_c = 42{,}7^\circ,$$

ხოლო (125) განტოლებიდან ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურა

$$\theta_e = 315{,}7 \left(\frac{1000}{950} \right)^{0{,}286}$$

$$\lg \theta_e = \lg 315{,}7 + 0{,}286 (\lg 100 - \lg 95)$$

$$\lg \theta_e = 2{,}4992 + 0{,}0064$$

$$\theta_e = 2{,}5056 = 320^\circ \text{ ან } \theta_c = 47^\circ$$

როგორც აღვნიშნეთ, ეკვივალენტურ-პოტენციური (ფსევდოპოტენციური) ტემპერატურა მუდმივობას ინარჩუნებს ჰაერის მასის ყოველგვარი ვერტიკალური მოძრაობისას, როგორც მშრალადიაბატური და ტენადიაბატური, ისე ფსევდოადიაბატური პროცესების დროს, მიუხედავად იმისა, თუ ჰაერის მასა საბოლოოდ რა სიმაღლიდან ეშვება ძირს. იგი იცვლება მხოლოდ რადიაციული პროცესების ზეგავლენით, ასევე სითბოს და ტენის გაცვლით მოძრავ ჰაერსა და ქვეფენილ ზედაპირს შორის.

ატმოსფეროს ვერტიკალური არამდგრადობის ხარისხი შეიძლება გავიგოთ არამდგრადობის ენერგიის სიდიდით, რომელიც იხარ-

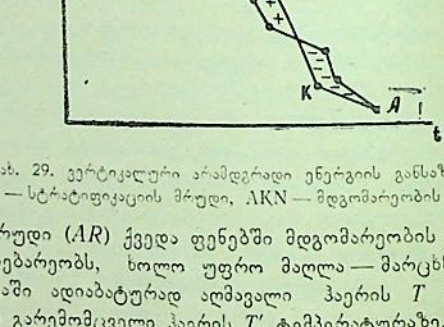
ჯება მოცემული ჰაერის მასის ვერტიკალური მოძრაობის განვითარებაზე.

ორ დონეს შორის არამდგრადობის ენერგიის სიდიდე შეიძლება განვსაზღვროთ იმ მუშაობით, რომელიც იხარჯება მოცემული ჰაერის მასის ერთი დონიდან მეორეზე გადაადგილებისას. ჰაერის მასის ამწევი ძალის მუშაობა ან ენერგია შეიძლება გამოვსახოთ ფორმულით:

$$A = K(T-T')\lg\frac{P_1}{P_2}, \qquad (126)$$

სადაც K პროპორციულობის კოეფიციენტია, T და T' — აღმავალი და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა, ხოლო P_1 და P_2 — წნევები ქვედა და ზედა დონეზე.

არამდგრადობის ენერგია ყველაზე მარტივად შეიძლება განვსაზღვროთ ემაგრამის მეშვეობით. ვთქვათ, მოცემული მომენტისათვის ემაგრამაზე აგებულია სტრატიფიკაციისა (T') და მდგომარეობის (T) მრუდები. აღმავალი ჰაერი დასაწყისში ცივდება მშრალადიაბატით (AK), ხოლო კონდენსაციის (K) დონის შემდეგ — ტენადიაბატით (KN). როგორც ნახ. 28 და 29-დან ჩანს, სტრატიფი-



ნახ. 29. ვერტიკალური არამდგრადი ენერგიის განსაზღვრა.
AR — სტრატიფიკაციის მრუდი, AKN — მდგომარეობის მრუდი.

კაციის მრუდი (AR) ქვედა ფენებში მდგომარეობის მრუდის მარჯვნივ მდებარეობს, ხოლო უფრო მაღლა — მარცხნივ. პირველ შემთხვევაში ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის T ტემპერატურა ნაკლებია გარემომცველი ჰაერის T' ტემპერატურაზე. ამ მასის კინეტიკური ენერგია კლებულობს და ამიტომ აღნიშნულ ფენაში

არამდგრადობის ენერგია უარყოფითია და ატმოსფეროც მდგრადადაა სტრატიფიცირებული. მეორე შემთხვევაში, ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის T მეტია გარემომცველი ჰაერის T'-ზე და ატმოსფერო არამდგრადი სტრატიფიკაციის მდგომარეობაში იმყოფება. ამ უკანასკნელში, რაც უფრო მეტ ფართს შემოსწვრენ სტრატიფიკაციისა (T'') და მდგომარეობის (T) მრუდები, მით უფრო მეტი იქნება სტრატიფიკაციის არამდგრადობის ენერგია და, მაშასადამე, კონვექციური პროცესებიც მეტი ინტენსივობით განვითარდება. თუ აღნიშნულ ფენაში გამოვყოფთ უსასრულოდ მცირე ds ფართობს, მაშინ მისი სიდიდე იქნება ფუძისა და სიმაღლის ნამრავლის ტოლი. მაგრამ ამ შემთხვევაში ფუძე წარმოადგენს ტემპერატურათა სხვაობას მდგომარეობისა (T) და სტრატიფიკაციის (T') მრუდებს შორის, ხოლო სიმაღლე წნევის ლოგარითმთა სხვაობას

$$\left(\lg P_1 - \lg P_2 = \lg \frac{P_1}{P_2}\right).$$

მაშასადამე, ds ფართობი მსგავსად ამწევი ძალის მუშაობისა (A), პირდაპირპროპორციულია $(T - T')\lg \frac{P_1}{P_2}$ ნამრავლისა. აქედან გამომდინარე, ds და A ერთმანეთის პროპორციულები იქნებიან და შეიძლება დავწეროთ, რომ

$$A = KS. \qquad (126)$$

ამ ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ ელემენტარული მუშაობა (ენერგია) პროპორციულია ემაგრამაზე ელემენტარული S ფართობისა. მთელი ფენის საერთო ენერგია შეიძლება გავიგოთ ცალკეული ფენების ენერგიის შეჯამების შედეგად. ფართობის გაზომვა მრავალი ხერხით შეიძლება მოხდეს, მაგრამ უმჯობესია იგი პლანიმეტრით განვსაზღვროთ. პრაქტიკულ მუშაობაში ჩვეულებრივ ემაყოფილდებიან არამდგრადობის ენერგიის ფართის სიდიდის განსაზღვრით და მისი ნიშნით.

თავი VII

ტემპერატურის განაწილება ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით

§ 1. ტემპერატურის განაწილება ტროპოსფეროში

როგორც აღნიშნული იყო (თავი 1, § 5), ტროპოსფერო შეიძლება დაიყოს გარკვეული ნიშნის მიხედვით (ტემპერატურული პირობების, მოღრუბლულობის და სხვა ელემენტების) ქვედა, შუა და ზედა ფენებად. ქვედა ფენა ცნობილია სასაზღვრო ფენის (ხახუნის ფენა) სახელწოდებით; იგი ფართო საზღვრებში იცვლება — 300—400 მ-დან 1—2 კმ სიმაღლემდე. ამ ფენაში ქარგადაა გამოხატული ქვეფენილი ზედაპირის მრავალფეროვანი გავლენა მეტეოროლოგიური ელემენტების დღეღამურ მსვლელობაზე და რეჟიმზე. სასაზღვრო ფენის გავრცელების მნიშვნელოვანი დიაპაზონი იმითაა გამოწვეული, რომ იგი დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის მქისერობაზე (რაც უფრო უსწორმასწოროა ზედაპირი, მით უფრო მატულობს ხახუნის ფენის სიმაღლე), ატმოსფეროს თერმულ სტრატიფიკაციაზე (ატმოსფეროს არამდგრადობის მატებით იზრდება სიმაღლე), ქარის სიჩქარეზე და სხვ. ჩამოთვლილი ყველა ფაქტორი განაპირობებს სასაზღვრო ფენაში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების მრავალფეროვნებას. საერთოდ, სიმაღლის მიხედვით მეტეოროლოგიური ელემენტების განაწილება და მათი დროში ცვლილება სასაზღვრო ფენისათვის მნიშვნელოვნად უფრო რთულია, ვიდრე ტროპოსფეროს (და საერთოდ ატმოსფეროს) სხვა ფენებისათვის.

სასაზღვრო (ხახუნის) ფენაში განსაკუთრებით გამოყოფენ მის ქვედა ნაწილს — მიწისპირა (წყლისპირა) ჰაერის ფენას, რომელიც საშუალოდ ვრცელდება დედამიწის ზედაპირიდან 50—100 მ სიმაღლემდე, მაგრამ ხშირ შემთხვევაში იგი 200—250 მეტრსაც აღწევს.

მიწისპირა ჰაერის ფენები წარმოადგენენ იმ რგოლს, რომლის მეშვეობითაც ხდება ურთიერთდაკავშირება ქვე-

ფენილ ზედაპირსა და ტროპოსფეროს ცალკეულ ფენებს შორის. ქვეფენილ ზედაპირზე დაგროვილი სითბო-სიცივე, ტენი და მრავალფეროვანი სუბსტანციები, დიდი რაოდენობით გადაიტანება სხვადასხვა გზით (ტურბულენტური, კონვექციური და სხვ.) გარკვეულ სიმაღლეზე, სადაც შემდგომ ფორმირდება სითბოს, ტენის, ქარის, ღრუბლების, ნალექების და სხვა ელემენტების განსაზღვრული რეჟიმი, რომელიც აღნიშნული ზედაპირისთვისაა დამახასიათებელი.

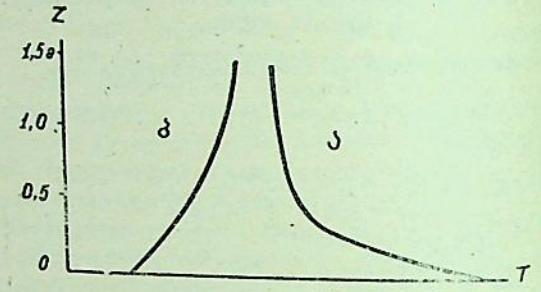
განსაკუთრებით აღსანიშნავია მიწისპირა ფენების ქვედა ნაწილი, რომელიც მოიცავს ჰაერის ფენას ნიადაგის ზედაპირიდან 1,5—2,0 მ სიმაღლემდე და მიკრომეტეოროლოგიური და მიკროკლიმატური თვალსაზრისით წარმოადგენს იმ გარემოს, სადაც ზრდა-განვითარება უხდებათ სასოფლო-სამეურნეო კულტურებს და ცოცხალ ორგანიზმებს.

აღნიშნულ ფენაში, ჰაერის ტურბულენტური გაცვლა ძლიერაა შესუსტებული. ნიადაგის ზედაპირისაკენ ტურბულენტობის კოეფიციენტის მნიშვნელობა თანდათანობით ნულს უახლოვდება და ამიტომ აქ ხშირად შეინიშნება ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის საგრძნობი სიდიდეები. ამ თხელ ფენაში ჰაერის ტურბულენტური მოძრაობის ნულამდე შესუსტების გამო სითბოს გადაცემაში პრაქტიკული მნიშვნელობა მოლეკულურ სითბოგამტარიანობას ენიჭება. ამგვარად, მიწისპირა ჰაერის თხელი ფენის ფიზიკური ხასიათი ძირითადად განისაზღვრება მიწის ზედაპირის სიახლოვით და ტურბულენტური გაცვლის ძლიერი შესუსტებით. დიდი ტემპერატურული გრადიენტი, რომელიც ამ ფენისთვისაა დამახასიათებელი, იწვევს ჰაერის არამდგრადობის გაძლიერებას კონვექციური პროცესების განვითარებით და ჰაერის ვერტიკალური მიმართულებით ინტენსიურ შერევას.

დღისით, მზის გაძლიერებული ინსოლაციის პირობებში (განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდში) მოშიშვლებული ქვეფენილი ზედაპირი იმდენად ხურდება, რომ მისი ტემპერატურა შეიძლება რამდენიმე გრადუსით მეტი აღმოჩნდეს, ვიდრე 1,5—2,0 მ სიმაღლეზე. ამ შემთხვევისათვის თუ გამოვითვლით ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტს ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის, მაშინ ის მიაღწევს რამდენიმე ათეულ და ასეულ გრადუსსაც კი (ნახ. 30—ა).

როგორც ცნობილია, თუ ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ზ ე ა დ ი ა ბ ა ტ უ რ ი ა, ე. ი. $\gamma > \gamma_a$ ($\gamma > 1{,}0°/100მ$), მაშინ ჰაერი არამდგრადადაა სტრატიფიცირებული, ხოლო თუ ჩვეულებრივი გრადიენტი იმდენად მატულობს, რომ $\gamma \geqslant 3{,}4°/100მ$, რო-

მლის დროსაც ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით არ იცვლება ან მატულობს, მაშინ ადგილი ექნება ჰაერის აბსოლუტურად არამდგრად სტრატიფიკაციას. ასეთი შემთხვევები მიწისპირა ჰაერის ფენებში ხშირად შეინიშნება. დღის განმავლობაში მზის განუწყვეტელი ინსოლაციის შედეგად (უღრუბლო მზიან ამინდში) ჰაერი ინარჩუნებს არამდგრად მდგომარეობას ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მაღალი მაჩვენებლებით.



ნახ. 30. მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება.
ა. ინსოლაციის ტიპი; ბ. რადიაციული ტიპი.

მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ზემომოყვანილ შემთხვევას ინსოლაციის ტიპს უწოდებენ (ნახ. 30 — ა).

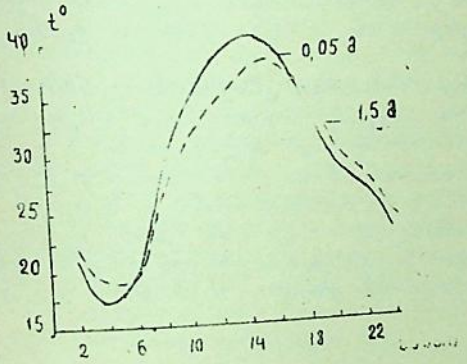
ღამით საწინააღმდეგო პროცესს აქვს ადგილი. დღისით ქვეფენილი ზედაპირის მიერ მიღებული სითბო ღამით წყნარ მოწმენდილ ამინდში გრძელტალღიანი რადიაციის სახით გამოსხივდება და იკარგება. ეს გადაცემა გადაეცემა ჰაერის მიმდებარე ფენებს, აცივებს მას და იწვევს ტემპერატურის ინვერსიას. ამ შემთხვევაში ტემპერატურის გრადიენტის მნიშვნელობა უარყოფითია. ტემპერატურის განაწილების აღწერილ შემთხვევას რადიაციული ტიპს უწოდებენ (ნახ. 30—ბ).

დღე-ღამის გარდამავალ საათებში ტემპერატურის განაწილების ინსოლაციური ტიპის გადასვლა რადიაციულში და, პირიქით, რადიაციულის ინსოლაციურში, სხვადასხვა გზით ხდება. მაგალითად, საღამოს საათებში ნიადაგის ზედაპირის გაცივებისას ქვედაფენაში

შეიძლება წარმოიშვას ინვერსია, ზემოთ კი სუსტი ზეადიაბატური გრადიენტი კვლავ შემორჩეს.

დილით, გათენების შემდეგ რადიაციული ტიპიდან ინსოლაციურში გადასვლის დროს პროცესი მიწისპირა ფენებში სწრაფად და თანაბრად მიმდინარეობს. იგი, ჩვეულებრივ, ტემპერატურის იზოთერმული განაწილებით იწყება და შემდეგ ძლიერი ინსოლაციით გრადიენტის მკვეთრ მატებას აქვს ადგილი.

აღსანიშნავია, რომ მოწმენდილ ამინდში, 1,5—2,0 მ სიმაღლეზე დღეღამური ტემპერატურების მაქსიმუმის და მინიმუმის დადგომის დრო ნიადაგის მახლობელ (5,0 სმ სიმაღლეზე) ფენებთან შედარებით გარკვეულწილად იგვიანებს 0,5—1,0 საათით, ხოლო რაც შეე-



ნახ. 31. ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა. არისი (ყაზახეთი). 26. 8. 1945 წ.

ხება ტემპერატურის დღეღამურ ამპლიტუდას, იგი განიცდის შეცირებას. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს 31-ე ნახაზი, რომელიც ნასესხებია. ლ. მატვეევის შრომიდან [56]. როგორც ვხედავთ, ტემპერატურის დღის მაქსიმუმი და დილის მინიმუმი 1,5 მ სიმაღლეზე იგვიანებს დაახლოებით ერთი საათით. 5 სმ სიმაღლეზე ტემპერატურის ამპლიტუდა შეადგენს 23, ხოლო 1,5 მ-ზე—18,3°-სს. ნიადაგის ზედაპირთან ტემპერატურები დღის საათებში უფრო მაღალია, ხოლო ღამით დაბალი, ვიდრე 1,5 მ სიმაღლეზე.

ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი, გამოთვლილი იმავე მონაცემებიდან, რომლითაც აგებულ იქნა 31-ე ნახაზი, მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს (ცხრ. 46).

ცხრილი 46

ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი 0,05—1,5 მ ჰაერის ფენაში, გადაანგარიშებული 100 მ სიმაღლისათვის (არისი 26.8—1945 წ.)

საათი	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
გრადიენტი (°)	—6.3	—5.6	—1.4	10,5	20,3	26,6	13,3	10.5	— 4,9	—5,6	—3.5	— 12,6

როგორც ცხრილიდან ჩანს, დღის საათებში გრადიენტის მნიშვნელობა ძალზე დიდია შუადღის საათებში და იგი დადებითია, ხოლო ღამისა და დილის საათებში ის საგრძნობლად კლებულობს, მაგრამ უარყოფითი ხდება (ე. ი. სიმაღლით ტემპერატურა მატულობს).

აღსანიშნავია, რომ როგორც მიწისპირა, ისე სასაზღვრო ფენაში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მნიშვნელოვანი სიდიდეებით გამოირჩევა ნიადაგის მახლობელი ჰაერის ფენები, ხოლო სიმაღლის ზრდასთან ერთად იგი თანდათანობით კლებულობს და გარკვეულ სიმაღლეზე შეიძლება ნიშანიც კი შეიცვალოს. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ლ ა დ ო გ ი ს ტბაზე და ვ ო ლ ხ ო ვ ზ ე თვითმფრინავით ჩატარებული სასაზღვრო ფენის ზონდირების მონაცემები შემოდგომის ერთ-ერთი დღის თბილი ადვექციის დროს (ცხრ. 47).

ცხრილი 47

ტემპერატურის განაწილება სიმაღლის მიხედვით ლადოგის ტბის მიდამოებში (პ. ვ ო რ ო ნ ც ო ვ ი თ)

პუნქტი		სიმაღლე კმ-ით									
		0.0	0,05	0.1	0.2	0,3	0.5	0,7	1,0	1.5	2.0
სუხო, შუქურა (ტბა)	t°	3,8	1,6	—0,8	—3,0	—4,1	- 6,2	—7,1	— 10,2	—8.4	— 8,0
	γ	4,4	4,8	2,2	1,1	1.0	0,9	1,0	—0,4	—0,1	
ვოლხოვი	t°	—3,0	—3,2	—3,4	—4,2	—5,0	—6,2	—7,3	— 10 2	- 6,4	— 8.6
	γ	0.4	0.4	0,8	0,8	0,6	0.6	1,0	—0,8	0.4	

მიწისპირა ფენებში ტემპერატურათა სხვაობა ტბასა (სუხო, შუქურა) და ვოლხოვს შორის (ტბიდან 22 კმ-ით დაშორებით). 7°-მდე აღწევს. ორივე პუნქტს შორის ტემპერატურათა სხვაობა სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით მცირდება და 500—1000 მ სი-

მაღლეზე ნულს უტოლდება. მსგავსი მდგომარეობაა ცივი ადვექციის დროსაც. როგორც ჩანს, ამ რაიონში ქვეფენილი ზედაპირის (ტბა, ხმელეთი) გავლენა ტემპერატურაზე ზემოაღნიშნულ სიმაღლემდე უნდა ვრცელდებოდეს [31].

იმავე ცხრილიდან ნათლად ჩანს, რომ წყლისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (γ) 500 მ სიმაღლემდე ზ ე ა დ ი ა ბ ა ტ უ რ ი ა, 1000 მ-მდე დაახლოებით მ შ რ ა ლ ა დ ი ა ბ ა ტ უ რ ი, ხოლო უფრო მაღლა γ უარყოფითი ხდება (სიმაღლით ტემპერატურა მატულობს); ვოლხოვზე ტემპერატურული გრადიენტის სიდიდე პირველთან შედარებით შემცირებულია (0,4—1,0°/100 მ).

ისევე როგორც ნიადაგში და წყალში ადგილი აქვს სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის დღეღამური რყევადობის ამპლიტუდების შემცირებას და ექსტრემალური ტემპერატურების დაგვიანებას, ატმოსფეროშიც მიმდინარეობს მსგავსი მოვლენები. ვინაიდან ნიადაგისა და წყლის სიმკვრივე გაცილებით სჭარბობს ჰაერისას. ამიტომ ეს უკანასკნელი უფრო მოძრავია და ტურბულენტური გზით სითბოს გადაცემა სიმაღლის მიხედვით გაცილებით ინტენსიურია, ვიდრე წყლის სიღრმეში; როგორც დაკვირვებიდან ირკვევა, ატმოსფეროში ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა შეიძლება გავრცელდეს საკმაოდ სიმაღლემდე (1,0—2,5 კმ), მაშინ, როდესაც ზღვის სიღრმეში ამპლიტუდები ქრებიან (დღეღამური მუდმივი ტემპერატურების ფენა) 150—300 მ სიღრმეზე (ცხრ. 48).

ცხრილი 48

ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდების ცვლა თბილისის თავზე (ი. კვარაცხელიას მიხედვით)

სიმაღლე	ღეღამიწა	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	6,0	8,0	10
იანვარი	6,4	2,8	1,7	1,5	1,1	0,9	0,9	1,4	—
ივლისი	9,5	6,5	4,8	3,2	1,5	1,4	1,4	1,4	1,3

თუ 48-ე ცხრილით ვისარგებლებთ, დავინახავთ; რომ თბილისის თავზე იანვარსა 1,5 და ივლისში 2,5 კმ-ს ზემოთ მოთავსებულ ფენებში ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდების ქრობა არ ხდება (როგორც ამას ადგილი აქვს ნიადაგსა და წყალში), იგი უმთავრესად მერყეობს 0,9—1,5°-ის ფარგლებში. ეს გარემოება გამოწვეული უნდა იყოს აღნიშნულ ფენებში ატმოსფეროს ზონდირების რადია-

ცოტა ცდომილებით ან საერთოდ სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის გაზომვის არასრულყოფილი მეთოდებით.

დღის მაღალი ტემპერატურების სიმაღლის მიხედვით დაგვიანების კარგ სურათს იძლევა 49-ე ცხრილი, სადაც მოცემულია თბილისის თავზე სასაზღვრო ფენაში ტემპერატურათა სხვაობა დღისა და საღამოს საათებს შორის.

ცხრილი 49

ტემპერატურათა სხვაობა „დღე—საღამო" თბილისის თავზე სასაზღვრო ფენაში (1986 წ.)

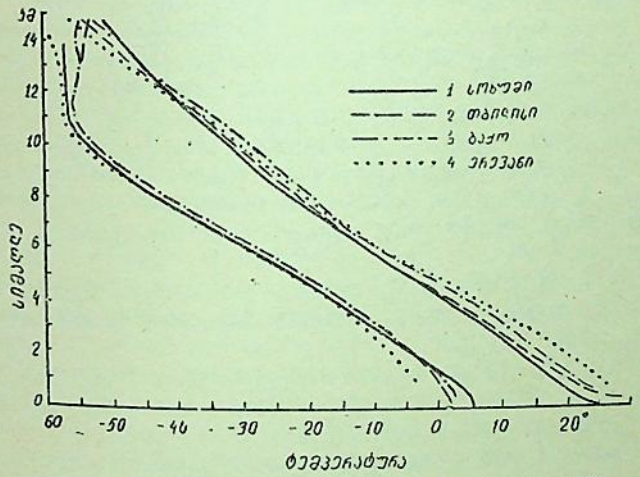
სიმაღლე მ-ებით	0	300	500	600	900	1000	1500	2500
იანვარი	3,2	1.6	1,2	0.8	0,5	0,6	0,4	0.1
ივლისი	4.4	2,6	1,9.	1.6	1 0	0,6	0	—0,2

როგორც ცხრილიდან ჩანს, სიმაღლის მიხედვით დღისა და საღამოს ტემპერატურები ერთმანეთს ემთხვევიან ან საღამოს საათებისა სჭარბობს დღისას. თუ მხედველობაში მივიღებთ ტემპერატურების გაზომვის ცდომილებას, მაშინ უნდა ვივარაუდოთ, რომ ზაფხულში დღის მაქსიმუმი გადაინაცვლებს საღამოს საათებისკენ დაახლოებით 900—1000, ხოლო ზამთარში 500—600 მეტრ სიმაღლიდან.

ზემოთ დახასიათებული ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება ძირითადად მოწმენდილი ამინდისათვისაა განხილული ან წარმოადგენს საშუალო სიდიდეებს, რომელთა დროსაც მცირეპერიოდიანი ტემპერატურული რყევები ძალზე სუსტდება ან შეიძლება გაქრეს კიდეც. მიწისპირა ჰაერის ფენებში დღეღამური ტემპერატურების განაწილებაზე არსებით გავლენას ახდენს მოღრუბლულობის რაოდენობა და ფორმა. დღეღამის განმავლობაში მოღრუბლულობის ზრდა იწვევს მზის ინსოლაციის და ეფექტური გამოსხივების შემცირებას, რის გამოც ტემპერატურის ღეღეღამური ამპლიტუდები და ვერტიკალური გრადიენტი მნიშვნელოვნად მცირდება. ასევე, მცენარეული საფარი ამცირებს ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტს და მის რყევადობას. ამ შემთხვევაში, მოქმედი ზედაპირი თვით მცენარეული ზედაპირია. შუადღისას მცენარეულობის შიგნითა ფენაში შეიმჩნევა ტემპერატურის მაქსიმუმი, რომ-

ლის ზემოთ და ქვემოთ ტემპერატურა კლებულობს, ხოლო ღამით — მინიმუმი, რომლის ზემოთ და ქვემოთ ტემპერატურა მატულობს.

თუ გამოვიყენებთ თბილისისა და სოხუმის ტემპერატურული ზონდირების მონაცემებს, რომლებიც დატანილია 32-ე ნახაზზე, დავინახავთ, რომ ტემპერატურის რეჟიმზე ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა ვრცელდება 2—4 კმ სიმაღლემდე (ხაზების გადაკვეთის წერტილი). აქ მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურათა შორის მკვეთრი განსხვავება სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით იშლება და ზამთარში 2,0—2,5 კმ და ზაფხულში 3—4 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურებს შორის სხვაობა ნულს უახლოვდება. ეს გარემოება გვიჩვენებს, რომ ტროპოსფეროს ქვედა ფენებში ჰაერის მასის ტემპერატურული პირობები ლოკალურ ხასიათს ატარებს და ატმოსფეროს ზონდირების შედეგებიც აღნიშნულ სიმაღლემდე (2—4 კმ) რეპრეზენტატიულად არ ჩაითვლება.



ნახ. 32. ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება ტროპოსფეროში

როგორც აღნიშნული იყო, ტროპოსფეროსათვის ძირითად თავისებურებას წარმოადგენს ის გარემოება, რომ ყველა განედზე ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი საშუალოდ შეადგენს 0,60—0,65°/100 მ-ზე (6,0—6.5°/1000 მ-ზე). აღნიშნული საშუალო გრადიენტები მნიშ-

ვნელოვან გადახრას განიცდიან ადგილის სიმაღლის, განედის და სეზონების ცვლასთან დაკავშირებით.

ქვედა ტროპოსფეროში (სასაზღვრო ფენის ჩათვლით) ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ძლიერაა შემცირებული და ზამთარში შეადგენს 0,2—0,3°/100 მ-ზე, ხოლო ზაფხულში —0,5—0,6°/100 მ-ზე. შუა და ზედა ტროპოსფეროს ფენებში გრადიენტის სიდიდე მატულობს და აღწევს 0,70—0,75°/100 მ-ზე და ვრცელდება 8—9 კმ სიმაღლემდე ზომიერ განედებში და 11—13 კმ-მდე ტროპიკებში. ამ ფენებში მიმდინარე ატმოსფეროს არამდგრადად სტრატიფიცირებული ტურბულენტური პროცესები აშკარად შეიგრძნობა თვითმფრინავით ფრენის დროს. უფრო მაღლა, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მკვეთრად მცირდება და იმ სიმაღლიდან, სადაც იგი მიაღწევს 0,2°/100 მ, საერთაშორისო შეთანხმების საფუძველზე, იწყება ტროპოპაუზის ფენა, რომელიც წარმოადგენს გადამავალ ფენას ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს შორის.

ტროპოპაუზის სიმაღლე და მისი ტემპერატურა დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე, წლის დროსა და ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებზე. რაც უფრო მეტადაა განვითარებული ტურბულენტური მოძრაობა, მით უფრო დიდ სიმაღლემდე ვრცელდება ვერტიკალური შერევა და ტროპოპაუზის სიმაღლეც მაღლა იწევს. ამიტომაა, რომ ეკვატორულ ზონაში, სადაც ჰაერის ინტენსიურ შერევას აქვს ადგილი, ტროპოპაუზა 16—18 კმ-ს აღწევს, ზომიერ განედებზე— 10—12 კმ-ს, არქტიკაში და ანტარქტიდაზე — 8—10 კმ-ს.

ტროპოპაუზის სიმაღლე ზამთარში დაბლა იწევს, ზაფხულში — მაღლა. ამიერკავკასიაში იგი ზამთარში საშუალოდ 10 კმ-ს აღწევს, ზაფხულში — 16 კმ-ს.

ტროპოპაუზა ციკლონებში ანტიციკლონებთან შედარებით უფრო დაბლაა მოთავსებული. ევროპაში მათ შორის სიმაღლეთა სხვაობა 2 კმ-ს და უფრო მეტსაც აღწევს.

ტროპოპაუზის ფენის ტემპერატურა ეკვატორზე —75°, —80° და ზოგჯერ —90°-ია; არქტიკასა და ანტარქტიკის ზონაში იგი შედარებით მაღალია და იცვლება —45 (ზაფხული) —65° (ზამთარი) შორის, ხოლო ზომიერ განედებზე წლის განმავლობაში შეიძლება მერყეობდეს —50 —60°-ის ფარგლებში. თბილისში, საშუალო ტემპერატურა წლის განმავლობაში იცვლება —57°-იდან —62°-მდე.

ტროპოპაუზა არ არის ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს შორის ერთი ძთლიანი გამყოფი ზედაპირი. წლის ყველა დროში 30 — 40° განედებზე იგი განიცდის წყვეტას. ეს ძირითადად გამოწვეუ-

ლია სუბტროპიკულ განედებზე გაბატონებული ნაკადური დინებებით, სადაც ქარის სიჩქარე ზოგჯერ 150—200 მ/წმ აღემატება.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ტროპოსფეროს ფენაში ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტი წლის განმავლობაში ეკვატორიდან პოლუსისაკენაა მიმართული, მაშინ როცა ტროპოპაუზისა და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში, სადაც ტემპერატურათა საწინააღმდეგო ცვლასა აქვს ადგილი (იგი მატულობს ეკვატორიდან პოლუსისაკენ), გრადიენტი პოლუსებიდან ეკვატორისკენაა მიმართული.

ტროპოსფეროში და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში საშუალო ტემპერატურების ზემომოყვანილი განაწილების ძირითადი გამომწვევი მიზეზია ჰაერის სხვადასხვა ფენების სხივური წონასწორობა და ტურბულენტური შერევა. სხივური წონასწორობის ტემპერატურა ეს ისეთი ტემპერატურაა, რომლის დროსაც ჰაერის მიერ შთანთქმული რადიაციით მიღებული სითბო უტოლდება გამოსხივებულს. ტროპოსფეროში რადიაციის ძირითადი მშთანთქმელი და გამოსხივებელია წყლის ორთქლი.

ტროპოსფეროში ტემპერატურის განაწილება რომ ყოფილიყო გამოწვეული მხოლოდ სხივური წონასწორობით, მაშინ, როგორც ეს 50-ე ცხრილიდანაც ჩანს, ქვედა კილომეტრიან ფენაში ტემპერატურის გრადიენტი ზეადიაბატური იქნებოდა (2°/100 მ) და ხელს შეუწყობდა ტურბულენტური შერევის განვითარებას. ამ ფენაში ტემპერატურის მნიშვნელოვან დაცემას იწვევს წყლის ორთქლის სიმაღლის მიხედვით სწრაფი კლება. მაგალითად, 1,5—2,0 კმ სიმაღლეზე წყლის ორთქლის რაოდენობა დედამიწის ზედაპირის ნახევარს შეადგენს, ხოლო 5 კმ—1/5-ს. უფრო მაღალ ფენებში (6—8 კმ მაღლა), სადაც ორთქლის ცვლილება მისი სიმცირის გამო ძალზე უმნიშვნელოა, ტემპერატურაც პრაქტიკულად უცვლელი რჩება (იზოთერმია). ამგვარად, სხივური წონასწორობის თეორია ატმოსფეროს ქვედაფენებში ტემპერატურის ისეთ განაწილებას იძლევა, რომელიც ძლიერ განსხვავდება ფაქტიურისაგან; ამასთან იგი მიუთითებს იმაზე, რომ 8—10 კმ-ზე მაღლა ადგილი უნდა ჰქონდეს იზოთერმულ სტრატიფიკაციას.

ცხრილი 50

სიმაღლე კმ-ით	0	0,6	1 3	1.8	2.4	3.1	4.2	6	10	∞
$t°$	—2	—11	—22	—28	—34	—41	—49	—58	—58	—66

ტროპოსფეროში სინამდვილეში ტემპერატურის დაცემა გაცილებით ნაკლებია და, მაშასადამე, იგი არ არის მხოლოდ სხივური წონასწორობის შედეგი. აქ ძირითად ფაქტორს ჰაერის ტურბულენტური შერევა წარმოადგენს, რომლის მეშვეობითაც საბოლოოდ ყალიბდება ტემპერატურის ვერტიკალური პროფილი. ამ პროცესის დროს ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე მშრალ და ტენადიაბატურ გრადიენტებს შორისაა მოთავსებული. ატმოსფეროს ამგვარ სითბურ მდგომარეობას კონვექციურ წონასწორობას უწოდებენ. ტროპოსფერო საშუალოდ ძალიან ახლოსაა კონვექციურ წონასწორობასთან. ხშირია ცალკეული გადახრები, როდესაც გრადიენტის მნიშვნელობა აღემატება მშრალადიაბატურს ან ნაკლებია ტენადიაბატურზე. ამ შემთხვევაში (განსაკუთრებით ჰაერის მიმდებარე ფენებში) წამყვანი როლი რადიაციულ პროცესებს ენიჭებათ.

§ 2. ატმოსფეროს მაღალი ფენების ტემპერატურა

ატმოსფეროს მაღალი ფენების დასაწყისად საერთოდ სტრატოსფეროს ქვედა ფენებს გულისხმობენ, განსაკუთრებით ტროპოპაუზის ზემოთ მოქცეულ ატმოსფეროს. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ როგორც ტროპოსფეროს, ისე მაღალი ფენების (სტრატოსფერო, მეზოსფერო, თერმოსფერო) შესწავლის მეთოდები და ასევე მათში მიმდინარე მრავალფეროვანი პროცესები და მოვლენები ერთმანეთისაგან სრულიად განსხვავებულია.

ტროპოსფეროს და სტრატოსფეროს ქვედა ფენების ტემპერატურული პირობები თუ უფრო შესწავლილია რადიოზონდების, თვითმფრინავების და აეროსტატების მეშვეობით, ეს არ ითქმის ჰაერის მაღალ ფენებზე, სადაც სხვადასხვა ფიზიკური პარამეტრების განსაზღვრას ახდენენ მეტეოროლოგიური რაკეტების, დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების, რადიოტალღების, ბინდის, პროექტორის, ატმოსფეროში მეტეორების სიჩქარისა და დამუხრუჭების, ბგერის გავრცელებისა (აკუსტიკური) და სხვა მეთოდებით. ყველა მეთოდს გააჩნია განსაზღვრული შესაძლებლობანი და განსხვავებული სიზუსტე. ამიტომაა, რომ დღეისათვის ჩვენ მაღალი ფენების შესახებ ჯერ კიდევ სრულყოფილი ცოდნა არ გაგვაჩნია.

33-ე ნახაზს თუ დავაკვირდებით, დავინახავთ, რომ ზამთარ-ზაფხულ ტროპიკულ სარტყელში ტროპოპაუზის ფენის ზემოთ ტემპერატურა მკვეთრად იწყებს მატებას, მაშინ როდესაც დანარჩენ განედებზე იგი მუდმივობით ხასიათდება (იზოთერმია) დაახლოებით

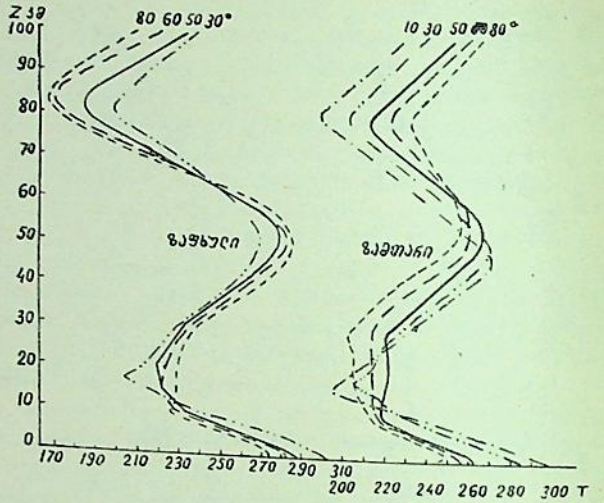
30 კმ სიმაღლემდე; როგორც აღვნიშნეთ, ტემპერატურის იზოთერმული განაწილება გაპირობებული უნდა იყოს ატმოსფეროს სხივური წონასწორობით. 30 კმ-ის ზემოთ, მიუხედავად ოზონის კონცენტრაციის შემცირებისა, ტემპერატურა თანდათანობით მატულობს და სტრატოსფეროს საზღვარზე (სტრატოპაუზა) — დაახლოებით 50—60 კმ სიმაღლეზე, ოზონის ეკრანული თვისებების გამო (სადაც შთაინთქმება მზის სპექტრის ყველაზე მოკლე ტალღები) ტემპერატურა მაქსიმალურ სიდიდეებს აღწევს (0—15°-ს). აღსანიშნავია, რომ ზაფხულში თბილი ფენის სიმაღლე ნაკლებადაა დამოკიდებული განედების ცვლასთან, რაც ძირითადად რადიაციული პროცესებითაა გაპირობებული. ზამთარში დაბალ განედებზე (განსაკუთრებით ტროპიკებს შორის) თბილი ფენის სიმაღლე 47—48 კმ-ია და უფრო მაღალი ტემპერატურებით ხასიათდება, ვიდრე ზომიერ და მაღალ განედებზე, სადაც აღნიშნული ფენა 55—60 კმ-ს აღწევს.

სტრატოპაუზის თბილი ფენის ზემოთ ტემპერატურა კვლავ კლებულობს და მეზოსფეროს ზემო საზღვარზე — მეზოპაუზაზე (80—90 კმ) ტემპერატურა ზამთარში ეცემა —30—70, ხოლო ზაფხულში —60, —100°-მდე. ტემპერატურის დაცემის ინტენსივობა სხვადასხვა განედზე და სეზონებში განსხვავებულია და საშუალოდ შეადგენს 0,23—0,31°/100 მ (2,3—3,1°/1,0 კმ-ზე). იგი ზაფხულში მეტია, ვიდრე ზამთარში.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ მეზოსფეროში, როგორც ეს 33-ე ნახაზიდანაც ჩანს, ზომიერ და მაღალ განედებზე 65 კმ-ს ზემოთ, ზაფხულის ტემპერატურები რამდენიმე ათეული გრადუსით ნაკლებია ზამთრისაზე, ხოლო ტროპიკულში — ტოლი ან რამდენიმე გრადუსით მეტია (0—10°). სტრატოსფეროში ყველა განედზე ზაფხულის ტემპერატურები სჭარბობენ ზამთრისას და სხვადასხვა სიმაღლეზე აღნიშნული სხვაობა 0—50°-ს შორის იცვლება.

მეზოსფეროში ძლიერ დაბალი ტემპერატურების არსებობას ხსნიან ოზონის კონცენტრაციის შემცირებით, რის გამოც აღნიშნულ ფენებში მზის პირდაპირი რადიაციის შთანთქმა ძლიერ სუსტდება.

სურ. 33-ზე გარკვევით ჩანს, რომ ზაფხულში 12 და 65 კმ სიმაღლეზე ყველა მრუდი ერთმანეთს გადაკვეთს, ე. ი. ზონალური ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტი ნულს უახლოვდება. გრადიენტი ამ დონეებს შორის მიმართულია მაღალი განედიდან დაბალისაკენ, ხოლო აღნიშნულ დონეებს ზემოთ — დაბალიდან მაღალი განედისაკენ.



ნახ. 33. ზონალური საშუალო ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება 0—100 კმ ფენაში (ვ. დუბენცოვით)

ზამთარში მრუდთა გადაკვეთა სხვადასხვა სიმაღლეზე ხდება და ამიტომ ნულოვანი გრადიენტიც თვალსაჩინოდ გამოხატული არ არის.

80—90 კმ-ს ზემოთ — თერმოსფეროში ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით მონოტონურად მატულობს და რამდენიმე ასეულ კილომეტრზე 1000—2000°-ს აღწევს. ასეთი მაღალი ტემპერატურები გამოწვეულია იმით, რომ მზის სპექტრის ყველაზე მოკლე ტალღების — ულტრაიისფერი და რენტგენული სხივების დიდი ნაწილი შთაინთქმება თერმოსფეროში. აღნიშნული გარემოება აქ იწვევს ფოტოქიმიურ რეაქციას, გაზების დიფუზიურ დაყოფას და მოლეკულური და ატომური ნაწილაკების იონიზაციას. დამუხტული ნაწილაკები — იონები და თავისუფალი ელექტრონები — შთანთქმის შედეგად იძენენ რა დიდ ენერგიას, მათი ტემპერატურა გაცილებით აჭარბებს ნეიტრალური ნაწილაკების ტემპერატურას.

ბოლო წლებში მიღებულმა დაკვირვებებმა ტემპერატურათა განაწილების შემდეგი სურათი მოგვცა (ცხრ. 51):

სიმაღლე კმ-ით	130	180	400	600	1000	1600
დღისით	665	1464	1723	1892	1892	1892
ღამით	665	1186	1183	1186	1186	1186

როგორც 51-ე ცხრილიდან ჩანს, 600 კმ სიმაღლემდე დღისით ტემპერატურა მატულობს, ხოლო უფრო მაღლა იგი მუდმივი რჩება. ღამით ტემპერატურა იმატებს 180 კმ სიმაღლემდე, უფრო მაღლა 1600 კმ-მდე — მუდმივია. აქვე აღსანიშნავია, რომ ღამის ტემპერატურები უფრო დაბალია დღისისაზე. ეს ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ დიდ სიმაღლეებზე ჰაერის სიმკვრივე და ატომური ჟანგბადის მოლეკულური წონა დღისით მეტია, ვიდრე ღამით.

როგორც ცნობილია, ყოველი სხეულის ტემპერატურა მათი შინაგანი ენერგიის რაოდენობრივი გამოხატულებაა. შინაგანი ენერგია კი წარმოიქმნება მოლეკულების სითბური მოძრაობის შედეგად.

ჩვეულებრივ პირობებში, ჰომოსფეროში (ტროპოსფერო, სტრატოსფერო, მეზოსფერო), სადაც ატმოსფერული გაზების მოცულობითი თანაფარდობა და ატომური წონა თითქმის უცვლელია, მათი ტემპერატურა ძირითადად შეესაბამება კინეტიკურ ენერგიას, რომელიც დაკავშირებულია მოლეკულების საშუალო სიჩქარესთან და გამოითვლიან ფორმულით:

$$T=\frac{\pi m}{8K}V^2, \qquad (127)$$

სადაც V — მოლეკულათა საშუალო სიჩქარეა, m — მოლეკულათა მასა, K—გაზის მუდმივა, განკუთვნილი ერთი მოლეკულისათვის ($1{,}38\cdot10^{-16}$ ერგი/გრად).

აღნიშნულ ფენაში, მოცემული გაზის მოლეკულათა საშუალო სიჩქარე თითქმის მუდმივია და ჰაერის მეტი სიმკვრივის გამო მათი ურთიერთდაჯახების ალბათობა და კინეტიკური ენერგიის გაცვლის შესაძლებლობა ძალზე დიდია.

თერმოსფეროში და ეგზოსფეროში, სადაც ჰაერი ძალზე გაიშვიათებულია და გაზების მოლეკულებისა და ატომების სიჩქარე ძლიერ მატულობს, იზრდება ტემპერატურაც; აქ მოლეკულების ერთმანეთთან დაჯახება და კინეტიკური ენერგიის გაცვლა, მათ შორის მანძილის გადიდების შედეგად, იმდენად იშვიათია, რომ გაზის

ენერგია უცვლელი რჩება. სიმაღლის გაზრდასთან ერთად მოლეკულების და ატომების თავისუფალი გარბენის მანძილი იმდენად იზრდება, რომ აქ გაზის მცნება, ამ სიტყვის ჩვეულებრივი გაგებით, კარგავს თავის მნიშვნელობას. მაგალითად, თუ 60 კმ სიმაღლეზე ნაწილაკის თავისუფალი გარბენის მანძილი 0,25 სმ-ია, 120 კმ-ზე — 0,3 მ, 240 კმ-ზე — 900 მ, ხოლო 650 კმ-ზე — 65 კმ.

ეგზოსფეროს ფენაში მოლეკულები ძირითადად მოძრაობენ ბალისტიკური ტრაექტორიით, რის გამოც მოლეკულებს (ატომებს) შორის ერთმანეთთან დაჯახების ალბათობა და ურთიერთენერგიის გაცვლა ძალზე იშვიათად ხდება. მაგ., 200 კმ სიმაღლეზე, სადაც $T=1540°$-ს, მოლეკულებს შორის დაჯახების რაოდენობა დაახლოებით შეადგენს სამს ერთ წამში. უფრო მაღლა, დაჯახების რაოდენობა მცირდება და ამიტომ (127) ფორმულაში მოცემული სამუალო სიჩქარისა და ტემპერატურის ცნება კარგავს თავის შინაარსს. აქედან გამომდინარე, დიდ სიმაღლეზე მოძრავი სხეულის (რაკეტა, დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრი) ტემპერატურა პრაქტიკულად დამოკიდებული არ არის გარემოს ტემპერატურაზე. მისი სითბური პირობები ძირითადად განისაზღვრება მზის სხივური ენერგიის შთანთქმით და მოცემული სხეულის სითბური გამოსხივებით.

ატმოსფეროს მაღალი ფენების ტემპერატურები წარმოადგენს მოლეკულურ ტემპერატურას ($T_მ$), რომელიც გამოიყენება აღნიშნული ფენების შესასწავლად. იგი დაკავშირებულია ჩვეულებრივ კინეტიკურ ტემპერატურასთან ($T_კ$) ტოლობით

$$T_მ = \frac{M_0}{M} T_კ , \qquad (128)$$

სადაც M_0 და M ჰაერის მოლეკულური წონაა ზღვის დონესა და ნებისმიერ სიმაღლეზე.

80—90 კმ სიმაღლემდე, სადაც ჰაერის შედგენილობა მუდმივია ($M_0=M$), $T_მ$ და $T_კ$ ტემპერატურები ერთმანეთს თანხვდება (ტოლდება). მაგრამ უფრო მაღლა, სადაც ჟანგბადისა და აზოტის დისოციაციის შედეგად მოლეკულური წონა კლებულობს $T_მ$ და $T_კ$ სხვადასხვაა, კერძოდ, $T_მ > T_კ$.

§ 3. ტემპერატურის ინვერსია

როგორც აღნიშნული იყო, ტროპოსფეროში ჩვეულებრივ ადგილი აქვს სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის დაცემას. მაგრამ ხში-

რია შემთხვევები, როდესაც გარკვეული პროცესების განვითარების დროს, ტემპერატურის ჩვეულებრივი განაწილება ირღვევა და იგი იცვლება ინვერსიით, რომლის დროსაც ტემპერატურა სიმაღლით მატულობს. როგორც ცნობილია, ინვერსიული ფენა ჰაერის მდგრადი სტრატიფიკაციით ხასიათდება; იგი ხელს უშლის კონვექციურ მოძრაობას, რის გამოც მას შემაკავებელ ფენას უწოდებენ.

არჩევენ მიწისპირა ფენებისა და თავისუფალი ატმოსფეროს ინვერსიებს. მათი წარმოშობა და განვითარება დაკავშირებულია რიგ ფაქტორებთან, რომელთა შესახებაც ქვემოთ მოკლედ შევჩერდებით.

მიწისპირა ინვერსიაში გაერთიანებულია ინვერსიის შემდეგი ტიპები:

1. რადიაციული ინვერსია — წარმოიშობა მცირე-ღრუბლიან წუნარ ამინდში. ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული გაცივების შედეგად. წლის თბილ პერიოდში იგი შეიძლება წარმოიშვას ღამით, განსაკუთრებით მის მეორე ნახევარში. დილით ადრე რადიაციული ინვერსიის სიმძლავრე ხშირად რამდენიმე ათეული მეტრიდან 300 — 700 მ და ზოგჯერ 800—1000 მ-ს აჭარბებს. მზის ამოსვლის შემდეგ იგი სწრაფად იშლება ქვემოდან ზემოთ. ინვერსიის გავრცელება დიდადაა დამოკიდებული სუსტ ტურბულენტობაზე. ძლიერ ტურბულენტობას შეუძლია ინვერსიის დაშლა და ტემპერატურის ადიაბატური განაწილების დამყარება.

წლის ცივ პერიოდში, როდესაც დღის გათბობა ღამის გადაცივების კომპენსაციას ვერ ახდენს, მაშინ ღამით წარმოშობილი მიწისპირა ინვერსია დღისითაც განაგრძობს არსებობას. თუ იგი რამდენიმე დღეს ზედიზედ გაგრძელდა, ინვერსიის საზღვარი მაღლა აიწევს და მისი სიმძლავრე 2 კმ-ს მიაღწევს. ეს უკანასკნელი ძირითადად ანტიციკლონებში ჩნდება ძალზე დაბალი ტემპერატურის პირობებში (ციმბირის ანტიციკლონი).

2. გაზაფხულის ანუ თოვლის ინვერსია — წარმოიშობა მდნობარე თოვლის ზედაპირზე თბილი ჰაერის გადაადგილების პროცესში. ჰაერის მიმდებარე ფენების სითბო იხარჯება თოვლის დნობაზე. ქვედაფენებში ჰაერი მნიშვნელოვნად ცივდება, ზედაფენებში კი ტემპერატურა თითქმის უცვლელი რჩება. ამ დროს წარმოშობილ ინვერსიას, ადვექციურსაც უწოდებენ.

3. ოროგრაფიული ინვერსია რადიაციული ინვერსიის სახესხვაობაა. იგი ძირითადად წარმოიშობა ქვაბური რელიე-

ფის პირობებში. საიდანაც ჰაერს გამოსასვლელი არ აქვს, ცივი ჰაერი ფერდობებიდან ეშვება ქვაბურებისაკენ (ან დაბლობებისაკენ), ავსებს მას, მის ზემოთ კი თბილი ჰაერი მოექცევა. წყნარ მოწმენდილ ამინდში ქვეფენილი ზედაპირის მეტი რადიაციული გადაცივება აძლერებს აღნიშნულ ინვერსიას და იგი უფრო მძლავრი ფენის სახით წარმოგვიდგება.

როგორც ჩანს, მიწისპირა ინვერსიების ზემოაღნიშნული დაყოფა პირობითია, რადგან ისინი დაკავშირებული არიან წყნარ მოწმენდილ ანტიციკლონურ ამინდთან, რომლის დროსაც ადგილი აქვს ინტენსიური გრძელტალღოვანი გამოსხივებით ქვაფენილი ზედაპირის გაცივებას და ჰაერის ქვედა ფენების ტემპერატურის დაწევას. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს წლის ცივ პერიოდში იაკუტიის რაიონში ციმბირის ანტიციკლონში წარმოშობილი ინვერსია, რომლის სიმძლავრე (ინვერსიის ფენის სისქე) აღწევს 3,0 კმ-ს და ჰაერის ზედა და ქვედა ფენებს შორის ტემპერატურათა შორის სხვაობა (ინვერსიის ინტენსიობა) ხშირად 15°-საც აჭარბებს.

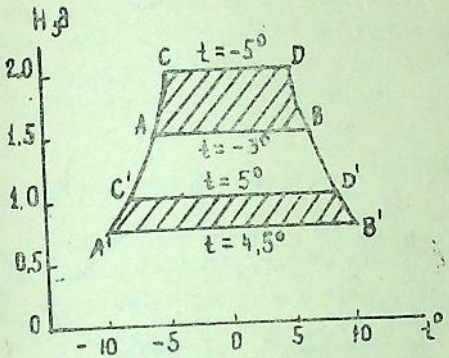
მიწისპირა ინვერსიების სიმძლავრე თბილისში წლის განმავლობაში საშუალოდ იცვლება 380—660, სოხუმში — 420—530, ერევანში — 380—680 მეტრს შორის. აღნიშნულ პუნქტებზე ინვერსიის ინტენსივობა საშუალოდ შეადგენს 1,7—3,0°-სს. წლის განმავლობაში ყველაზე მეტი გამეორებით (60—80%) ხასიათდება ინვერსიები 200—400 მ სიმძლავრით. ცალკეულ დღეებში ინვერსიის ინტენსივობა 5—20°-სს შორის მერყეობს.

თავისუფალი ატმოსფეროს ინვერსიებს მიეკუთვნება ინვერსიების შემდეგი ტიპები:

1. კუმშვის ინვერსია წარმოიშობა ანტიციკლონებში, რომლის ცენტრშიც ჰაერი დაბლა ეშვება, თბება და ქვემოთ, პერიფერიისაკენ იშლება. დაბლა დაშვებისას ჰაერი წნევის გადიდებით იკუმშება და უფრო მდგრადი ხდება, ვიდრე თავდაპირველ მდგომარეობაში იყო.

მართლაც, წარმოვიდგინოთ ანტიციკლონში რაღაც სიმაღლეზე *ABCD* მოცულობის ჰაერის ფენა (ნახ. 34). დავუშვათ, მის ზედა საზღვარზე $t = -5°$, ხოლო ქვედაზე $t = -3°$, მათ შორის ჰაერის ფენის სისქე $h = 500$ მ. მაშინ ტემპერატურის გრადიენტი

$$\gamma = \frac{-3-(-5)}{500} = 0{,}4°/100\text{მ}.$$



ნახ. 34. კუმშვის ინვერსიის წარმოშობა

დავუშვათ, *ABCD* ფენა მშრალადიაბატურად ეშვება ქვემოთ, მაშინ გადიდებული წნევის შედეგად ჰაერი იკუმშება და ჰორიზონტალური მიმართულებით გაიშლება. ამის შემდეგ მთელი ფენა დაიკავებს *A′ B′ C′ D′* მდგომარეობას, რომლის სისქეც ($h=250$ მ) ნაკლები იქნება საწყისზე. ამ შემთხვევაში, ზედაფენის ტემპერატურა, 1000 მეტრით ადიაბატურად დაშვებისას *C′ D′* დონეზე იქნება $t=5°$-ი (ე. ი. მოიმატა 10°-ით), ხოლო ქვედა საზღვრისა, რომელიც 750 მ-ით დაეშვა *A′ B′* დონეზე, 7,5°-ით მოიმატებს და გაუტოლდება $t=4,5°$-ს. აღნიშნულ ფენაში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი

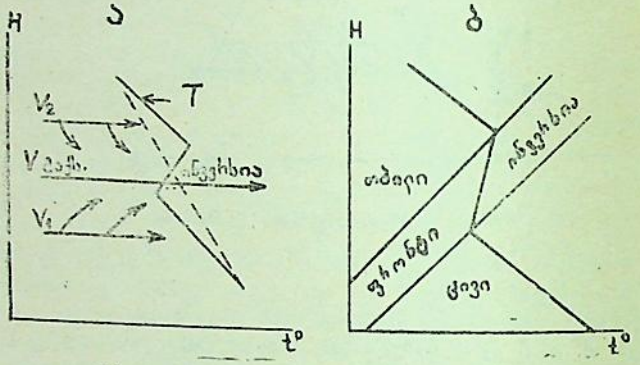
$$\gamma = \frac{4,5-5,0}{250} = -0,2°/100\text{მ}.$$

ე. ი. ქვედაფენაში ადგილი ექნება ტემპერატურის ინვერსიულ განაწილებას. კუმშვის ინვერსია ხშირად ვითარდება 1—2 კმ სიმაღლეზე, ხოლო მისი ვერტიკალური სიმძლავრე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს.

2. **დინამიკური ინვერსია** წარმოიშობა თავისუფალი ატმოსფეროს იმ ფენებში, სადაც ადგილი აქვს ქარის მაქსიმალურ სიჩქარეებს და სადაც ხდება ჰაერის შეწოვა ნაკლები სიჩქარის მქონე ზედა და ქვედა ფენებიდან (ნახ. 35—ა). ფენის ზედა ნაწილში წარმოიშობა დალმავალი დენები, სადაც ჰაერი მშრალადიაბატურად თბება, ქვედა ნაწილში კი — აღმავალი დენები, სადაც ჰაერი

ადიაბატურად ცივდება. ფენის შუა ნაწილში ვითარდება ინვერსია, ე. ი. სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურა მატულობს. ამ ინვერსიის სისქე დიდი არ არის (რამდენიმე ათეული მეტრია).

3. ფრონტალური ინვერსია წარმოიშობა ფრონტალურ ზედაპირზე, რომელიც ჰყოფს თბილი და ცივი ჰაერის მასებს ერთმანეთისაგან. როგორც ცნობილია, თბილი ჰაერი ყოველთვის



ნახ. 35. დინამიკური (ა) და ფრონტალური (ბ) ინვერსია

ცივი ჰაერის ზემოდანაა მოქცეული, ხოლო ეს უკანასკნელი სოლისებურადაა მასში შეჭრილი. ინვერსიული ფენა ფრონტის ხაზზეა და წარმოადგენს გარდამავალ ფენას რამდენიმე ათეული ან ასეული მეტრის სისქით (ნახ. 35—ბ).

თბილი და ცივი ჰაერის ინტენსიური შერევის შედეგად გარდამავალ ფრონტალურ ზედაპირზე ხშირად შეინიშნება არა ინვერსია, არამედ იზოთერმია ან ტემპერატურის ცვლილება შემცირებული გრადიენტით.

თავი VIII

წყლის ბრუნვა ატმოსფეროში

დედამიწის ზედაპირის დიდი ნაწილი წყალს უჭირავს. მისი მარაგი შემდეგნაირადაა განაწილებული: ოკეანეები და ზღვები — 1.336.000, პოლარული ყინულები — 3500, თოვლის საფარი — 250, ტბები — 250, მდინარეები — 50, ჰაობები — 6 ათასი კმ³.

დედამიწის ატმოსფერო წყლის ორთქლის სახით შეიცავს წყლის მსოფლიო მარაგის 0,001%-ს. იგი განუწყვეტლივ მოედინება ატმოსფეროში აორთქლების გზით, ზღვებისა და ოკეანეების, წყალსაცავების, ნიადაგისა და მცენარეულობის, თოვლისა და ყინულის ზედაპირებიდან. ატმოსფეროში ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია, რის შედეგადაც წარმოიშობა ღრუბლები, ნისლი და სხვა ჰიდრომეტეორები. კონდენსაციის პროდუქტები დედამიწაზე გვევლინება ნალექების სახით. რომლებიც მდინარეებისა და სხვა ნაკადების სახით ჩაედინება ტბებში, ზღვებსა და ოკეანეებში, ხოლო ნაწილი ჩაიჟონება ნიადაგში. დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მცენარეთა ტრანსპირაციას.

წყლის ბრუნვა ატმოსფეროში რთული პროცესია, მაგრამ თუ უგულებელვყოფთ მის ზოგიერთ დეტალს, სადაც წყლის ძალზე მცირე რაოდენობა მონაწილეობს, მაშინ ის შეიძლება რაოდენობრივად დავახასიათოთ წყლის ბალანსის მეშვეობით.

დედამიწის ზედაპირზე წყლის ბრუნვის (წყლის ბალანსი. იხ. ამ თავის § 5) ზოგადი სახე მოცემულია ქვემოთ მოყვანილ ცხრილში:

	ნალექები (მმ-ობით)	აორთქლება (მმ-ობით)	ჩამონადენი (მმ-ობით)
კონტინენტი	670	420	250
ოკეანე	1140	1240	100
დედამიწა	955	955	0

ცხრილში მოცემული სიდიდეები წარმოადგენენ საორიენტაციო მნიშვნელობებს, რადგან ცალკეული მეცნიერების მიერ მიღებული მონაცემები ერთმანეთისაგან განსხვავებულია.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, კონტინენტების ზედაპირზე მოსული ნალექების საშუალო რაოდენობა სჭარბობს აორთქლებას 250 მმ-ით, რომელიც მდინარეული და მიწისქვეშა ჩამონადენის სახით უბრუნდება ოკეანეს. ოკეანეებზე აორთქლება სჭარბობს მოსულ ნალექებს, ხოლო ეს დანაკლისი კომპენსირდება ხმელეთიდან ჩამონადენი წყლებით. როგორც ვხედავთ, კონტინენტები ორთქლის ძირითად ნაწილს ღებულობენ ოკეანეებიდან აორთქლებული წყლის სახით, რომელიც ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებით გადაიტანება ხმელეთის მიმართულებით.

ჩვენ ვიცით, რომ ატმოსფეროში წყლის ორთქლის მოცულობითი რაოდენობა იცვლება 0-დან 4%-მდე (იხ. თავი 1, § 2), ხოლო აღნიშნული წყლის ორთქლის კონდენსირებული ფენის საშუალო სიდიდე შეიძლება მერყეობდეს 20—30 მმ-ის ფარგლებში. თუ დედამიწაზე მოსული ნალექების საშუალო სიდიდეს—955 მმ-ს (მ. ბუდიკოს მიხედვით 1000 მმ) გავყოფთ 20—30 მმ-ზე, მივიღებთ, რომ ატმოსფეროში წყლის ორთქლის აღდგენა წლის განმავლობაში ხდება 32—48-ჯერ, ე. ი. ყოველ 8-11 დღის განმავლობაში.

§ 1. აორთქლება

აორთქლება რთული პროცესია, რომელიც მიმდინარეობს წყლის ზედაპირიდან, ნიადაგიდან, მცენარეული საფარიდან, თოვლისა და ყინვარების ზედაპირებიდან. მისი ფიზიკური არსი ის არის, რომ წყლის მოლეკულები, რომელთა სიჩქარეც აღემატება მოცემული ტემპერატურის პირობებში მოლეკულათა საშუალო სიჩქარეს, გადალახავს მოლეკულათა შორის არსებულ შეჯიდულობის ძალას, მოწყდება წყლის ძირითად მასას და ხვდება გარემო სივრცეში. ტემპერატურის მატებასთან ერთად წყლის მასას მოწყვეტილ მოლეკულათა რაოდენობა და აქედან გამომდინარე აორთქლებაც მატულობს. სითხის ზედაპირზე წარმოიშობა ორთქლის გარკვეული რაოდენობა, რომლის მოლეკულებიც ნაწილობრივ ისევ სითხეს უბრუნდება. ფაქტიური აორთქლება ეს არის სითხიდან მოწყვეტილ და უკან დაბრუნებულ მოლეკულათა შორის სხვაობა. თუ სითხიდან მოწყვეტილი მოლეკულები აღემატება უკან დაბრუნებულს, მაშინ აორთქლება ხდება ზედაპირიდან, მაგრამ იმ შემთხვევაში,

როდესაც სითხის ზედაპირის გარემო სივრცე იჟღინთება ორთქლით, ე. ი. ადგილი აქვს წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობას, აორთქლება წყდება და წარმოიშობა ისეთი წონასწორობა, რომლის დროსაც სითხიდან მოწყვეტილი და უკან დაბრუნებული მოლეკულები ერთმანეთს უტოლდება. სივრცის გადაჯერების შემთხვევაში შეიძლება ადგილი ჰქონდეს აორთქლების საწინააღმდეგო პროცესს — კონდენსაციას. ამ შემთხვევაში უკან დაბრუნებული მოლეკულები სჭარბობს სითხიდან მოწყვეტილს.

აორთქლების პროცესში, როდესაც მოლეკულებს ურთიერთშეჭიდულობისა და გარეგანი წნევის ძალების გადალახვა უხდება, იხარჯება სითბური ენერგიის გარკვეული რაოდენობა, რომელსაც აორთქლების ფარულ სითბოს უწოდებენ, მას დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროს ენერგეტიკული პროცესებისათვის.

აორთქლების ფარული სითბო წარმოადგენს იმ დამატებით სითბურ ენერგიას, რომელიც საჭიროა აორთქლების პროცესის გასაგრძელებლად. ასაორთქლებელი ზედაპირის ტემპერატურის მომატებით ორთქლადქცევის სითბო კლებულობს ქვემოთ მოცემული დამოკიდებულების მიხედვით:

$$L = 597 - 0{,}6\,t,$$

სადაც L — ორთქლადქცევის სითბოა (კალ/გ), t — ასაორთქლებელი ზედაპირის ტემპერატურა.

წყლის ზედაპირის ტემპერატურა თუ 0°-ია, მაშინ $L = 597$ კალ/გ, ხოლო 1 გ ყინულის აორთქლებაზე იხარჯება 677 კალ/გ სითბო.

§ 2. წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა

როგორც ზემოთ ვნახეთ, აორთქლება შეიძლება მოხდეს იმ შემთხვევაში, თუ სითხის ზედაპირზე გარემო სივრცე წყლის ორთქლით არ არის გაჯერებული. ამიტომ, პირველ ყოვლისა საჭიროა შევჩერდეთ წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობაზე და მასზე მოქმედ ზოგიერთ ფაქტორზე.

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა (E) ეწოდება ორთქლის იმ ზღვრულ რაოდენობას, რომლის დროსაც ჰაერში არსებული ორთქლი მიაღწევს ნაჯერ მდგომარეობას, ის წარმოადგენს ტემპერატურის ფუნქციას. ტემპერატურის მატებით იზრდება მაქსიმალური დრეკადობა. ეს დამოკიდებულება კარგად ჩანს 52-ე ცხრილში:

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა (მბ-ობით) წყლისა ($E_{ბყ}$) და ყინულის ($E_ყ$) ზედაპირზე

t°	—30	—20	—15	—12	—10	—5	0	10	20	30
$E_{ბყ}$	0,51	1,25	1,91	2,44	2,86	4,21	6,11	12,3	23,4	42,6
$E_ყ$	0,38	1,05	1,65	2,17	2,62	4,01	6,11	—	—	—
$E_{ბყ}—E_ყ$	0,13	0,20	0,26	0,27	0,24	0,20	0	—	—	—

ტემპერატურის ყოველი 10°-ით მატება წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობის ორჯერ მატებას იწვევს. 30° ტემპერატურის დროს ჰაერი ნაჯერ მდგომარეობაში შეიცავს 7-ჯერ უფრო მეტ წყლის ორთქლს, ვიდრე 0°-ისას.

როგორც ცნობილია, უარყოფითი ტემპერატურისას წყალი შეიძლება გადაცივებულ მდგომარეობაში იმყოფებოდეს. იგი ასეთ მდგომარეობაში ჩვეულებრივ — 10°-მდეა, მაგრამ ხშირად გადაცივებული წყალი — 40°-მდეც კი შეიმჩნევა.

52-ე ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ 0°-ზე დაბალი ტემპერატურის დროს წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა ყინულის ზედაპირზე უფრო ნაკლებია, ვიდრე წყლის ზედაპირზე.

მაგალითად, —10°-ის დროს მაქსიმალური დრეკადობა გადაცივებულ წყლის ზედაპირზე $E_{ბყ}=2,86$ მბ, ყინულის ზედაპირზე კი — $E_ყ=2,62$ მბ.

ზემოაღნიშნული გარემოება იმითაა გამოწვეული, რომ ყინულის მოლეკულათა შეჯიდულების ძალა უფრო მეტია და, მაშასადამე, მისი ზედაპირიდან მოწყვეტილ მოლეკულათა რაოდენობაც ნაკლები იქნება წყლისაზე. ამიტომაა, რომ ერთი და იმავე უარყოფითი ტემპერატურის დროს ყინულის ზედაპირზე ჰაერის გასაჯერებლად უფრო ნაკლები რაოდენობის ორთქლია საჭირო, ვიდრე წყლის ზედაპირზე.

აღსანიშნავია ის გარემოებაც, რომ როცა ტემპერატურა იკლებს, წყლისა და ყინულის ზედაპირზე წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობათა სხვაობა ($E_{ბყ}—E_ყ$) მატულობს (ცხრ. 52); მაქსიმუმს (0,27 მბ) დაახლოებით —12° ტემპერატურის დროს აღწევს, შემდეგ იგი ისევ კლებულობს; ამ მდგომარეობას დიდი მნიშვნელობა

აქვს ატმოსფეროში ნალექების წარმოშობისა და მათი დამსხვილების პროცესებისათვის.

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა საკმაოდაა დამოკიდებული ზედაპირის სიმრუდეზე: ბრტყელ ზედაპირთან შედარებით, ამოზნექილ ზედაპირზე უფრო მეტია, ვიდრე ჩაზნექილზე. ეს გამოწვეულია იმით, რომ მოლეკულათა შეჰიდულობის ძალა ამოზნექილ ზედაპირზე უფრო ნაკლებია, ხოლო ჩაზნექილზე მეტი. თუ წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობას ამოზნექილ (ან ჩაზნექილ) ზედაპირზე აღვნიშნავთ E'-ით, ხოლო მაქსიმალურ დრეკადობას ბრტყელ ზედაპირზე E-თი, მაშინ მათი შეფარდება გამოითვლება ტომსონის ფორმულით:

$$\lg \frac{E'}{E} = \frac{C}{R}. \qquad (129)$$

ამ ფორმულაში C მუდმივია, ხოლო R — წვეთის სიმრუდის რადიუსი სმ-ით.

ქვემოთ მოგვყავს სხვადასხვა ზომის წვეთებისათვის $\frac{E'}{E}$ შეფარდების სიდიდენი %-ით:

R სმ.	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}
$\frac{E'}{E}$	332	113	101.2	100.12

წვეთის რადიუსი თუ მეტია 10^{-4} სმ (1 მკ), მაშინ შეფარდება $\frac{E'}{E}$ პრაქტიკულად ერთის ტოლი იქნება, ე. ი. სიმრუდე წყლის ორთქლის გადაჯერებაზე არ იმოქმედებს. მაგრამ, როდესაც $R = 10^{-6}$ სმ, ასეთი ზომის წვეთის წყლის ორთქლით გაჯერებისათვის საჭირო იქნება 13%-ით მეტი ორთქლი ბრტყელ ზედაპირთან (E) შედარებით.

ცნობილია, რომ ატმოსფეროში წყლის ორთქლის კონდენსაცია ხდება ე. წ. კონდენსაციის გულებზე, რომელნიც წარმოადგენენ სხვადასხვა სახის მარილების ნაწილაკებს. წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა ასეთ ხსნარში ნაკლები იქნება (ერთი და იმავე ტემპერატურის დროს) სუფთა წყალთან შედარებით. თუ ზღვების წყლის საშუალო მარილიანობა 35 გ/ლ, მაშინ ასეთ ზედაპირზე მაქსიმალური დრეკადობა დაახლოებით 2%-ით კლებულობს. ამიტომაა, რომ ზღვის წყალი სუფთა წყალთან შედარებით უფრო

ნელა ორთქლდება. მნიშვნელოვნადაა შემცირებული მაქსიმალური დრეკადობა მარილებით მაძღარ წვეთებზე. ასეთი წვეთების ზედაპირზე წყლის ორთქლის ნაჯერი მდგომარეობა შეიძლება დამყარდეს შეფარდებითი ტენიანობის 78—80%-ის დროს.

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა დამოკიდებულია აგრეთვე წყლის წვეთების დამუხტულობაზე. წყლის წვეთი რაც უფრო მეტადაა დამუხტული, მით უფრო ნაკლები სიძლიერით მიმდინარეობს აორთქლება.

§ 3. დიდი და მცირე წყალსაცავებიდან აორთქლების სიჩქარის განმსაზღვრელი ფაქტორები

ბუნებრივი ზედაპირიდან აორქლების სიჩქარე ანუ ინტენსივობა წარმოადგენს წყლის იმ რაოდენობას მილიმეტრებში, რომელიც ერთეული ფართის ზედაპირიდან ორთქლდება დროის ერთეულში. 1 მ² დართის ზედაპირიდან აორთქლებული 1 მმ ორთქლი შეადგენს 1 კგ წყლის მასას.

წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების სიჩქარე დამოკიდებულია ქარის სიჩქარეზე, ტენიანობის დეფიციტზე, ჰაერის ტემპერატურაზე, რომლის სიდიდეც რადიაციულ ბალანსზეა დამოკიდებული, წყალსაცავის ზომაზე და მის სიღრმეზე, წყლის ალბედოზე, წყლის ზედაპირის მქისეობაზე და სხვ.

წყლის ზედაპირიდან ორთქლის გადატანა ატმოსფეროში ძირითადად ჰაერის ტურბულენტური შერევის გზით ხდება. ეს უკანასკნელი გაპირობებულია ქარის სიჩქარით. გამორკვეულია, რომ ყოფილი სსრ კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე (ზაფხულის თვეებისათვის) ქარის სიჩქარის 1-დან 10 მ/წმ მომატება გამოიწვევდა აორთქლების 10-ჯერ გაზრდას.

ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლების ინტენსივობა ხაზობრივ კავშირშია ტენიანობის დეფიციტთან. ტენიანობის დეფიციტის 1-დან 10 მბ-მდე მატებამ შეიძლება აორთქლების 2,5-ჯერ გაზრდა გამოიწვიოს. მაგრამ თუ შესაბამისად გაიზარდა ქარის სიჩქარე, მაშინ მან შეიძლება ზემოაღნიშნულ სიდიდეს რამდენჯერმე გადააჭარბოს.

ტენიანობის დეფიციტი მჭიდროდაა დაკავშირებული ასაორთქლებელ ზედაპირისა და ჰაერის ტემპერატურასთან, ასევე წყლის მარილიანობასთან. თუ ასაორთქლებელი წყლის ზედაპირის ტემპერატურა მეტია ჰაერის ტემპერატურაზე, მაშინ მისი $E_{წყ}$. უფრო მეტი იქნება ჰაერის მოცემული ტემპერატურის მაქსიმალურ დრეკა-

დობაზე; ამიტომ ზედაპირიდან აორთქლება გრძელდება მაშინაც კი, როდესაც ჰაერი უკვე ნაჯერ მდგომარეობამდეა მიღწეული, ე. ი.

$$e = E < E_{წყ}.$$

წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიჩქარის განმსაზღვრელ ემპირიულ ფორმულებში ძირითად პარამეტრს ტენიანობის დეფიციტი და ქარის სიჩქარე წარმოადგენს; ამიტომ ყველა ფორმულა მსგავსი სტრუქტურით ხასიათდება:

$$V = f(u)(E_{წყ.} - e), \qquad (130)$$

სადაც ფუნქცია $f(u)$ აორთქლებაზე ქარის სიჩქარის გავლენის გამომხატველია. მისი რაოდენობრივი მაჩვენებელი სხვადასხვა ავტორს სხვადასხვანაირად აქვს მოცემული.

ტემპერატურა (როგორც წყლის ზედაპირის, ასევე ჰაერის) დიდ გავლენას ახდენს აორთქლებაზე. მასზე იხარჯება სითბური ენერგია და თუ ასაორთქლებელ ზედაპირზე სითბოს მოდენას არ აქვს ადგილი, მაშინ იგი ცივდება. ზედაპირის გაცივებისას აორთქლება არა მარტო მცირდება, არამედ შეიძლება შეწყდეს კიდეც, თუ $E_{წყ.}$ გაუტოლდება ჰაერში არსებულ წყლის ორთქლის დრეკადობას (e); როგორც ჩანს, აორთქლების სიჩქარე ენერგეტიკულ რესურსებზეა დამოკიდებული და ძირითადად განისაზღვრება რადიაციული ბალანსის რაოდენობრივი მაჩვენებლით. მაგალითად, სევანის ტბაზე ტემპერატურის 1°-ით ცვლილებას შეუძლია გამოიწვიოს აორთქლების 0,7-დან 1,2%-მდე ცვლილება, ან ყოფილ სსრ კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე თუ წყალსაცავის ზედაპირის ტემპერატურა მოიმატებს 5-დან 40°-მდე, მაშინ აორთქლება ამ ზედაპირიდან დაახლოებით 2-ჯერ გაიზრდება.

მრავალრიცხოვანი დაკვირვებიდან ირკვევა, რომ აორთქლების სიჩქარე და წლიური მსვლელობა მჭიდროდაა დაკავშირებული წყალსაცავის სიღრმესთან. 5 მ სიღრმის მქონე წყალსაცავის გათბობის პერიოდში (გაზაფხული, ზაფხული), აორთქლების ინტენსივობა 4-ჯერ აღემატება 20 მ სიღრმის წყალსაცავის აორთქლებას. გაცივების პერიოდში (შემოდგომაზე და ზამთარში წყალსაცავი არ იყინება) ზემოაღნიშნული წყალსაცავებიდან აორთქლება 2-ჯერ ნაკლებია 20 მ სიღრმის წყალსაცავთან შედარებით.

შედარებით მცირე გავლენას ახდენს აორთქლებაზე წყალსაცავის ზომა. წყალსაცავის ზომის 1-დან 100 კმ-მდე მატება იწვევს აორთქლების კლებას; ეს გამოწვეულია იმით, რომ დიდი ზომის წყალსაცავებში განუწყვეტელი აორთქლების შედეგად ჰაერის ტე-

ნიანობის მაღალ მაჩვენებელს აქვს ადგილი, ეს კი ხელს უშლის აორთქლებას.

ყოფილ სსრ კავშირის წყალსაცავების ზედაპირიდან აორთქლების განსაზღვრისათვის იყენებენ სხვადასხვა სახის წყლის ამაორთქლებლებს. მათი მეშვეობით ადგენენ აორთქლების ემპირიულ ფორმულებს (მათ შესახებ ქვემოთ გვექნება ლაპარაკი), რომელთა პარამეტრების განსაზღვრაც ძირითადად აორთქლების ჰიდრომეტეოროლოგიურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული. ასაორთქლებელი აუზი შეიძლება იყოს სხვადასხვა ზომის: 3000 სმ², 20 მ², 100 მ² და ა. შ. ამ აუზების მეშვეობით ანგარიშობენ რედუქციის კოეფიციენტს, ე. ი. სიდიდეს, რომელზეც უნდა გამრავლდეს ამაორთქლებლის მონაცემები, რომ მივიღოთ წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდე.

ცნობილია, რომ უმრავლეს შემთხვევაში ამაორთქლებლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდე (V') არ უტოლდება წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდეს (V). რედუქციის კოეფიციენტი $r = \frac{V}{V'}$ ცვალებადია (ცხრ. 53)

ცხრილი 53

რედუქციის კოეფიციენტის მნიშვნელობები სხვადასხვა წყალსაცავისათვის

წყალსაცავი	V	VI	VII	VIII	IX	X
ციმლიანსკი	0.38	0.70	0.92	1.10	1.19	1.54
ვოლგოგრადი	—	0 60	0.82	1.04	1 58	2 32
სევანის ტბა	0.25	0 45	0.66	0.85	1.3	1.6

ამის ძირითადი მიზეზია ალბედოს სხვადასხვაობა წყალსაცავსა და ამაორთქლებელს შორის, ჰაერის ტემპერატურა, ქარის სიჩქარე ორივე აუზის ზედაპირზე, ზედაპირის ტემპერატურები და წყლის მასაში სითბოს გაცვლა.

მცირე წყალსაცავები, დიდ წყალსაცავებთან შედარებით, უფრო მეტად განიცდის ხმელეთის გავლენას, რის გამოც მშრალი ჰაერის ზემოქმედებით აქ აორთქლება იზრდება. დიდ წყალსაცავებში ხმელეთიდან მონაბერი ქარის სიჩქარის მომატება აორთქლების სიჩქარეზე მნიშვნელოვან გავლენას ვერ ახდენს, რადგან ჰაერის წყლისპირა ფენები საკმაოდ ტენიანდება.

§ 4. აორთქლებადობა, ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლება და ტრანსპირაცია

ბუნებრივ პირობებში აორთქლებას განიხილავენ სხვადასხვა სახის ზედაპირიდან: წყლის, თოვლის და ყინულის ზედაპირიდან, მცენარეულობას მოკლებული ნიადაგის ზედაპირიდან და მცენარეული საფარიდან. ერთნაირ მეტეოროლოგიურ პირობებში ყველა ზედაპირიდან აორთქლების სიჩქარე და რაოდენობა სხვადასხვაა.

ამჟამად შედარებით კარგადაა შესწავლილი წყლის ზედაპირიდან (ოკეანე, ზღვა, ტბა, წყალსაცავი) აორთქლების პროცესები და სათანადოდაა დამუშავებული მისი რაოდენობრივი მაჩვენებლების განსაზღვრის მეთოდიკაც. როგორც ცნობილია, წყლის ზედაპირიდან აორთქლება ეს არის **აორთქლებადობა**, რომელიც მიმდინარეობს განუწყვეტლივ, თუ კლიმატური პირობები ხელსაყრელია, რადგან იგი წყლის მარაგით ლიმიტირებული არ არის. ამიტომაა, რომ **აორთქლებადობას** მაქსიმალურად შესაძლებელ აორთქლებასაც უწოდებენ.

აორთქლებადობას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს არა მარტო წყლის ზედაპირზე, არამედ ნიადაგის ზედაპირზეც. ერთნაირ კლიმატურ პირობებში, თუ ნიადაგი კარგადაა უზრუნველყოფილი წყლით და დაფარულია ხშირი მცენარეული საფარით, ამ უკანასკნელიდან შეიძლება მეტი წყალი აორთქლდეს, ვიდრე წყლის ზედაპირიდან.

ჩვეულებრივ პირობებში ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდე ნაკლებია აორთქლებადობაზე, რადგან მშრალ პერიოდში ნიადაგი შრება და აორთქლების პროცესი სუსტდება ან შეიძლება შეწყდეს.

რიგმა დაკვირვებებმა ცხადყო, რომ აორთქლება ხმელეთის (ნიადაგის) ზედაპირიდან შეადგენს წყლის ზედაპირიდან აორთქლების (აორთქლებადობის) დაახლოებით 20—30%-ს; მართლაც, ტაშკენტის მიდამოებში აორთქლებადობის წლიური ჯამი 1200 მმ აღწევს, მაშინ, როდესაც ფაქტიური აორთქლება აქ დაახლოებით 200 მმ-ია.

ნიადაგის ზედაპირიდან (მცენარეულობას მოკლებული) აორთქლების ინტენსივობა დაკავშირებულია მის ფიზიკურ თვისებებთან, ზედაპირის მდგომარეობასთან, რელიეფთან და სხვა ფაქტორებთან.

გაფხვიერებული ნიადაგიდან, ფორიანობის გადიდებისა და კაპილარების გაფართოების შედეგად, უფრო ნაკლებია აორთქლება, ვიდრე მჭიდრო (დატკეპნილი) და ვიწრო კაპილარების მქონე ნია-

დაგიდან. ეს იმით აიხსნება, რომ ვიწრო კაპილარებში წყალი უფრო მაღლა იწევს.

ასაორთქლებელ ზედაპირთან გრუნტის წყლის დონის სიახლოვე ადიდებს აორთქლების ინტენსივობას. ამაღლებულ ადგილებში, ქვაბურსა და ხეობასთან შედარებით, ტურბულენტური შერევის გაძლიერება იწვევს აორთქლების მატებას.

მცენარეული საფარი ძლიერ ამცირებს ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებას, რადგან იგი სხვადასხვა სიძლიერით ფარავს ნიადაგს და თვითონ წარმოშობს ასაორთქლებელ ზედაპირს. ბუნებრივ პირობებში მცენარეული საფარის ზედაპირიდან აორთქლება წარმოადგენს ტრანსპირაციისა და ნიადაგიდან აორთქლების ერთობლივ შედეგს, რომელსაც ჯამობრივ აორთქლებას უწოდებენ. ტრანსპირაციას წამყვანი ადგილი უკავია ჯამობრივ აორთქლებაში. საერთოდ, ტრანსპირაცია შეადგენს ჯამობრივი აორთქლების 50%-ზე მეტს (ცხრ. 54).

ცხრილი 54

ტყე-მცენარეულობიდან აორთქლების რაოდენობა (ვალდაი)

აორთქლება მმ-ით / თვე	V	VI	VII	VIII	IX	X	ჯამი (V—X)
ჯამობრივი აორთქლება ტყიდან	35	82	69	48	37	14	285
აორთქლება ბალახეული მცენარეებიდან და ნიადაგიდან	19	38	31	25	18	7	138
ტრანსპირაცია	16	44	38	23	19	7	147

სრულიად განსხვავებულ სურათს იძლევა აორთქლება მცენარეულობით დაფარული წყალსაცავებიდან და ტბებიდან. ექსპერიმენტულმა ცდებმა ცხადყო, რომ სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებულ წყალსატევებში, რომლებიც სხვადასხვა სახის მცენარეულობითაა დაფარული, ტრანსპირაციის წილი ჯამობრივ აორთქლებაში დაახლოებით 75%-ს შეადგენს. ვეგეტაციური პერიოდის ცალკეულ თვეებში, როდესაც ხელსაყრელი ჰიდრომეტეოროლოგიური პირობებია, ტრანსპირაციამ შეიძლება ჯამობრივი აორთქლების 90—95%-ს მიაღწიოს.

§ 5. აორთქლების განსაზღვრის მეთოდი

ბუნებრივ პირობებში აორთქლებას განსაზღვრავენ სხვადასხვა მეთოდით, რომელთა შორის აღსანიშნავია: 1. აორთქლების განსაზღვრა ამაორთქლებლებით, რომლებიც წარმოადგენენ განსხვავებული სახისა და ზომის ჭურჭელს მოთავსებულს წყლის ზედაპირზე (წყლის ამაორთქლებელი) ან ნიადაგში (ნიადაგის ამაორთქლებელი); ამჟამად გამოყენებულია სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის (სჰი) ამაორთქლებელი 3000 სმ² ზედაპირით (სჰი—3000); აგრეთვე არსებობს 20, 100 მ² და სხვა ფართობის მქონე ამაორთქლებლები. ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების განსაზღვრა წარმოებს სჰი—500-ით. მათი აგებულებისა და დაკვირვების მეთოდიკაზე არ შევჩერდებით, რადგან იგი მოცემულია მეტეოროლოგიურ ხელსაწყოთა სახელმძღვანელოებში. აქ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ყველა ზემოთ ჩამოთვლილი ამაორთქლებელი, აგრეთვე დაკვირვების მეთოდიკა სრულყოფილი არ არის. მათი მონაცემები აორთქლების სიჩქარეზე ბუნებრივ პირობებთან შედარებით მნიშვნელოვან ცდომილებებს შეიცავენ. მიუხედავად ამისა, ისინი წარმოადგენენ ძირითად დასაყრდენს მრავალი ემპირული ფორმულის გამოყვანის საქმეში.

ემპირული ფორმულების მეთოდი წარმოადგენს აორთქლების დამოკიდებულებას მთელი რიგი ჰიდრომეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილებასთან. სხვადასხვა ავტორის მიერ რეკომენდებულ ემპირიულ ფორმულებში ძირითადი ადგილი ჭარის სიჩქარეს და ტენიანობის დეფიციტს ეთმობა. მისი ზოგადი სახე (130) ფორმულაშია მოცემული. აორთქლების სიჩქარის პირველი განტოლება მოგვცა დალტონმა:

$$V = K\frac{E_{ზყ} - e}{P} \text{ გ/სმ²წმ}, \qquad (131)$$

სადაც $E_{ზყ}$ — წყლის ზედაპირზე ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობაა; e — წყლისპირა ჰაერის ორთქლის დრეკადობა; K — პროპორციულობის კოეფიციენტი, რომლის სიდიდე ჭარის სიჩქარეზეა დამოკიდებული; P — ატმოსფეროს წნევა.

ვ. შულეიკინის ფორმულა უფრო მარტივია და აორთქლების სიჩქარე აქაც პირდაპირ დამოკიდებულებაშია ჭარის სიჩქარესა და ტენიანობის დეფიციტთან:

$$V = C \cdot U(E_{ზყ} - e) \text{გ/სმ² წმ}. \qquad (132)$$

სადაც u — ჭარის სიჩქარეა, C — კოეფიციენტი, რომელიც დამო-

კიდებულია მეტეოლემენტების გაზომვის სიმაღლეზე; 2 მ სიმაღლეზე $C=0{,}45\cdot 10^{-6}$. $E_{ნყ}$ და e გამოსახულია მმ-ით.

პრაქტიკული თვალსაზრისით აორთქლებას განსაზღვრავენ დროის შედარებით ხანგრძლივი პერიოდისათვის (დღე-ღამე, თვე, წელი). ამ მხრივ აღსანიშნავია ვ. დავიდოვის მიერ მიღებული ფორმულა შედარებით მცირე წყალსაცავებისათვის:

$$V=15d^{0,8}(1+0{,}125U)\ \text{მმ/თვე}, \qquad (133)$$

სადაც V საშუალო თვიური აორთქლებაა მილიმეტრებში, d — ტენიანობის დეფიციტი მმ-ში, განსაზღვრული წყალსაცავთან ახლომდებარე მეტეოსადგურზე, U — ქარის სიჩქარე, განსაზღვრული იმავე სადგურზე.

წყლის ზედაპირიდან აორთქლების კარგად დასაბუთებულ ფორმულას იძლევა ა.ბ. ზაიკოვი:

$$V=0{,}15n(E_{ნყ}-e_{200})(1+0{,}72U_{100})\ \text{მმ/თვე}, \qquad (134)$$

სადაც V აორთქლებაა მმ-ში, n — დღეთა რიცხვი თვეში, e_{200} — წყლის ორთქლის დრეკადობა წყლის ზედაპირიდან 200 სმ სიმაღლეზე, U_{100} — ქარის სიჩქარე 100 სმ სიმაღლეზე.

ა/კავკასიის წყალსაცავებისათვის შედარებით დაზუსტებულ ფორმულას იძლევა ვ. გვახარია;

$$V=0{,}29(E_{ნყ}-e_{200})(1+0{,}227U_{200})\text{მმ/ დღე-ღამე}, \qquad (135)$$

სადაც e_{200} და u_{200} წყლის ორთქლის დრეკადობაა და ქარის სიჩქარეა 200 სმ სიმაღლეზე.

როგორც ავტორი აღნიშნავს, (135) ფორმულით გამოთვლილი წყალსაცავებიდან აორთქლებული (აორთქლებადობა) წყლის ფენის სიმაღლე კარგად ესადაგება ფაქტობრივ აორთქლებას (ამაორთქლებელი ხელსაწყოდან აორთქლებას).

ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირიდან აორთქლების გამოთვლა შედარებით გამარტივებულია, რადგან აქ ტურბულენტობის კოეფიციენტისა და წყლის ზედაპირის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ძალზე უმნიშვნელოა და შეიძლება იგი მხედველობაში არ მივიღოთ. ფორმულა ასეთი სახისაა:

$$V=0{,}134\,u(E_{ნყ}-e)\ \text{მმ/დღე-ღამე}, \qquad (136)$$

აღნიშვნები იგივეა.

(136) ფორმულაში გამოყენებულია გემებიდან (6—10 მ სიმაღ-

ლიდან) გაზომილი ჰიდრომეტეოროლოგიური მონაცემები. აღნიშნული ფორმულით გამოითვალეს ოკეანეებიდან აორთქლების მნიშვნელობები, რომლებიც სითბური ბალანსის ატლასშია მოცემული.

სითბური ბალანსის მეთოდი დამუშავდა მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში მ. ბუდიკოს ხელმძღვანელობით; აქ ჩაეყარა საფუძველი ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლების თეორიული საფუძვლების შესწავლას. განტოლება შემდეგი სახისაა:

$$V = \frac{(B-A)\Delta e}{\Delta e + 0{,}64\Delta t} \text{ მმ/სთ.}, \qquad (137)$$

სადაც V აორთქლებაა მმ/სთ, B — წყლის ან ნიადაგის რადიაციული ბალანსი, A — სითბოს გაცვლა ზედაპირსა და სიღრმეს შორის, Δe — აბსოლუტური ტენიანობის სხვაობა, Δt — ტემპერატურის სხვაობა 0,5 და 2,0 მ სიმაღლეთა შორის.

ამ ფორმულით სარგებლობა შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, როდესაც $B-A \geqslant 0{,}10$, ხოლო მნიშვნელში ჯამი $\Delta e + 0{,}64\Delta t > 0{,}5$.

ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების განსაზღვრისას საჭიროა სითბოს ნაკადის (A) ცოდნა. იგი გამოითვლება ფორმულით:

$$A = \lambda \frac{t_1 - t_2}{z_2 - z_1} \cdot \tau, \qquad (138)$$

სადაც λ მოლეკულური სითბოგამტარობის კოეფიციენტია, $t_1 - t_2$ ტემპერატურათა სხვაობა ორ სიღრმეს შორის, $z_2 - z_1$ — სიღრმეთა სხვაობა (სმ-ობით), τ — დროის ინტერვალი (წმ).

წყლის ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლა შედარებით უფრო რთული გამოსათვლელია, რადგან მათი ტემპერატურების გაზომვა რიგ სიძნელეებთანაა დაკავშირებული.

აორთქლების განმსაზღვრელი (137) ფორმულა მცირე სახეცვლილების შემდეგ წარმატებით იქნა გამოყენებული რიგი მეცნიერების მიერ, წყალსაცავებიდან აორთქლების წლიური რაოდენობის გამოსათვლელად. რადგან წლის განმავლობაში წყლის სიღრმესა და ზედაპირს შორის სითბოს გაცვლა ნულის ტოლია ($A=0$), ამიტომ

$$V = \frac{B}{\left(1 + 0{,}64\,\frac{T_1 - T}{E_{ნყ} - e}\right) L} \text{ გ/სმ}^2 \text{ წლ}, \qquad (139)$$

სადაც T_1 და T წყლის ზედაპირისა და ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურებია, $E_{ნ.}$ — ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა T_1-ის პირობებში, e — ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა, L — ორთქლადქცევის სითბო.

ასევე, მ. ბ უ დ ი კ ო მ მჭიდრო კავშირი დაამყარა აორთქლების, ნალექების და რადიაციული ბალანსის წლიურ ჯამებს შორის; ამ გარემოებამ მას საშუალება მისცა გამოეთვალა აორთქლების წლიური ჯამი ხმელეთის ზედაპირიდან ქვემოთ მოყვანილი ფორმულით:

$$V = \sqrt{\frac{Br}{L} th \frac{Lr}{B}\left(1 - ch\frac{B}{Lr} + sh\frac{B}{Lr}\right)}. \qquad (140)$$

მოყვანილ ფორმულაში B, r და L ცნობილი წევრებია, ხოლო th, ch და sh ტანგენსის, კოსინუსისა და სინუსის ჰიპერბოლური ფუნქციებია.

აორთქლების განსაზღვრა უფრო მცირე პერიოდისათვის (დღე-ღამე, თვე) აღნიშნული ფორმულით შეუძლებელია.

მაგ., განვსაზღვროთ აორთქლების წლიური ჯამი, თუ

1. ანასეულისათვის $B = 50$ კკალ/სმ² წლ და $r = 2330$ მმ-ს
2. სოხუმისათვის $B = 60$ კკალ/სმ² წლ და $r = 1500$ მმ-ს
3. თბილისისათვის $B = 56$ კკალ/სმ² წლ და $r = 500$ მმ-ს

1. $V = \sqrt{19417 \cdot \text{th}\, 2{,}80\,(1 - \text{ch}\, 0{,}36 + \text{sh}\, 0{,}36)} = 763$ მმ
2. $V = \sqrt{15000 \cdot \text{th}\, 1{,}5\,(1 - \text{ch}\, 0{,}67 + \text{sh}\, 0{,}67)} = 814$ მმ
3. $V = \sqrt{4667 \cdot \text{th}\, 0{,}54\,(1 - \text{ch}\, 1{,}87 + \text{sh}\, 1{,}87)} = 441$ მმ

ტ უ რ ბ უ ლ ე ნ ტ უ რ ი დ ი ფ უ ზ ი ი ს მ ე თ ო დ ი ემყარება აორთქლების დამოკიდებულებას ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით განაწილებასთან და ორთქლის ტურბულენტური ნაკადით გადატანის ინტენსივობასთან. ძირითადი ფორმულა, რომლის მეშვეობითაც წარმოებს ჰაერში წყლის ორთქლის ნაკადის განსაზღვრა და, მაშასადამე, აორთქლება, ასეთი სახისაა:

$$V = 2{,}1\,K \cdot \Delta e \text{მმ/სთ}, \qquad (141)$$

სადაც K ტურბულენტობის კოეფიციენტია 1 მ სიმაღლეზე (მ²/წმ), Δe — აბსოლუტური ტენიანობის სხვაობა z_1 და z_2 სიმაღლეზე.

ტურბულენტობის კოეფიციენტი K შეიძლება განვსაზღვროთ (98) ფორმულით:

$$K = 0{,}104\ \Delta U \left(1 + 1{,}38\ \frac{\Delta t}{\Delta U^2}\right) მ^2/წმ,$$

სადაც ΔU 10-წუთიანი ქარის საშუალო სიჩქარეთა სხვაობაა 0,5 და 2 მ სიმაღლეზე, Δt — 10-წუთიანი საშუალო ტემპერატურათა სხვაობა იმავე სიმაღლეებს შორის.

სითბური ბალანსის მეთოდისაგან განსხვავებით, ტურბულენტური დიფუზიის მეთოდი გამოირჩევა თავისი სიმარტივით, რაც მთავარია, იგი უნივერსალურია. მისი გამოყენება შეიძლება არა მარტო ჰიდრომეტეოროლოგიურ პრაქტიკაში, არამედ სახალხო მეურნეობის ცალკეულ დარგებშიც.

აორთქლების განსაზღვრა წყლის ბალანსის მეთოდით.

წყალსაცავებისათვის მას ასეთი სახე აქვს:

$$\frac{dH}{dt} = r - V - f + \varepsilon, \tag{142}$$

სადაც $\frac{dH}{dt}$ წყალსაცავის დონის ცვლილებაა, r — ნალექები, V — აორთქლება, f — ჩამონადენი და ε — წყალსაცავის შენაკადები.

(142) ფორმულიდან შეიძლება განვსაზღვროთ აორთქლება, თუ ცნობილია განტოლების დანარჩენი წევრები. მაგრამ დროის ნებისმიერი მონაკვეთისათვის განტოლების ყველა კომპონენტის გაზომვა არ ხერხდება, უფრო მეტიც, ეს შეუძლებელია. ბუნებრივ წყალსატევებსა და საერთოდ ხმელეთის ზედაპირზე წყლის ბრუნვის საშუალო მრავალწლიური რეჟიმის დახასიათების მიზნით (142) განტოლებას ძლიერ ამარტივებენ. უშვებენ, რომ: $\varepsilon = 0$ და

$$r - V - f = 0,$$

საიდანაც

$$V = r - f. \tag{143}$$

(143) განტოლების ეს ფორმა ფართო პრაქტიკულ გამოყენებაშია, რადგან ნალექებისა და ჩამონადენის გაზომვა ინსტრუმენტურად ცოტად თუ ბევრად ხერხდება.

§ 6. აორთქლების გეოგრაფიული განაწილება

აორთქლების პროცესი დედამიწის სხვადასხვა განედზე სხვადასხვანაირად მიმდინარეობს. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე წყლის

დიდი რაოდენობა ორთქლდება არა ეკვატორულ, არამედ ტროპიკულ განედზე (ცხრ. 56).

ცხრილი 55

აორთქლების ზონალური განაწილება (სმ/წლ.)

განედი (გრად.)	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90	0—90
ხმელეთი	112	53	37	41	37	23	10	41
ოკეანე	110	135	130	115	70	60	15	101
ჩრდილოეთ ნახევარსფერო	110	114	95	83	53	39	12	77

ეკვატორის ზონაში ხმელეთსა და ოკეანეზე აორთქლების სიდიდე ერთნაირია. ტროპიკულ და ზომიერ სარტყელში ოკეანის ზედაპირიდან აორთქლება უფრო მეტია, ვიდრე ხმელეთის ზედაპირიდან. მაგრამ ერთ და იმავე განედზეც შეიმჩნევა აორთქლებაში მნიშვნელოვანი განსხვავება. ოკეანეთა თბილი დინების რაიონში ინტენსიურ აორთქლებას ხელს უწყობს წყლის მაღალი ტემპერატურა და ვერტიკალურად ჰაერის ინტენსიური გაცვლა. ცივ დინებებზე — პირიქით, აორთქლება მცირდება წყლის დაბალი ტემპერატურისა და ჰაერის მდგრადი სტრატიფიკაციის შედეგად. ცივი დინებების რაიონები გამოირჩევა ხშირი და ხანგრძლივი ნისლიანობით, რომლის დროსაც აორთქლება შეიძლება სრულიად შეწყდეს.

ჩრდილო განედის 50°-ზე ატლანტიკის თბილი დინების რაიონში ყოველწლიურად 100—130 სმ წყალი ორთქლდება. იმავე განედზე, ლაბრადორის ცივი დინების რაიონში, წლიური აორთქლება შეადგენს 65 სმ-ს. ტროპიკულ და სუბტროპიკულ ზონაში ოკეანეთა თბილი დინების რაიონში შეიძლება აორთქლდეს ორი მეტრი სისქის წყლის მასა.

ამგვარად, დიდი აორთქლების გამო ტროპიკული ზონის ოკეანეები წარმოადგენენ დაბალი და ზომიერი განედების ტენის ძირითად წყაროს.

ყოფილ სსრ კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე აორთქლების სიდიდე მატულობს ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. ეს ძირითადად გამოწვეულია რადიაციული ბალანსის მატებით. მაგრამ ცენტრალურ და სამხრეთ რაიონებში აორთქლებას ჭარბ ენერგეტიკულ რესურსებთან ერთად ძირითადად ნიადაგში ტენის მარაგი განსაზღვრავს. ამასთან დაკავშირებით აორთქლების განედური განაწი-

ლება და მისი სამხრეთით მატება ირღვევა. წლიური აორთქლება ევროპული ტერიტორიის დასავლეთ რაიონებში მეტია, აღმოსავლეთში — ნაკლები.

მაქსიმალურ აორთქლებას ადგილი აქვს უკრაინისა და ჩრდილოეთის ცენტრალურ რაიონებში (>45 სმ/წლ.), ხოლო მინიმალურს — ქვედა ვოლგის მხარეს და შუა აზიის უდაბნოებში და ნახევრად უდაბნოებში (<20 სმ/წლ.).

სრულიად სხვაგვარია აორთქლებადობის განაწილება. მისი რაოდენობა ნაკლებია ტუნდრის ზონაში (8—10 სმ/წლ.), სამხრეთით კი მატულობს. დედამიწის მშრალ ადგილებში აორთქლებადობასა და აორთქლებას შორის დიდი კონტრასტია. მაგ., საჰარაში აორთქლებადობა 300—400 სმ/წლ. აღწევს, აორთქლება კი სრულიად უმნიშვნელოა. შუა აზიის უდაბნოებში იგი შესაბამისად 200 და 20 სმ /წლ. შეადგენს.

მ. კორძახიას და შ. ჯავახიშვილის მონაცემებით, საქართველოში აორთქლებადობის მაქსიმუმს ადგილი აქვს ქვემო ქართლის ვაკეზე (1000—1100 მმ), ხოლო დასავლეთ საქართველოში — იმერეთის მაღლობზე (900—1000 მმ). აღნიშნული ადგილები გამოირჩევიან ზაფხულის მაღალი ტემპერატურებით და მნიშვნელოვანი სიმშრალით. კოლხეთის დაბლობის სანაპირო რაიონებში იგი მცირდება 600—800 მმ-მდე. როგორც ვხედავთ, ამ უკანასკნელში მაღალი ტენიანობა და ნალექების საგრძნობი რაოდენობა განაპირობებენ აორთქლებადობის შემცირებას და მის გათანაბრებას ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლებასთან.

აორთქლების დღეღამური მსვლელობა უმეტეს შემთხვევაში ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობის პარალელურია. აორთქლების მაქსიმუმს ადგილი აქვს შუადღის საათებში; მას ხელს უწყობს ის გარემოება, რომ ჰაერის ტემპერატურის მატებასთან ერთად მატულობს წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა, რაც იწვევს ტენიანობის დეფიციტის მატებას. ამასთან დღის საათებში ქარის სიჩქარის მატებით იზრდება ჰაერის ტურბულენტური გაცვლა. ყველა ეს გარემოება იწვევს დღისით აორთქლების მატებას. ღამისა და დილის ადრიან საათებში ჰაერის ტურბულენტური გაცვლა მინიმუმამდე მცირდება, მიწისპირა ფენებში ჰაერი ნაჯერ მდგომარეობას უახლოვდება და აორთქლების სიდიდეც მინიმუმამდე კლებულობს.

აორთქლების დღეღამური და წლიური მსვლელობა ჰაერის ტემპერატურის მსგავსია. აორთქლების მაქსიმუმი დგება შუადღეს

და ივნის-ივლისში, ზოგჯერ მაისშიც, ხოლო მინიმუმი — დილით ადრე, იანვარში ან დეკემბერში.

§ 7. ჰაერის ტენიანობის გაზომვის მეთოდები

ტენის გაზომვის არსებულ მეთოდებს შორის ყველაზე გავრცელებულია ფსიქრომეტრიული მეთოდი. ფსიქრომეტრიულ მეთოდს საფუძვლად უძევს ორი ერთნაირი ტიპის მშრალი და სველი (რეზერვუარზე შემოხვეულია ბატისტი, რომელიც სველდება გამოხდილი წყლით) თერმომეტრების ჩვენებებს შორის სხვაობის განსაზღვრა. სველი თერმომეტრის რეზერვუარიდან აორთქლების შედეგად ტემპერატურა მშრალთან შედარებით მით უფრო მცირდება, რაც უფრო დიდია ჰაერის ტენიანობის დეფიციტი, ე. ი. მშრალია ჰაერი.

ჰაერში წყლის ორთქლი თუ ნაჯერ მდგომარეობას უახლოვდება, მაშინ სველი თერმომეტრის ზედაპირიდან აორთქლება თანდათანობით წყდება, რადგან ნაკლები სითბო იხარჯება აორთქლებაზე და სველი თერმომეტრის ჩვენება მშრალისას უახლოვდება. ამიტომ მშრალი და სველი თერმომეტრების (ფსიქრომეტრის) ტემპერატურათა სხვაობის სიდიდე დამოკიდებულია ჰაერის ტენიანობაზე. გამოვითვალოთ სველი თერმომეტრის რეზერვუარის მიერ მიღებული და დახარჯული სითბოს რაოდენობა.

დალტონის (131) ფორმულის თანახმად, ერთეულ დროში ერთეული ფართობიდან (S) აორთქლება

$$V = KS\,\frac{E_{t_3} - e}{P}.$$

სველი თერმომეტრის რეზერვუარიდან აორთქლებაზე დახარჯული სითბო შეიძლება გამოვითვალოთ ფორმულით:

$$Q_1 = LKS\,\frac{E_{t_3} - e}{P} \qquad (144)$$

სადაც Q_1 სითბოს რაოდენობაა, L — აორთქლების ფარული სითბო. მშრალი და სველი თერმომეტრების ტემპერატურათა სხვაობის შედეგად სველი თერმომეტრის რეზერვუარისაკენ მოედინება სითბო, რომელიც შეიძლება განვსაზღვროთ ნიუტონის ფორმულით:

$$Q_2 = BS_1(t - t_1), \qquad (145)$$

სადაც S_1 ფართობია, საიდანაც ხორციელდება სითბოს გაცვლა, t და t_1 — მშრალი და სველი თერმომეტრების ტემპერატურა, B — პროპორციულობის კოეფიციენტი.

ვინაიდან სველი თერმომეტრის რეზერვუარის მიერ მიღებული სითბო ტოლია დახარჯული სითბოსი (წინააღმდეგ შემთხვევაში თერმომეტრის ჩვენება შეიცვლებოდა), ამიტომ $Q_1 = Q_2$ და

$$LKS\,\frac{E_{ბ_1} - e}{P} = BS_1(t - t_1).$$

თუ დავუშვებთ, რომ $S = S_1$, მაშინ განტოლებიდან განვსაზღვრავთ e-ს;

$$e = E^1 - \frac{B(t - t_1)P}{KL};$$

თუ $A = \frac{B}{KL}$, მაშინ მივიღებთ ფსიქრომეტრიულ ფორმულას:

$$e = E_1 - A(t - t_1)\,P, \qquad (146)$$

სადაც e წყლის ორთქლის დრეკადობაა მილიბარებში, E_1 — წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა სველი თერმომეტრის ჩვენებით, A კოეფიციენტია და დამოკიდებულია სველი თერმომეტრის გარშემო ჰარის სიჩქარეზე (სადგურის ფსიქრომეტრისათვის $A = 0{,}0007947$, ხოლო ასპირაციული ფსიქრომეტრისათვის $A = 0{,}000662$). t და t_1 მშრალი და სველი თერმომეტრების ჩვენებაა, ხოლო P — ატმოსფეროს წნევა.

(146) ფორმულით e-ს განსაზღვრავენ წყლისა და ყინულის ზედაპირებისათვის ცალ-ცალკე. იმისდა მიხედვით, სველი თერმომეტრის რეზერვუარზე შემოხვეული ბატისტის ზედაპირი წყლის წვეთითაა დაფარული თუ ყინულის ქერქით, (146) განტოლებაში შეიტანეს დამატებითი წევრები:

$$e = E' - AP\,(t - t')\,(1 + 0{,}00115\,t'). \qquad (147)$$

როდესაც სველი თერმომეტრის ბატისტი წყლის წვეთითაა დაფარული და

$$e = E' - 0{,}88229\,AP\,(t - t') \qquad (148)$$

როდესაც ბატისტი ყინულის ქერქითაა დაფარული.

$(1 + 0{,}00115t')$ წევრი ითვალისწინებს ორთქლადქცევის ფარული სითბოს დამოკიდებულებას ტემპერატურასთან, ხოლო 0,88229 კოეფიციენტი სუბლიმაციის და კონდენსაციის სითბოთა შორის განმასხვავებელი სიდიდეა.

ბოლო ორივე ფორმულით გამოითვლიან წყლის ორთქლის დრეკადობას (e), ხოლო ტენიანობის დანარჩენი მახასიათებლების გამოთვლა არავითარ სირთულეს არ წარმოადგენს (იხ. 1—8 ფორმულები).

მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ტენიანობის მახასიათებლებს (e, r და d) განსაზღვრავენ ფსიქრომეტრიული ცხრილებით, რომლებიც შედგენილია (147) და (148) ფორმულების მიხედვით. როგორც ცნობილია, ძლიერი ყინვების დროს ჰაერში წყლის ორთქლის რაოდენობა საგრძნობლად მცირდება და აღნიშნული მეთოდით მისი განსაზღვრა მნიშვნელოვან ცდომილებასთან იქნება დაკავშირებული. ამიტომაა, რომ ტენიანობის ცოტად თუ ბევრად საიმედო სიდიდის მისაღებად ფსიქრომეტრიულ მეთოდს გამოიყენებენ ჰაერის —10°-მდე ტემპერატურის დადგომამდე. უფრო დაბალი ტემპერატურის პირობებში ტენიანობის გაზომვას აგრძელებენ ჰიგრომეტრის მეშვეობით.

თმის ჰიგრომეტრით განსაზღვრავენ შეფარდებით ტენიანობას. მის მოქმედებას საფუძვლად უძევს ის გარემოება, რომ ცხიმგაცლილი ადამიანის თმის სიგრძე იცვლება შეფარდებითი ტენიანობის ცვლასთან ერთად. კერძოდ, იგი სიგრძეში მატულობს ტენის მომატებისას და კლებულობს — შემცირებისას. თმის ჰიგრომეტრის პრინციპი გამოყენებულია თვითმწერ ხელსაწყოებში (ჰიგროგრაფი, მეტეოროგრაფი).

§ 8. ტენიანობის დღეღამური და წლიური მსვლელობა

ჰაერში წყლის ორთქლის რაოდენობა ძირითადად დამოკიდებულია აორთქლების სიდიდესა და ორთქლის სიმაღლის მიხედვით გადატანის (ტურბულენტური გაცვლის) ინტენსივობაზე. არჩევენ აბსოლუტური ტენიანობის დღეღამური მსვლელობის ორ ტიპს:

დღეღამური რყევადობის პირველი ტიპი მჭიდროდაა დაკავშირებული ჰაერის ტემპერატურის დღეღამურ მსვლელობასთან. ოკეანეებსა და ზღვების ზედაპირზე, აგრეთვე სანაპიროებზე და ზამთარში ხმელეთის ზედაპირზე ტენიანობის მაქსიმუმი 14—15 საათზე დგება, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლამდე.

ტენიანობის დღეღამური მსვლელობის მეორე ტიპი არ ემთხვევა ჰაერის ტემპერატურის დღეღამურ მსვლელობას. ხმელეთის ზედაპირზე წლის თბილ პერიოდში ადგილი აქვს ტენიანობის ორ მაქსიმუმს და ორ მინიმუმს. პირველი მაქსიმუმია დილის 8—9 სა-

ათზე, ხოლო მეორე — საღამოს 20—21 საათზე. პირველი მინიმუმი მზის ამოსვლამდეა, ხოლო მეორე — 14—15 საათზე.

დღის საათებში აბსოლუტური ტენიანობის შემცირება აიხსნება ვერტიკალური გაცვლის გაძლიერებით. ორთქლით მდიდარი ჰაერი გადაადგილდება ზემოთ, ხოლო მის ადგილს შედარებით, მშრალი ჰაერი იკავებს. საღამოს საათებში ვერტიკალური გაცვლა სუსტდება, მაგრამ აორთქლებით მიწისპირა ფენებში ორთქლის მოდენა გრძელდება და 20—21 საათზე იგი მაქსიმუმს აღწევს. მზის ჩასვლის შემდეგ ტემპერატურა ეცემა ნამის წერტილამდე, წყლის ორთქლი კონდენსირდება და იწვევს ნამისა და ნისლის გაჩენას; ამის გამო აბსოლუტური ტენიანობა მზის ჩასვლის შემდეგ კლებულობს და მინიმუმს აღწევს დილით ადრე — მზის ამოსვლამდე.

აბსოლუტური ტენიანობის წლიური მსვლელობა ჩვეულებრივ ჰაერის ტემპერატურის წლიურ მსვლელობას ემთხვევა. მისი უდიდესი მნიშვნელობა ივლისსა და აგვისტოშია, უმცირესი — იანვარში.

შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური რყევადობა ძირითადად ტემპერატურაზეა დამოკიდებული და საწინააღმდეგო ხასიათს ატარებს: ტემპერატურის მატებით შეფარდებითი ტენიანობა კლებულობს, ხოლო შემცირებით — მატულობს. ეს იმით არის გამოწვეული, რომ შეფარდებითი ტენიანობის გამოსათვლელ ფორმულაში $\left(r = \frac{e}{E}\right)$ შემავალი ორთქლის დრეკადობა (e) და წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა (E) ტემპერატურის შეცვლასთან ერთად სხვადასხვა ინტენსივობით იცვლება. ტემპერატურის მატებისას e-ს მატება უფრო ნელა მიმდინარეობს, ვიდრე E-სი, ხოლო ტემპერატურის დაცემისას E, e-ზე ინტენსიურად კლებულობს და r-ის მატებას იწვევს.

დავუშვათ, ტემპერატურამ მოიმატა 20°-დან 30°-მდე, ხოლო აბსოლუტურმა ტენიანობამ — 18,7-დან 21,2 მბ-მდე. მოცემული ტემპერატურებისათვის E მაქსიმალური დრეკადობა შესაბამისად იქნება 23,4 და 42,4 მბ.

როდესაც $t = 20°$,

$$r = \frac{18.7}{23,4} \cdot 100 = 80\%,$$

თუ $t = 30°$

$$r = \frac{21,2}{42,4} \cdot 100 = 50\%$$

როგორც ვხედავთ, 10°-ით ტემპერატურის მატებამ გამოიწვია e-ს 2,5 მბ და E-ს 19,0 მბ-ით გაზრდა, ხოლო r შემცირდა 30%-ით.

შეფარდებითი ტენიანობის უმცირესი მნიშვნელობა 14—15 საათზეა, ხოლო მაქსიმუმი დგება დილით, მზის ამოსვლამდე.

შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობა ტემპერატურის მსვლელობის საწინააღმდეგოა. ტენის მინიმუმი წლის თბილ პერიოდშია, ხოლო მაქსიმუმი — ცივში. ტენის საწინააღმდეგო მსვლელობა მუსონურ კლიმატშია შესამჩნევი. როგორც ცნობილია, აქ ზაფხულში ზღვიდან ნოტიო ქარები ქრის და ადიდებს ჰაერში ტენის რაოდენობას, ხოლო ზამთარში — პირიქით, ხმელეთის ქარები აშრობს ჰაერს. ანალოგიური მდგომარეობაა მაღალ მთებშიც, სადაც შეფარდებითი ტენის წლიური მსვლელობა პირდაპირ დამოკიდებულებაშია ტემპერატურის მსვლელობასთან.

§ 9. ჰაერის ტენიანობის არაპერიოდული ცვლა

ჩვენ მიერ ზემოთ განხილული ტენიანობის (აბსოლუტური და შეფარდებითი) კარგად გამოხატული დღეღამური მსვლელობა შეიძლება შეგვხვდეს მდგრად უღრუბლო ანტიციკლონური ამინდის პირობებში. საერთოდ კი როგორც დღეღამური, ისე წლიური მსვლელობის ზემოაღნიშნული პერიოდული რყევადობა მრავალწლიური დაკვირვებებიდან გამოთვლილი საშუალო მნიშვნელობათა შედეგია. ტენიანობის პერიოდული ცვლის დროს შენარჩუნებულია მხოლოდ ის თავისებურებანი, რომელნიც გაპირობებულია პერიოდულად ცვლადი რადიაციული და მასთან დაკავშირებული თერმული ფაქტორებით და ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებებით.

აბსოლუტური და შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური და წლიური სწორი პერიოდული ცვლა ირღვევა ჰაერის მასათა ცვლისას, ე. ი. ტენიანობის არაპერიოდული ცვლილება ძირითადად დაკავშირებულია მოცემულ ტერიტორიაზე დედამიწის სხვადასხვა რაიონებიდან სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასათა ადვექციასთან. არქტიკული, პოლარული და ტროპიკული ჰაერის მასები, გარდა ტემპერატურული პირობებისა, მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან ტენიანობის მხრივ.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ჰაერის მასების კონსერვატიულ თვისებებს კარგად ასახავს აბსოლუტური და ხვედრითი ტენიანობა. ტენიანობის ეს სიდიდეები სხვადასხვაა სხვადასხვა ჰაერის მასებისათვის. მაგალითად ტროპიკული ჰაერის აბსოლუტური და

ცხრილი 56

არქტიკული და ტროპიკული ჰაერის მასების ტენიანობის პირობები
(ცენტრალური ევროპა)

ტენიანობა	ზაფხული		ზამთარი	
	არქტ. ჰ. მ.	ტროპ. ჰ. მ.	არქტ. ჰ. მ.	ტროპ. ჰ. მ.
აბსოლუტური (მმ)	6.6	1 .5	3.4	8.0
ხვედრითი გ/კგ	5.5	10.4	2.8	6.6
შეფარდებითი (%)	74	70	87	67

ხვედრითი ტენიანობა ზამთარშიც და ზაფხულშიც ორჯერ და უფრო მეტად აღემატება არქტიკული მასების იმავე სიდიდეებს.

ზღვიური და კონტინენტური წარმოშობის ჰაერის მასები ტენიანობის მხრივ ძლიერ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან.

ტენიანობის მკვეთრი ცვლა შეიძლება შევნიშნოთ ზაფხულში დასავლეთ საქართველოს სანაპირო რაიონებში, როდესაც ღრისით აღმოსავლეთის ფიონურ ქარებს ზღვიდან მონაბერი ბრიზი ცვლის. ამ შემთხვევაში ტენიანობის სწორი დღეღამური ცვლა ირღვევა; შეფარდებითი ტენიანობა შეიძლება 40—50%-ით გაიზარდოს.

მიუხედავად იმისა, რომ არქტიკულ ჰაერში აბსოლუტური და ხვედრითი ტენიანობა ძალზე მცირეა, მისი დაბალი ტემპერატურის გამო, შეფარდებითი ტენიანობა მაინც აღემატება ტროპიკული ჰაერის ტენიანობას.

§ 10. ტენიანობის გეოგრაფიული განაწილება

დედამიწის ზედაპირზე ტენიანობის განაწილებაში გარკვეული კანონზომიერების დამყარება, მისი დიდი სირთულის მიუხედავად, შესაძლებელია. ამის კარგ მაგალითს იძლევა 57-ე ცხრილი.

აბსოლუტური ტენიანობის უდიდესი მნიშვნელობა შეიმჩნევა ცხელ და ნოტიო ტროპიკულ კლიმატში. განედის მატებით e თანდათანობით მცირდება. აბსოლუტური ტენიანობის მაქსიმუმი წითელი ზღვის სანაპიროზეა, აქ იგი 42,6 მბ აღწევს, მინიმუმი კი შენიშნულია ზამთარში ჩრდილო-აღმოსავლეთ ციმბირში (0,1 მბ).

დასავლეთ საქართველოს მეტ ნაწილში აბსოლუტური ტენიანობის მინიმუმი იანვარშია (7 მბ), მაქსიმუმი — ივლის-აგვისტოში

სხვადასხვა განედებზე t, e და r საშუალო მნიშვნელობები

განედი (მრაში)	5	15	25	35	45	55	65
t	22,5	25.3	21,9	15.3	8,7	1,2	7,0
e (მბ)	25,3	22,9	18,4	12,9	9,3	6 5	4·1
r%	79	75	61	70	74	78	82

(21—23 მბ). აღმოსავლეთ საქართველოში იგი შესაბამისად 3—5 და 15—17 მბ შეადგენს.

შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობა უმცირესია ტროპიკულ სარტყელში, აქედან იგი მატულობს როგორც პოლარული აუზისაკენ, ისე ეკვატორისაკენ. მდ. ამაზონის შესართავთან შეფარდებითი ტენიანობის საშუალო წლიური სიდიდე ყველაზე მაღალია და შეადგენს 89%-ს. არანაკლებ სიდიდეს აღწევს იგი არქტიკაში (88%). მცირეა მისი მნიშვნელობა უდაბნოებში (10—20%). ზღვისა და ოკეანეების სანაპიროზე შეფარდებითი ტენიანობის სიდიდე საერთოდ მეტია, ვიდრე კონტინენტის შიგნით. მაგალითად, ბათუმის სანაპიროსა და გურიაში საშუალო წლიური სიდიდე 80—85%-ს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში (თბილისი, საგარეჯო, გარდაბანი) 64—68%-ს შეადგენს.

§ 11 ტენიანობის ვერტიკალური განაწილება

ჰაერის ცალკეულ ფენებში ტენის გავრცელების რაოდენობრივი მაჩვენებელი დამოკიდებულია კონვექციისა და ტურბულენტობის განვითარების სიძლიერეზე, აორთქლების ინტენსივობაზე, ტემპერატურის პირობებზე და კონდენსაციისა და ნალექების წარმოშობის პროცესებზე.

როგორც ცნობილია, ადიაბატურად აღმავალ ჰაერში აბსოლუტური ტენიანობა კონდენსაციის დონემდე მცირდება ატმოსფერული წნევის შემცირების პროპორციულად; მასთან ერთად თანდათანობით მცირდება ნამის წერტილიც (0,18°/100 მ), ხვედრითი ტენიანობა უცვლელი რჩება, ხოლო შეფარდებითი — მატულობს 100%-მდე. კონდენსაციის დონის ზემოთ ორთქლის დრეკადობა კლებულობს არა მარტო წნევის შემცირებით, არამედ ორთქლის კონდენსაციის შედეგადაც, ხვედრითი ტენიანობა მცირდება, შეფარდებითი კი უცვლელია.

თავისუფალ ატმოსფეროში აბსოლუტური ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით შემცირება უფრო ჩქარა მიმდინარეობს, ვიდრე მაღალმთიან ადგილებში. ეს იმიტომ, რომ ამ უკანასკნელში აორთქლების შედეგად (მართალია, მცირე) ორთქლის გარკვეული რაოდენობა ხვდება ატმოსფეროში. ამიტომაა, რომ ერთი და იმავე სიმაღლეზე აბსოლუტური ტენიანობა მთაში უფრო მეტია, ვიდრე თავისუფალ ატმოსფეროში.

თავისუფალ ატმოსფეროში საშუალოდ 1500 მ სიმაღლეზე აბსოლუტური ტენიანობა მიწისპირა ფენებთან შედარებით ორჯერ მცირდება, ხოლო 3000 მ-ზე — ოთხჯერ. მთიან ადგილებში იგი ორჯერ მცირდება 2000 მ სიმაღლეზე, ხოლო ოთხჯერ — 4000 მ სიმაღლეზე.

დაკვირვებები ცხადყოფენ, რომ სიმაღლის მიხედვით წყლის ორთქლის შემცირების სიდიდე სხვადასხვა რეგიონისათვის განსხვავებული ყოფილა. მაგ., ალპებისათვის ჰანმა მოგვცა წყლის ორთქლის დრეკადობის სიმაღლის მიხედვით შემცირების ფორმულა:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6.3}}, \qquad (149)$$

სადაც e_0 — წყლის ორთქლის დრეკადობაა ზღვის დონეზე (ან ნებისმიერ დონეზე), z — სიმაღლე კმ-ობით.

როგორც ფორმულიდან ჩანს, e სიდიდე შეიძლება 10-ჯერ შემცირდეს 6,3, ხოლო 100-ჯერ — 12,6 კმ სიმაღლეზე.

ჰანის თანამემამულემ გერმანელმა მეცნიერმა ზიურინგმა შემოგვთავაზა შემდეგი განტოლება:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6}-\frac{z^2}{120}} \qquad (150)$$

წყლის ორთქლის დრეკადობისათვის და

$$S_z = S_0 \cdot 10^{-\frac{z}{9}-\frac{z^2}{120}} \qquad (151)$$

ხვედრითი ტენიანობისათვის, სადაც S_z და S_0 ხვედრითი ტენიანობაა Z და ზღვის დონეზე შესაბამისად.

ზიურინგის ფორმულებით სიმაღლის მიხედვით ტენის შემცირება უფრო საგრძნობი სიდიდით ხდება, ვიდრე ჰანის ფორმულით.

მსგავსი ემპირიული ფორმულა შემოგვთავაზა ა. ხრგიანმა მოსკოვისათვის, კ. თავართქილაძემ კავკასიონის მაღალმთიანი ზონისათვის და ა. შ.

შეფარდებითი ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით განაწილებაში ნაკლები კანონზომიერება შეიმჩნევა, რადგან ატმოსფეროს სხვადასხვა სიმაღლეზე იგი სხვადასხვა მნიშვნელობებს იღებს — ზოგან კლებულობს, მაგალითად, ტემპერატურის ინვერსიის ფენებში, ხოლო იქ, სადაც ღრუბლები წარმოიშობა, მატულობს; ამიტომაა, რომ საშუალო მონაცემებითაც კი შეუძლებელია მისი ცვლილების რაიმე კანონზომიერების დადგენა.

თავი IX

წყლის ფაზური გარდაქმნის პირობები ატმოსფეროში და დედამიწაზე

§ 1. წყლის ორთქლის კონდენსაცია ატმოსფეროში

როგორც ცნობილია, ატმოსფერულ ჰაერში და დედამიწაზე წყალი შეიძლება იმყოფებოდეს — მყარ (თოვლი, ყინული), თხევად და გაზობრივ მდგომარეობაში. სხვა ნივთიერებებისაგან განსხვავებით, წყალი გამოირჩევა იმით, რომ იგი ბუნებრივ პირობებში (ჩვეულებრივი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში) განიცდის ფაზურ ცვლილებას — ერთი აგრეგატული მდგომარეობიდან მეორეში გადასვლას. წყლის ორთქლის თხევად მდგომარეობაში გადასვლას კ ო ნ დ ე ნ ს ა ც ი ა ეწოდება, ხოლო უშუალოდ მყარ მდგომარეობაში გადასვლას — ს უ ბ ლ ი მ ა ც ი ა.

წყლის ორთქლის თხევად ან მყარ ფაზაში გადასვლა შეიძლება მოხდეს იმ შემთხვევაში, თუ ჰაერში ფაქტიურად არსებული წყლის ორთქლის დრეკადობა (e) გაუტოლდება ან მეტი იქნება წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობაზე ($e \geqslant E$). აღნიშნული მდგომარეობა მყარდება მაშინ, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა ნამის წერტილამდე ან მეტად ეცემა ($t \leqslant \tau$).

წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციისათვის არ კმარა მარტო ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემა. ამისათვის საჭიროა აგრეთვე ჰაერში კონდენსაციის გულების არსებობა (იხ. თავი I, § 3).

კ ო ნ დ ე ნ ს ა ც ი ი ს გ უ ლ ე ბ ი წარმოადგენენ ისეთ მყარ და თხევად მიკროსკოპიულ ნაწილაკებს — ცენტრებს, რომელთა გარშემოც ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია (დალექვა). ექსპერიმენტებმა ცხადყო, რომ აბსოლუტურად სუფთა ჰაერში (ყოველგვარი აეროზოლური შენარევების გარეშე) კონდენსაციის პროცესი შეიძლება დაიწყოს მაშინ, როდესაც მოცემულ გარემოში წყლის

ორთქლი მიაღწევს ზენაჯერ მდგომარეობას. ორთქლის ოთხჯერადი გადაჯერების შემთხვევაში კონდენსაციის გულების როლს ასრულებს ჰაერის შემადგენელი ნივთიერებათა იონები, ხოლო რვაჯერადი გადაჯერებისას იწყება სპონტანური კონდენსაცია წვეთების წარმოშობით. როგორც აღვნიშნეთ, ბუნებაში კონდენსაციის გულების გარეშე წყლის წვეთების წარმოშობის და განვითარების პროცესები არ მიმდინარეობს. წყლის ორთქლით ნაჯერ მდგომარეობაში მყოფ ჰაერში კონდენსაციის პროცესებს ძირითადად განაპირობებს ისეთი კონდენსაციის გულები, რომლებიც ჰიგროსკოპიულია (თხევადი და მყარი ნაწილაკები) ან წყალში სველებადია (მყარი ნაწილაკები).

ჰიგროსკოპიული გულები წარმოიშობა სხვადასხვა მარილებისა და წვის შედეგად გამოყოფილი ნაწილაკებისაგან. მარილების ნაწილაკები ატმოსფეროში ხვდება ზღვის ღელვის დროს; ზღვის მარილები ძირითადად შედგება NaCl (78%), $MgCl_2$ (11%) და მცირე რაოდენობით მანგანუმის, მაგნიუმის, კალიუმისა და კალციუმის გოგირდმჟავა შენაერთებისაგან. მიახლოებით გამოითვალეს, რომ ძლიერი ქარების დროს ($>$ 10 მ/წმ) ოკეანეების ზედაპირიდან ატმოსფეროში წელიწადში გადაიტანება $2{,}7 \cdot 10^{10}$ ტონა ზღვის მარილი.

ჰიგროსკოპიული გულების შექმნაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება აგრეთვე წვის პროდუქტებს. ამ მხრივ აღსანიშნავია ქვანახშირის წვის შედეგად გამოყოფილი ნაწილაკები, რომელნიც გოგირდისა და აზოტის შენაერთებისაგან შედგებიან. თითქმის იგივე შენაერთები გამოიყოფა ტორფისა და ტყის ხანძრის დროს.

კონდენსაციის გულები, რომლებიც სველებადი ნაწილაკებისაგანაა შემდგარი, წარმოადგენს ჰაერში ატივნარებულ ნიადაგისა და მთის ქანების, აგრეთვე ორგანული ნივთიერებების — მიკროორგანიზმების ნაწილაკებს. კონდენსაციის პროცესი ამ ნაწილაკებზე სულ სხვაგვარად მიმდინარეობს: აღნიშნული გულების ზედაპირზე ხდება წყლის ორთქლის მოლეკულების ადსორბირება (წყლის ორთქლის შთანთქმა). სველებადი გულების ზომა მეტი უნდა იყოს ჰიგროსკოპიულზე, რადგან ასეთ პირობებში წყლის ორთქლის მცირე გადაჯერებაც კი საკმარისია კონდენსაციის პროცესების განვითარებისათვის.

ჰაერში ატივნარებული აეროზოლური ნაწილაკების რადიუსი მერყეობს 10^{-7}-დან 10^{-3} სმ-მდე. მათ ყოფენ: 1. წვრილ ნაწილაკებად (აიტკენის გულები); მათი რადიუსი $r < 10^{-5}$ სმ (0,1 მკმ-

ზე). ატმოსფეროში ასეთი ზომის გულები კონდენსაციისათვის ნაკლებად აქტიურია, რადგან მათ ზედაპირზე საჭიროა წყლის ორთქლის ორჯერ მეტად გადაჯერება — 200%-ით (იხ. თავი VIII § 2). 2. მეტეოროლოგიური ანუ ღრუბლების გულებად; ისინი შედარებით მსხვილი ნაწილაკებია და კონდენსაციის პროცესებისათვის მეტად აქტიურია. მათი რადიუსი 10^{-5} —10^{-1} სმ-ს შორის მერყეობს (0,1—1,0 მკმ). და 3. გიგანტურ გულებად; მათი რადიუსი $r > 10^{-1}$ სმ-ზე (1,0 ÷ 3,5 მკმ). აღნიშნული გულები მცირერიცხოვანია, მაგრამ დიდ როლს ასრულებს ღრუბლების მსხვილი წვეთების წარმოშობაში.

კონდენსაციის გულების რაოდენობა სიმაღლის მიხედვით მცირდება. მისი განაწილება სიმაღლით ექვემდებარება იმავე კანონზომიერებას, როგორც ეს საერთოდ ატმოსფეროს აეროზოლისათვის იყო დადგენილი (იხ. თავი I, § 3).

ბუნებრივ პირობებში ჰიგროსკოპიული და წყალში სველებადი კონდენსაციის გულების არსებობა განაპირობებს ჩვეულებრივ ნაჯერ მდგომარეობაში მყოფ ჰაერში კონდენსაციის პროცესებს. რაც უფრო მცირდება ტემპერატურა, მით უფრო მეტი ორთქლი გადადის თხევად მდგომარეობაში. წარმოიშობა წვეთების ჩანასახები წყლის მოლეკულების საწყისი კომპლექსის სახით, რომლებიც იზრდება თანდათანობით ღრუბლების წვეთების ზომამდე. უარყოფითი ტემპერატურისას ეს ჩანასახი წვეთები გადაცივდება, მაგრამ თუ ტემპერატურა საკმაოდ დაბალია, წვეთები იყინება და ყინულის კრისტალები ვითარდება. კონდენსაციის გულებზე წარმოშობილი წვეთები ჩანასახოვან მდგომარეობაში უფრო მეტი მდგრადობით ხასიათდება, ვიდრე კონდენსაციის გულებს (აბსოლუტურად სუფთა ჰაერში) მოკლებული ჩანასახოვანი წვეთები, რომლებიც წარმოშობისთანავე ქრება.

უარყოფითი ტემპერატურისას, ყინულის კრისტალების წარმოშობის მიზეზად ზოგიერთ მეცნიერს წყლის ორთქლის სუბლიმაცია მიაჩნია. თუ ეს ასეა, მაშინ ატმოსფეროში უნდა არსებობდეს კონდენსაციის გულებისაგან რაღაც განსხვავებული სუბლიმაციის გულები. ამ საკითხის გარშემო მეცნიერთა უმრავლესობას ურთიერთ საწინააღმდეგო აზრი გააჩნია, რის გამოც საბოლოო დასკვნის გამოტანა ჯერჯერობით შეუძლებელია. ბოლო წლებში ჩატარებულმა გამოკვლევებმა გვიჩვენა, რომ ატმოსფეროში არსებული გადაცივებული ჩანასახოვანი წყლის წვეთების გაყინვისათვის საჭიროა მათში გაჩნდეს ე. წ. კრისტალიზაციის გულები, ე. ი. ჩანასახოვანი ყინული. შემდგომში მათ გარშემო იწყება წვეთების

სწრაფი შეყინვა (დალექვა) და დამსხვილება. შესაძლებელადაა მიჩნეული აგრეთვე შესაბამისი ტემპერატურის პირობებში კონდენსაციის გულებზე წყლის ორთქლის უშუალო შეყინვა.

გადაცივებული წყლის ფაზა დაიკვირვება ძირითადად — 12° ტემპერატურამდე, მაგრამ ცალკეულ შემთხვევებში იგი ინარჩუნებს თხევად მდგომარეობას —40°-მდეც. ამგვარად, წყლის გაყინვის წერტილი არ წარმოადგენს გარკვეულ ფიქსირებულ სიდიდეს, რომელიც მიღებულია პრაქტიკული თვალსაზრისით (0°). ამ გარემოებას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება, რადგან ყინულის ჩანასახოვანი კრისტალების წარმოშობა, რომელიც გადაცივებული წყლის წვეთებთანაა დაკავშირებული, წარმოადგენენ კონდენსაციის მეორად ფულებს. ეს უკანასკნელნი ადვილად შესამჩნევია ადამიანისათვის, როდესაც შედარებით დაბალი ტემპერატურის პირობებში ისინი მიწისპირა ჰაერში თავისუფლად დაცურავენ და მზის სხივების ქვეშ ბზინავენ და ციმციმებენ.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ერთნაირი უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში წყლის ზედაპირზე ორთქლის გასაჯერებლად მეტი რაოდენობის ორთქლია საჭირო, ვიდრე ყინულის ზედაპირზე (იხ. ცხრ. 52) და აქედან გამომდინარე, ამ უკანასკნელზე კონდენსაციის პროცესი იწყება არა 100%-იანი, არამედ გაცილებით დაბალი შეფარდებითი ტენიანობის პირობებში (ცხრ. 58).

ცხრილი 58

შეფარდებითი ტენიანობის სიდიდეები, რომელთა დროსაც ყინულის ზედაპირზე ჰაერი ნაჯერი ხდება

ტემპერ. (გრად)	0	—10	—12	—15	—20	—30	—40	—50	—60
შეფარდ. ტენიან. (%-ში)	100	91	89	86	82	75	68	62	57

როგორც 58-ე ცხრილიდან ჩანს, ტემპერატურის კლებასთან ერთად მცირდება ყინულის ზედაპირზე ჰაერის გასაჯერებლად საჭირო შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობები. მაგ., თუ $t = -10°$, მაშინ ყინულის ზედაპირზე ჰაერი გაჯერდება, როცა შეფარდებითი ტენიანობა მიაღწევს 91%-ს (წყლის ზედაპირთან შედარებით 9%-ით ნაკლები); თუ $t = -20°$-ს, მაშინ $r = 82\%$-ს (რაც წყლის ზედაპირთან შედარებით 18%-ით ნაკლებია) და ა. შ. წვეთოვან ღრუბლებში კონდენსაციის გულებთან ერთად ყინულის კრისტალური გულების არსებობა წარმოადგენს კონდენსაციის და სუბლიმა-

ციის პროცესების იმ გამაძლიერებელ და დამაჩქარებელ ფაქტორს, რომელიც განაპირობებს წყლის წვეთებისა და ყინულოვანი წარმონაქმნების დამსხვილებას და ნალექების მოსვლას.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, წყლის ორთქლის კონდენსაცია რომ განვითარდეს საჭიროა ჰაერის ტემპერატურამ დაიწიოს ნამის წერტილამდე და ჰაერში არსებობდეს კონდენსაციის გულები.

მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემა შეიძლება მოხდეს: 1. წყნარ მოწმენდილ ამინდში ინტენსიური გამოსხივების შედეგად ქვეფენილი ზედაპირის გადაცივებით და 2. თბილი ჰაერის მასების ცივ ზედაპირზე გადაადგილებით.

მაღალ ფენებში ტემპერატურის დაცემა ჰაერის ვერტიკალურ მოძრაობასთანაა დაკავშირებული. ამ პირობებში ტემპერატურის ცვლილება ადიაბატურად მიმდინარეობს. ვერტიკალური მოძრაობის შემდეგ სახეობებს ვიცნობთ: 1. ფრონტალურ ზედაპირზე თბილი ჰაერის აღმასრიალი; ამ პროცესის დროს წარმოიშობა სხვადასხვა სახის ღრუბლები, რომლებიც ათეულ ათასობით კვადრატულ კილომეტრ ფართობს მოიცავს; 2. ჰაერის ოროგრაფიული აღმასრიალი, 3. დიდი და მცირე მასშტაბის კონვექციები; 4. ჰაერის ტურბულენტური შერევა.

ვერტიკალური მოძრაობის ცალკეული სახეობანი შეიძლება ერთდროულად განვითარდეს და ერთმანეთი გააძლიეროს.

§ 2. დედამიწის ზედაპირზე წარმოუშობილი წყლის ორთქლის კონდენსაციის პროდუქტები

დედამიწის ზედაპირსა და მასზე განლაგებულ საგნებზე წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტებს მიწისზედა პიდრომეტეორებს უწოდებენ; წყლის ორთქლის კონდენსაციისათვის საჭიროა, წყლის ორთქლის დრეკადობა გაუტოლდეს ბრტყელი ზედაპირის მაქსიმალურ დრეკადობას. ეს მომენტი დგება მაშინ, როცა გადაცივებულ ნიადაგის ზედაპირზე შედარებით თბილი ჰაერის ფენა გაცივდება ნამის წერტილამდე. ჰაერის ტემპერატურა დედამიწის ტემპერატურაზე მაღალი რომ იყოს, საჭიროა ნიადაგის ზედაპირი ძლიერ გადაცივდეს სითბოს გრძელტალღიანი გამოსხივებით ან ცივ ზედაპირზე თბილი ჰაერის ადვექციას ჰქონდეს ადგილი.

ორივე შემთხვევაში წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტები სხვადასხვა სახით გვევლინება, მაგრამ ისი-

ნი უმეტეს შემთხვევაში ორივე მიზეზის ერთობლივი ზემოქმედების შედეგს წარმოადგენენ.

დედამიწასა და მის სხეულებზე წარმოშობილ ჰიდრომეტეორებს მიეკუთვნება: ნამი, თრთვილი, თხევადი და მყარი ნაფრქვი, ჭირხლი და ლიპყინული.

ნამი და თრთვილი. ნამი თხევადი წვრილი ზომის წვეთია, იგი წარმოიშობა ნიადაგის ზედაპირზე და განსაკუთრებით მცენარეულ საფარზე, როცა ჰაერის ტემპერატურა 0°-ზე მაღალია.

სრულიად წყნარ და მოწმენდილ ამინდში ღამით დედამიწის ზედაპირი და მცენარეულობა ეფექტური გრძელტალღიანი გამოსხივების შედეგად ძლიერ ცივდება; ასეთ ზედაპირზე ჰაერის შეხებისას ტემპერატურა ნამის წერტილამდე ეცემა. კონდენსაციის პროცესი უშუალოდ ზედაპირზე მიმდინარეობს, რადგან ამ ფენის ზემოთ ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება ნამის წერტილზე მეტი იყოს. სუსტი ქარი აძლიერებს ნამის წარმოშობას, რადგან მას გაცივებულ ზედაპირზე სულ ახალ-ახალი ჰაერის მასები მოაქვს; ძლიერი ქარის დროს კი ნამი არ წარმოიშობა.

დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ნამი შეიძლება წარმოიშვას ნიადაგის შედარებით თბილი ფენებიდან მონადენი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგადაც; ამიტომაა, რომ ზოგჯერ ბრტყელი ქვების ქვედა ზედაპირი უხვადაა დასველებული ნამით.

ნამის რაოდენობა ძალზე ცვალებადია და მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული. მიუხედავად ამისა, მიღებულია, რომ ზომიერ განედებზე ნამის სახით გამოიყოფა ღამის განმავლობაში 0,1—0,3 მმ, ხოლო წლის თბილ პერიოდში —10—30 მმ წყლის ფენა.

თრთვილი თეთრი, ნაზი ყინულის კრისტალებია, რომლითაც დაფარულია დედამიწის ზედაპირი და სხვადასხვა სხეულები, მაშინ როცა ტემპერატურა 0°-ზე დაბლა ეცემა. ამ შემთხვევაში იგი წარმოიშობა წყლის ორთქლის უშუალო სუბლიმაციის შედეგად. თრთვილის წარმოშობისა და განვითარების მეტეოროლოგიური პირობები ნამის ანალოგიურია.

სხეულები, რომელნიც სითბოს ცუდი გამტარნი არიან უფრო ძლიერ ცივდებიან და, მაშასადამე, ნამით და თრთვილით მეტად იფარებიან, ვიდრე კარგი სითბოგამტარი სხეულები. ვინაიდან მცენარეული საფარის გამოსხივებითი უნარიანობა აბსოლუტურად შავი ზედაპირისას უახლოვდება, მქისეობა დიდია, ხოლო აორთქლება მნიშვნელოვანი, ამიტომ მათ ზედაპირზე ნამისა და თრთვილის წარმოშობისათვის ყველაზე უფრო კარგი პირობებია.

თხევადი და მყარი ნაფრქვი, თხევადი ნაფრქვი წარმოადგენს წყლის ნაფენს, რომელიც წარმოიშობა საქარე მხრიდან ვერტიკალურ სხეულებზე, კედლებზე, ქვებზე, ხეებსა და სხვ., იმ დრო.ს. როდესაც ზომიერად ცივ პერიოდში უეცრად დაუბერავს თბილი და ტენიანი ქარი. მაგრამ, თუ გაბატონდა ძლიერი ყინვები და შემდგომ ძლიერი გათბობა დაიწყო, მაშინ ტენიანი ქარის ზეგავლენით გადაცივებულ სხვადასხვა საგნებზე უარყოფითი ტემპერატურისას დალექვას იწყებს თეთრი ყინულის კრისტალები, რომელთაც მ ყ ა რ ნ ა ფ რ ქ ვ ს უწოდებენ.

ჭირხლი. წარმოშობის პირობების მიხედვით არჩევენ მარცვლოვან და კრისტალური აგებულების ჭირხლს.

მარცვლოვანი ჭირხლი თოვლისმაგვარი თეთრი ფხვიერი ყინულია, რომელიც წარმოიშობა ხის ტოტებზე, მავთულებზე, სხვადასხვა სხეულთა გამოშვერილ კუთხეებზე და სხვ. სხეულთან შეხებისას ნისლის გადაცივებული წვეთები, განსაკუთრებით ზომიერი ყინვების დროს, ისე სწრაფად იყინება, რომ მათი ფორმა არ იცვლება და ამიტომ იგი ფხვიერ ნალექებს იძლევა. მის გაჩენას ხელს უწყობს მცირე ყინვები (—2°, —7°), სქელი ნისლი და ქარი. იგი ზომაში მატულობს საქარე მხრიდან. ყოფილა შემთხვევა, როდესაც მაღალ მთებში მარცვლოვანი ჭირხლის ზომას 1 მეტრამდე მიუღწევია.

კრისტალური ჭირხლი ძალზე მცირე სიმკვრივით გამოირჩევა. იგი წარმოადგენს ყინულის ფირფიტებისა და, უფრო მეტად, პრიზმული კრისტალების წვრილ და ნაზ სხეულებზე დალექილ ფენას, რომელიც სხეულზე მიმაგრებულია წვეტით და მისი მთელი ფართობის მხოლოდ 1%-ს შეადგენს. ნაკლები სიმკვრივის გამო, ჭირხლი ბუსუსიანია, ამიტომ საკმარისია სრულიად მცირე სიძლიერის ქარიც კი, რომ იგი ძირს ჩამოიყაროს.

კრისტალური ჭირხლი საათში საშუალოდ 1 მმ-ით იზრდება. იშვიათ შემთხვევაში ფაფუკი ჭირხლი 10 მმ-ს აღწევს. იგი განსაკუთრებით სწრაფად იზრდება ნისლში. სრულიად წყნარ ამინდში — 15° და უფრო დაბალი ტემპერატურისას ნისლის გადაცივებული წყლის წვეთები ინტენსიურ სუბლიმაციას განიცდის ვერტიკალურ სხეულებზე.

ლიპყინული. ლიპყინული გამჭვირვალე ან მღვრიე ფერის მკვრივი ყინულის ფენაა. იგი ჩნდება გადაცივებული ან ზოგჯერ გადაუცივებელი წვიმის, ეინჭღლისა და ნისლის წვეთების 0°-ზე დაბალი ტემპერატურის მქონე სხეულებზე შეყინვის პროცესში. რაც უფრო წვრილია წვეთები და რაც უფრო დაბალია ტემპერატურა, მით უფრო ნაკლებ გამჭვირვალეა ლიპყინული. მისი სიმკვრივე 0,5 —

0,9 შორის მერყეობს. იგი სხეულებზე წარმოიშობა საჭარე მხრიდან, ჩვეულებრივ, მცირე ყინვების დროს (0°,—3°), მაგრამ იშვიათ შემთხვევაში იგი უფრო დაბალი (—10°-მდე) ტემპერატურის პირობებშიც გვხვდება. ხშირად ლიპყინულის მთლიანი ფენით იფარება ქუჩები, სახლის კედლები, ელექტროგადაცემის და ტელეგრაფის ხაზები, ხეები, ბოძები და სხვ.

როგორც ლიპყინული, ისე მარცვლოვანი ჭირხლი საშიშ მეტეოროლოგიურ მოვლენად არის მიჩნეული. ისინი დიდ ზიანს აყენებენ სახალხო მეურნეობას. ლიპყინულის დიდი რაოდენობით დალექვა ხეების ტოტებზე, ბოძებსა და სხვადასხვა გამაცრელებელ ხელსაწყოებზე იწვევს ამ უკანასკნელთა მტვრევას, წაქცევას და წყვეტას.

ამიერკავკასიისა და, კერძოდ, საქართველოს პირობებისათვის ზემოაღნიშნული საკითხი დაწვრილებით შეისწავლა გ. ჭირაქაძემ, ხოლო სინოპტიკურ ასპექტში მისი განხილვა — ვ. გიგინეიშვილმა მოახდინა. გ. ჭირაქაძემ გვიჩვენა, რომ მაღალმთიან ზონაში 800 მ-დან 1600 მ-მდე ძირითადად მარცვლოვანი ჭირხლია გაბატონებული, ხოლო უფრო მაღლა — კრისტალური. მარცვლოვანი და კრისტალური ჭირხლის წილი სხვა მსგავს მოვლენებთან შედარებით 35 — 100%-ს შეადგენს. საქართველოში ლიპყინულს ძალზე მცირე გავრცელება აქვს (1—9%). დაბლობ ზონაში უფრო მეტად გავრცელებულია ვერტიკალურ სხეულებზე სველი თოვლის მიყინვა.

§ 3. ნისლი, მისი წარმოშობის პირობები და კლასიფიკაცია

ნისლი წარმოადგენს ჰაერის მიწისპირა ფენებში წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტს. უწვრილესი წყლის წვეთები და ყინულის კრისტალები ზემოთ დახასიათებულ ჰიდრომეტეორებისაგან განსხვავებით ატივნარებულ მდგომარეობაში იმყოფებიან. ისინი ამცირებენ ატმოსფეროს გამჭვირვალობას და აუარესებენ დედამიწის სხვადასხვა საგნების ხილვადობას. წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალების კონცენტრაციის მოცემების შედეგად ატმოსფეროს ხილვადობა თუ შემცირდა 1 კმ-მდე და უფრო ნაკლებად, მაშინ მას ნისლს უწოდებენ; თუ მხედველობამ 1-დან 10 მკ-მდე მოიმატა — ფოშფოშს. წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალების დამსხვილების შემთხვევაში ფოშფოში შეიძლება ნისლად გადაიქცეს, ხოლო აორთქლების შემთხვევაში ნისლი ფოშფოშად შეიცვალოს. ნისლის წვეთების რადიუსი 2—5, ხოლო ფოშფოშისა 1 მკ-ზე ნაკლებია.

ხშირია შემთხვევა, როდესაც ატმოსფეროს ამღვრევა გამოწვეულია არა წყლის ორთქლის კონდენსაციის პროდუქტებით, არამედ მტვრისა და ბოლის ნაწილაკებით; ამ მოვლენას ბურუსს უწოდებენ. ნისლისა და ფოშფოშისაგან იგი იმით გამოირჩევა, რომ აქ შეფარდებითი ტენიანობა $r<100\%$-ზე. ქალაქსა და სამრეწველო ადგილებში ძლიერ ბურუსს თუ შეერია წვეთოვანი ნისლი, მაშინ წარმოიშობა ისეთი საშიში მოვლენა, როგორიცაა სმოგი.

ნისლი შეიძლება იყოს სამგვარი: წვეთოვანი, კრისტალური ანუ ყინულოვანი და შერეული (წვეთოვანი და კრისტალური). შერეული და კრისტალური ნისლი წარმოიშობა მხოლოდ უარყოფითი, ხოლო წვეთოვანი — დადებითი და უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში.

დადებითი ტემპერატურების დროს შეფარდებითი ტენიანობა ნისლში უმეტესად 96—100%-ია, ხოლო ძლიერ დაბალი ტემპერატურისას, მაგ. —30°, —40° დროს, 80%-ზე ნაკლებია. საქმე ისაა, რომ ასეთი მცირე ტენიანობა წყლის ზედაპირზე არ იძლევა ნაჯერ მდგომარეობას, მაშინ, როცა ყინულის მიმართ იგი მაქსიმალურ დრეკადობას უტოლდება.

ნისლის წყლიანობა 0,001—0,01-დან 1,5—2,0 გ/მ³-მდე მერყეობს. დადებითი ტემპერატურის დროს იგი გაცილებით სჭარბობს უარყოფითი ტემპერატურის წყლიანობას.

ნისლის წვეთები სხვადასხვა ზომის ნაწილაკებისაგან შედგება. 1 სმ³ მოცულობა ნისლიანი ჰაერი შეიძლება შეიცავდეს რამდენიმე ერთეულიდან რამდენიმე ასეულ წვეთს.

ბევრი მკვლევარი დიდი ხანია ცდილობს ახსნას ნისლის წარმოშობის მიზეზები და შემდგომ მის საფუძველზე ააგოს მათი კლასიფიკაცია. ნისლის კლასიფიკაციათა შორის საერთო აღიარება გ. ვილეტის კლასიფიკაციას ხვდა. მიუხედავად მისი ზოგიერთი ჩრდილოვანი მხარისა, იგი წარმოადგენს ნისლის გენეზისის კვლევის საფუძველს. გ. ვილეტის კლასიფიკაციით, ნისლი ორ ჯგუფად იყოფა: შიდამასობრივ და ფრონტალურ ნისლად.

1. შიდამასობრივი ნისლი აერთიანებს შემდეგ ტიპებს:

ა) რადიაციული ნისლი. იგი წარმოიშობა წყნარ და მოწმენდილ ღამეში ქვეფენილი ზედაპირის ძლიერი სითბური გამოსხივებით; დაბალი ტემპერატურა სხვადასხვა გზით გადაეცემა მიწისპირა ჰაერის ფენებს, რაც იწვევს ტემპერატურის ნაშის წარტოლამდე დაცემასა და კონდენსაციას. სუსტი ქარი ხელს უწყობს გა-

დაცივებული ქვედაფენების ზედაფენებთან შერევას და ნისლის დიდ სიმაღლემდე გავრცელებას.

დაბლობები, ხეობები, ქვაბურები, ჭაობები და რელიეფის სხვა უარყოფითი ფორმები ხელს უწყობენ ცივი და მკვრივი ჰაერის დაგროვებას და მიწისპირა ნისლის გაჩენას. ნისლის სიმაღლე დიდი არ არის და მზის ამოსვლის შემდეგ მალე ქრება.

ზამთარში, ძლიერ ანტიციკლონებში ადგილი აქვს ჰაერის ხანგრძლივ გაცივებას და მაღალი რადიაციული ნისლის გაჩენას. მისი სიმაღლე 300—500 მ-ს აღწევს და იგი ხშირად დღისითაც განაგრძობს არსებობას.

ბ) ა დ ვ ე ქ ც ი ურ ი ნ ი ს ლ ი წარმოიშობა მაშინ, როდესაც თბილი ტენიანი ჰაერი მოძრაობს ცივ ქვეფენილ ზედაპირზე. თბილი ჰაერის მასის ტემპერატურა თანდათანობით ნამის წერტილამდე ეცემა, ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია და ნისლის გაჩენა. ვინაიდან ცივ ზედაპირზე მოძრაობისას თბილ ჰაერში მყარდება ტემპერატურის ინვერსიული განაწილება, ამიტომ ნისლის სიმაღლის მიხედვით განვითარება მიმდინარეობს ინვერსიის ზედა საზღვრამდე. თუ ადვექციის პროცესში ადგილი აქვს ზომიერ ტურბულენტურ მოძრაობას, მაშინ ნისლის ფენამ შეიძლება მნიშვნელოვან სიმაღლეს მიაღწიოს.

ადვექციური ნისლის წარმოშობა შეიძლება სხვადასხვა პირობებში მიმდინარეობდეს: თბილი ჰაერის დაბალი განედებიდან მაღალი განედებისაკენ მოძრაობის დროს, განსაკუთრებით ზამთარში და გაზაფხულზე, როდესაც აღნიშნულ განედებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა მატულობს. იმავე სეზონებში შეიძლება თბილი მასები გადაადგილდნენ ზღვიდან ხმელეთისაკენ. ხოლო ზაფხულში, პირიქით — ხმელეთიდან ზღვისაკენ. პირველ შემთხვევაში წარმოშობილ ნისლს ზ ღ ვ ი ს პ ი რ ა ს უწოდებენ. იგი ხშირია შავ და ბალტიის ზღვების სანაპიროებზე. ზაფხულში გაჩენილი ნისლის სიმძლავრე და ხანგრძლივობა დამოკიდებულია ზღვისა და ხმელეთის ტემპერატურის კონტრასტზე. მძლავრი ნისლი ჩნდება თბილი და ცივი ზღვის დინებების საზღვარზე. თბილი ჰაერი გოლფსტრიმის თბილი დინებიდან ლაბრადორის ცივ დინებაზე გადანაცვლებისას კანადის აღმოსავლეთ სანაპიროზე წარმოშობს მძლავრ ნისლებს, რომელთაც ზ ღ ვ ი უ რ ს უწოდებენ.

ადვექციურ ნისლს მიეკუთვნება ა ო რ თ ქ ლ ე ბ ი ს ნისლიც, რომელიც წარმოიშობა ცივი ჰაერის ზღვის თბილ ზედაპირზე გადანაცვლებისას. იგი შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე ჭაობებზე, მდინარეებზე, ტბებსა და ა. შ. აორთქლების ნისლი წარმოადგენს, თბი-

ლი წყლის ზედაპირიდან აორთქლებისა და წყლისპირა ჰაერის ფენებში ორთქლის კონდენსაციის შედეგს. იგი ჭაობებსა და ტბებზე 2 მეტრამდე აღწევს, ოკეანეებსა და ზღვებზე —50—100-მდე. რაც უფრო დაბალია ჰაერის ტემპერატურა და ინვერსიის დონე, მით უფრო ინტენსიურია აორთქლების ნისლი.

გ) ადვექციურ-რადიაციული ნისლი — წარმოიშობა თბილი ჰაერის ადვექციით ცივ ქვეფენილ ზედაპირზე, ქარის სიჩქარის შესუსტების შემდეგ იწყება ჰაერის რადიაციული გაცივება. ეს კომბინირებული პროცესი უფრო ხშირ მოვლენას წარმოადგენს.

დ) ფერდობის (ადიაბატური) ნისლი — წარმოიშობა ფერდობზე ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის გაცივების შედეგად. ფერდობზე აღმავალი ჰაერის სტრატიფიკაცია მდგრადი უნდა იყოს, რადგან არამდგრადი სტრატიფიკაციისას შეიძლება წარმოიშვას გროვა-ღრუბლები.

2. ფრონტალური ნისლი წარმოიშობა ორი სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასის გამყოფ ზედაპირზე. ფრონტალური ნისლის წარმოშობის ძირითადი მიზეზია: თბილი ჰაერის ადვექცია თბილი ფრონტის გაელისას, ტენიანობის გაზრდა, დედამიწიდან და ატმოსფეროდან ნალექების აორთქლება და ფრონტის ხაზის ზურგში ჰორიზონტალური შერევა.

არჩევენ ფრონტალური ნისლის სამ ჯგუფს: ფრონტის წინა ზონის, ფრონტის ზონისა და ფრონტის ზურგისას.

ნისლის სამივე ჯგუფიდან აღსანიშნავია ფრონტის ზურგის ნისლი, რომელიც შერევის ნისლის სახელწოდებითაა ცნობილი.

შერევის ნისლი წარმოიშობა ორი სხვადასხვა ტემპერატურისა და ტენიანობის მქონე ჰაერის მასათა ჰორიზონტალური შერევის შედეგად. ამ შემთხვევაში, შენარევი ორი სხვადასხვა თვისების ჰაერის წყლის ორთქლის საშუალო დრეკადობა შეიძლება მეტი აღმოჩნდეს შენარევის საშუალო ტემპერატურის მაქსიმალურ დრეკადობაზე. ჭარბი ტენი კონდენსირდება და წარმოიშობა ნისლი. მაგ., ვთქვათ, ორი ჰაერის მასა, რომელთა ტემპერატურაა $t_1 = 5°$ და $t_2 = 20°$, შეერია ერთმანეთში. დავუშვათ, რომ ორივე მასა წყლითაა გაჯერებული და შესაბამისად მათი მაქსიმალური დრეკადობაც ტოლია E_1 და E_2. E_1 და E_2 განვსაზღვროთ მოცემული ტემპერატურების მეშვეობით (დანარ. 1-ლი), როცა $t_1 = 5°$, $E_1 = 8{,}7$ მბ და $t_2 = 20°$; $E_2 = 23{,}4$ მმ. $t_{საშ.} = \frac{5 + 20}{2} = 12{,}5°$, ხოლო $E_{საშ} =$

$= \frac{8,7 + 23,4}{2} = 16,1$ მბ. 12,5° ტემპერატურის მქონე ჰაერისათვის წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა $E = 14,5$ მბ, როგორც ჩანს, $E_{საკ.} > E$ და წყლის ორთქლის ნამატი (16,1 — 14.5 = 1,6 მბ), რომელიც 1,6 მბ შეადგენს, კონდენსირდება და წარმოიშობა ნისლი.

რრი ჰაერის მასის შერევისას ნისლის წარმოშობის პირობები კარგად მეღავნდება მაშინ, როცა მათი შეფარდებითი ტენიანობა 95%-ზე მეტია და ტემპერატურათა სხვაობა 10°-ს აღემატება.

აღსანიშნავია, რომ ნისლის გაჩენის ზემოაღნიშნული პროცესები თავს იჩენს ველად ადგილებში; განსაკუთრებით ზამთარში.

ნისლებს შორის მკვეთრი საზღვრის გავლება ძნელია, რადგან მათი წარმოშობა დაკავშირებულია რიგ ფაქტორებთან. მაგ., რადიაციული ნისლის წარმოქმნაში გარკვეული როლი ადვექციასაც ეკუთვნის, რადგან აბსოლუტურად ერთგვაროვანი ჰაერი საერთოდ არ არსებობს.

ნისლის დღეღამური მსვლელობა ძირითადად ტემპერატურის დღეღამურ მსვლელობასთანაა დაკავშირებული, რადგან მისი გაჩენის ძირითად მიზეზს ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემა წარმოადგენს. ნისლის მაქსიმუმს ადგილი აქვს დილით ადრე, მზის ამოსვლამდე, მინიმუმს — შუადღის შემდეგ. მაღალი მთების პირობებში ნისლი დღეღამის განმავლობაში თითქმის თანაბარადაა განაწილებული ან შედარებით სუსტი მაქსიმუმი შუადღის შემდგომ საათებზე მოდის. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ აქ ნისლი გაჩენა ადიაბატურ პროცესებთანაა დაკავშირებული.

ნისლის წლიური მსვლელობა დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ადგილობრივი პირობების თავისებურებებთან. ზღვებისა და ოკეანეების სანაპიროზე ყველაზე ნისლიანია გახსფხულის თვეები, რადგან წყალი სხვა თვეებთან შედარებით უფრო ცივია. მართლაც, საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ნისლიან დღეთა რიცხვი აპრილ-მაისშია მეტი (3—5 დღე), ხოლო ზაფხულში იგი იშვიათია. საერთოდ დაბლობ ზონაში ნისლიანობა უმნიშვნელოა და წელიწადში შეიძლება რამდენიმე შემთხვევას ჰქონდეს ადგილი. ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად იგი გარკვეულწილად მატულობს. საქართველოს ტერიტორიაზე ყველაზე ნისლიანი ადგილი აღრიცხულია ლიხის ქედის ცენტრალურ რაიონში (მთა საბუეთი — 258 დღე), ხოლო მომდევნო ადგილი უკავია მამისონის გადასასვლელს (223 დღე). ჯვრის გადასასვლელზე წლის განმავლობაში

194 დღე ნისლიანია, ხოლო ყაზბეგის მთაზე (ობსერვატორია 3657 მ) იგი 104 დღეს შეადგენს, ე. ი. თითქმის ორჯერ ნაკლებია პირველზე. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ყაზბეგის ობსერვატორია კონდენსაციის დონეზე გაცილებით მაღლა მდებარეობს.

ყოფილ სსრ კავშირის ტერიტორიაზე, ზომიერ და დაბალ განედებში. ყველაზე ნისლიანია შემოდგომა-ზამთარი, ხოლო ჩრდილოეთის ყინულოვანი ოკეანის სანაპიროზე მაქსიმუმი ზაფხულშია, ხოლო მინიმუმი ზამთარში ან წლის განმავლობაში იგი შეიძლება თანაბრად იყოს განაწილებული.

§ 4. ღრუბლები და მათი კლასიფიკაცია

ნისლსა და ღრუბლებს შორის პრინციპული განსხვავება აგებულებაში არ არსებობს, მაგრამ მათი წარმოშობისა და განვითარების პირობებში არსებითი სხვადასხვაობა მაინც არის. ღრუბლების წარმოშობა, ისევე როგორც ნისლისა, წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის შედეგად ხდება.

ნისლისაგან განსხვავებით, რომელიც წარმოიშობა და ვითარდება მიწისპირა ჰაერის ფენებში, ღრუბლების ელემენტები წარმოადგენენ თავისუფალ ატმოსფეროში ატივნარებულ მყარ და თხევად ნაწილაკთა ერთობლიობას. ისინი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ ამინდის მეტეოროლოგიურ ელემენტებზე.

არსებული ყველა ფორმისა და სხვადასხვა რაოდენობის ღრუბლების შესწავლას და მათი მოძრაობის დინამიკის ცოდნას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება, რადგან ისინი აძლევიან საშუალებას წარმოდგენა ვიქონიოთ ატმოსფეროს საერთო მდგომარეობის შესახებ, და, რაც მთავარია, იგი გვეხმარება ამინდის ზოგადი სიტუაციის დიაგნოსტიკისა და შემდგომი პროგნოზირების საქმეში. ღრუბლები გამოირჩევიან გარეგანი ფორმის მრავალფეროვნებით, წარმოშობის სხვადასხვაობით და ფიზიკური აგებულებით. აქედან გამომდინარე, ღრუბლების კლასიფიკაცია წარმოებს მათი ძირითადი ნიშნების მიხედვით: მ ი კ რ ო ფ ი ზ ი კ უ რ ი, მ ო რ ფ ო ლ ო გ ი უ რ ი და გ ე ნ ე ტ ი კ უ რ ი.

1. მიკროფიზიკური კლასიფიკაცია. როგორც აღნიშნული იყო, ღრუბლებისა და ნისლის წარმოშობისათვის პირველად ნაწილაკს წყლის ჩანასახოვანი წვეთი ან ყინულის კრისტალები წარმოადგენენ. ისინი შეიძლება გაჩნდნენ დადებითი და უარყოფითი ტემპერატურების პირობებში, როდესაც მათი ტემპერატურა ეცემა ნამის ან თრთვილის წერტილამდე. ორივე

წერტილის ტემპერატურა შეიძლება განვსაზღვროთ ცხრილის მეშვეობით, თუ ცნობილია წყლის ორთქლის დრეკადობის სიდიდე (იხ. დანართი). როგორც 59-ე ცხრილიდან ჩანს, ტემპერატურის

ცხრილი 59

ნამისა (τ) და თრთვილის (τ′) წერტილების ტემპერატურა ნაჯერი ორთქლის ერთი და იმავე სიდიდისათვის

τ	τ′	τ′—τ	τ	τ′	τ′—τ
—5°	—5,4°	0,6°	—30°	—27,1°	2,9°
—10	—9,0	1,0	—40	—36,5	3,5
—20	—18	2,0	—50	—46,1	3.9

კლებისას წყლის ორთქლი ყინულის ზედაპირზე უფრო ადრე აღწევს ნაჯერ მდგომარეობას, ვიდრე თხევადი წვეთის ზედაპირზე. თრთვილის წერტილის ტემპერატურა აღემატება ნამის წერტილისას, მათ შორის სხვაობა (τ′—τ) ტემპერატურის კლებასთან ერთად მატულობს. როგორც ჩანს, ყინულის კრისტალების წარმოშობა შეიძლება ადრე დაიწყოს, ვიდრე გადაცივებული წყლის წვეთებისა.

ვინაიდან ღრუბლების ელემენტები იმყოფება როგორც თხევად, ისე მყარ აგრეგატულ მდგომარეობაში, ამიტომ მიკროფიზიკური კლასიფიკაციის საფუძველზე შეიძლება გამოიყოს წ ვ ე თ ო ვ ა ნ ი (წყლიანი) და კ რ ი ს ტ ა ლ უ რ ი (ყინულოვანი) ელემენტებისაგან აგებული ღრუბლები და აგრეთვე შ ე რ ე უ ლ ი (კომბინირებული) ღრუბლები (წვეთოვანი და კრისტალური):

წ ვ ე თ ო ვ ა ნ ი ღრუბლები წარმოიშობიან ძირითადად კონდენსაციის დონესა და ნულოვან იზოთერმას შორის. 0°-იანი იზოთერმის ზემოთ წყლის წვეთები გადაცივებულია და ამ მდგომარეობაში შეიძლება — 40° და უფრო დაბალი ტემპერატურის პირობებშიც არსებობდეს. სხვადასხვა ფორმის ღრუბლებში წვეთების დიამეტრი უმეტესად ნისლის ნაწილაკების ზომისაა (5—50 მკმ). წვეთების მეტ ზომამდე დამსხვილებისას (200—250 მკმ-მდე) წარმოიშობა ჟინჟღლა ნალექი (თქორი), რომელიც დედამიწაზე ნელა ეცემა. ზოგიერთ ღრუბლებში წვეთის დიამეტრი 1—5 მმ-მდე იზრდება. ღრუბლებში წვეთების წყლიანობა იცვლება მნიშვნელოვან ფარგლებში —0,13—0,33 გ/მ³ შორის (*St*, *Sc*, *Ns*, *As*), ხოლო გროვა საწვიმარ ღრუბლებში შეიძლება 5—15 გ/მ³ გადააჭარბოს. ტემპერატურის კლებასთან ერთად მცირდება წყლიანობაც.

კრისტალური (ყინულოვანი) ღრუბლების ელემენტები ძირითადად გეომეტრიულ ფიგურებს მოგვაგონებენ. კრისტალებს ძირითადად ექვსწახნაგოვანი სვეტის ფორმა აქვს. ზოგჯერ იგი წაწვეტებულია და პირამიდას ემსგავსება. წარმოიშობიან —15— —30° და უფრო ნაკლები ტემპერატურის პირობებში. ყინულოვანი სვეტების სიგრძე მერყეობს (*Ci, Cs*) 0,1—0,3 მმ-დან 2—3 მმ-მდე. ზოგიერთი ექვსწახნაგოვანი კრისტალის სიმაღლე ფუძის ფართთან შედარებით ძალზე მცირეა და ამიტომ მათ ყინულოვან ფირფიტებსაც უწოდებენ. ეს უკანასკნელნი —4, —18° ტემპერატურის პირობებში იწყებენ ჩასახვას. თუ ჰაერი ყინულის მიმართ გადაჯერებულია ან წვეთის მიმართ უახლოვდება ნაჯერ მდგომარეობას, მაშინ სუბლიმაცია მიმდინარეობს ძალზე ინტენსიურად. კრისტალი ყოველი მხრიდან იზრდება უწესრიგოდ, რის შედეგადაც წარმოიშობა სფეროსებრივი ფორმის თოვლის ხორხოშელა — სფეროკრისტალი.

შერეული ღრუბლების ელემენტები წვეთოვანი და კრისტალური აგრეგატისაგან შედგება. წვეთებისა და კრისტალების ზომა და ფორმა სხვადასხვაა. 0°-იანი იზოთერმის მახლობლად ღრუბლები ძირითადად წყლის წვეთებისაგანაა შემდგარი და ამ მდგომარეობაში შეიძლება იმყოფებოდეს უმეტესად — 6, —10° ტემპერატურის პირობებში. გადაცივებული წვეთების კრისტალიზაცია უმთავრესად ინტენსიურია იმ დონეზე, სადაც ტემპერატურა — 10, — 20° შორის მერყეობს. აღნიშნული ფენის ღრუბლები შერეული ხასიათისაა და ნალექწარმომშობი პროცესებიც აქ უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს (გროვა-საწვიმარი, ფენა-საწვიმარი და მაღალფენა ღრუბლები), ვიდრე სხვა ფორმის ღრუბლებში.

წლის თბილ პერიოდში კრისტალური და შერეული ღრუბლების წარმოშობასა და განვითარებას ტროპოსფეროს შუა და მაღალ ფენებში აქვს ადგილი, ხოლო ზამთარში აღნიშნული დონე ზოგჯერ მიწისპირა ფენამდე ეშვება.

2. მორფოლოგიური კლასიფიკაცია.

ღრუბლების საერთაშორისო კლასიფიკაცია ძირითადად მორფოლოგიურ პრინციპებს — ღრუბლების ფუძის სიმაღლეს, გარევან ფორმას და მის რაოდენობას ემყარება.

ღრუბლების ფუძის სიმაღლეს განსაზღვრავენ სარკიანი ნეფოსკოპის, ბურთ-პილოტების ან რადიოზონდებისა და თანამედროვე რადიოლოკატორების მეშვეობით. ღამის განმავლობაში სიმაღლე იზომება ღრუბლების პროჟექტორებით.

გარეგანი ფორმის მიხედვით გამოყოფენ გროვა, ტალღოვან და ფენა ღრუბლებს, ხოლო სიმაღლის მიხედვით ზ ე დ ა, შ უ ა და ქ ვ ე დ ა იარუსის ღრუბლებს. განსაკუთრებით ასხვავებენ ვერტიკალური განვითარების ღრუბლებს, რომელთა ფუძეები ქვედა იარუსამდე ვრცელდება, ხოლო მწვერვალები — შუა და ზედა იარუსამდე. ყველა იარუსის ღრუბელთა გავრცელების სიმაღლე დამოკიდებულია ტემპერატურულ პირობებსა და ტროპოპაუზის სიმაღლეზე, რომელიც განედის მიხედვით მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება.

არჩევენ 10 ძირითადი ფორმის ღრუბელს:

ზ ე დ ა ი ა რ უ ს ი ს ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი:	ს ი მ ა ღ ლ ე
1. ფრთა—Cirrus (Ci)	პოლარული განედები —3—8 კმ.
2. ფრთა-გროვა—Cirrocumulus (Cc);	ზომიერი —„— —6—12 კმ.
3. ფრთა-ფენა=Cirrostratus Cs);	ტროპიკული —„— —6—18 კმ.
II შ უ ა ი ა რ უ ს ი ს ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი:	
4. მაღალ გროვა—Altocumulus (Ac);	პოლარული —„— 2—4 კმ
5. მაღალ-ფენა—Altostratus (As)	ზომიერი —„— 2—6 კმ.
	ტროპიკული —„— 2—8 კმ.
III) ქ ვ ე დ ა ი ა რ უ ს ი ს ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი:	
6. ფენა-გროვა—Stratocumulus (Sc;)	დედამიწის ზედაპირიდან
7. ფენა—Stratus (St);	2 კმ-მდე
8. ფენა-წვიმის—Nimbostratus (Ns);	
IV) ვ ე რ ტ ი კ ა ლ უ რ ი გ ა ნ ვ ი თ ა რ ე ბ ი ს ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი:	
9. გროვა—Cumulus (Cu);	500—1000 მ-დან შუა იარუსამდე
10. გროვა-წვიმის—Cumulonimbus (Cb)	და ზოგჯერ ტროპოპაუზამდე

ზემოთ ჩამოთვლილ სხვადასხვა ფორმის ღრუბლებს გააჩნიათ აგრეთვე ფორმათა მრავალფეროვნება, რომლებზეც აქ არ შევჩერდებით.

მოგვყავს ძირითადი ფორმის ღრუბლების მოკლე დახასიათება (უფრო დაწვრილებითი აღწერა ფოტოილუსტრაციით მოცემულია ღრუბელთა ატლასში).

1. ფ რ თ ა ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი წარმოადგენს ნაზი აგებულების სრულიად თეთრ ღრუბლებს. შედგება ცალკეული ფრთისებრივი ელემენტებისაგან — წვრილი ძაფების ან გრძელი მოკაუჭებული ზოლებისაგან. ბოჭკოვანი სტრუქტურისა და აბრეშუმის სიპრიალით ხასიათდება. ყინულის კრისტალებისაგან შედგება; რის გამოც ძალზე გამჭვირვალეა. ღრუბლის ფენის სისქე მერყეობს რამდენიმე

ასეული მეტრიდან 1—3 კმ-მდე. ღრუბელი იმდენად გამჭვირვალეა, რომ მასში ადვილად ატანს მზის და მთვარის სხივები, და ასევე ხშირად მოჩანს მტრედისფერი ცა. ფრთა ღრუბლებში ხშირად დაიკვირვება მზისა და მთვარის ირგვლივ ჰალოს მოვლენები. აქ ხშირად წარმოიშობა ნალექები, რომლებიც კრისტალების სახით ნელა ვარდება ძირს და დიდ სიმაღლეზე სწრაფად ორთქლდება.

2. ფრთა-გროვა ღრუბლებიც ყინულის კრისტალებისაგანაა აგებული. ძალზე თეთრი და თხელია, რომელიც დახუჭუჭებულ ბელტოვან მწკრივს ან ჯგუფებად დალაგებულ ბურთულებს მოგვაგონებს. ეს ღრუბლები უმეტესად უშუალოდ გადადიან ფრთა და ფრთა-ფენა ღრუბლებში და მათთან კავშირის გარეშე იშვიათად გვხვდებიან. მათი სისქე 200—400მ-ს არ აღემატება. მზისა და მთვარის სხივები ადვილად ატანენ მათში და მტრედისფერი ცა ადვილად შეინიშნება. ხშირია ოპტიკური მოვლენები (ჰალო, ირიზაცია — ღრუბლების განაპირა მხარეს ცისარტყელასებრი შეფერადება). ფრთა-გროვა ღრუბლებიდან ნალექები არ გამოიყოფა.

3. ფრთა-ფენა ღრუბლები თეთრი თხელი და ნახევრად გამჭვირვალე ფენაა, რომელიც ერთფეროვნულად — ფარდისებრივად არის გაკრული ცის თაღზე და თანდათანობით ფარავს მას. მათი სისქე იცვლება მნიშვნელოვან ფარგლებში — 100 მეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდე. მზისა და მთვარის გარშემო ხშირად წარმოიშობა ჰალო-ცისარტყელას ფერებით. ნახევრად გამჭვირვალე თხელ კრისტალურ ღრუბლებში სხივები ადვილად ატანენ და, რაც მთავარია, კარგად მოჩანს მტრედისფერი ცა (ღია ლურჯი ფერი). ატმოსფეროს მაღალ ფენებში აორთქლების შედეგად ნალექები დედამიწამდე ვერ აღწევენ: გამონაკლისს წარმოადგენს ძალზე დაბალი უარყოფითი ტემპერატურის პირობები (—20— —50°), რომელთა დროსაც ფრთა-ფენა ღრუბლებიდან გამოიყოფა ნალექები სუსტი თოვლის ან ყინულოვანი ნემსების სახით.

4. მაღალგროვა ღრუბლები მოგვაგონებს თეთრ ან რუხი ფერის კრაველს. ისინი დალაგებული არიან ურთიერთპარალელურ ჯგუფებად და მწკრივებად. მათ მოთეთრო ფერი აქვთ, მაგრამ შედარებით მუქ-ტონებში გადადიან. აღნიშნული ღრუბლები ძირითადად წყლის ერთნაირი წვეთებისაგან შედგება (ზამთარში გადაცივებული წვეთებია) და ამიტომ აქ ხშირია მნათობების (მზე, მთვარე) ირგვლივ გვირგვინის მოვლენები — მცირე რადიუსის შეფერადებული წრეები. ღრუბლის სისქე 200—700 მ შორის მერყეობს. ნალექები ზოგჯერ შეიძლება მოვიდეს ცალკეული წვიმის წვრილი წვეთების ან თოვლის ფიფქის სახით. ხშირ შემთხვე-

ვებში, ღრუბლების ქვედა ნაწილში მოჩანს ნალექების ზოლი, რომელიც იმავე ფენებში აორთქლების შედეგად დედამიწამდე ვერ აღწევს.

5. მაღალფენა ღრუბელი მონაცრისფრო ან მოლურჯო შეფერადების ერთგვაროვან მკვრივ საფარს წარმოადგენს. ფენის სისქე საშუალოდ 1 კმ-ია, მაგრამ იშვიათ შემთხვევაში შეიძლება 2 კმ-საც მიაღწიოს. ზომიერ და დაბალ განედებში, ზაფხულში ნალექები დედამიწამდე ვერ აღწევენ, ხოლო ზამთარში უმეტესად ისინი თოვლის სახით მოდიან. მეტი სიმკვრივის გამო მზისა და მთვარის სხივები ნაკლებად ატანენ მასში, რის გამოც ზოგიერთი საგნის ჩრდილი ძალზე სუსტია ან სრულიად არ მოჩანს. მაღალფენა თხელ ღრუბელში ხშირად შეიმჩნევა მზისა და მთვარის სხივებით გამოწვეული გვირგვინი.

6. ფენა-გროვა ღრუბლები წარმოადგენენ ღრუბელთა ზვინებისა და ბელტების მწკრივს, რომელნიც შედარებით მსხვილი ელემენტებისაგან არიან შემდგარი. ისინი ძირითადად წვრილ და ერთგვაროვან წვეთებს შეიცავენ, ზამთარში გადაცივებული არიან, ცის თაღს ტალღოვან ელფერს აძლევენ; ნალექი შეიძლება ჟინჟღლის სახით მოვიდეს, მაგრამ მცირე ხანგრძლივობით. ფენა-გროვა ღრუბლების უმეტეს ნაირსახეობიდან ნალექები არ გამოიყოფა. მათი სისქე დიდი არ არის და მერყეობს 0,2—0,8 კმ-ს შორის. მკვრივ ფენა-გროვა ღრუბლებში მზისა და მთვარის სხივები ვერ ატანენ, მაგრამ ზვინულებსა და ბელტებს შორის ზოგჯერ შეიძლება გამოკრთეს სინათლე.

7. ფენა-ღრუბლები ერთგვაროვანი ფენაა ნაცრისფერი ან მოყვითალო-ნაცრისფერი შეფერადებით და ძლიერ ემსგავსებიან ნისლს, რომელიც მიწიდან მაღლა აწეული. მათი ქვედა ნაწილი ხშირად დაფლეთილია და შეიძლება შეერიოს მიწისპირა ნისლს. მათი სისქე 0,2—0,8 კმ-ს შორის იცვლება. წლის სეზონების მიხედვით ერთგვაროვანი ღრუბლებიდან ნალექები გამოიყოფა ჟინჟღლა წვიმის ან მცირე ზომის თოვლის ფიფქების სახით, რომელნიც საგრძნობლად აუარესებენ მხედველობას.

8. ფენა-წვიმის ღრუბლები მუქი მონაცრისფრო ფერისაა. ნალექების მოსვლის პროცესში ერთგვაროვან ფენად გვეჩვენებიან, ხოლო ნალექებს შორის პერიოდში მათი არაერთგვაროვნება და ზოგჯერ ტალღური განლაგება ადვილად შესამჩნევია. ჩვეულებრივი ფენა-წვიმის ღრუბლები მთლიანად ფარავენ ცის თაღს. მათი ელემენტები შერეული აგრეგატული შედგენილობით ხასიათდებიან, რის გამოც აღნიშნული ღრუბლებიდან მოდის ეგრ-

მული ნალექები წვიმის ან თოვლის სახით. მათი სისქე 2—3 კმ-ია, მაგრამ ზოგჯერ მან შეიძლება 5 კმ-საც გადააჭარბოს. მკვრივი და გაუმჭვირვალე ღრუბელია, რის გამოც ოპტიკური მოვლენები საერთოდ არ შეინიშნება.

9. გროვა-ღრუბლები მკვეთრად მოხაზულ და ვერტიკალურად განვითარებად მკვრივ ღრუბლებს წარმოადგენენ. ისინი გუმბათისებრივად მაღლა არიან აზიდული და მათი ზედა ნაწილი ძალზე თეთრი და ბრწყინვალეა, ხოლო ფუძე ბრტყელია და ჰორიზონტალური. თბილ პერიოდში გროვა-ღრუბლები უფრო მეტად გვხვდება ცალკეული ბოლქვების სახით ან შესაძლებელია მათი თავმოყრის შემთხვევაში განლაგდეს კვალისებრივად ან ძეწკვისებრივად და შეიძლება ზოგჯერ მთლიანად დაფაროს ცის თაღი. აღნიშნული ღრუბლებიდან ნალექები არ გამოიყოფა, მაგრამ ზომიერ განედებში იშვიათ შემთხვევებში შეიძლება ჩამოვარდეს წვეთები: ამიტომაა, რომ ამ ღრუბლებს კარგი ამინდის ღრუბლებსაც უწოდებენ.

10. გროვა-წვიმის ღრუბლები მკვრივი მოთეთრო ფერისაა, რომლებიც ფუძისაკენ თანდათანობით მუქ ფერებში (ტყვიისფერი) გადადიან. ისინი კოშკისებრ ვერტიკალურად არიან აღმართული და მათი მწვერვალები ბოჭკოვანი აგებულებისაა (ფრთა-ღრუბლების მსგავსია). გროვა-წვიმის ღრუბლები წარმოგვიდგება ცალკეული იზოლირებული სახით ან მათი თავმოყრის შემთხვევაში შეიძლება წარმოიშვას ღრუბელთა ზვინულები, რომელთა შორის თხელ გამჭვირვალე ფენაში შეიძლება მოჩანდეს ცის მოლურჯო ფერი. ფუძის სიმაღლე რამდენიმე ასეული მეტრიდან 1 კმ-მდე აღწევს, ხოლო სისქე — 3—4 კმ-ია და ხშირ შემთხვევაში შეიძლება ტროპოპაუზამდეც გავრცელდეს. ქარის მოქმედებით მათ მწვერვალზე ხშირად წარმოიშობა გრდემლის ფორმის ღრუბლები, რომლებიც ყინულის კრისტალებისაგანაა შემდგარი, ხოლო ქვემოთ ისინი თანდათანობით გადადიან შერეულ და უფრო დაბლა წვეთოვან ღრუბლებში. ეს ღრუბლები თავსხმა ნალექებითაა ცნობილი და სეტყვის წარმოშობის ძირითად წყაროსაც წარმოადგენენ.

როგორც აღვნიშნეთ, ზემოთ ჩამოთვლილი ძირითადი ფორმის ღრუბლებმა, მათი წარმოშობისა და განვითარების პროცესში, შეიძლება მრავალფეროვანი სახე მიიღოს ან ერთმანეთში გადაიზარდოს. ეს დამოკიდებულია მოცემულ მომენტში ატმოსფეროში მიმდინარე ღრუბელწარმომშობი პროცესებისა და მასზე მოქმედი ფაქტორების ინტენსივობაზე. როგორც ჩანს, ძირითადი ფორმის ღრუბლები, გა-

ნიცდიან რა განუწყვეტელ ევოლუციას, არ წარმოადგენენ საბოლოოდ განვითარებულ და ჩამოყალიბებულ ფორმებს; ისინი მხოლოდ გამოირჩევიან მეტად დამახასიათებელი ტიპური ნიშნებით, რომლებიც ხშირად მეორდება ღრუბელთა ევოლუციის მსგავს პირობებში.

3. ღრუბლების გენეტიკური კლასიფიკაცია.

მრავალფეროვანი ფორმის ღრუბლების წარმოშობას და მათ აგრეგატულ მდგომარეობას ძირითადად განსაზღვრავს ჰაერის ტენშემცველობა და სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ნამის (თრთვილის) წერტილამდე დაცემა. თავისუფალ ატმოსფეროში აღნიშნული მოვლენა შეიძლება განვითარდეს სითბური კონვექციის, დინამიკური ტურბულენტობის, ფრონტალურ ზედაპირზე ჰაერის აღმასრიალის და სხვადასხვა ზედაპირიდან (თავისუფალი ატმოსფეროდან, ღრუბლებიდან და დედამიწიდან) გრძელტალღოვანი გამოსხივების მეშვეობით (სხეულის მიერ სითბოს დაკარგვით).

აღნიშნული პროცესები შეიძლება ერთდროულად მიმდინარეობდეს და ერთმანეთს აძლიერებდეს ან ერთ-ერთის ინტენსივობა სუსტდებოდეს დანარჩენისას. როგორც ჩანს, გარდა გრძელტალღოვანი გამოსხივებისა, ღრუბელთა წარმოშობის დანარჩენი ფაქტორები ჰაერის ვერტიკალურ მოძრაობასთან და მათი ადიაბატურ ცვლილებასთანაა დაკავშირებული. ზემოჩამოთვლილი პროცესების ზეგავლენით თავისუფალ ატმოსფეროში წარმოიშობა და ვითარდება სხვადასხვა ფორმისა და მიკროფიზიკურად განსხვავებული ღრუბლები.

წარმოშობის ხასიათის მიხედვით ღრუბლები შეიძლება დაიყოს შემდეგ გენეტიკურ ტიპებად: გროვა (კონვექციური), ტალღოვან და ფენა ღრუბლებად.

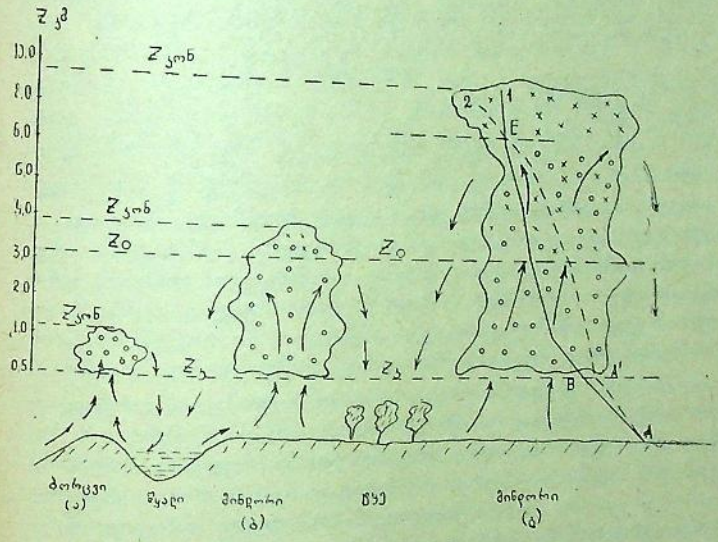
ა. გროვა (კონვექციური) ღრუბლები წარმოიშობა არამდგრადად სტრატიფიცირებულ ერთგვაროვან ჰაერის მასებში (შიდამასობრივ ჰაერში) ძლიერ განვითარებული კონვექციური პროცესებისა და ტურბულენტური გაცვლის შემწეობით.

გროვა-ღრუბლების განვითარების თავისებურებებს და მათ სიმძლავრეს განსაზღვრავს ატმოსფეროში კონდენსაციის, 0°-იანი იზოთერმების და კონვექციის დონეთა სიმაღლე.

ხმელეთის ზედაპირზე თერმული კონვექციისათვის ხელსაყრელი პირობები იქმნება წლის თბილ პერიოდში. ძლიერ გამთბარ ადგილ-

ებში წარმოიშობა ჰაერის აღმავალი დენები, ხოლო ნაკლებად გამთბარ ადგილებში — დაღმავალი. უღრუბლო ამინდში ჰაერის მასების მაღლა ასვლა ხორციელდება ჰაერის ცალკეული თერმიკების (ბუშტუკების) სახით. რაც უფრო მძლავრია დასხივება, მით უფრო მატულობს თერმიკების რაოდენობა და ჭავლურ ვერტიკალურ დინებებში გადასვლა.

36-ე ნახაზზე მოცემულია თერმული კონვექციის შედეგად წარმოშობილი სხვადასხვა სიძლიერის გროვა-ღრუბლები, რომელთა განვითარება დამოკიდებულია კონვექციის ინტენსივობაზე, ხოლო ეს უკანასკნელი — ქვეფენილი ზედაპირის არაერთგვაროვნების ხარისხზე და ატმოსფეროს თერმული სტრატიფიკაციის ხასიათზე (არამდგრადობის ხარისხზე). როგორც ნახაზიდან ჩანს, თერმული კონვექციის გაძლიერებასთან ერთად იზრდება ატმოსფეროს არა-



ნახ. 36. გროვა-ღრუბლების განვითარების სქემა.
$Z_к$ —კონდენსაციის დონე, Z_0—0°-იანი იზოთერმის დონე,
$Z_{კონ}$ – კონვექციის დონე. 1—სტრატიფიკაციის მრუდი,
2—მდგომარეობის მრუდი. °°—წვეთები. **—კრისტალები

მდგრადობა, ხოლო კონვექციის განვითარების დონე თანდათანობით მაღლა იწევს. გროვა-ღრუბლები წარმოშობას და განვითარებას

იწყებენ მაშინ, როდესაც კონვექციის დონე ($Z_{კონ}$) უფრო მაღლა მდებარეობს კონდენსაციის დონეზე ($Z_к$) და ღრუბლების ვერტიკალური სიმძლავრეც მით უფრო მატულობს, რაც უფრო მეტია აღნიშნულ დონეებს შორის სხვაობა. იმ შემთხვევაში, როდესაც გარკვეულ სიმაღლეზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მცირდება და თანდათანობით გადადის ინვერსიულ ფენაში, მაშინ ქვედაფენები ინარჩუნებენ არამდგრად ან ტენარამდგრად მდგომარეობას და კონდენსაციის დონის ზემოთ შედარებით თხელ ფენაში წარმოიშობა მცირე ზომის კარგი ამინდის გროვა-ღრუბლები (Cumulus humilis) ბრტყელი საფუძვლით (ნახ. 36 — ა). კონვექციური პროცესების შემდგომი გაძლიერების შემთხვევაში, როდესაც კონვექციის დონე მაღლა იწევს, ფორმირებას იწყებს მძლავრი გროვა-ღრუბლები (Cumulus congestus) გუმბათისებრი მოყვანილობის მწვერვალით (ნახ. 36-ბ). ამ უკანასკნელის განვითარება მიმდინარეობს მანამ, სანამ აღმავალი ჰაერის ტემპერატურა (ნახ. 36-ბ, $AA'E$ — მდგომარეობის მრუდი) არ გაუტოლდება გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურას (ნახ. 36-გ, ABE — სტრატიფიკაციის მრუდი). როგორც ნახაზიდან ჩანს, გროვა-წვიმის ღრუბლებში, ფუძიდან E წერტილამდე ჰაერი ტენარამდგრად მდგომარეობაში იმყოფება ($\gamma > \gamma'$). ამასთან არამდგრადობის ენერგიით გამოწვეული კონვექციის განვითარების დონე გაცილებით მაღლა სცილდება E წერტილს, სადაც აღმავალი და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურების გათანაბრება ხდება. ეს იმით აიხსნება, რომ აღმავალი ჰერის ტემპერატურა ნებისმიერ სიმაღლეზე საგრძნობლად სჭარბობს გარემომცველს, ნაწილაკები მეტი აჩქარებით მოძრაობენ (სიჩქარის თანდათანობით მატებით), რის გამოც ტემპერატურათა გათანაბრების E დონის ქვედა მახლობლობაში აღმავალი ჰაერის ვერტიკალური სიჩქარე მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს. E წერტილის ზემოთ ატმოსფერო მართალია მდგრად წონასწორულ მდგომარეობაში გადადის (აღმავალი ჰაერის ტემპერატურა (მე-2 მრუდი) ნაკლებია გარემომცველზე (1-ელი მრუდი), მაგრამ ჰაერის ნაწილაკი ინერციით განაგრძობს აღმასვლას თავისუფალი კონვექციის დონემდე, სადაც მისი ვერტიკალური სიჩქარე ნულამდე ეცემა.

გროვა-ღრუბლების ჩასახვის სტადიაში ჰაერის ვერტიკალური დენების სიჩქარე .თუ 6—7 მ/წმ-ს არ აღემატება, მოშწიფებულობისა და გაბნევის სტადიაში იგი, როგორც ეს გ. სულაქველიძის გამოკვლევებიდან ჩანს, 20—25 მ/წმ აღწევს.

კონვექციურ ღრუბლებში აღმავალი ჰაერის სიჩქარე სიმაღლის

მიხედვით მატულობს, მაქსიმუმს აღწევს მის შუაგულში, ან ცოტათი მაღლა, ხოლო შემდეგ ისევ მცირდება.

ღრუბლებში მაქსიმალურ სიჩქარეთა სიმაღლე დამოკიდებული არ არის 0°-იანი იზოთერმისა და ატმოსფეროში ბუნებრივი კრისტალიზაციის დონეზე. ის უშუალო კავშირშია კონვექციის განვითარების ინტენსივობასთან. რაც უფრო ინტენსიურად ვითარდება კონვექციური პროცესები, მით უფრო მაღლა იწევს კონვექციის დონეც (იხ. თავი V, § 5); აქედან გამომდინარე, გროვა-ღრუბლების სიმაღლეც მატულობს. როგორც ვიცით, კონვექციის შესუსტება და ქრობა ძირითადად ინვერსიულ, იზოთერმულ ან ტემპერატურის შემცირებული გრადიენტის ფენებში ხდება. ამიტომაა, რომ ამ ფენებს შემაკავებელ ფენებს უწოდებენ. როდესაც გროვა-ღრუბლების ზედა ნაწილი ზემოაღნიშნულ ფენებს მიაღწევს, მაშინ მისი შემდგომი ზრდა წყდება.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც მძლავრი კონვექციის ღრუბელთა (*Cb*) მწვერვალები გრდემლის სახით ტროპოპაუზის ფენას ატანენ და სტრატოსფეროში იჭრებიან.

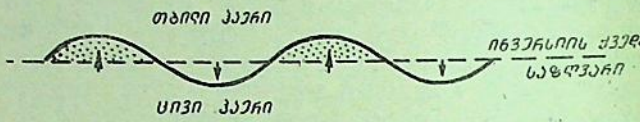
როგორც ვიცით, თერმული კონვექცია შეიძლება წარმოიშვას ზღვის ზედაპირზე, ღამით, როდესაც წყლის ზედაპირი გამოსხივებით გადაცივებულ ჰაერის მაღალ ფენებზე უფრო თბილია. ჰაერის არამდგრადი წონასწორობა თანდათანობით ძლიერდება, რასაც მოჰყვება ძლიერი კონვექციური ღრუბლების წარმოშობა.

კონვექციური ღრუბლები წარმოიშობა აგრეთვე ცივი ჰაერის მასების თბილ ზედაპირზე ადვექციის პირობებში. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ზამთრის თვეებში შავი ზღვის თბილ ზედაპირზე (იანვრის საშუალო $t = 8°$) ჩრდილოეთიდან წამოსული არქტაკული ჰაერის მასების გადანაცვლება, რომლებიც მძლავრი კონვექციური ღრუბლების გაჩენასა და თავსხმა ნალექებს იწვევს.

ბ. ტალღოვანი ღრუბლები წარმოიშობა ინვერსიულ ან ძლიერ მდგრად სტრატიფიცირებულ ფენებში ტალღური მოძრაობის ზეგავლენით ან ჰაერის დინებების მიერ მთებისა და მაღლობების გადალახვის შემთხვევაში.

ინვერსიის ფენის ქვედა საზღვარზე ხშირია სხვადასხვა სიმკვრივის (ტემპერატურის) და სიჩქარის მქონე ორი ჰაერის ფენის წარმოშობა, სადაც თბილი და ნაკლებად მკვრივი ჰაერი უფრო ცივი და მკვრივი ჰაერის ზემოთაა მოქცეული. ამ ორი ფენის გამყოფ ზედაპირზე ვითარდება ტალღური მოძრაობა, სადაც ტალღის სიგრძე ასეული მეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდე აღწევს, ხოლო სიმაღლე — ათეული მეტრიდან 2—3 კმ-მდე (ნახ. 37).

როგორც ჩანს, ტალღის თხემში ჰაერი განიცდის აღმავალ დენას. ადიაბატურად ცივდება და ჭარბი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად ღრუბელი ჩნდება. ტალღის ღარში გაბატონებულია დაღმავალი დენები, სადაც ჰაერი ადიაბატურად თბება, ტენიანობის



ნახ. 37. ტალღური ღრუბლების სქემა

დეფიციტი მატულობს, და ღრუბლების გაჩენა გამორიცხულია; მეტ-ნაკლები სიძლიერით შეინიშნება ცის ლურჯი ფერი. ამგვარად წარმოშობილი ღრუბლების ფენა ზვინულების სახით მწკრივდება ცალკეულ ჯგუფებად. ასეთ ტალღურ ღრუბლებს წარმოადგენენ ფრთა-ფენა (*Cs*), მაღალ გროვა (*Ac*) და ფენა-გროვა (*Sc*) ღრუბლები, რომელთა განვითარებაც ინვერსიის ფენის სიმაღლეზეა დამოკიდებული.

თუ ფიზიკურად არაერთგვაროვანი ორი ჰაერის მასა ტემპერატურული ინვერსიის ფენის ქვეშ ერთმანეთის მიმართ მოძრაობს გარკვეული კუთხით, ე. ი. სხვადასხვა მიმართულებით, მაშინ აქ განვითარებული ტალღური ღრუბლების განლაგების სისწორე ირღვევა და ზვინულების ზოლები განიცდიან დანაწევრებას და განცალკევებას, რის შედეგადაც ფორმდება ფირფიტისებრი, ფიფქისებრი ან გუნდას ფორმის ღრუბლები, რომლებიც განლაგდებიან მწკრივებად ან ჯადრაკისებურად.

ტალღოვანი ღრუბლები შეიძლება აგრეთვე გაჩნდეს უჯრედოვანი კონვექციის პირობებში (ბენარის უჯრედები). ამ შემთხვევაში ადგილი უნდა ჰქონდეს ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის საგრძნობ დაცემას, რომლის დროსაც ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი უნდა აჭარბებდეს 0,82°/100 მ. ასეთ სიტუაციაში, ატმოსფეროს შესაბამისი ფენა შეიძლება დაიყოს ცალკეულ უჯრედებად, რომლებსაც ძირითადად სწორი ექვსწახნაგოვანი ფორმა გააჩნიათ. უჯრედების ცენტრში ადგილი აქვს ჰაერის აღმავალ დენებს და ღრუბლების წარმოშობას, ხოლო მათ პერიფერიებში — დაღმავალ დენებს, სადაც თხელ გამჭვირვალე ფენაში კარგად მოჩანს ცის მოლურჯო ფერი. უჯრედოვანი ღრუბლები ძირითადად წარმოიშობა წლის ცივ პერი-

ოდში, როდესაც ზღვის ან ოკეანის თბილი წყლის ზედაპირზე გადაინაცვლებს ცივი კონტინენტური ჰაერი.

ხშირია ტალღოვანი ღრუბლების გაჩენა მაშინ, როდესაც ჰაერის მასებს უხდებათ მთებისა და მაღლობების გარსშემოდენა ან გადალახვა. ტალღის სიგრძე და ამპლიტუდა დამოკიდებულია ჰაერის გადანაცვლების სიჩქარეზე, ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტზე, მთის სიმაღლეზე და სიგანეზე და ა. შ.

მთის ან მაღლობის თავზე, სადაც ინვერსიის დონე მაღლაა აწეული, ტალღის თხემში ფორმირდება ოსპისებრი ღრუბელი, რომელსაც შუა ფენებში Ac lenticularis და ქვედა ფენებში Sc lenticularis-ს უწოდებენ. იგი სტაციონარულია და კარგა ხანს ინარჩუნებს თავის ფორმას. ამ ღრუბელს ორივე ბოლო მოგრძო და გაწეწილი აქვს, ღერძის გასწვრივ უფრო მკვრივია. ნაპირები გათხელებული აქვს, განლაგებულია მთების გასწვრივ. იგი ხშირად შეინიშნება თბილისის ჩრდილოეთით მდებარე საგურამოს ქედის მთელ სიგრძეზე (ეს ღრუბლები კარგად აქვს აღწერილი პროფ. ი. ქურდიანს).

გ. ფენა-ღრუბლებს მრავალიარუსიანი აგებულება აქვს. მათ ჯგუფს მიეკუთვნება ფრთა-ფენა (*Cs*), მაღალ ფენა (*As*). ფენა-გროვა (*Sc*), ფენა (*St*), ფენა-წვიმის (*Ns*) ღრუბლები და სხვ.

ფენა-ღრუბლების სხვადასხვა ფორმათა წარმოშობა ძირითადად ამინდიანობის მრავალფეროვნებასთანაა დაკავშირებული. მათი წარმოშობი ძირითადი პროცესები შემდეგია: ფრონტალურ ზედაპირსა და მთის ფერდობებზე ჰაერის ძალზე მდორედ აღმასრიალი, ტურბულენტური შერევა, შედარებით თბილი ჰაერის ცივ ზედაპირზე გადაადგილება ან ცივ ჰაერთან შეხება და მიწისპირა ჰაერის ფენების რადიაციული გაცივება.

მდგრადად სტრატიფიცირებულ ატმოსფეროში დედამიწის ძლიერი გამოსხივების შედეგად ჰაერის მიწისპირა ფენებში წარმოიშობა ნისლი. ამ შემთხვევაში თუ ქარის სიჩქარემ მოიმატა და გაძლიერდა ჰაერის ტურბულენტური შერევა, მაშინ ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება მშრალ ადიაბატურს მიუახლოვდება და იგი მაღალ ფენებში გამოიწვევს ტემპერატურის დაცემას. ხოლო მიწისპირა ფენებში — მომატებას. ამასთან ერთად, ტურბულენტობა აწონასწორებს ჰაერის ტენიანობის ვერტიკალურ განაწილებას ისე, რომ გარკვეულ სიმაღლეზე მისი რაოდენობა ადრინდელთან შედარებით მოიმატებს. სიმაღლის მიხედვით ერთდროულად ტემპერატურის დაცემა და ტენიანობის მომატება იწვევს ინვერსიისქვეშა ჰაერის ფენებში ფენისებრივი ღრუბლების გაჩენას (*Sc* — ფენა-

გროვა და *St*—ფენა-ღრუბლები), როცა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი უმნიშვნელოა და ტურბულენტური შერევაც შესუსტებულია (მცირე სიმაღლეს მოიცავს), მაშინ ღრუბლის ქვედა ფუძის სიმაღლე დაბლა იწევს და სისქეც მცირდება.

ტურბულენტური მოძრაობა თუ საკმაოდ ტენიან ჰაერში ვითარდება, ამ ჰაერის ინტენსიური ვერტიკალური შერევა იწვევს წყლის ორთქლის კონდენსაციას (სუბლიმაციას) და ცალკეული მასის ღრუბლების გაჩენას დაფლეთილი (Fractus) განაპირა ბოლოებით; ეს ღრუბლები წარმოგვიდგება გროვა და ფენა ღრუბლების ფონზე-გროვა-ნაფლეთი Cumulus—fractus), ფენა-ნაფლეთი (Stratus fractus) და ნაფლეთი—გროვა-წვიმის (Fractus cumulusnimbus) სახით.

წუნარ მოწმენდილ ამინდში ფენა-ღრუბლები დიდი რაოდენობით წარმოიშობა წყლის ორთქლით მდიდარ ჰაერის ფენებიდან გამოსხივების შემდეგ. ეს ღრუბლები ინვერსიის ფენის ქვემოთაა მოთავსებული, რადგან ამ შემაკავებელი ფენის არეში ხდება წყლის ორთქლისა და სხვადასხვა აეროზოლის დაგროვება და კონდენსაცია.

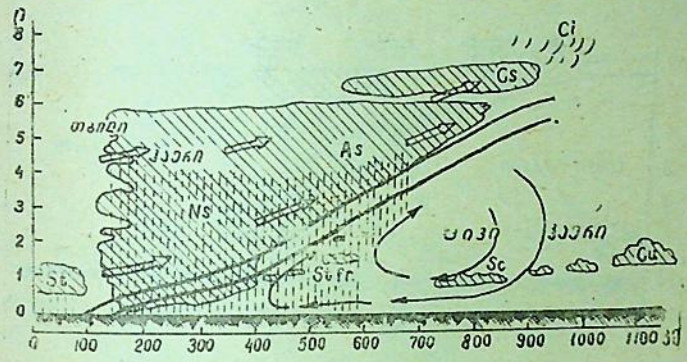
ფენა-ღრუბლების წარმოშობა და განვითარება შედარებით წუნარად მიმდინარეობს და ამიტომ იგი მთლიან ფენას წარმოადგენს.

ფრონტალური ღრუბლები

განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს ფრონტალურ ზედაპირზე წარმოშობილი ღრუბლები, რომლებიც ძირითადად სხვადასხვა იარუსზე ფენა-ღრუბლების სახესხვაობას წარმოადგენს. როგორც ცნობილია, ფრონტალური ზედაპირი სხვადასხვა ფიზიკური თვისებების მქონე ცივი და თბილი ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირია. ცივი ჰაერი სოლისებურადაა შეჭრილი თბილში და ეს უკანასკნელი დინჯ აღმასრიალს განიცდის აღნიშნულ ზედაპირზე. მიუხედავად იმისა, რომ ფრონტის ზედაპირის დახრილობა ძალზე მცირეა, თბილი ჰაერის ჰორიზონტალურ მოძრაობას ემატება ასეთივე მცირე. მაგრამ განსაკუთრებული მნიშვნელობის ვერტიკალური შემადგენელი, რომელიც ღრუბლების ჩასახვისა და განვითარების ძირითად მიზეზს წარმოადგენს.

თბილ ფრონტზე (ნახ. 38) ღრუბლები წარმოიშობა როგორც ფრონტის ხაზის წინ, ისე ზურგში. ფრონტის წინ თბილი ჰაერი მოწესრიგებულ აღმავალ მოძრაობას განიცდის და ადიაბატურად ცივდება. ჭარბი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად წარმოიშობა ღრუბელთა სისტემა, რომელიც მთელი ფრონტის ხაზზეა გა-

ჰიმული. თბილი ფრონტის ღრუბლებს შემდეგი თანმიმდევრობა ახასიათებს: ფრონტის მოახლოებას გვაუწყებს ფრთა ღრუბლების (*Ci*) გამოჩენა. შემდგომ ეს ღრუბლები ჩქარა მკვრივდება და გადადის ფრთა-ფენაში (*Cs*), რომელიც უშუალოდ მაღალ ფენა (*As*)



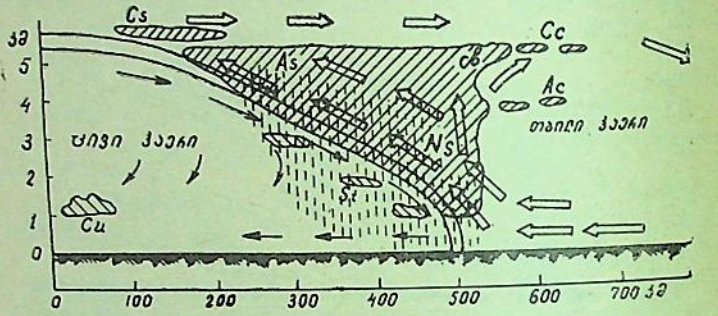
ნახ. 39. თბილი ფრონტის სქემა

ღრუბლების წინამორბედია. რაც უფრო დაბლა ეშვებით, დედამიწისაკენ, მით უფრო მკვრივდება ღრუბლები და *As* უშუალოდ ფენა-წვიმის (*Ns*) ღრუბლებში გადადის.

ცივ ჰაერში, ფრონტის ზედაპირის ზემოთ ღრუბლები შეიძლება იყოს შიდამასობრივი წარმოშობის, ე. ი. თერმული ან დინამიკური კონვექციის (*Cu* და *Sc*). აქ ჩნდება ავრეთვე ცუდი ამინდის დინამიკური (ტურბულენტური) წარმოშობის ხაფხეთი—წვიმის (Frnb) ღრუბლები, რომლებიც ფორმირდება ცივ ჰაერში ფრონტის ხაზს ცოტათი ქვემოთ. ისინი თან ახლავს მაღალ ფენა (*Ac*) და ფენა-წვიმის (*Ns*) ღრუბლებს. თბილი ფრონტის *As*—*Ns* სისტემის ღრუბლებიდან წლის სხვადასხვა დროს ძირითადად მოდის გამყული ნალექები, როგორც წვიმის, ასე თოვლის სახით.

ცივ ფრონტზე (ნახ. 39) წარმოშობილი ღრუბლები, ზოგ შემთხვევაში, განსხვავდება თბილი ფრონტის ღრუბლებისაგან. განსხვავება იმითაა გამოწვეული, რომ ცივი ფრონტის ზედაპირი თბილთან შედარებით უფრო დამრეცია, განსაკუთრებით მის ქვედა ნაწილში, ამის გარდა, მისი მოძრაობის სიჩქარეც აღემატება თბილისას. ფრონტის ქვედა ნაწილში, იქ სადაც ფრონტის ხაზი ციცაბოდ ეშვება დედამიწამდე (აქ ხახუნის გაძლიერების გამო ფრონტი

მოიხრება), თბილი ჰაერის მაღლა ატყორცნა და აღმასრიალი უფრო აქტიურად და ინტენსიურად მიმდინარეობს, რის გამოც ფრონტის ზედაპირის მახლობლობაში ფორმირებას იწყებს გროვა-წვიმის (Cb) ღრუბლები.



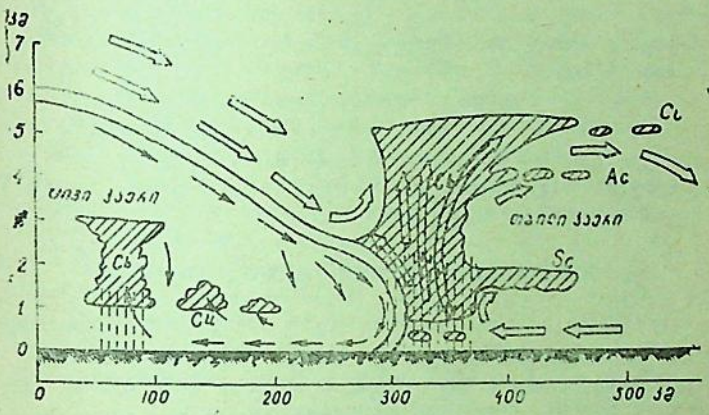
ნახ. 39. პირველი გვარის ცივი ფრონტი

არჩევენ ორი გვარის ცივ ფრონტს:

ა. პ ი რ ვ ე ლ ი გ ვ ა რ ი ს ც ი ვ ი ფ რ ო ნ ტ ი ს სიჩქარე უფრო ნაკლებია მეორე გვარის ცივ ფრონტისაზე, რის გამოც ღრუბლების სისტემა დიდ მსგავსებას იჩენს თბილი ფრონტის ღრუბლებთან. აქაც ღრუბლების ძირითადი მასა ჰაერის დინჯი აღმასრიალის შედეგად *As—Ns*-გან შედგება. მის წინა ნაწილში ღრუბლები თავისი ხასიათით ძალზე უახლოვდება გროვა-წვიმის ღრუბლებს. ნალექები ჯერ თავსხმა ხასიათისაა, ხოლო შემდგომ იგი გაბმულ ნალექებში გადადის. ფრონტის მოახლოებისას დამკვირვებელი ჯერ *Cs*, ხოლო შემდგომ *Cb* და *Ns* შეამჩნევს, რომელიც თანდათანობით ფრონტის გაელის შემდეგ *As*-ს და ბოლოს ეს უკანასკნელი Cs-ში გადადის. როგორც ვხედავთ, აქ ღრუბლები, თბილ ფრონტთან შედარებით, საწინააღმდეგო ცვლას განიცდიან. ფრონტის სიგანე 500—600 კმ-ს არ აღემატება.

ბ. მ ე ო რ ე გ ვ ა რ ი ს ც ი ვ ი ფ რ ო ნ ტ ი (ნახ. 40) წარმოადგენს სწრაფად მოძრავ ციკლონალურ სისტემას. აქ თბილი ჰაერი უფრო არამდგრადადაა სტრატიფიცირებული, ვიდრე ეს პირველში იყო. ამ შემთხვევაში თბილი ჰაერის აღმავალი მოძრაობა ფრონტის ზედაპირის უფრო ვიწრო ზოლში ხდება და ძლიერი კონვექციური დინებების ხასიათს ატარებს. ამიტომაც წარმოიშობა აქ

მძლავრი გროვა-წვიმის (*Cb*) ღრუბლები, რომელთა სიგანე დაახლოებით 100 კმ-ს შეადგენს. 2—3 კმ სიმაღლემდე ფრონტის ზედაპირზე ადგილი აქვს ჰაერის დალმავალ დენებს. გროვა-წვიმის ღრუბლები თბილი ჰაერის მძლავრი აღმავალი ნაკადის მეშვეობით ფრონტის წინ დიდ მანძილზე იწელებიან და ცალკეულ *Cc*, *Ac* და *Sc* სახით იშლებიან. აღნიშნული ღრუბლები წინასწარ გვაუწყებენ მეორე სახის ცივი ფრონტის მოახლოებას. ფრონტის ზურგში *Cb* ხშირად გადადის *Ns* და *As*-ში; ისინი დალმავალი დენების გამო იშ-



ნახ. 40. მეორე გვარის ცივი ფრონტი

ლებიან და თითქმის ფრონტის ხაზთან მკვეთრ წყვეტას განიცდიან.

ო რ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი. ოროგრაფიული პირობები ძლიერ გავლენას ახდენს ღრუბელთა ფორმებზე.

ზაფხულობით მთიანი მხარეებისათვის დამახასიათებელია გროვა-ღრუბლები, რომლებიც წარმოიშობა მზის მიმართ ხელსაყრელი ექსპოზიციის მქონე ფერდობებზე ტენით მდიდარ აღმავალ ჰაერში (ხეობის ქარი).

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მთიანი რაიონებისათვის დამახასიათებელ ფორმას *As* lenticularis ან *Sc* lenticularis-ი ეწოდება. ისინი მთის მიმართ განსხვავებული მიმართულებით მცირედ არიან განლაგებულნი. მათი წარმოშობა ჰაერის ტალღოვან მოძრაობასთანაა დაკავშირებული.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც მთიან რაიონებში ღრუბლები

განლაგდებიან დამკვირვებლის სიმაღლეზე ან მის ქვემოთ, ამის გამო მათი ფორმა და რაოდენობა გაურკვეველი რჩება.

როცა მთის მასივების ჭარბირა ფერდობებზე ადგილი აქვს ტენიანი ჰაერის იძულებით აღმასრიალს, მაშინ სიმაღლის მიხედვით ფორმირებას იწყებს *As—Ns*, რომელიც გროვა-წვიმის ღრუბლებთან ერთად თანდათანობით ძლიერდებიან და მათი სიმაღლე შეიძლება ბევრად აჭარბებდეს მთებისას. ჭარბირა ფერდობებზე გამოიყოფა უხვი ნალექები. თუ ჰაერი საკმარისად ტენიანია, მაშინ ღრუბლები თავისუფლად გადაედინებიან ქედის მეორე მხარეს ფიონური ზვინულების სახით და ქვემოთ დაშვებისას ღრუბლების წვეთების აორთქლების შედეგად ჭარხურგა ფერდობზე თანდათანობით ქრებიან.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც ქედის მწვერვალებზე ჩნდება ე.წ. „ღრუბლიანი დროშები", რომელიც ნისლოვან მასას წარმოადგენს და საკმარისი ტენიანობის პირობებში მან შეიძლება გროვა-ღრუბლების სახე მიიღოს; იგი ხშირად 1—2 კმ სიგრძეზეა გადაჭიმული (იხ. ღრუბლების ატლასი).

§ 3. მოღრუბლულობის დღეღამური და წლიური ცვლილება

ღრუბელი ბუნების ყველაზე უფრო საინტერესო მოვლენაა. ცვლის რა დედამიწისა და ატმოსფეროს სითბურ და რადიაციულ რეჟიმს, იგი დიდ გავლენას ახდენს ადამიანის ყოველდღიურ ცხოვრებაზე, მცენარეულ და ცხოველთა სამყაროზე და სხვ.

დიდი პრაქტიკული და მეცნიერული ღირებულება ენიჭება ცის თაღის ღრუბლებით დაფარვის ხარისხის ცოდნას და, როგორც საერთოდ აღნიშნავენ, მოღრუბლულობის რაოდენობის განსაზღვრას. მოღრუბლულობას ათბალიანი სკალით ზომავენ. თუ ცის თაღი მთლიანადაა დაფარული ღრუბლებით, მაშინ მას 10 რიცხვით აღნიშნავენ, ხოლო სრულიად მოწმენდილს — 0-ით.

მოღრუბლულობის რაოდენობის გაზომვა, მიუხედავად ზოგიერთი ხელსაწყოს არსებობისა, ძირითადად მაინც თვალით (ვიზუალურად) ხდება. ცალ-ცალკე განსაზღვრავენ როგორც საერთო, ასევე ქვედა ღრუბლების რაოდენობას. საერთო მოღრუბლულობა მოიცავს ყველა იარუსის ღრუბელს, რომელიც დაკვირვების მომენტში ცის თაღზე შეინიშნება; ქვედა მოღრუბლულობაში შედის ქვედა იარუსისა (*St, Ns, Sc*) და ვერტიკალური განვითარების (*Cu, Cb*) ღრუბლები. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ შუა

და ზედა იარუსის ღრუბლები, რომლებიც მხედველობაში არ არის მიღებული, პრაქტიკული თვალსაზრისით ნაკლებ მნიშვნელოვანია (მაგ., ავიაციისათვის).

ღრუბელთა ფორმის განსაზღვრისას ხელმძღვანელობენ ღრუბელთა ატლასით, რომელშიც მოცემულია ბუნებაში არსებული ყველა ფორმის ღრუბელთა ფოტოსურათები.

მ ო ღ რ უ ბ ლ უ ლ ო ბ ი ს დ ღ ე ღ ა მ უ რ ი და წ ლ ი უ რ ი მ ს ვ ლ ე ლ ო ბ ა ძირითადად დამოკიდებულია ღრუბელთა ფორმაზე, წლის დროზე, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათზე, გეოგრაფიულ პირობებზე და სხვ.

ფენა (*St*) და ფენა-გროვა (*Sc*) ღრუბლები მაქსიმუმს აღწევენ ღამით და გათენებისას. სმელეთის ზედაპირზე ტროპიკულ და ზომიერ განედებზე, განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდში კონვექციური პროცესების განვითარების დროს ადგილი აქვს დღისით გროვა და გროვა-წვიმის ღრუბლების გაჩენას, რის შედეგადაც მათი მაქსიმუმი შუადღის შემდეგ დგება. ამრიგად, ზომიერ განედებზე (ხმელეთზე) ზაფხულში შეინიშნება მოღრუბლულობის ორი მაქსიმუმი: პირველი მაქსიმუმია ღამით ან დილით ადრე, ხოლო მეორე (მთავარი) — შუადღის შემდეგ. ზამთარში კონვექციური პროცესების შესუსტების შედეგად მაქსიმუმი ღამისა და დილის საათებზე გადმოინაცვლებს.

წლის თბილ პერიოდში მთიანი რელიეფის პირობებში მოღრუბლულობის მაქსიმუმი შუადღის შემდეგ დგება, როდესაც ძლიერაა განვითარებული კონვექცია და ხეობის ქარები.

ზღვებსა და სანაპიროებზე კონვექცია ვითარდება ღამით და ღრუბლების წარმოშობა აღნიშნულ დროსთანაა დაკავშირებული. საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ღრუბლიანობის მაქსიმუმი გათენების ხანს დგება. უფრო აღმოსავლეთით (ფიფა) თბილ პერიოდში იგი დღისა და საღამოს საათებისაკენ ინაცვლებს. ეს გამოწვეულია ხმელეთის ზედაპირზე კონვექციური პროცესებისა და დასავლეთის ნოტიო ქარების განვითარებით.

მოღრუბლულობის წლიური მსვლელობის სხვადასხვაგვარობას ძირითადად მოცემული ადგილის გეოგრაფიული პირობები განსაზღვრავს. მაგალითად, მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ევროპის დიდ ნაწილში შემოდგომასა და ზამთარზე მოდის, ხოლო შუა აზიაში — ზამთარსა და გაზაფხულზე. აღმოსავლეთ ციმბირში და ამიერ-ბაიკალში, სადაც ზამთარში ანტიციკლონია გაბატონებული, მოღრუბლულობის მინიმუმიც აღნიშნულ სეზონს ხვდება. აქ მაქსიმუმი ზაფ-

ხულშია; როდესაც კონვექციური პროცესები მნიშვნელოვნადაა განვითარებული. მუსონების გავრცელების რაიონში მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზაფხულშია; ვლადივოსტოკში ზაფხულში იგი საშუალოდ 7,7 ბალს აღწევს, ზამთარში — 2,8-ს.

დასავლეთ საქართველოში მცირე მოღრუბლულობას ადგილი აქვს შემოდგომაზე (მინიმუმია ოქტომბერში — 45—50%); ზამთრისაკენ მოღრუბლულობა იზრდება. აღმოსავლეთ საქართველოში მოღრუბლულობის მინიმუმი (40—45%) აგვისტოშია, ხოლო მაქსიმუმი გადანაცვლებულია გაზაფხულის დასაწყისისაკენ (60—65%). ზაფხულის მეორე ნახევარსა და შემოდგომის პირველ ნახევარში ჭარბობს კარგი ამინდის ფრთა და გროვა-ღრუბლები. ეს უკანასკნელი შიდამასობრივია და ვითარდება ტენარამდგრადი კონვექციის განვითარების პროცესში.

მოღრუბლულობა დედამიწაზე არათანაბრადაა განაწილებული: ეკვატორულ ზონაში მისი რაოდენობა წლის განმავლობაში მნიშვნელოვანია; სუბტროპიკულ განედებზე თანდათანობით კლებულობს და მინიმუმს აღწევს (ხმელეთზე — 3,4; ზღვებზე — 4,9); ზომიერ და მაღალ განედებზე ისევ მატულობს და 70—80° განედებზე უკვე მაქსიმუმია (6,3—7,6). პოლუსების რაიონში მოღრუბლულობა კვლავ კლებულობს, რადგან ატმოსფეროში წყლის ორთქლი მცირდება.

ზღვებსა და ოკეანეებზე მოღრუბლულობა უფრო მეტია, ვიდრე ხმელეთზე. მაგ., ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ხმელეთის ზედაპირზე იგი საშუალოდ 4,8, ხოლო ზღვებზე — 5,6 ბალს უდრის; სამხრეთ ნახევარსფეროში შესაბამისად 4,9 და 6,0 ბალს უტოლდება. დედამიწაზე ყველაზე მოღრუბლულ ადგილად ითვლება ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილო ნაწილი და არქტიკა. აქ საშუალო წლიური მოღრუბლულობა 8,1—8,4 აღწევს. ყველაზე უმცირესია იგი აფრიკაში ასუანის რაიონში (0.5). ყოფილ სსრ კავშირში მაქსიმალური მოღრუბლულობა თეთრი ზღვის სანაპიროზეა (8,0), ხოლო მინიმალური შუა აზიაში — ამურ-დარიაზე (1,5).

§ 6. დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრებიდან ღრუბლებზე დაკვირვება

ხელოვნური თანამგზავრების მეშვეობით დედამიწისა და ატმოსფეროს მეცნიერულ კვლევას დიდი პრაქტიკული და თეორიული მნიშვნელობა ენიჭება. ეს განსაკუთრებით ეხება ღრუბლებსაც, რომელზეც დედამიწიდან დაკვირვება ძირითადად წარმოებს ხმე-

ლეთისა და ოკეანეების განსაზღვრული პუნქტებიდან, სადაც ადამიანს ცოტა თუ ბევრად მიუწვდება ხელი. დედამიწის დიდი ნაწილი ამ მხრივ შეუსწავლელი რჩებოდა. ამ გარემოებამ განაპირობა ის, რომ ღრუბელთა სისტემები და მათი დინამიკა დედამიწის დიდ ნაწილში შეუმჩნეველი და შეუსწავლელი რჩებოდა. ამჟამად სატელევიზიო და ინფრაწითელი აპარატურის მეშვეობით შესაძლებელი გახდა თანამგზავრებიდან მიგვეღო ფრიად საჭირო ინფორმაცია არა მარტო ღრუბელთა ფორმისა და მათი ხასიათის შესახებ (მორფოლოგია), არამედ საშუალება მოგვეცა მათი დინამიკის წყალობით განგვესაზღვრა ციკლონების, ფრონტების, ღარების მდგომარეობა და აგრეთვე ატმოსფერული დინებების (ქარების) მიმართულება მოცემულ მომენტში.

თანამგზავრებიდან მიღებული მონაცემების თავისებურებას წარმოადგენს ის, რომ იგი ჯერ კიდევ არ იძლევა უშუალო ინფორმაციას ისეთი არსებითი მეტეოროლოგიური ელემენტების რაოდენობრივი მაჩვენებლების შესახებ, როგორიცაა ქარის სიჩქარე, ტენიანობა, ნალექები და ა. შ. მიუხედავად ამისა, ღრუბელთა ფოტოსურათებს დიდი დახმარება შეუძლიათ გაგვიწიონ ატმოსფერული პროცესების ანალიზის დროს, არაპირდაპირი გზით შევაფასოთ ატმოსფეროს თერმოდინამიკური პროცესების თავისებურება; მიუხედავად მეტეოროლოგიური პარამეტრების გაზომვის ნაკლები სიზუსტისა, ფოტოსურათების ღირებულება იმაშიც მდგომარეობს, რომ იგი მდიდარ ინფორმაციას იძლევა დედამიწის ნებისმიერი რაიონის (მაკრო და მეზომასშტაბის) ღრუბელთა მორფოლოგიის შესახებ. აღნიშნული ფოტოსურათები პრაქტიკული თვალსაზრისით გამოიყენება ღრუბლების სქემატური რუკების შესადგენად, რომელთაც ნეფოანალიზის რუკებს უწოდებენ. ამჟამად ნეფოანალიზი დიდ დახმარებას უწევს ამინდის სამსახურს, მიწისპირა და აეროლოგიური დაკვირვებების გამოყენებით და დახმარებით, სწორი სინოპტიკური ანალიზის ჩატარებასა და ამინდის პროგნოზირებაში.

შემდგომ პერიოდში, ნეფოანალიზმა გამოავლინა ადრე უცნობი თავისებურებანი ღრუბელთა სისტემის აგებულებასა და მათ დინამიკაში — ღრუბელთა მოძრაობის სპირალისებრი სტრუქტურა, ფრონტალური ზედაპირების განლაგება, რომელიც ღრუბელთა ფართო ზოლებითაა გამოყოფილი, ღრუბელთა ზოლები და ზვინულები და ღრუბელთა უჯრედოვანი სტრუქტურა.

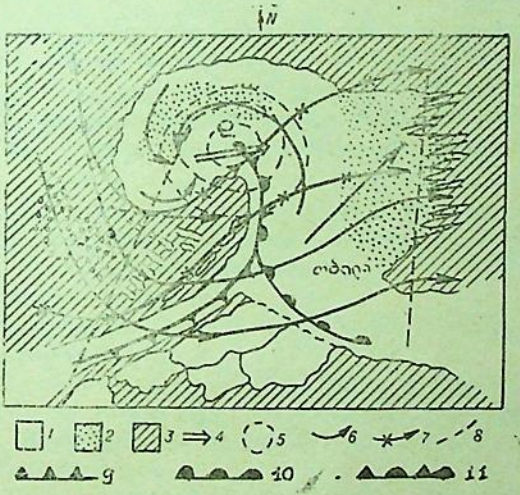
როგორც ცნობილია, სპირალისებრი ღრუბლები დაკავშირებუ-

ლია ზომიერი განედების ციკლონებთან და შტორმულ და გრიგალური ხასიათის ტროპიკულ ციკლონებთან. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ თანამგზავრთა ფოტოსურათებს ფრონტალური ღრუბლების სტრუქტურის შესახებ, რაიმე პრინციპულად ახალი ჩვენს წარმოდგენაში არ შეუტანიათ; მაგრამ მათი მასშტაბურობა, რომელიც თანაზომადია სინოპტიკური რუკებისა, უაღრესად პრაქტიკულ მნიშვნელობას ანიჭებს მათ ატმოსფერული პროცესების დიაგნოზისა და პროგნოზის საქმეში.

დედამიწის კოსმოსურმა სურათებმა საშუალება მოგვცა დაგვენახა ატმოსფეროში გრიგალისებრივი (სპირალისებრივი) მოძრაობის პროცესები, რომლებიც ვითარდება როგორც მიწისპირა, ისე ტროპოსფეროს შუა და მაღალ ფენებში. როგორც აღვნიშნეთ, გრიგალისებრი ღრუბლების წარმოშობა სხვადასხვა დონეზე ძირითადად ციკლონურ ცირკულაციასთანაა დაკავშირებული. 41-ე ნახაზზე მოცემულია უკვე ოკლუდირებულ სტადიაში მყოფი ციკლონის ფოტოსურათი და მისი გამოსახულება სინოპტიკურ რუკაზე. ციკლონის მოღვაწეობა აღნიშნული სტადიის დროს განვითარების მაქსიმალურ ინტენსივობას აღწევს. დახშული ციკლონური ცირკულაცია აქ ვრცელდება ტროპოსფეროს მაღალ ფენებამდე. სურათზე წარმოდგენილია ცივი, თბილი და ოკლუზიის ფრონტისათვის დამახასიათებელი ღრუბლები, რომელნიც ტროპოსფეროში სხვადასხვა სიმაღლეზე ფენობრივად არიან განლაგებული. ცივი ფრონტის ღრუბლებს გააჩნიათ გამოკვეთილი სტრუქტურა ნათელი ზოლებით. იგი ძირითადად შედგება ფენა-წვიმის და გროვა-წვიმის ღრუბლების ერთობლიობისაგან.

თბილი ფრონტის ღრუბლების გამოცნობა ზრდადასრულებულ ციკლონებში ძალზე გართულებულია. იგი შედარებით კარგად ჩანს ციკლონის განვითარების საწყის სტადიაში. ღრუბელთა ზოლში ფორმირდება ერთგვაროვანი ფენა-წვიმის ღრუბლები. ჩვეულებრივ, აღნიშნული ღრუბლების ზოლი ზოგჯერ ისე იშლება, რომ იგი შეიძლება ფრთა-ღრუბლების სახით წარმოგვიდგეს.

ოკლუზიის ფრონტის ღრუბლების სისტემა დიდი სირთულით გამოირჩევა, რადგან ცივი და თბილი ფრონტების შეერთების (ოკლუზიის) შედეგად წარმოშობილ ღრუბლებს ემატებათ აგრეთვე ქვედა ფენებში ოკლუზიის ფრონტზე ახლად წარმოშობილი ცივი და თბილი ფრონტების მრავალსახოვანი ღრუბლები. კოსმოსურ სურათზე ოკლუზიის ფრონტის ღრუბლების მთელი გამა ძნელად შესამჩნევია. 41-ე ნახაზზე ის წარმოდგენილია მკვრივი და ნათელი



ნახ. 41. ციკლონის კოსმოსური სურათი და მისი გამოსახულება სინოპტიკურ რუკაზე

1. ღრუბლები; 2. დაქვეითებული არეკვლითუნარიანობის ღრუბლები; 3. ხმელეთის ან ოკეანის ზედაპირი; 4. ციკლონის მოძრაობის მიმართულება; 5, 6 და 7 — ჰაერის დინებები ქვედა და შუა ტროპოსფეროში და ტროპოპაუზის ფენაში; 8. მაღლივი ღარის ღერძის მდგომარეობა; 9, 10 და 11 — ცივი, თბილი და ოკლუზიის ფრონტები.

სპირალისებრი ზოლის ღრუბლების სახით, რომლის მწვერვალი ციკლონის ცენტრშია განლაგებული. ღრუბლების ძირითად მასას წარმოადგენს გროვა-წვიმის და ფენა-წვიმის ღრუბლები. ხშირია გროვა-ღრუბლების ზვინულების ზოლები, კონვექციის უჯრედოვანი და სხვადასხვა სისტემის ღრუბელთა ერთობლიობა.

ცივი ფრონტის ზურგის უკან ხშირად შეინიშნება კონვექციური უჯრედოვანი ღრუბლები, რომლებიც გროვისებრი ღრუბლებისაგან შედგება. ისინი ძირითადად წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ცივი ჰაერი გადაადგილდება თბილ ქვეფენილ ზედაპირზე და ქვედა ფენების გათბობის შედეგად ვითარდება კონვექციური პროცესები. კონვექციური უჯრედოვანი გროვა-ღრუბლების წარმოშობა მიანიშნებს ცივი ჰაერის ძლიერ არამდგრადობაზე. ქარის გაძლიერების შემთხვევაში კონვექციური უჯრედოვანი ღრუბლები ლაგდება ზვინულებად ზოლების სახით (იხ. ნახ. 41). ხშირია შემთხვევა, როდესაც უჯრედოვანი ღრუბლები იკავებენ დიდ ფართობს, განსაკუთრებით ოკეანეების ზედაპირზე, როდესაც ამ უკანასკნელს გადაუვლის ცივი ჰაერის მასები.

საბოლოოდ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ღრუბლების კოსმოსური სურათებს დიდი მნიშვნელობა და უპირატესობა ენიჭებათ, მაგრამ მათ არ შეუძლიათ მთლიანად შეცვალონ მიწისპირა და აეროლოგიური დაკვირვების მონაცემები. ისინი ერთმანეთს ავსებენ და ამით ხელს უწყობენ გლობალური ატმოსფერული პროცესების ანალიზს.

თავი X

ნალექები

§ 1. ნალექების მორფოლოგიური და გენეტიკური კლასიფიკაცია

ატმოსფერულ ნალექებში იგულისხმება წყლის მასა თხევად და მყარ მდგომარეობაში, რომელიც გვევლინება დედამიწაზე წვიმის, თოვლის, ხორხოშელას, სეტყვის და სხვათა სახით (ვერტიკალური ნალექები), და აგრეთვე წყლის ორთქლის კონდენსაციის პროდუქტები, რომლებიც უშუალოდ წარმოიშობა დედამიწის სხვადასხვა საგნებზე ნამის, თრთვილის, ჭირხლის, სველი და მყარი ნაფრქვის, ლიპყინულის და სხვათა სახით (ჰორიზონტალური ნალექები).

წყლის წვეთები და ყინულის კრისტალები გარკვეული პროცესის შემდეგ მსხვილდებიან და ნალექების სახით ღრუბლებიდან დედამიწაზე ეცემიან. ნალექებს შორის ყველაზე უფრო გავრცელებულია წვიმა და თოვლი, მაგრამ არსებობს გარეგანი ფორმით განსხვავებული ნალექების სხვა სახეობანიც. თანამედროვე ლიტერატურაში ნალექების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდებენ ნალექების გარეგან სახეს (მორფოლოგიას) და მათი წარმოშობის ფიზიკურ პირობებს (გენეტიკას).

მორფოლოგიური თვალსაზრისით ნალექების შემდეგ სახეობებს გამოყოფენ:

1. წ ვ ი მ ა — თხევადი ნალექია; წვეთის დიამეტრი 0,25 მმ-ს აღემატება; 4—7 მმ-ზე მეტი ზომისა იშლება უფრო წვრილ წვეთებად. წვიმა შეიძლება მოვიდეს *Cb*, *Ns* და ზოგიერთი სხვა სახეობის ღრუბლებიდან.

2. თ ო ვ ლ ი — შედგება ძალზე რთული კრისტალებისაგან (ფიფქი); მას ვარსკვლავისებრი ფორმა აქვს. იგი გარკვეული რაოდენობის კრისტალების სიმეტრიულ შენაერთს წარმოადგენს. თოვლის ფიფქის გაბატონებული ფორმაა ექვსწახნაგოვან კრისტალზე განვითარებული ვარსკვლავი.

იმ შემთხვევაში, როცა დედამიწის ზედაპირის მახლობელ ჰაერის ფენებში ტემპერატურა უტოლდება ან მეტია 0°-ზე, ნალექები შეიძლება წამოვიდეს თოვლისა და წყლის წვეთის ან მდნობარე ფიფქის სახით. ასეთ თოვლს სველ თოვლს უწოდებენ.

თოვლის ფიფქის ზომა სხვადასხვაგვარია. ზოგიერთი ვარსკვლავის რადიუსი 4—5 მმ-ს აღწევს, თოვლის ფიფქები ხშირად ერთმანეთს უერთდება და მეტი მასით გვევლინება დედამიწაზე (ბარდნა).

3. ყინჭღლი — წვრილწვეთოვანი ნალექია, რომლის რადიუსიც 0,25 მმ-ზე ნაკლებია. იგი ჰაერში ატივნარებული და მოსრიალე გვეჩვენება, ძირითადად *St* და *Sc* ღრუბლებიდან მოდის.

4. ხორხოშელა — ჩვეულებრივ თეთრი, მრგვალი გაუმჭვირვალე ყინულოვანი ბურთების სახით გვევლინება: მისი დიამეტრი 2—5 მმ-ს აღწევს. იგი ძირითადად მოდის გაზაფხულსა და შემოდგომაზე, როდესაც ტემპერატურა 0°-ის ფარგლებში მერყეობს.

5. სეტყვა — სხვადასხვა ზომის, სფეროსებრი ყინულოვანი მასაა, რომლის რადიუსი საშუალოდ 5-დან 25 მმ-მდე მერყეობს. ყოფილა შემთხვევა, როდესაც იგი ქათმის კვერცხის ზომას აღემატებოდა. შედგება უმთავრესად გაუმჭვირვალე გულისაგან, რომლის გარშემოც გამჭვირვალე და გაუმჭვირვალე ყინულოვანი ფენები ცვლიან ერთმანეთს. ის წარმოიშობა გროვა-წვიმის ღრუბლების წინა ნაწილში, სადაც ინტენსიურია აღმავალი დენები.

ვარდა ზემოჩამოთვლილ ნალექთა სახეობისა, ცალკე გამოყოფენ ხორხოშელას მსგავს თოვლის მარცვლებს, ყინულოვან წვიმას (მკვრივი გამჭვირვალე სფერული ნაწილაკები 1—3 მმ დიამეტრით) და ყინულოვან ნემსებს (წვრილი გამჭვირვალე ყინულის კრისტალები, რომლებიც ყინვაში მზეზე ბზინავს).

გენეტური (წარმოშობის) თვალსაზრისით ნალექები შეიძლება სამ ტიპად დაიყოს:

1. გაბმული ნალექი — ძირითადად თბილი ფრონტის *Ns* და *As* ღრუბლებიდან მოდის. იგი ხანგრძლივი და ერთნაირი საშუალო ინტენსივობისაა, რომელიც ძალზე დიდ ტერიტორიას მოიცავს. ნალექი შეიძლება წვიმის ან თოვლის სახით მოვიდეს.

2. თავსხმა ნალექი ჩვეულებრივ *Cb* ღრუბლებიდან მოდის. უფრო მეტად მისი მოსვლა ცივი ფრონტის გავლასთანაა დაკავშირებული. ნალექები შეიძლება მოვიდეს წვიმის, თოვლის,

ხორხოშელას ან სეტყვის სახით. ნალექების ინტენსივობა (ინტენსივობაში იგულისხმება 1 წუთში მოსული ნალექების რაოდენობა მმ-ში) დიდია, მოსვლის ხანგრძლივობა კი — ნაკლები.

3. ჭინჭღლა ნალექი ან ყინულოვანი კრისტალები ფორმირდება და ეცემა მდგრადად სტრატიფიცირებულ შიგამასური წარმოშობის ფენა და ფენა-გროვა ღრუბლებიდან. ეს ღრუბლები გამოირჩევა მცირე ვერტიკალური სიმძლავრით, რის გამოც წვეთის დამსხვილება აქ დიდ ზომამდე არ ხდება. ნალექების მოსვლა თვალისათვის თითქმის შეუმჩნეველი ხდება (ცრის). ნალექების მოსვლის ინტენსივობა ძალზე უმნიშვნელოა.

სინოპტიკური პირობების მიხედვით გამოარჩევენ შიგამასურ და ფრონტალური წარმოშობის ნალექებს.

შიგამასური წარმოშობის ნალექები ფორმირდება ერთგვაროვან ჰაერის მასებში, სადაც ვითარდება მისთვის დამახასიათებელი თერმოდინამიკური პროცესები. ცნობილია, რომ თბილი ჰაერი საერთოდ მდგრადადაა სტრატიფიცირებული, რის გამოც აქ წარმოშობილი ფენა და ფენა-გროვა ღრუბლებიდან, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, შეიძლება გამოიყოს ჭინჭღლა ან ძალზე სუსტი გაბმული ნალექები. რაც შეეხება ცივ ჰაერს, რომელიც არამდგრად მასებს მიეკუთვნება, აქ ფორმირებული ძლიერი გროვა და გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან გამოიყოფა თავსხმა ნალექები.

ფრონტალური ნალექები დაკავშირებულია თბილი, ცივი და ოკლუზიის ფრონტებზე წარმოშობილ ღრუბლებთან. როგორც ვიცით, თბილი ფრონტისათვის დამახასიათებელია გაბმული ნალექები, ხოლო ცივისათვის — თავსხმა. ასევე, ოკლუზიის ფრონტის ნალექების ხასიათი ატარებს როგორც ცივი, ისე თბილი ფრონტის ნალექების თვისებებს.

§ 2. ძირითადი ფაქტორები, რომლებიც განაპირობებენ ღრუბლების ელემენტთა დამსხვილებას

ღრუბელთა ელემენტების დამსხვილება და ნალექების წარმოშობის პროცესების შესწავლა ყოველთვის იწვევდა მეცნიერთა დიდ ინტერესს. ამ საკითხისადმი ყურადღება განსაკუთრებით უკანასკნელ რამდენიმე ათეულ წლებში იქნა გამახვილებული, როდესაც დაისვა საკითხი ღრუბლებზე აქტიური ზემოქმედების შესახებ.

როგორც წინა პარაგრაფებში აღვნიშნეთ, ღრუბელთა ელემენტები (წვეთები და კრისტალები) უწვრილესი ნაწილაკებისაგან შედგება (რამდენიმე მიკრომეტრიდან 10—20 მკმ-ე). ისინი ატმოს-

ფეროს სხვადასხვა სიმაღლეზე ატივნარებულ მდგომარეობაში იმყოფებიან მანამ, სანამ აღნიშნული ელემენტის ზოგიერთი ნაწილის ზრდა და დამსხვილება არ მოხდება ნალექების ზომამდე (წვეთის რადიუსი უნდა აღემატებოდეს 50—100 მკმ-ს). დამსხვილებული წყლის (ყინულის) ნაწილაკები მძიმდება, სიმძიმის ძალის გავლენით გადალახავს ჰაერის შინაგანი ხახუნისა და აღმავალი დენების ძალას და დედამიწაზე გვევლინება როგორც თხევადი, ისე მყარი ნალექების სახით.

ღრუბელთა ელემენტების ზრდა და დამსხვილება შეიძლება მოხდეს კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროცესებისა და იმავე ელემენტების ურთიერთშერწყმით (შეერთებით) ანუ კოაგულაციით.

კონდენსაციით და სუბლიმაციით ღრუბელთა ელემენტების დამსხვილება ხდება საწყის სტადიაში, როცა წყლის ორთქლი ნაკლები რაოდენობითაა გადაჯერებული წყლის წვეთების ზედაპირზე. თუ ღრუბლები სხვადასხვა ზომის წვეთებისაგან შედგება, მაშინ, როგორც ცნობილია (თავი VIII, § 2), ერთი და იმავე ტენიანობის პირობებში მსხვილი წვეთების ზედაპირზე, მცირე წვეთებთან შედარებით, წყლის ორთქლი გადაჯერდება და ხელსაყრელი პირობები შეიქმნება მცირე ზომის წვეთების ($r \leq 15$ მკ) აორთქლებისა და წყლის ორთქლის მსხვილ წვეთებზე კონდენსაციისათვის. ღრუბელთა ელემენტების ზრდა განსაკუთრებით ჩქარა მიმდინარეობს მაშინ, როცა ღრუბლები გადაცივებული წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალებისაგან შედგება. ამ შემთხვევაშიც წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა წყლის წვეთების ზედაპირზე უფრო მეტია, ვიდრე ყინულის ზედაპირზე, ამიტომ იწყება ყინულის ზედაპირზე კონდენსაცია იმ ორთქლისა, რომელიც წყლის წვეთის აორთქლების შედეგადაა მიღებული. ეს პროცესი ინტენსიურია, როცა ჰაერის ტემპერატურა უდრის —10, —15°-ს.

როგორც გამოკვლევებმა გვიჩვენა, წვეთების დამსხვილება კონდენსაციის (სუბლიმაციის) შედეგად საწყის პერიოდში ინტენსიურად მიმდინარეობს (რამდენიმე სეკუნდში წვეთის რადიუსი 2—3-ჯერ მატულობს), ხოლო შემდგომში მისი ზრდა ნელდება და წვიმის წვეთების გაჩენისათვის ($R > 0{,}1$ მმ) უკვე რამდენიმე საათია საჭირო. ღრუბლებში წყლის წვეთი რომ 70 მიკრონით დამსხვილდეს, საჭიროა 6 საათი. რაც უფრო მსხვილია წვეთი, მით უფრო ნელა მიმდინარეობს მისი ზრდა. მართალია, შერეულ ღრუბლებში სუბლიმაციის პროცესის შედეგად წვეთების დამსხვილება შედარე-

ბით ინტენსიურად მიმდინარეობს და მისი ზომა ზოგჯერ 100 მკ აღემატება, მაგრამ ეს პროცესიც წვეთის სრულ დამსხვილებას არ იძლევა და ნალექების ხასიათიც ჟინჟღლის სახეს ატარებს. როგორც ვხედავთ, წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროცესით წვეთების დამსხვილება არ შეიძლება მიმდინარეობდეს განუწყვეტლივ, რადგან ღრუბლების ელემენტები თითქმის ერთნაირი ზომისანი ხდებიან და ამიტომ ისინი კოლოიდალურად მდგრად ღრუბლებად წარმოგვიდგებიან (უმეტესად ნაწილაკები ნალექების ზომამდე არ იზრდება).

ღრუბელთა ელემენტების ზრდა-დამსხვილებას წვეთების (კრისტალების) ურთიერთშეჯახებისა და შერწყმის შედეგად, რომელიც განაპირობებს ნალექების მოსვლას — კოაგულაცია ეწოდება. ღრუბელთა ელემენტების კოაგულაცია შეიძლება გამოიწვიოს შემდეგმა მიზეზებმა: გრავიტაციულმა, ტურბულენტურმა, ბროუნისებრივმა და ელექტროსტატიკურმა კოაგულაციამ.

1. გრავიტაციული კოაგულაცია გრავიტაციული ძალებითაა გამოწვეული; იგი იმაში მდგომარეობს, რომ სხვადასხვა რადიუსის მქონე წვეთებს სიმძიმის ძალის მოქმედებით ვარდნის სხვადასხვა სიჩქარე გააჩნია და ამიტომ შედარებით მსხვილი წვეთი მეტი სიჩქარის გამო თავის გზაზე ეჯახება წვრილ წვეთებს, მიიტაცებს მათ და თანდათანობით მსხვილდება.

გრავიტაციული კოაგულაციით ღრუბელთა ნაწილაკების ზრდა განსაკუთრებით ინტენსიურია შერეულ ღრუბლებში, სადაც ყინულის კრისტალები ეჯახებიან და შეიყინავენ გადაცივებულ წყლის წვეთებს; ამასთან ერთად, ნაწილაკების ზრდა და ნალექების წარმოშობის პროცესები უფრო ძლიერდება მაშინ, როდესაც ღრუბლების ფენის სისქე (განსაკუთრებით გროვასი) 1-2 კმ-ს აღემატება,

აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ღრუბელთა ელემენტების ყველა დაჯახებას არ მოსდევს წვეთების ურთიერთშერწყმა და დამსხვილება. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ შეჯახებულ წვეთებს შორის წარმოიშობა ჰაეროვანი შუაშრისი, რომლის შეგნით ვითარდება 1 მბ-ი ჰარბი წნევა, რომელიც ხელს უშლის წვეთების ურთიერთშერწყმას (წვეთები ასხლტებიან). თუ ჰაერის შეფარდებითი ტენიანობა მაღალია (100%-მდე), მაშინ ნაწილაკების ურთიერთშეერთებას დაჯახებით ვერაფერი დააბრკოლებს.

აღსანიშნავია, რომ გრავიტაციული კოაგულაცია წარმოადგენს ძირითად პროცესს, რომელიც განაპირობებს ღრუბლებში წვეთების დამსხვილებას ნალექების ზომამდე.

2. ტურბულენტური კოაგულაცია. ღრუბლებში ტურბულენტურ მოძრაობას შეუძლია გამოიწვიოს წყლის ნაწილაკების (ყინულის კრისტალების) ურთიერთდაჯახება და შერწყმა, რაც საბოლოო ჯამში განაპირობებს წვეთების დამსხვილებას. ტურბულენტური კოაგულაცია, რომელიც გამოწვეულია ჰაერის ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მოძრაობით და განიცდის პულსირებას, მაღალ ფენებში ტენიანობის მომატებასთან ერთად იწვევს სხვადასხვა ზომის შედარებით მსხვილი წვეთების (5—15 მკმ) შეჯახებას და დამსხვილებას. აღნიშნული საკითხი შესწავლის პროცესშია და, როგორც ვარაუდობენ, მას შეუძლია მნიშვნელოვნად შეუწყოს ხელი ღრუბელთა ელემენტების კოაგულაციას და ნალექების მოსვლას.

3. ბრაუნისებრივი კოაგულაცია გამოწვეულია მიკროსკოპული დისპერსიული ნაწილაკების განუწყვეტელი უწესრიგო სითბური მოძრაობით, რომლის დროსაც წყლის ნაწილაკების ერთმანეთთან შეჯახების პროცესში ხდება წვეთების დამსხვილება. ბუნებრივი მოლეკულურ-სითბური მოძრაობა განაპირობებს მხოლოდ და მხოლოდ უმცირესი წვეთების ($r<1$ მკმ) ერთმანეთთან ჩქარ შერწყმას, მაგრამ ნაკლებ გავლენას ახდენს შედარებით მსხვილი ნაწილაკების ზომის გაზრდაზე.

4. ელექტროსტატიკური კოაგულაცია გულისხმობს სხვადასხვა ნიშნით ელექტრულად დამუხტული წყლის ნაწილაკების ურთიერთმიზიდვას, შეჯახებას და შერწყმას. წვეთების ერთმანეთთან მიზიდვა და კოაგულაცია შეიძლება მოხდეს აგრეთვე დამუხტულ და ნეიტრალურ ნაწილაკებს შორისაც. აღსანიშნავია, რომ წვეთების ელექტრული მუხტები მართალია აჩქარებენ შედარებით წვრილი წვეთების (1—5 მკმ) შერწყმას, მაგრამ ნალექების ზომამდე წვეთების დამსხვილებას არ იწვევენ.

თეორიული გამოთვლები გვიჩვენებს, რომ კოაგულაციის გზით წვეთის დამსხვილების სიჩქარე წვეთის რადიუსის ზრდასთან ერთად მატულობს, ხოლო წვეთის კონდენსაციური ზრდის სიჩქარე, პირიქით, კლებულობს. აქედან გამომდინარე, ცხადია, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს ნალექების წარმოშობაში წვეთების კოაგულაციურ ზრდას, განსაკუთრებით კი გრავიტაციულ კოაგულაციას.

ერთი რამ ცხადია, რომ ღრუბელთა განვითარების საწყის სტადიაში მათი ელემენტების კონდენსაციური და სუბლიმაციური ზრდა ძირითად როლს ასრულებს და ასევე წინაპირობას წარმოადგენს ზემოაღნიშნული კოაგულაციის ყველა

მექანიზმის ერთობლივი ზემოქმედებით გაპირობებული ნაწილაკების შემდგომი დამსხვილებისა და ნალექების გამოყოფისათვის.

§ 3. ნალექების ფორმირების თავისებურება სხვადასხვა ფორმისა და ფაზური მდგომარეობის ღრუბლებში

წინა პარაგრაფებში აღნიშნული იყო, რომ ნალექების ფორმირება და მისი გამოყოფა ყველა ფორმისა და სახის ღრუბლებიდან არ ხდება. ნალექების გამოყოფა ძირითადად დამოკიდებულია ღრუბლების კოლოიდურ მდგომარეობაზე და მისი მდგრადობის ხარისხზე (მიკროფიზიკური აგებულება, ღრუბელთა ელემენტების თავისებურებანი და სხვ.). ცნობილია, რომ ღრუბლებში მიმდინარე ფიზიკური პროცესების შესწავლის თვალსაზრისით მათ კოლოიდურ სხნარს ამსგავსებენ. იმ შემთხვევაში, როდესაც ღრუბელთა ელემენტები თავისი სტრუქტურით ერთგვაროვანია და შედგება თანაბარი ან თითქმის თანაბარი ზომის წვეთების ან კრისტალებისაგან, სადაც არ ხდება ნაწილაკის დამსხვილება და ნალექის სახით გამოყოფა, კოლოიდურად მდგრად ღრუბლებს უწოდებენ. ღრუბლები, რომლებიც შედგება არათანაბარი ზომის წვეთებისაგან ან წარმოადგენენ შერეულ ღრუბლებს (წვეთები, კრისტალები), სადაც ხდება წვეთების ინტენსიური დამსხვილება და ნალექების გამოყოფა, კოლოიდურად არამდგრად ღრუბლებს უწოდებენ.

კოლოიდურად მდგრადი ღრუბლები მხოლოდ ერთნაირი ზომის წყლის წვეთების ან ყინულის კრისტალებისგანაა შემდგარი. ასეთ ღრუბლებს მიეკუთვნება ფრთა-ღრუბლები (Ci), რომლებიც ყინულის კრისტალებისაგან შედგება, და გროვა-ღრუბლები (*Cu*), შედარებით მაღალი ტემპერატურის პირობებში მდგრადი ღრუბლებია: *St*, *Sc* და *Ac*. ამ უკანასკნელთა სიმძლავრე დიდი არ არის (1-2 კმ), და ამიტომ აღმავალი დენების სიჩქარეც მცირეა. ეს გარემოება იწვევს უწვრილესი წვეთების კონდენსაციის გზით დამსხვილებას და მის შემდგომ სუსტ კოაგულაციას, რომელიც განაპირობებს ჟინჟღლა ნალექების გამოყოფას.

ნაირსახეობის ფრთა-ღრუბლებში, რომლებიც ყინულის კრისტალებისაგან შედგება, ნაწილაკების ზრდა-განვითარებისათვის უფრო ხელსაყრელი პირობები არსებობს, ვიდრე წვეთოვან ღრუბლებში. ეს გარემოება იმითაა გაპირობებული, რომ ადგილი აქვს ყინულის ზედაპირზე ორთქლის საგრძნობ გადაჯერებას და კრისტალების სწრაფ სუბლიმაციურ ზრდას. ამიტომაა, რომ ისე-

თი თხელი ღრუბლები, როგორიც *Ci*, *Cs*, *Cc*-ია, მიუხედავად მათი უმნიშვნელო ვერტიკალური სიჩქარისა ($V<1$ მ/წმ) და წყლიანობის სიმცირისა, მაინც გამოყოფენ ნალექებს ზოლების სახით, რომლებიც ჰაერშივე ორთქლდება. მსგავსად ამისა, თითქმის ერთნაირი ზომის ელემენტებისაგან შემდგარი კოლოიდურად მდგრადი ფენა (*St*), ფენა-გროვა (*Sc*) და მაღალი-გროვა (*Ac*) ღრუბლებიდან ნაწილაკების კონდენსაციური, სუბლიმაციური და შემდგომ კოაგულაციური ზრდის შედეგად შეიძლება გამოიყოს სუსტი გაბმული სახის ნალექები ჟინჟღლისა და თოვლის ფიფქის სახით, ან ზოგიერთი მათგანიდან (*Ac*) მივიღოთ ნალექების წვეთოვანი ზოლები, რომლებიც დედამიწამდე ვერ აღწევენ. წვეთოვანი ზოლების აორთქლება ხდება ჰაერის იმ ფენებში, სადაც შეფარდებითი ტენიანობა 100%-ზე ნაკლებია. თეორიული გამოთვლებიდან ირკვევა, რომ თუ მოცემულ ფენაში შეფარდებითი ტენიანობა $r=90\%$-ს და $t=5°$-ს, მაშინ წვრილი წვეთები ($R=1—10$ მკმ) რამდენიმე წამში ორთქლდება, სოლო როცა წვეთის ზომა $R>100$ მკმ, მაშინ წვეთის ასაორთქლებლად საჭიროა რამდენიმე წუთი და საათიც.

კოლოიდურად არამდგრად ღრუბლებს განეკუთვნება შერეული ღრუბლები. ასეთებია გროვა-წვიმის (*Cb*), ფენა-წვიმის (*Ns*) და მაღალი-ფენა (*As*) ღრუბლები. აქ ერთი და იმავე ტენიანობის პირობებში გადაცივებული წვეთების აორთქლების შედეგად ორთქლის გადაჭარბება და დალექვა (სუბლიმაცია) ყინულის კრისტალებზე იმდენად ინტენსიურად მიმდინარეობს, რომ რამდენიმე წუთში ნაწილაკები შეიძლება ნალექების ზომამდე დამსხვილდეს. თეორიული გამოკვლევები ადასტურებენ, რომ წვრილი ყინულოვანი ნაწილაკების სუბლიმაციური ზრდის სიჩქარე შერეულ ღრუბლებში 10—20-ჯერ აღემატება წყლის წვეთების კონდენსაციური ზრდის სიჩქარეს. აქ გასათვალისწინებელია ის გარემოება, რომ წვეთის მასის ტოლფასი თოვლის ფიფქის განივკვეთის ზომა, რომელიც რამდენჯერმე აღემატება პირველისას, ზედაფენებიდან ძირს დაშვებისას წვეთებზე უფრო ნელა მოქმედებს, რის შედეგადაც იგი თავის გზაზე უფრო მეტ გადაცივებულ წვრილ წვეთებს მიიტაცებს და შეირწყმის, რის გამოც ნაწილაკი სწრაფად მატულობს ზომაში. სწორედ ამაში მდგომარეობს შერეულ ღრუბლებში ნალექების წარმოშობის თავისებურება და არსებითი განსხვავება ერთგვაროვან წვეთოვან ან ყინულოვან ღრუბლებთან შედარებით.

კონდენსაციური და სუბლიმაციური გზით დამსხვილებული ნაწილაკების შემდგომი ზრდის ინტენსივობა, რომელიც კოაგულა-

ციის სხვადასხვა მექანიზმით (განსაკუთრებით გრავიტაციულით) წარიმართება, დამოკიდებულია: ღრუბლების სისქეზე და წყლიანობაზე, ვერტიკალური მოძრაობის სიჩქარეზე, ტურბულენტური შერევის ინტენსივობაზე, ფენის ტემპერატურაზე და შეფარდებით ტენიანობაზე და სხვ. აღნიშნული ფაქტორები ერთობლივი მოქმედებით განაპირობებენ სხვადასხვა ხასიათისა და ინტენსივობის ნალექების მოსვლას.

ფენა-წვიმის (*NS*) ღრუბლებში, რომლებიც მოწესრიგებული მოძრაობის აღმავალ ჰაერში წარმოიშობა, წვეთების (კრისტალების) დამსხვილება მიმდინარეობს მდორედ, რის შედეგადაც შედარებით ხანგრძლივ პერიოდში (რამდენიმე საათი ან დღეღამე) გამოიყოფა ნაკლებად მერყეევი ინტენსივობის საშუალო ზომის გაბმული ნალექები თოვლის ან წვიმის სახით.

გროვა-წვიმის (*Cb*) ღრუბლების განვითარება, როგორც ვიცით, წარმოებს ძლიერი კონვექციური პროცესების შედეგად და მეორე სახის ცივ ფრონტზე. აქ ჰაერის ვერტიკალური დენების სიჩქარე 10—15 მ/წმ აჭარბებს, რის გამოც ძლიერი ტურბულენტური შერევის გზით ორთქლის დიდი რაოდენობა გადაიტანება მაღლა და ვერტიკალური დენების მაქსიმალური სიჩქარის ფენის ზემოთ ხდება მათი დიდი რაოდენობით კონცენტრაცია, ღრუბელთა სისქის საგრძნობი გაძლიერება და მსხვილი ზომის თავსხმა ნალექების (წვიმის ან თოვლის სახით) გამოყოფა. ამ ღრუბლების არსებობის ხანგრძლივობა უფრო ხანმოკლეა და მოიცავს რამდენიმე წუთის ან საათის პერიოდს.

საინტერესოა ხორხოშელასა და სეტყვის წარმოშობა. ხორხოშელას დიამეტრი 1—7 მმ-ს უტოლდება. წარმოიშობა გროვა-წვიმის ღრუბლებში, მაშინ როდესაც ჰაერი გაჯერებულია წვეთის და გადაჯერებულია ყინულის მიმართ. როგორც აღვნიშნეთ, ღრუბლების ზედა ნაწილში აღმავალი ჰაერის სიჩქარე დიდია, კრისტალების დამსხვილება აქ მიმდინარეობს არა მარტო სუბლიმაციის გზით, არამედ კრისტალებზე შემომარცვლის გზითაც, ე. ი. კრისტალებზე უწვრილესი წვეთების უცაბედი შეყინვით. ამ შემთხვევაში ბრტყელი კრისტალები თანდათანობით მრგვალდებიან ბურთულების სახით და ვღებულობთ მოთეთრო-მჭრქალი ფერის სფეროკრისტალებს; ისინი წარმოადგენენ თოვლიან ხორხოშელას. თოვლიანი ხორხოშელა ვარდნის დროს ხვდება ღრუბლების ქვედა ნაწილში, სადაც ხშირ შემთხვევაში მსხვილი გადაცივებული წყლის წვეთები დიდი რაოდენობითაა დაგროვილი; ეს უკანასკნელი შემოეღვრება გარშემო

სფეროკრისტალებს (თოვლიან ხორხოშელას) და სწრაფად მიეყინება მას, რის შედეგადაც წარმოიშობა გამჭვირვალე ყინულის ქერქით დაფარული ყინულოვანი ხორხოშელა. ყინულოვანი ხორხოშელა გარდამავალი ფორმაა თოვლიან ხორხოშელასა და სეტყვას შორის. ორივე სახის ხორხოშელა შეიძლება მოვიდეს დამოუკიდებლად ცალ-ცალკე, ისე წვიმასთან და თოვლთან ერთად; მიწაზე დაცემისას ისინი არ იმტვრევიან ცალკე ნაწილებად და ბურთივით არ ხტუნავენ.

სეტყვა წარმოადგენს განსაკუთრებული ფორმის ყინულოვან ნალექს, რომელიც წარმოიშობა წლის თბილ პერიოდში ჭექა-ქუხილის გროვა-წვიმის ღრუბლებში. აღნიშნულ ღრუბლებში კონვექციური პროცესების ინტენსიური განვითარებისას, თბილი ჰაერის აღმავალი დენების სიჩქარე, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, 10 მ/წმ-ზე მეტია და ხშირ შემთხვევაში იგი 25—35 მ/წმ-აც აღწევს.

სეტყვის მარცვლების წარმოშობა ღრუბლების გადაცივებულ ნაწილში — 0°-იანი იზოთერმას ზემოთ ხდება. ამ ზონაში ჩანასახოვან მდგომარეობაში მყოფი გადაცივებული წყლის წვეთების და ყინულის კრისტალების ზრდა საწყის ფაზაში მიმდინარეობს კონდენსაციური და სუბლიმაციური, ხოლო შემდგომ გრავიტაციული კოაგულაციის გზით. მათი დიდ ზომამდე დამსხვილება ხდება წყლის წვეთების მნიშვნელოვანი აკუმულაციის დონეზე, რომელიც განლაგებულია იმ სიმაღლეზე, სადაც შეინიშნება ვერტიკალური მიმართულებით აღმავალი ჰაერის ნაკადის მაქსიმალური სიჩქარე (ღრუბლების შუა ნაწილი ან ცოტათი მაღლა). რაც უფრო მატულობს ჰაერის ვერტიკალური სიჩქარე და ღრუბლების წყლიანობა, მით უფრო ინტენსიურად იზრდება ჩანასახოვანი სეტყვის ზომა. ვერტიკალური სიჩქარეც და ღრუბლების წყლიანობაც თავისთავად დამოკიდებულია ღრუბლების სიმძლავრეზე, რომლის ზრდითაც მატულობს ორივე ელემენტის მნიშვნელობები. აღნიშნულის საილუსტრაციოდ მოგვყავს გ. სულაქველიძის გამოთვლების შედეგები: დავუშვათ ღრუბლის სიმძლავრე 6 კმ-ია, ხოლო ვერტიკალური სიჩქარე—10—15 მ/წმ, მაშინ 0°-იანი იზოთერმის დონეზე, სეტყვის ზომა შეიძლება ორჯერ და მეტად გაიზარდოს, ღრუბლების წყლიანობის 1-დან 5 გ/მ³-მდე მომატების პროცესში. მსგავსი მდგომარეობაა მაქსიმალური ვერტიკალური სიჩქარის მომატების პირობებშიც.

აღსანიშნავია, რომ მცირეწყლიან ღრუბლებში სეტყვის მარცვლების სიმკვრივე (0,5—0,7 გ/სმ³) გაცილებით ნაკლებია უხვწყლოვან ღრუბლებში წარმოშობილ სეტყვასთან შედარებით

(0,9 გ/სმ³). ეს იმითაა გამოწვეული, რომ პირველში ჩანასახოვანი სფეროკრისტალები ზომაში მატულობენ სხვადასხვა ფორმის თოვლის ფიფქისა და ყინულის კრისტალების შემომარცვლის გზით, მისი ზედაპირი იფარება გაუმქვირვალე ყინულის ქერქით, რომლის სიმკვრივე შედარებით მცირეა.

რაც შეეხება უხვწყლიან ღრუბლებში გაჩენილ სეტყვას, ის ზრდას განიცდის სფეროკრისტალის გლუვ ზედაპირზე გადაცივებული წყლის წვეთების თანაბრად დალექვისა და შეყინვის პირობებში და, რა თქმა უნდა, სეტყვის ქერქის ზედაპირი უფრო გამქვირვალე სახეს ღებულობს, ხოლო მისი ზრდის ინტენსივობა და სიმკვრივე გაცილებით აღემატება ზემოაღნიშნულისას.

ცნობილია, რომ კონვექციური წარმოშობის გროვა-წვიმის ღრუბლების წყლიანობა მნიშვნელოვნად იცვლება დროსა და სივრცეში (მის სხვადასხვა ნაწილში განსხვავებულია); აღნიშნულ გარემოში სფეროკრისტალები განიცდიან სწრაფ ადგილმონაცვლეობას ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მიმართულებით, რის შედეგადაც დამსხვილებული სეტყვის მარცვლების აგებულებაში აშკარად შეინიშნება ფენობრიობა, სადაც გამქვირვალე და გაუმქვირვალე ფენები მორიგეობით ცვლიან ერთმანეთს.

სეტყვის ზრდასთან ერთად მისი ვარდნის სიჩქარეც ღრუბლებს შიგნით მატულობს, მაგრამ ინტენსიური აღმავალი დენები მას ისევ მაღლა აიტაცებენ. სეტყვის მარცვლების რამდენჯერმე ასვლა და ჩამოსვლა იწვევს მის იმ ზომამდე დამსხვილებას, რომ შესაძლებელი ხდება აღმავალი დენების ძალთა გადალახვა და მისი მოსვლა დედამიწაზე. ღრუბლების დიდი წყლიანობისა და აღმავალი დენების ინტენსიური მოქმედებისას 1 მმ დიამეტრის მქონე ყინულის ნაწილაკები 30 წუთის განმავლობაში შეიძლება 3 სმ-ით გაიზარდოს.

მეცნიერთა ჯგუფმა გ. სულაქველიძის ხელმძღვანელობით, რომელიც შეისწავლიდა სეტყვის წარმოშობის პირობებს ჩრდილო კავკასიაში, დაადგინა, რომ უმრავლეს შემთხვევაში სეტყვის ყველაზე უფრო ინტენსიური ზრდა მიმდინარეობს კონვექციური ღრუბლების იმ ფენაში, სადაც ტემპერატურა —2, —15°-ის ინტერვალში იცვლება, ხოლო მისი საშუალო მოცულობა 10—15 კმ³ და, იშვიათ შემთხვევაში, 30 კმ³-ს არ აჭარბებს.

როგორც ჩვენს, ისე უცხოელ მეცნიერებს მიაჩნიათ, რომ გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან მოსული მთელი ნალექების ²/₃ მოდის თავსხმა წვიმაზე, ხოლო დანარჩენი ¹/₃ — სეტყვაზე. სეტყვას ახა-

სიათებს სხვადასხვა სიგანისა და სიგრძის ზოლისებრი გზა; სეტყვის გზის სიგრძე შეიძლება იცვლებოდეს რამდენიმე კილომეტრიდან 100 კმ-დეც კი, ხოლო სიგანე მერყეობს 1—2 კმ-დან 15—20 კმ-მდე.

სეტყვა დიდ ზიანს აყენებს სახალხო მეურნეობას და განსაკუთრებით სოფლის მეურნეობას. ის გავრცელებულია დედამიწის უმეტეს რაიონში. იგი დიდ ზარალს იწვევს საქართველოშიც — განსაკუთრებით კი აღმოსავლეთში. დასავლეთ საქართველოში სეტყვა წლის ყველა დროშია მოსალოდნელი, მაგრამ დიდი ინტენსივობით არ გმოირჩევა. უფრო მეტად, აქ ხორხოშელა იცის, რასაც სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის დიდი ზიანის მოტანა არ შეუძლია. აღმოსავლეთ საქართველოში სეტყვა საგრძნობლად ანადგურებს სასოფლო-სამეურნეო კულტურებს. სეტყვა აქ მხოლოდ წლის თბილ პერიოდში იცის (მარტი-ოქტომბერი), განსაკუთრებით კი მაის-ივნისში. კახეთში წლიურად 2-3 დღეა სეტყვიანი. ადგილის სიმაღლის მატებით იზრდება სეტყვიან დღეთა რიცხვი; ამ მხრივ აღსანიშნავია ჯავახეთის ზეგანი (ფარავნის ტბის მიდამოები), სადაც 10—15 დღეა სეტყვიანი.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გროვა-წვიმის ღრუბლების წარმოშობა და სეტყვის მოსვლა ძირითადად დაკავშირებულია ცივი ფრონტის (პირველი და მეორე სახის) გავლასთან და შიდამასურ კონვექციურ პროცესებთან. როგორც ვ. გ ი გ ი ნ ე ი შ ვ ი ლ ი ს გამოკვლევებიდან ირკვევა, საქართველოს ტერიტორიაზე სეტყვის მოვლენების თითქმის 85% გამოწვეულია ზემოაღნიშნული პროცესების (ცივი ფრონტი და შიგამასური) განვითარების ინტენსივობაზე და მისი გადაადგილების მიმართულებაზე. აღნიშნული ავტორი გარკვეულ როლს ანიჭებს აგრეთვე ოკლუზიის ფრონტსაც.

ხშირ შემთხვევაში, ღრუბლებიდან გამოყოფილი სეტყვის მარცვლები ვარდნის პროცესში გზაშივე დნებიან და დედამიწაზე მსხვილი წვიმის წვეთების სახით გვევლინებიან. ეს დამოკიდებულია 0°-იან იზოთერმას განლაგების სიმაღლეზე, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდეზე (რაც უფრო მეტია γ, მით უფრო დაბლა იწევს 0°-იანი იზოთერმას სიმაღლე) და სეტყვის მარცვლის ზომაზე. როგორც გ. ს უ ლ ა ქ ვ ე ლ ი ძ ი ს და მისი მოწაფეების გამოკვლევები გვიჩვენებენ, 4 მმ რადიუსის მქონე სეტყვის მარცვალი შეიძლება მთლიანად გადნეს (როცა γ=0,65—0,80 გრ/100 მ) თუ 0°-იანი იზოთერმა განლაგებულია 2—3 კმ სიმაღლეზე, ხოლო 8 მმ-იანი რადიუსისათვის — 4—5 კმ-ზე.

§ 4. ღრუბლებსა და ნისლზე ხელოვნური ზემოქმედების ზოგიერთი საკითხი

ღრუბლებსა და ნისლზე ხელოვნური ზემოქმედების პრობლემის შესწავლას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს; ავიაციის მუშაობის უსაფრთხოება — აფრენა, დაჯდომა და ფრენის პირობები მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ღრუბლებისა და ნისლის ნაირსახეობათა განვითარების პირობებზე. ნაკლებ ტენიან რაიონებში ხელოვნური გზით ნალექების გადიდებით სასოფლო-სამეურნეო კულტურები დამატებით ტენს მიიღებს. განსაკუთრებით მძლავრ კონვექციურ ღრუბლებზე სეტყვის საწინააღმდეგო ღონისძიებების ჩატარება გარკვეულ პერსპექტივებს სახავს ამ კატასტროფული მოვლენის თავიდან ასაცილებლად.

ღრუბლებსა და ნისლზე აქტიური ზემოქმედების მეთოდების შემუშავებას მათი გარდაქმნის თვალსაზრისით დიდი ხნის ისტორია აქვს. ყოფილ სსრ კავშირში ამ მიმართულებით მეცნიერული კვლევა ჯერ კიდევ 1921 წლიდან დაიწყო. ამჟამად, აღნიშნული პრობლემა გადაწყვეტილად არ შეიძლება ჩაითვალოს, მაგრამ ჩვენმა მეცნიერებმა გარკვეულ დადებით შედეგებს მაინც მიაღწიეს.

ღრუბლებზე ზემოქმედების ძირითადი მიზანია ნალექების ხელოვნურად გამოწვევა ან კატასტროფული ნალექის თავიდან აცდენა. სხვადასხვა ქვეყნებში და მათ შორის ჩვენთანაც ჩატარდა ექსპერიმენტები სხვადასხვა ღრუბლებზე, განსაკუთრებით ფენა (*St* და *Sc*) და გროვა-წვიმის ღრუბლებზე. ზემოქმედება წარმოებდა სხვადასხვა ქიმიურ ნივთიერებათა — რეაგენტების ღრუბლებში შეტანით. გადაცივებულ ღრუბლებსა და ნისლზე (უარყოფითი ტემპერატურისას) ზემოქმედება ხდება მყარი ნახშირმჟავას (CO_2) და იმ ნივთიერებათა ღრუბლებში შეტანით, რომელთა კრისტალების სტრუქტურაც ყინულის კრისტალთა სტრუქტურის იზომორფულია (მსგავსია); ასეთად ითვლება იოდიანი ვერცხლის ფხვნილი (AgI) და იოდიანი ტყვია (PbI_2).

თბილ ღრუბლებსა და ნისლზე (დადებითი ტემპერატურისას) ზემოქმედება შეიძლება ვაწარმოოთ ჰიგროსკოპიული ნივთიერების ან წყლის შედარებით მსხვილი წვეთების ღრუბლებში შეტანით; ეს გარემოება აჩქარებს ღრუბლისა და ნისლის წვეთების ზრდას და ამით ხელს უწყობს ნალექების გამოყოფას.

ჩვენთან უფრო საფუძვლიანადაა შესწავლილი გადაცივებულ ღრუბლებსა და ნისლზე მყარი ნახშირმჟავასა (მშრალი ყინული) და იოდიანი ვერცხლის ზემოქმედების საკითხები.

მშრალი ყინულის (CO_2) ღრუბლებში შეტანისას მისი ზედაპი-

რიდან ინტენსიური აორთქლების შედეგად ტემპერატურა შეიძლება —70°-მდე დაეცეს. ძლიერი გადაცივების შემდეგ აქ არსებული წყლის ორთქლიც გადაჯერდება, ჩანასახოვან მდგომარეობაში წარმოიშობა ყინულის კრისტალები, რომლებზეც წარმოებს გადაცივებული წყლის წვეთების შეყინვა და დამსხვილება; მათი ნალექის სახით გამოყოფის შემდეგ ღრუბლები იშლება.

რეაგენტების ღრუბლებში (ნისლში) შეტანა (დათესვა) შეიძლება მოხდეს თვითმფრინავების, საზენიტო არტილერიის, სპეციალური რაკეტებისა და სხვათა საშუალებით.

სეტყვის წარმომშობ პროცესებზე აქტიური ზემოქმედების მეთოდების შემუშავების მიზნით დიდი მუშაობა გაიშალა ჩრდილო კავკასიის მაღალმთიან გეოფიზიკურ ინსტიტუტში, ა/კავკასიის ჰიდრომეტეოროლოგიურ ინსტიტუტში და საქართველოს მეც. აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტში. სეტყვის წარმოშობისა და განვითარების ძირითადი კერების აღმოჩენაში დიდი დახმარება გაუწია ჩვენს მეცნიერებს რადიოლოკაციურმა დანადგარებმა. ამ გარემოებამ ხელი შეუწყო იმას, რომ რეაგენტი შეეტანათ სწორედ იქ, სადაც სეტყვის ყველაზე ინტენსიური ზრდა წარმოებდა. რეაგენტი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აჩქარებს ღრუბლების გადაცივებული წვეთების კრისტალიზაციის პროცესს, რომელიც საბოლოო ჯამში ამცირებს სეტყვის ზრდის სიჩქარეს და მის ზომას. როგორც გ. სულაქველიძის, ა. ჭარცივაძის, ვ. ლომინაძისა და ი. ბართიშვილის მონაცემებიდან ჩანს, სეტყვის თავიდან აცილების ზემოაღნიშნული ღონისძიება კარგ შედეგს იძლევა.

ზემომოყვანილი პროცესები და ღონისძიებები ძირითადად ეკუთვნის იმ ღრუბლებსა და ნისლს, რომელთა წვეთები გადაცივებულ მდგომარეობაშია ($t < -5°$). მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ტემპერატურა შედარებით მაღალია, რის გამოც ღრუბელი და ნისლი განლაგებულია 0°-იანი იზოთერმის ქვემოთ, ასეთ ღრუბელსა და ნისლს თბილს უწოდებენ. თბილ ღრუბლებსა და ნისლზე ჰიგროსკოპიული ნივთიერებებით და მათ შორის წყლის წვეთებით ზემოქმედება იწვევს ღრუბელთა წვეთების დამსხვილებას და ნალექების სახით გამოყოფას. ამ მეთოდის არსი ის არის, რომ წყლის ორთქლის გამჯერი დრეკადობა ჰიგროსკოპიულ ნივთიერებათა ხსნარზე კლებულობს მათი კონცენტრაციის ზრდასთან ერთად. ღრუბლებსა და ნისლში ჰიგროსკოპიულ ნივთიერებათა შეტანისას წვრილი წვეთებიდან წყლის ორთქლი გადადის ჰიგროსკოპიულ ნაწილაკებზე, იგი მსხვილდება და ნალექის სახით გამოიყო-

ფა, ღრუბელი და ნისლი კი იფანტება. ამ მეთოდს ჯერჯერობით გარკვეული შედეგი არ მოუცია და იგი შემდგომი კვლევის საგანია.

§ 5. ნალექების გაზომვის მეთოდები

ატმოსფერულ ნალექებზე დაკვირვება ვიზუალურად და სპეციალური ხელსაწყოების საშუალებით წარმოებს. ვიზუალური დაკვირვებით განსაზღვრავენ ნალექების სახეობას, მათ ინტენსივობას, დაწყებისა და დამთავრების დროს. ნალექების რაოდენობის გაზომვას აწარმოებენ წ ვ ი მ ს ა ზ ო მ ი თ და ტრეტიაკოვის სისტემის ნ ა ლ ე ქ მ ზ ო მ ი თ, რომელმაც უკანასკნელ წლებში ფართო გავრცელება პოვა.

თხევად და მყარ ნალექებს რაოდენობრივად განსაზღვრავენ წყლის ფენის იმ სისქით, რომელსაც მიიღებდა ჰორიზონტალური ზედაპირი, თუ წყლის დანაკარგს აორთქლებით და ნიადაგში გაჟონვით ადგილი არ ექნებოდა. აღნიშნულ წყლის ფენას მილიმეტრებში გამოსახავენ.

ტრეტიაკოვის ნალექმზომს მიმღები ზედაპირის ფართი 200 სმ² უდრის; დამცველი ფარი ტოლფერდა ტრაპეციის ფორმის 16 ფირფიტისაგან შედგება (ნახ. 42). დამცველის ასეთი მოწყობილობა უზრუნველყოფს ძლიერი ქარის მოქმედებისას ნალექების კასრიდან ამობერტყვის შემცირებას. ნალექმზომს თან ერთვის საზომი ჭიქა. რომელიც დაყოფილია 100 ნაწილად; თითოეული დანაყოფის სიდიდე 2 სმ³ და შეესაბამება 0,1 მმ წყლის ფენას.

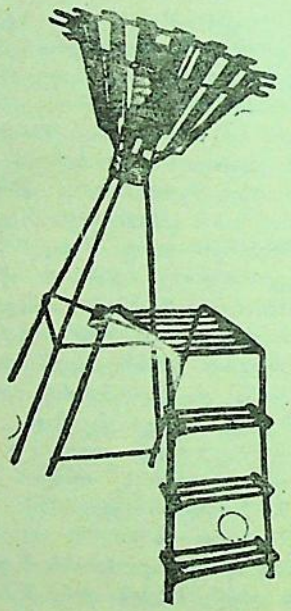
ნალექების რაოდენობის განსაზღვრასთან ერთად იზომება მათი ინტენსივობაც. ინტენსივობისა და რაოდენობის განმსაზღვრელ თვითმწერ ხელსაწყოს პ ლ უ ვ ი ო გ რ ა ფ ი ეწოდება.

ზამთრის თვეებში მყარი ნალექების რაოდენობის გაზომვა არ იძლევა საიმედო მაჩვენებელს. ამიტომ თოვლში წყლის საორიენტაციო მარაგის გასაგებად განსაზღვრავენ თოვლის საბურველის სიმაღლეს, სიმკვრივესა და წყლიანობას. თოვლის საბურველის სიმაღლის გასაზომად გამოიყენება მუდმივი და საველე ლარტყები, რომლებიც სანტიმეტრებადაა დაყოფილი. საველე ლარტყები იხმარება გარკვეულ ტერიტორიაზე თოვლის საბურველის სიმაღლის გასაგებად ან მარშრუტული აგეგმვისათვის.

მეტეოსადგურებზე თოვლის საბურველის სიმაღლის გაზომვას მუდმივი ლარტყებით აწარმოებენ ქარისაგან დაცულ და ღია ნაკვეთზე. ლარტყების დაყენება ხდება ადრე შემოდგომაზე, თოვლის მოსვლამდე. დაცული ნაკვეთი ისე უნდა იყოს შერჩეული, რომ ქარის მოქმედება არ იგრძნობოდეს. ღია ნაკვეთად გამოდგება

ყველა ადგილი, სადაც ჭარი თავისუფლად მოქმედებს. ამორჩეულ ყოველ ნაკვეთზე დგამენ სამ ლარტყას სამკუთხედის ფორმაზე, ერთმანეთისაგან 10 მ-ის დაშორებით.

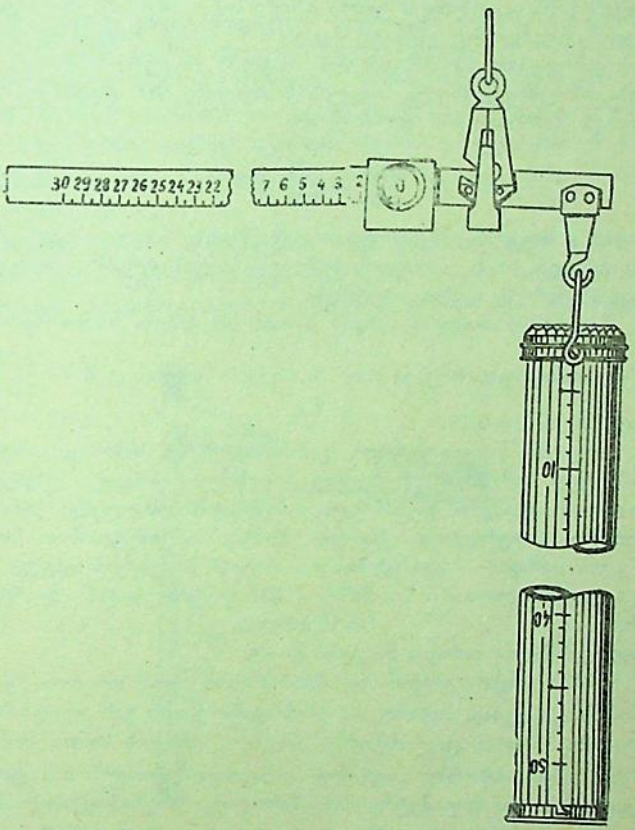
თოვლში წყლის მარაგი რომ განვსაზღვროთ (ე. ი. წყლის ფენის სიმაღლე მილიმეტრებში), საჭიროა თოვლის საბურველის სიმაღლის გარდა ვიცოდეთ მისი სიმკვრივეც. იგი წარმოადგენს გამდნარი თოვლის მოცულობის შეფარდებას იმ მოცულობასთან, რომელიც ჰქონდა თოვლს დნობის დაწყებამდე. თოვლის სიმკვრივე ყოველთვის ერთზე ნაკლებია. პრაქტიკულად მას განსაზღვრავენ წონითი თოვლსაზომით (ნახ. 43). იგი შედგება მეტალის ცილინდრისა და ცალსასწორისაგან. ცილინდრის სიმაღლე 60 სმ-ია, განივკვეთი — 50 სმ². ცილინდრის ერთ ბოლოზე ჩასმულია სქელი მეტალური რგოლი, რომლის კიდე კბილანებს წარმოადგენს; ცილინდრის მეორე მხარე დაცულია სახურავით. მას გარე-



ნახ. 42. ტრეტიაკოვის ნალექმზომი

თა მხრიდან დატანილი აქვს დანაყოფები სანტიმეტრებში და გვიჩვენებს თოვლის სინჯის სიმაღლეს. ცილინდრის გასწვრივ მთელ მის სიგრძეზე თავისუფლად მოძრაობს რგოლი სახელურით, რომლის მეშვეობითაც ცილინდრს ჩამოკიდებენ ცალსასწორის კაკვზე. სასწორის თითო დანაყოფის სიდიდე 5 გრამია.

თოვლის სიმკვრივე იზომება მაშინ, როდესაც მისი სიმაღლე 5 სმ-ს აღემატება. მას განსაზღვრავენ დეკადაში ერთხელ — 10,20



ნახ. 43. სიმკვრივის თოვლსაზომი

და თვის უკანასკნელ რიცხვში. წონითი თოვლსაზომით სიმკვრივის გაზომვა შემდეგი თანმიმდევრობით წარმოებს: ცილინდრს კბილანებიანი ბოლოთი ჩაუშვებენ თოვლში; როდესაც იგი მიაღწევს ნიადაგის ზედაპირამდე, აითვლიან ცილინდრის სკალაზე თოვლის სიმაღლეს 1 სმ სიზუსტით. შემდეგ პატარა აქანდაზს შეუდგამენ ცილინდრის ქვედა ბოლოზე და ფრთხილად ამოიღებენ მაღლა, ქვედა ბოლოთი ზემოთ, ჩამოკიდებენ სასწორზე და წონიან. ვინაიდან სასწორის თითო დანაყოფი 5 გ-ს უდრის, ამიტომ თოვლის სინჯის წონა ყოველთვის ტოლი იქნება სასწორზე ათვლილი დანაყოფთა რიცხვი (m) გამრავლებული 5-ზე ($5m$). რადგან ცილინდრის განივკვეთი 50 სმ², ამიტომ თოვლის მოცულობა ტოლი იქნება 50 გამრავლებული თოვლის სიმაღლეზე (h). ამგვარად, სიმკვრივე გამოითვლება ფორმულით:

$$d = \frac{5m}{50h} = \frac{m}{10h} \text{ გ/სმ}^3, \qquad (152)$$

სადაც d თოვლის სიმკვრივეა, m — სასწორზე ათვლილი დანაყოფთა რიცხვი და h — თოვლის სიმაღლე სანტიმეტრებში, რომელიც ცილინდრის სკალაზეა ათვლილი.

მაგალითი: თოვლის სინჯის $h=34$ სმ, ხოლო სასწორზე ათვლილ დანაყოფთა რიცხვი $m=78$. თოვლის სიმკვრივე $d = \frac{78}{10 \cdot 34}$ $=0{,}229$ ან $d=0{,}23$.

თოვლში წყლის მარაგის გამოსათვლელად საჭიროა თოვლის საშუალო სიმკვრივე, რომელიც მიღებულია ყოველი დეკადური თოვლის აგეგმვით, გავამრავლოთ საშუალო სიმაღლეზე; ვინაიდან თოვლის საბურველის სიმაღლე იზომება სანტიმეტრობით, ხოლო წყლის მარაგი — მილიმეტრობით, ამიტომ მიღებული შედეგი უნდა გავამრავლოთ 10-ზე, მაშინ (152) განტოლებიდან მივიღებთ, რომ

$$l = 10\,hd = m, \qquad (153)$$

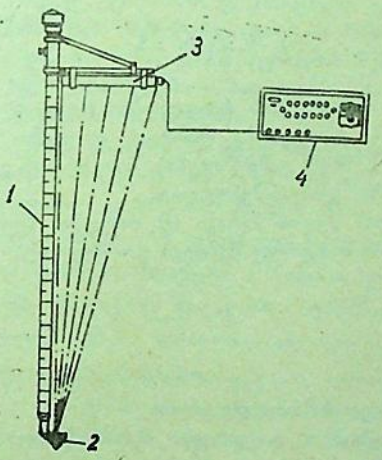
სადაც l წყლის მარაგია თოვლში მმ-ით.

(153) განტოლებიდან გამომდინარეობს, რომ თოვლის წყლიანობის გასაგებად საჭირო არ არის დამატებითი გამოთვლების ჩატარება, რადგან ცალსასწორზე აწონილი თოვლის სინჯის წონა m მასის ანუ სასწორზე ათვლილი დანაყოფთა რაოდენობის ტოლია (გადაყვანილი მილიმეტრებში). მართლაც, ზემომოყვანილ მაგალითში თოვლის სინჯის წონა $m=78$ დანაყოფს, ხოლო წყლიანობა $l=78$ მმ. ეს იმას ნიშნავს, რომ თოვლის აგეგმვის მომენტში

იგი რომ უცბად გამდნარიყო, მაშინ 1 ჰა ფართობის ზედაპირი დაიფარებოდა (მოირწყვებოდა) 780 მ³ რაოდენობის წყლით (1 მმ ნალექი 1 ჰა-ზე განაწილებული შეადგენს 10 მ³ წყალს ანუ 10 ტონას).

თოვლის საბურველში წონითი მეთოდით წყლიანობის მარაგის განსაზღვრა დიდ შრომასა და დროს მოითხოვს, განსაკუთრებით მაშინ, როცა თოვლის სიმაღლე მნიშვნელოვანია და საჭიროა ერთ ვერტიკალზე სინჯის რამდენჯერმე აღება. მთიან რაიონებში, სადაც თოვლის საბურველის სიმაღლე რამდენიმე მეტრს აღწევს, გამოიყენება უფრო გაუმჯობესებული ხელსაწყო — გამა-თოვლსაზომი. მასში გამოყენებულია რადიოაქტიური იზოტოპები, რომელნიც გამოასხივებენ გამა-სხივებს. ისინი ერთ და იმავე ქიმიური ელემენტის მრავალსახეობას წარმოადგენენ, რომლებიც ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან ატომური წონით. უმეტეს ქიმიურ ნივთიერებებს გააჩნიათ რამდენიმე იზოტოპი; მაგ., სინდიყს — 7, პლატინას — 6 და ა. შ.

რადიოაქტიური ელემენტების მიერ გამოსხივებული გამა-სხივები თავისი ბუნებით წააგავს რენტგენის სხივებს; ისინი ღრმად იჭრებიან სხვადასხვა ნივთიერებებში (საგნებში) და შედარებით



სახ. 44. გამა-თოვლსაზომი.

დასუსტებულნი გვევლინებიან მეორე მხარეს. შესუსტების ხარისხი დამოკიდებულია სხივების ენერგიაზე, აგრეთვე სხეულის სისქესა და სიმკვრივეზე. ეს გარემოება საფუძვლად უძევს გამა-თოვლსაზომის მოწყობილობას.

რადიოაქტიური გამა-თოვლსაზომი (ნახ. 44) შედგება ლარტყისაგან 1, რომლის ქვედა ბოლოზე მიმაგრებულია ფოლადის ბურნუკი ტყვიის კონტეინერით 2; ამ უკანასკნელში მოთავსებულია რადიოაქტიური კობალტის ამპულა (Co^{60}-ის იზოტოპი). ლარტყის ზედა ბოლოზე საჭერელათი მიმაგრებულია გამა-ნაწილაკების მრიცხველი 3. გამა-თოვლსაზომის კომპლექტში შედის გადამთვლელი ხელსაწყო 4. მისი დანიშნულება ის არის, რომ მრიცხველმა 3 აღრიცხოს გამა-გამოსხივების არა თითოეული ნაწილაკი, არამედ მათი განსაზღვრული ნაწილი (დაახლოებით 64 ნაწილაკი).

გამა-თოვლსაზომით თოვლში წყლის მარაგის გამოსარკვევად პირველ ყოვლისა განსაზღვრავენ გამა-ნაწილაკების რაოდენობას, რომელიც გაივლის მრიცხველში დროის გარკვეულ მონაკვეთში (მაგ. 1 წუთში). თოვლის გარეშე. შემდეგ ლარტყა იზოტოპით ვერტიკალურად შეაქვთ თოვლში ნიადაგის ზედაპირამდე და განსაზღვრავენ გამა-ნაწილაკების რიცხვს, რომელიც გაივლის თოვლის საბურველის მთელ ფენას დროის იმავე მონაკვეთში. თოვლში წყლის მარაგს განსაზღვრავენ ფორმულით:

$$l = 2{,}30\mu \lg \frac{N_0}{N_1}, \qquad (154)$$

სადაც N_0 გამა-ნაწილაკების რაოდენობაა თოვლის გარეშე, N_1— გამა-ნაწილაკების რაოდენობა ლარტყის თოვლში ჩაშვების შემდეგ, μ თოვლის მიერ გამა-სხივების შესუსტების კოეფიციენტი და გამოითვლება ექსპერიმენტულად.

თუ ცნობილია წყლის მარაგი (l) თოვლში, შეიძლება განვსაზღვროთ თოვლის სიმკვრივე შემდეგი ფორმულით:

$$d = \frac{l}{10h}, \qquad (155)$$

სადაც d სიმკვრივეა, l — წყლის მარაგი თოვლში (მმ-ობით), h — თოვლის საბურველის სიმაღლე სმ-ით.

გამა-თოვლსაზომით დაკვირვება მიზანშეწონილია იმ შემთხვევაში, თუ თოვლის სიმაღლე 50 სმ-ს აღემატება. უფრო ნაკლებ სიმაღლისას ხელსაწყო მნიშვნელოვან ცდომილებებს იძლევა.

თოვლის საბურველში წყლის მარაგისა და მისი სიმკვრივის გარდა გამა-სხივების მეშვეობით შეიძლება გაიზომოს ნიადაგის ტენიანობა და აორთქლება (ზედაპირიდან), წყლის დონე და სხვა ელემენტები.

§ 5. ნალექების დღეღამური და წლიური მსვლელობა და მათი გეოგრაფიული განაწილება

არჩევენ ნალექების დღეღამური მსვლელობის კონტინენტურ და ზღვიურ ტიპებს. კონტინენტური ტიპისათვის დამახასიათებელია ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი. მთავარი მაქსიმუმი დღის მეორე ნახევარშია, როდესაც კონვექციური პროცესები ძლიერაა განვითარებული, ხოლო მეორადი მაქსიმუმი, რომელიც დილის ადრიან საათებში გვხვდება, დაკავშირებულია რადიაციული გადაცივებით წარმოშობილ ფენა-ღრუბლების განვითარებასთან. მთავარი მინიმუმი ღამითაა, ხოლო მეორადი — შუადღემდე.

ზღვიური ტიპისათვის მინიმუმი დღისითაა; ხოლო მაქსიმუმი — ღამით.

ნალექების წლიური მსვლელობის თავისებურება დამოკიდებულია მოცემული ადგილის კლიმატურ პირობებზე. წლიური რეჟიმის მიხედვით შეიძლება გამოიყოს ნალექების შემდეგი ტიპები:

1. ე კ ვ ა ტ ო რ უ ლ ი ტ ი პ ი (ჩ. გ. 10°-დან ს. გ. 10°-მდე) ხასიათდება ნალექების ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით. მაქსიმუმებია გაზაფხულსა და შემოდგომის ბუნიობის შემდეგ (აპრილი და ნოემბერი), ხოლო მინიმუმები — ზაფხულისა და ზამთრის ნაბუნიობის შემდეგ (ივლისი და იანვარი).

ეკვატორული ზონა ხასიათდება უხვი ნალექებით. ნალექების წლიური რაოდენობა საშუალოდ 1000—2000 მმ აღწევს; ზოგიერთ ხელსაყრელ ადგილებში იგი 5000—6000 მმ-ია (ნახ. 45). უხვი ნალექები გამოწვეულია იმით, რომ აღნიშნული სარტყელი წარმოადგენს ჩრდილო და სამხრეთი პასატური დინებების კონვერგენციის (შეხვედრის) ზონას. ხმელეთის ზედაპირზე აღნიშნულ ფაქტორს ემატება კონვექციური დენები, რომელნიც აძლიერებენ *Cb* ღრუბლების განვითარების ინტენსივობას.

2. ტ რ ო პ ი კ უ ლ ი ტ ი პ ი ს ა თ ვ ი ს დამახასიათებელია ზაფხულის მაქსიმუმი; ხელსაყრელი რელიეფის პირობები (ექსპოზიცია) აქ იწვევს ნალექების დიდ რაოდენობას. ჰიმალაის ქედის სამხრეთ ფერდობზე ჩერაპუნჯაში (ზღ. დ. 1300 მ) ნალექების სა-

შუალო წლიური რაოდენობა 12000 მმ-ს აღწევს; მაგრამ ყოფილა შემთხვევა, როცა მას 23000 მმ-ისთვისაც მიუღწევია; მსგავსი მდგომარეობაა ჰავაის კუნძულების მთიან რაიონებშიც, სადაც ნალექების წლიურ ჯამს 9000—12000 მმ და მეტს ანგარიშობენ.

3. სუბტროპიკული ტიპი გამოირჩევა ზამთრის მაქსიმუმით და ზაფხულის მინიმუმით. საერთოდ აღნიშნულ ზონაში ნალექები ნაკლები რაოდენობით მოდის. ნალექების სიმცირე გამოწვეულია აქ გაბატონებულ სუბტროპიკულ ანტიციკლონებში ჰაერის დაღმავალი დინებებით. აღნიშნულ განედებზე ხმელეთის დიდი ნაწილი უდაბნოებსა და ნახევარუდაბნოებს უკავია.

სუბტროპიკულ სარტყელში ნალექების წლიური ჯამი საშუალოდ 300—1000 მმ-ის ფარგლებში მერყეობს. სუბტროპიკულ მუსონურ ზონაში (იაპონია და ჩინეთის სანაპირო) ნალექები ძირითადად ზაფხულში მოდის. ხმელთაშუა ზღვის სანაპირო რაიონებში ნალექების ზამთრის მაქსიმუმი გამოწვეულია პოლარულ ფრონტზე ციკლონური პროცესების გაძლიერებით.

4. ზომიერ განედებზე ზამთარში ციკლონური პროცესები განაპირობებენ სანაპირო რაიონებში უხვ ნალექებს, ხოლო ღრმად კონტინენტებში მათი რაოდენობა მცირდება (სტეპებში — 300—500 მმ, ხოლო ნახევრად უდაბნოებში — 150—200 მმ). ზაფხულში ხმელეთზე ხშირი კონვექციური პროცესები ხელს უწყობენ აღნიშნულ სარტყელში ნალექების საგრძნობი რაოდენობით მოსვლას. ზამთარში კონტინენტის ზედაპირზე მყარდება მაღალი წნევის არე, რომელიც ხელს უშლის ღრუბლების წარმოშობას და ნალექების მოსვლას. ევრაზიის კონტინენტის სანაპიროზე მუსონური ცირკულაცია იწვევს ნალექების ზაფხულის მაქსიმუმს და ზამთრის მინიმუმს. როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ზომიერ განედებში, შეიძლება გამოიყოს ნალექების წლიური მსვლელობის ზღვიური და კონტინენტური ტიპი. ზღვიურ ტიპში ნალექების მაქსიმუმი ზამთრის თვეებზე მოდის, ხოლო მინიმუმი — ზაფხულზე; კონტინენტურში შებრუნებული სურათია — ზაფხულში მაქსიმუმია, ხოლო ზამთარში — მინიმუმი.

ნალექების რაოდენობაზე დიდ გავლენას ახდენს მთის ფერდობის ექსპოზიცია გაბატონებული ქარების მიმართ. მთის ქარპირა ფერდობზე ბევრად უფრო მეტი ნალექი მოდის, ვიდრე ქარ-ზურგა ფერდობზე.

ოკეანეთა თბილი დინებების ზედაპირზე წყლისპირა ჰაერის მასების გათბობა და დიდი აორთქლება განაპირობებს მძლავრი კონვექციური პროცესების განვითარებას და გროვა-წვიმის ღრუბლე-

ხახ. 45. ნალექების გეოგრაფიული განაწილება

ბის გაჩენას; ამიტომაა, რომ თბილი დინებების სანაპირო რაიონები გამოირჩევა უხვი ნალექებით და ჰარბი ტენიანობით. კონტინენტის იმ სანაპიროებზე, სადაც ცივი დინებებია გაბატონებული, ნალექების რაოდენობა მკვეთრად მცირდება; ეს განაპირობებს აღნიშნულ რაიონებში მცირე ნალექებს და სანაპიროებზე უდაბნოების და ნახევრად უდაბნოების გავრცელებას (მაგ., პერუს ცივი დინების რაიონში — უდაბნო ატაკამა, ნალექების წლიური ჯამი რამდენიმე მმ-ია).

მაღალ განედებზე, განსაკუთრებით კი არქტიკისა და ანტარქტიდის პირობებში, დაბალი ტემპერატურის გამო წყლის ორთქლის რაოდენობა ჰაერში ძალზე უმნიშვნელოა (0,1—0,05 მბ) და ნალექების რაოდენობაც ძლიერ მცირდება; ანტარქტიდის ყინულოვან კონტინენტზე ნალექების წლიური რაოდენობა 30—50 მმ-ია, არქტიკაში ის 100—200 მმ-ის ფარგლებში იცვლება. ორივე რეგიონში ნალექების მოსვლა ციკლონური პროცესებითაა გაპირობებული.

მთიან ადგილებში ჰაერის იძულებითი აღმასვლის შედეგად ნალექების რაოდენობა მატულობს. ჰიმალაის ქედის სამხრეთ ფერდობზე (ჩერაპუნჯა), ჰავაის კუნძულებზე, კამერუნის მთებში (ცენტრალური აფრიკის დასავლეთით) ნალექების წლიური ჯამი 10000 მმ-ს აჭარბებს. მსგავსი მდგომარეობაა კავკასიონის სამხრეთ ფერდობებზეც, სადაც ნალექები 3000 მმ-საც კი აჭარბებენ. ჩვენს ქვეყანაში მაქსიმალური ნალექები აჭარის სანაპიროზე მოდის (2500—4500 მმ), ხოლო ყველაზე ნაკლებია შუა აზიის უდაბნოებში (100—200 მმ).

ნალექების ძირითად სახეობას თოვლის საბურველი წარმოადგენს. მას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება, რადგან იგი გავლენას ახდენს ნიადაგისა და ჰაერის სითბურ რეჟიმსა და ტენბრუნვაზე. ის კლიმატის პროდუქტია (ა. ვ ო ე ი კ ო ვ ი), მაგრამ ასევე გარკვეულ გავლენას ახდენს ჰავაზეც. მას მზის სხივების საგრძნობი არეკვლისუნარიანობა ახასიათებს (70—90%), სითბოს ცუდი გამტარია, რის გამოც ნიადაგი ინარჩუნებს ზამთრის განმავლობაში მაღალ ტემპერატურას და,რაც მთავარია, გაზაფხულზე დნობის პროცესში ნიადაგის ფენები თანაბრად ღებულობენ ტენის გარკვეულ რაოდენობას. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, პრაქტიკული თვალსაზრისით საინტერესოა თოვლის საბურველის სიმაღლის, სიმკვრივის, წყლიანობის და ხანგრძლივობის ცოდნა.

თოვლის საბურველი დაბალ განედებზე დევს რამდენიმე დღეს ან კვირას, ხოლო მაღალ განედებზე მისი ხანგრძლივობა 8-10

თვეს გრძელდება. მაღალმთიან ზონაში გარკვეულ სიმაღლეზე მდებარეობს თოვლის ხაზი, რომლის ზემოთ ადგილი აქვს მყარი ნალექების დადებით ბალანსს, რის გამოც აქ ინტენსიურად გროვდება თოვლისა და ყინულის დიდი მარაგი (მყინვარები).

ყოფილ სსრ კავშირის სამხრეთ რაიონებში თოვლის საბურველი არამდგრადია და შეიძლება ზამთრის თვეებში რამდენიმე დღეს გრძელდებოდეს. მაგრამ არის გამონაკლისი წლებისა, როდესაც თოვლი შეიძლება ერთი თვეც გაგრძელდეს. ყოფილ სსრ კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ თოვლის საბურველის ხანგრძლივობა იზრდება ერთი თვიდან შვიდ თვემდე, ხოლო აზიურ ნაწილში — რამდენიმე დღიდან (კასპიის ზღვის სანაპირო) 9—10 თვემდე (ჩრდილოეთის მიწა, ტაიმირის ნ/კ). თოვლის სიმაღლე ძალზე ცვალებადია და მერყეობს რამდენიმე სანტიმეტრიდან (სამხრეთი რაიონები) 1 მ-მდე (კამჩატკა, სახალინი, ურალის დასავლეთი ფერდობი, მდ. ენისეის შუა წელი და სხვ.). დიდი თოვლიანობა იცის მთებში. მაგ., კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მისი სისქე 5 მ-ს აჭარბებს.

თავი XI

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება და მისი დაცვა

§ 1. ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება სხვადასხვა გაზებით და აეროზოლებით, მათი ბუნება

ბუნებრივი გარემოს დაბინძურებამ ბოლო წლებში გლობალური ხასიათი მიიღო. ეკოლოგიური[1] პრობლემები ზოგადსაკაცობრიო, საყოველთაო ხასიათისა გახდა. ცოცხალ ორგანიზმებსა და ბუნებრივ გარემოს ურთიერთდამოკიდებულების შესწავლას აწარმოებენ მეცნიერების მრავალი დარგის სპეციალისტები — ბოტანიკოსები, ბიოლოგები, ნიადაგმცოდნენი, გეოგრაფები, პალეონტოლოგები, ქიმიკოსები, მედიცინის მუშაკები, მეტეოროლოგები და სხვ. ბოლო პერიოდში, როდესაც გაძლიერდა ადამიანის ზეგავლენა (ანტროპოგენური პროცესები) ბუნებრივ გარემოზე, სიტუაციამ კრიზისულ მდგომარეობას მიაღწია. ჭუჭყიანდება ხმელეთისა და ოკეანის წყლები, ჰაერი, ნადგურდება ნიადაგისა და მცენარეულობის საფარი. გარემოს გაჭუჭყიანებას შეიძლება მოჰყვეს კატასტროფიული შედეგები, რომელიც შეიძლება შეუქცევადი გახდეს თუ, რა თქმა უნდა, არ იქნა ფუნდამენტურად შესწავლილი აღნიშნული საკითხი და მიღებული არ იქნება სათანადო ზომები. ტექნიკის და მრეწველობის განვითარების სწრაფმა ტემპმა განაპირობა ბუნებრივი გარემოს ა ნ თ რ ო პ ო გ ე ნ უ რ ი[2] ცვლილება.

გარემოს გაჭუჭყიანების პრობლემათა შორის, ბუნების სხვა კომპონენტებთან ერთად, ატმოსფერული ჰაერის გაჭუჭყიანების დონისა და მისი დაცვის საკითხების ცოდნას გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ატმოსფერული პროცესები არსებით გავლენას ახდენენ ბიოსფეროს ყველა კომპონენტზე — განსაკუთრებით ცოცხალ ორგანიზმზე. ადამიანის

---

[1] ეკოლოგია — ორგანიზმისა და გარემოს ურთიერთდამოკიდებულება.
[2] ანთროპოგენი — გარემოს ცვლილება ადამიანის მოღვაწეობით.

არარეგულირებულმა ზემოქმედებამ ატმოსფეროს და ოკეანის მსხვილმასშტაბიან პროცესებზე, საბოლოო ჯამში შეიძლება გამოიწვიოს შეუქცევადი ეკოლოგიური კრიზისი.

როგორც ცნობილია, ჰაერის გაჭუჭყიანება ძირითადად დაიკვირვება ქალაქებსა და სამრეწველო ცენტრებში, ხოლო ამ უკანასკნელიდან მისი გავლენა ვრცელდება მნიშვნელოვან მანძილზე (რამდენიმე ასეულ და ზოგჯერ 1000 კმ).

ატმოსფეროში სხვადასხვა სახის შენარევები შეიძლება იმყოფებოდეს მყარ, თხევად და გაზობრივ მდგომარეობაში. მათი უმრავლესობა და კონცენტრაციის დონე განაპირობებს ისეთ თვისებებს, რომლებიც მავნებელია და ცუდად მოქმედებს არა მარტო ადამიანის ორგანიზმზე და საერთოდ ეკოლოგიურ მდგომარეობაზე, არამედ მატერიალურ ფასეულობაზეც.

როგორც ცნობილია, ატმოსფერული ჰაერი წარმოადგენს სხვადასხვა გაზების მექანიკურ ნარევს (იხ. თავი 1, § 1, 2, 3). მათ შორის ცოცხალი ორგანიზმისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ჟანგბადს. როგორც გამოკვლევები ცხადყოფენ, ამჟამად კაცობრიობის მიერ წლიურად მოხმარებული 7 მლრ ტონაზე მეტი პირობითი სათბობის დასაწვავად იხარჯება 8-13 მლრდ ტონა ჟანგბადი. თუ სათბობის მოპოვების ზრდის ტემპი 10%-ით გაიზარდა, მაშინ XXI საუკუნის 20-იანი წლებისათვის შეიძლება დაიხარჯოს ჟანგბადის 0,77% იმ მარაგიდან, რომელსაც შეიცავს ატმოსფერო და ჰიდროსფერო. რა თქმა უნდა, ჟანგბადის ასეთი კოლოსალური რაოდენობით შთანთქმა გამოიწვევს შეუქცევად შედეგს, რომლის აღდგენასაც გეოსფერო ვეღარ შეძლებს, თუ სათანადო ზომები არ იქნა მიღებული.

დანარჩენი ძირითადი გაზების შესახებ (აზოტი, არგონი, ოზონი, ნახშირორჟანგი) საუბარი გვქონდა სახელმძღვანელოს I თავში და ამიტომ მათზე აღარ შევჩერდებით. ყურადღებას შევაჩერებთ მხოლოდ იმ ნივთიერებებზე, რომლებიც ატმოსფეროში ხვდება როგორც ბუნებრივი, ისე ანტროპოგენური ზემოქმედების გზით. ბუნებრივი გაზების დიდი უმრავლესობა, რომელსაც ჰაერი შეიცავს, აუცილებლობას წარმოადგენს დედამიწაზე სიცოცხლის შენარჩუნებისათვის (ნახშირორჟანგი, გოგირდისა და აზოტის ჟანგეულები, ნახშირწყალბადი და სხვ.). ისინი მომწამლავი და მავნე ხდებიან მაშინ, როდესაც მათი კონცენტრაცია იმდენად იზრდება, რომ შეიძლება ბევრად აღემატებოდეს ზ ღ ვ რ უ ლ ა დ დ ა ს ა შ ვ ებ კ ო ნ ც ე ნ ტ რ ა ც ი ა ს (ზდკ). საშიშ ნივთიერებათა კონცენტრაცია მავნე და საგანგაშო მაშინაა, როდესაც მისი რაოდე-

ნობა ჰაერში ბევრად აღემატება ბუნებრივ დონეს. ჰაერში ნივთიერებათა კონცენტრაციის ბუნებრივი დონე ანუ ფონური კონცენტრაცია ყალიბდება ბუნებრივი პროცესებით (ვულკანების და ქარის მოქმედება, ტყის ხანძარი, ზღვის ტალღების შხეფები, მეტეორების წვა, კოსმოსური მტვერი, ნიადაგიდან და ქანებიდან რადიაქტიური გამოსხივება და სხვ.).

ქვემომოყვანილ მე-60 ცხრილში მოცემულია ყოფილ სსრ კავშირში მიღებული მავნე ნივთიერებათა რაოდენობის ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაციის (ზდკ) მნიშვნელობები. ნივთიერებათა წონითი სიდიდეები მოცემულია როგორც ერთჯერადი (ზდკ ერთ), ისე საშუალო დღეღამური (ზდკ საშ) ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაციისათვის.

ცხრილი 60

ატმოსფეროში ზოგიერთი მავნე ნივთიერებათა ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაცია (მგ/მ³)

გაზები	ზდკ ერთ	ზდკ საშ	გაზები	ზდკ ერთ	ზდკ საშ
გოგირდოვანი გაზი	0,5	0,05	აზოტის ორანგი	0,085	0,085
გოგირდმჟავა	0,3	0,1	ამიაკი	0,20	0,20
ნახშირჟანგი	3,0	1,0	აცეტონი	0,35	0,35
ბენზოლი	1,5	0,8	არატოქსიკური მტვერი	0,5	0,16
ტოლუოლი	0,6	0,6	მჭვარი	0,15	0,05
ფოსფოროვანი ანჰიდრიდი	0,15	0,05	ქლორი	0,10	0,03

ცხრილში მოცემული სიდიდეები წარმოადგენენ ადამიანის ორგანიზმზე ნივთიერებათა ზემოქმედების ზღვრულ დოზებს, რომლებიც გათვალისწინებულია როგორც მოკლე (ზდკ ერთ—20—30 წ), ისე შედარებით ხანგრძლივი პერიოდისათვის (ზდკ საშ.). ძირითადი მოთხოვნები, რომლებიც წაეყენება ჰაერის დამაბინძურებელ წყაროებს, ის არის, რომ ამა თუ იმ საწარმოს გარშემო მაქსიმალური კონცენტრაცია ტოლი ან ნაკლები უნდა იყოს ზდკ-ზე.

ჰაერში ყველაზე გავრცელებულია გოგირდოვანი შენაერთები. იგი ჰაერში გვხვდება გოგირდწყალბადის (H_2S), გოგირდოვანი გაზების (SO, SO_2) ან გოგირდმჟავას სახით. როგორც გამოკვლე-

ვები გვიჩვენებენ, ატმოსფეროში გოგირდოვანი ნაერთების 2/3 ბუნებრივი წარმოშობისაა. გოგირდწყალბადის ძირითად წყაროს წარმოადგენს ორგანული პროცესები, რომლებიც შეადგენს მთელი მასის 45%-ს. გოგირდოვანი გაზების ძირითადი მასის წარმოშობა დაკავშირებულია გოგირდის წვასთან, რომელსაც შეიცავს წიაღისეული (საწვავი ქვანახშირი, საწვავი ფიქლები, ნავთობი და სხვ.). ზოგიერთ რაიონში ამ უკანასკნელის შემცველობა ჰაერში გოგირდის სხვა შენაერთებთან შედარებით 80—90%-ს შეადგენს. გოგირდოვანი გაზები მიეკუთვნება ტოქსიკური გაზების კატეგორიას. მათ ახასიათებთ გამაღიზიანებელი მოქმედება თვალისა და ზედა სასუნთქი გზების ლორწოვან გარსებზე. SO_2 ადვილად იხსნება წყალში, წარმოიშობა სუსტი კონცენტრაციის გოგირდმჟავა, რომელიც იწვევს სხვადასხვა მეტალის ძლიერ კოროზიას.

ნახშირჟანგის (CO) წარმოშობა ძირითადად დაკავშირებულია ნახშირბადის შემცველ საწვავი ნედლეულის არასრულ წვასთან. როგორც დაკვირვებები ცხადყოფენ, ჰაერში მოხვედრილი CO-ს დაახლოებით 80% ავტომანქანების გამონაბოლქვზე მოდის. იგი წარმოადგენს ძლიერ ტოქსიკურ ნივთიერებას. მისი ზემოქმედების შედეგად აღინიშნება ცენტრალური ნერვული სისტემის ფუნქციური დარღვევები: თავის ტკივილი, თავბრუხვევა, „ხმაური" თავის არეში, აჩქარებული გულისცემა და ყრუ ტკივილები, ძილის დარღვევა, მეხსიერების გაუარესება და ა. შ. წარმოშობის პირობებით და ტოქსიკურობის თითქმის მსგავსი თვისებებით ხასიათდება აზოტისორჟანგი (NO_2). აღნიშნული ნივთიერებების გარდა ჰაერში ხვდება მრავალი ელემენტი (იხ. ცხრ. 60), რომელთა უმრავლესობა ტოქსიკურია და საშიშია ცოცხალი ორგანიზმისათვის (ფენოლი, ფორმალდეჰიდი, ამიაკი, ბენზოლი და სხვ.).

ჰაერში მოხვედრილი პირველადი პროდუქტები ხშირად შედიან ერთმანეთთან ქიმიურ რეაქციაში, რომლის შედეგადაც წარმოიშობა მეორადი პროდუქტები, ამ უკანასკნელის გაჩენა დაკავშირებულია ფოტოქიმიურ რეაქციასთან. NO გარდაიქმნება NO_2-ად, SO_2—H_2SO_4-ად, O_2—O_3-ად და ა. შ.

ამჟამად დიდ საშიშროებას წარმოადგენს ნიადაგისა და ჰაერის რადიაქტიური ნივთიერებებით დაბინძურება. როგორც სახელმძღვანელოს I თავში იყო აღნიშნული, ბუნებრივი (ფონური) რადიაქტიურობა ძირითადად გაპირობებულია ნიადაგიდან რადიაქტიური გაზების დიფუზიით და მათი დაშლით. ბუნებრივი რადიაქტიურობა იცვლება ამინდის ადგილობრივ პირობებთან დაკავშირებით. იგი ჰაერში მცირდება ნალექების მოსვლის შემდეგ. განსა-

კუთრებით საშიში მდგომარეობა შექმნა ატომური იარაღის გამოცდამ და ავარიული ატომური ელექტროსადგურებისა და სხვადასხვა რეაქტორებიდან გაჟონილმა რადიაქტიურმა ნივთიერებებმა. ამის საილუსტრაციოდ მარტო ჩერნობილის მაგალითიც კმარა, სადაც რამდენიმე ათეული კილომეტრის რადიუსზე რადიაქტიური ნარჩენებით დაბინძურდა არა მარტო ნიადაგი და ატმოსფერო, არამედ ძლიერი რადიაციული დასხივება განიცადეს ადამიანებმა და ცხოველებმა.

ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა ატივნარებული მყარი და თხევადი ნაწილაკები — აეროზოლები. როგორც ვარაუდობენ, მსოფლიოში ჰაერში ატივნარებული აეროზოლების წილი შეადგენს მთელი შენარევი მასის დაახლოებით 10%-ს. დანარჩენი 90% მოდის გაზობრივ კომპონენტებზე. აღნიშნული საკითხი დაწვრილებით ზემოთ იქნა განხილული, მხოლოდ დავუმატებთ, რომ აეროზოლების ძირითადი მასა (80—90%) ტროპოსფეროს ქვედა კილომეტრიან ფენაში მოძრაობს, ხოლო უწვრილესი ნაწილაკები აიტაცება ტროპოსფეროს მაღალ ფენებსა და სტრატოსფეროში, სადაც შეიძლება წლობით მოძრაობდეს ატმოსფერული დინებების მეშვეობით.

§ 2. ჰაერის გაჭუჭყიანების მეტეოროლოგიური პირობები

ამჟამად ჰაერის ძირითადი გაჭუჭყიანების კერად დიდი ქალაქები და სამრეწველო ცენტრებია მიჩნეული. როგორც ცნობილია, მსოფლიოში ბოლო რამდენიმე ათეული წლის განმავლობაში სწრაფი ტემპით მატულობს ქალაქებისა და სამრეწველო ცენტრების რაოდენობა და არსებულის გაფართოება (ურბანიზაცია და აგლომერაცია); ამ გარემოებითაა გაპირობებული ბუნებრივ გარემოზე ანტროპოგენური ზემოქმედების გაზრდა და ეკოლოგიური მდგომარეობის ცვლილება. გამოკვლევები ცხადყოფენ, რომ ურბანიზებულ ტერიტორიაზე ანტროპოგენური ზემოქმედებით ჰაერში მოხვედრილი ზოგიერთი ნივთიერების და აეროზოლების რაოდენობა თანდათანობით უახლოვდება ან ზოგიერთი მათგანი უკვე გაუტოლდა კიდეც ბუნებრივისას. ამასთან ერთად, ჰაერში, წყალში და ნიადაგში შეიმჩნევა ისეთი ნაერთები, რომელთაც ბუნებრივ პირობებში არ ვხვდებით (ხელოვნური რადიოიზოტოპები, სინთეზური სარეცხი საშუალებები, პლასტმასები, პესტიციდები და სხვ.). ირღვევა ნივთიერების წრებრუნვა როგორც ლოკალური, ისე

პლანეტარული მასშტაბით. იცვლება კლიმატური პირობები, რადგან ურბანიზებულ ტერიტორიებზე რადიაციული ბალანსის კომპონენტთა მნიშვნელობები უცვლელი არ რჩება.

სასოფლო რაიონებთან (გარეუბნებთან) შედარებით დიდ ქალაქებში კლიმატური ელემენტების უმრავლესობა საგრძნობ ცვლილებას განიცდის: მზის რადიაცია შემცირებულია 10—30%-ით, საშუალო ტემპერატურამ მოიმატა 1—3°-ით (ცალკეულ დღეებში განსხვავება 5—10°-ია), ქარის სიჩქარე შემცირდა 20—30%-ით, ჰაერში ატივნარებული აეროზოლები და გაზები 10—20-ჯერ აჭარბებს გარეუბნისას და ა. შ. აღნიშნული ცენტრების თავზე რამდენიმე ასეულ მეტრ სიმაღლეზე ყოველთვის შეინიშნება აეროზოლებისა და გაზების ნარევისაგან წარმოქმნილი ღრუბელივით გადაკრული ფენა, რომლის ქვემოთ შენობები და საგნები ძალზე ბუნდოვნად მოჩანან. ამაში შეიძლება დავრწმუნდეთ, თუ მამადავითის მთიდან გადმოვხედავთ თბილისს, რომელიც გარკვეულ მეტეოროლოგიურ პირობებში, აეროზოლური და გაზოვანი შენარევების ნისლოვნებაშია გახვეული.

ბოლო გამოკვლევები ადასტურებენ, რომ ბუნებაზე ანტროპოგენური ზემოქმედების ინტენსივობას და ჰაერში გამაჭუჭყიანებელი შენარევების კონცენტრაციის დონეს ძირითადად განსაზღვრავს ქალაქის სიდიდე და მოსახლეობის რაოდენობა, ფუნქციონალური სტრუქტურა და სამეურნეო საქმიანობის მასშტაბი, კომუნალურ-საყოფაცხოვრებო პირობები და ტრანსპორტი. აქ გამოყენებული ენერგია, რომელიც შემდგომ გამოიყოფა და ატმოსფეროში ვრცელდება, კოლოსალურ სიდიდეებს აღწევს, მაგრამ მზის სხივურ ენერგიასთან შედარებით ძალზე უმნიშვნელოა (საშ. 0,2%); როგორც ვარაუდობენ, 70—80 წლის შემდეგ მან შეიძლება საშუალოდ 1%-საც მიაღწიოს. ამჟამად ცალკეულ მსხვილ ქალაქებში (ნიუ-იორკი, ლონდონი, პარიზი, ტოკიო) გამოთავისუფლებული ენერგიის სიდიდემ მიაღწია მზიდან მიღებული ენერგიის 10 — 15%-ს, ხოლო ვენაში და ბერლინში 25—30%-ს.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, მსოფლიოს ლოკალურ რეგიონებში ყალიბდება „სითბოს კუნძულები“, რომელიც დიდ გავლენას ახდენს გლობალურ ეკოლოგიაზე. ატმოსფერული დინებების მეშვეობით სითბო, აეროზოლები და გაზები გადაიტანება 200—1000 კმ მანძილზე და მეზობელი რაიონების გაჭუჭყიანების ფონურ დონეს მაღლა წევს. როგორც თეორიული, ისე ექსპერიმენტული დაკვირვებებით დასტურდება, რომ ჰაერის გამაჭუჭყიანებელ ნივთიერებათა კონცენტრაციის დონე დამოკიდებული ყო-

ფილა არა მარტო მათი წარმომშობი წყაროს თავისებურებებზე, არამედ მოცემული რაიონისათვის დამახასიათებელ მეტეოროლოგიურ პირობებზეც. ორივე პროცესის ურთიერთზემოქმედების გათვალისწინებით შესაძლებელი ხდება ჰაერის გაჭუჭყიანების დონის პროგნოზირება, ე. ი. რამდენად შეიძლება აღემატებოდეს ინგრედიენტთა (გამაჭუჭყიანებელ ნივთიერებათა) კონცენტრაცია ზდკ-ს (იხ. ცხრ. 60). პროგნოზირებას საფუძვლად უდევს სტატისტიკური კავშირი ქალაქის ჰაეროვანი აუზის ინგრედიენტთა კონცენტრაციასა და მეტეოროლოგიურ პირობებს შორის.

მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში (მგო) დამუშავებული მეთოდის მიხედვით, ჰაერის გაჭუჭყიანების ძირითად დამახასიათებლად მიღებულია P^1 პარამეტრი:

$$P^1 = \frac{m}{n},$$

სადაც n — ჰაერის შენარევთა კონცენტრაციაზე დაკვირვებათა საერთო რიცხვია მოცემული დღისათვის; m — იმავე დღისათვის ქალაქის ყველა პუნქტზე დაკვირვებათა რიცხვი, რომლის დროსაც მიღებული C კონცენტრაცია აღემატება $1{,}5C$ ($C=1{,}5C$; C — გასული წლის მოცემული სეზონის საშუალო კონცენტრაციაა).

P' პარამეტრს გამოითვლიან როგორც ცალკეული ინგრედიენტისათვის, ისე გარკვეული ჯგუფისათვის მთლიანად. გამოყოფენ ქალაქის გაჭუჭყიანების სამ დონეს: დაბალს ($P'<0{,}2$), გადიდებულს ($0{,}2<P'<0{,}35$) და მაღალს ($P'>0{,}35$).

აღნიშნული მეთოდით გამოითვალეს ყოფილი სსრ კავშირის 9 ქალაქისათვის P' პარამეტრი მეტეოროლოგიურ პირობებთან დაკავშირებით და აღმოჩნდა, რომ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების მაღალი და გადიდებული დონე დაკავშირებული ყოფილა სუსტ ჭართან და ატმოსფეროს მდგრად სტრატიფიკაციასთან (ტემპერატურის შემცირებული გრადიენტი, იზოთერმია ან ინვერსია — სიმაღლით ტემპერატურის მატება). შენარევთა საშუალო კონცენტრაციის დონე უფრო მაღალია ტემპერატურის ინვერსიული განაწილების დროს, ვიდრე ჩვეულებრივ ამინდში — ინვერსიის გარეშე.

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის შესაფასებლად, საქართველოს გეოფიზიკის ინსტიტუტში, გამოყენებულ იქნა საერთოდ მიღებული ე. წ. „ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების მეტეოროლოგიური პოტენციალი“ (ო. ლომაია, გ. ფოცხვერაშვილი, მ. თეთრაშვილი, გ. ჩხაიძე [58]). მისი არსი ის არის, რომ ატმოსფეროს გააჩნია

უნარი სხვადასხვა მეტეოროლოგიური ფაქტორების ზეგავლენით დააგროვოს ან გაფანტოს (გაწმინდოს) მასში მოხვედრილი გამაჭუჭყიანებელი შენარევები. ატმოსფეროს თვითგაწმენდის უნარი დამოკიდებულია ნაწილაკების კოაგულაციაზე (ურთიერთშერწყმით დამსხვილება) და შემდგომ გრავიტაციულ დალექვაზე, ნალექებით გასუფთავებაზე (ჰაერის გამორეცხვა) და გაბნევაზე, რომელიც ჭარის მოქმედებასთან არის დაკავშირებული. იქ, სადაც ატმოსფეროს თვითგაწმენდა ინტენსიურად მიმდინარეობს ან თუ იგი ძლიერაა შესუსტებული (ძლიერდება გაჭუჭყიანება), შეიძლება განისაზღვროს რაოდენობრივად მოცემული რაიონის მეტეოროლოგიური პოტენციალის მეშვეობით. ამისათვის იღებენ ისეთ ოპტიმალურ მეტეოროლოგიურ ფაქტორებს, რომლებიც წმინდავენ ქალაქის ატმოსფეროს (P^0_i, ან იწვევენ მის გაჭუჭყიანებას ($P_iგ$). ატმოსფეროს გამწმენდად აღებულია ჭარის მაქსიმალური სიჩქარე V_{max} = 3მ/წ($P_1{}^0$), ქვედა კილომეტრიან ფენაში ტემპერატურის გრადიენტი $\gamma = 0,8^0 — 1^0$ 0მ($P_2{}^0$) და ნალექების რაოდენობა 3მმ-ია($P_3{}^0$). გამაჭუჭყიანებლად აღებულია შესაბამისად V_{max}—1მ/წ($P_1გ$), $\gamma = 0,40/100$ მ($P_2გ$) და ნალექები 0,5მმ($P_3გ$). 61=ე ცხრილში მოცემულია ატმოსფეროს გამწმენდი და გამაჭუჭყიანებელი მეტეოროლოგიური ფაქტორების განმეორება.

ცხრილი 61

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების მეტეოროლოგიური პოტენციალის განმეორება %-ობით [58]

პუნქტი	სეზონი	$P_1{}^0$	$P_2{}^0$	$P_3{}^0$	$P_1გ$	$P_2გ$	$P_3გ$
თბილისი	ზამთარი	31	11	49	55	80	51
	ზაფხული	39	15	62	48	75	31
ბათუმი	ზამთარი	39	38	45	48	54	55
	ზაფხული	28	28	99	57	62	1

როგორც ცხრილიდან ჩანს, თბილისში წლის განმავლობაში, ატმოსფეროში შენარევთა კონცენტრაციის ზრდას და მის გაჭუჭყიანებას ხელს უწყობს ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის (γ) შემცირებული მნიშვნელობები, რომელთა ზემოქმედებით გაჭუჭყიანების განმეორება (მეტეოროლოგიური პოტენციალის

განმეორება) $P_{\text{ჯ}}^{\text{პ}} = 75—80\%$, ხოლო მისი გამწმენდი როლი ($\gamma = 0{,}80\,\%/100\text{მ}$) შედარებით უმნიშვნელოა (11—15%). აღნიშნულ ფაქტორს ბათუმის აუზის გაჭუჭყიანებაში გარკვეული წილი შეაქვს ($P_{\text{ჯ}}^{\text{პ}} = 54—62\%$), მაგრამ წლის თბილ პერიოდში ჰაერის ძირითადი გამწმენდია ატმოსფერული ნალექები ($P_{\text{ჯ}}^{0} = 99\%$). თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ მცირე სიჩქარის ქარები ან შტილები (უძრავი ჰაერი) ძირითადად დაკავშირებულია ტემპერატურის შემცირებულ გრადიენტთან, იზოთერმიასთან ან ინვერსიასთან, მაშინ ცხადია, რომ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ძირითად ფაქტორად წარმოგვიდგება აღნიშნული ელემენტების ერთობლიობა ($P_{\text{ბ}}$ და $P_{\text{ჯ}}^{\text{პ}}$)

ჰაერის გაჭუჭყიანების დონის შედარებით მარტივი პარამეტრი შემოგვთავაზა ს. და გ. გუნიებმა [39]:

$$K = \sum_{i=1}^{n} \frac{q_{i\text{საშ.}}}{q_{i\text{ზ}}},$$

სადაც $q_{i\text{საშ}}$ i ნივთიერების საშუალო კონცენტრაციაა: $q_{i\text{ზ}}$ — აღნიშნული ნივთიერების ბიოლოგიური ზემოქმედების მახასიათებელი (ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაცია): i — გამაჭუჭყიანებელი ნივთიერების რიგითი ნომერი: მტვრისათვის $i = 1$, SO_2 — 2, CO — 3 და NO_2 — 4.

ამ შემთხვევაშიც K პარამეტრს გამოითვლიან როგორც თითოეულ ინგრედიენტისათვის, ისე მთელი ჯგუფისათვის.

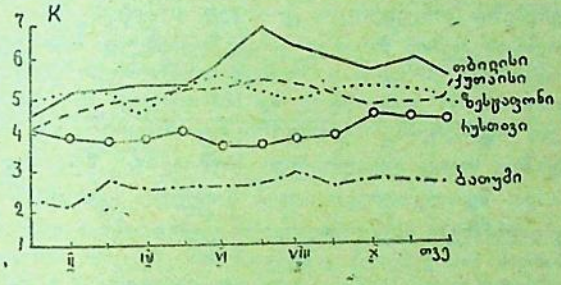
K პარამეტრით დახასიათებულია საქართველოს ქალაქების ჰაეროვანი აუზის დაბინძურების დონე. 46-ე ნახაზს თუ გადავავლებთ თვალს, დავინახავთ, რომ ჰაერის გაჭუჭყიანების საერთო მაჩვენებელი K ერთზე მეტია და იგი მაქსიმალურ მნიშვნელობებს ზაფხულში აღწევს: თბილისში $K = 6{,}4$, რუსთავში — 5,3, ხოლო ბათუმში იგი 2 და 3 შორის მერყეობს (ე. ი. 2—3-ჯერ აღემატება ზდკ-ს).

წლიდან წლამდე გაჭუჭყიანების მსვლელობის მონაცემები, რომლებიც 46-ე ნახაზზეა მოცემული, ნათელ სურათს იძლევა იმისა, რომ K სიდიდეს პროგრესულად მატების ტენდენცია ახასიათებს.

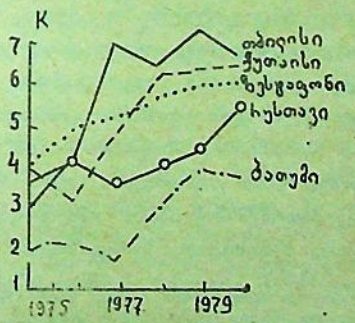
უნდა აღინიშნოს, რომ თბილისის ჰაეროვანი აუზის გამაჭუჭყიანებელი ცალკეულ ინგრედიენტთა რაოდენობრივი მაჩვენებელი გაცილებით აღემატება დანარჩენი ქალაქებისას. ჰაერის მნიშვნე-

ლოვანი გაჭუჭყიანება ძირითადად დღის საათებში ხდება, როდესაც ინტენსიურად მუშაობს სამრეწველო ობიექტები და ტრანსპორტი. ზემოაღნიშნულ [58] შრომაში განხილულ ინგრადიენტებს შორის მნიშვნელოვანი ადგილი ნახშირჟანგს (CO) უკავია. თბილისში წლის განმავლობაში ის 3—5-ჯერ აღემატება ზდკ-ს და შეადგენს დანარჩენი ნივთიერებების (მტვერი, SO_2 NO_2) კონცენტრაციის 70—80%-ს.

როგორც გამოკვლევები გვიჩვენებენ, თბილისის ატმოსფეროს გამაჭუჭყიანებელ ნაწილაკთა შორის საგრძნობი ადგილი უკავიათ



ნახ. 46. ჰაერის გაჭუჭყიანების საერთო მაჩვენებლის (K) წლიური მსვლელობა საქართველოს ქალაქებისათვის



ნახ. 47. ჰაერის გაჭუჭყიანების (K) ცვლილება წლების მიხედვით (საქართველოს მაგალითზე).

მეტალურ ნივთიერებებს: Al, Fe, Mn, Pb, Ag და სხვ. მტვრის ნაწილაკებში საკმაო რაოდენობითაა Si და Ca (20—45%).

თბილისის ჰაერის გაჭუჭყიანების ფრიად საგულისხმო ცნობას გვაწვდის მ. არდია [7]; 1988 წელს, 8 სტაციონარული საგუშაგოს მონაცემებით ქალაქის ჰაერში მტვრის საშუალო კონცენტრაციამ 2,6-ჯერ გადაამეტა ზდკ-ს, გოგირდოვანი გაზის — 1,2, ხახშირჟანგის — 1,3, ფენოლის — 1,7, ფორმალდეჰიდის —4, ტყვიის — 2,2 და ა. შ. ცალკეულ დღეებში, როდესაც მყარდება არახელსაყრელი მეტეოროლოგიური პირობები, მტვრის შემცველობა ჰაერში 7-ჯერ აჭარბებს ზდკ-ს, ნახშირჟანგი — 12, აზოტის ჟანგეულების — 2, ტყვიის — 10-ჯერ და საერთოდ, სხვა დანარჩენი ნივთიერებების კონცენტრაცია 2—3-ჯერ აღემატება ზდკ-ს.

თბილისის ჰაერის ძირითად გამაჭუჭყიანებლად მიჩნეულია ავტოტრანსპორტი (87%) და სამრეწველო საწარმოები (13%). სულ თბილისის ჰაერში ყოველწლიურად ამოიფრქვევა 326 ათასი ტონა მავნე ნივთიერება. ანალოგიური მდგომარეობაა სხვა მსხვილ ქალაქებშიც, სადაც ადგილობრივი პირობების შესაბამისად გაჭუჭყიანება შეიძლება იცვლებოდეს გარკვეულ საზღვრებში.

ზემოაღნიშნულ მეტეოროლოგიურ ფაქტორებთან ერთად, თბილისისათვის გადიდებული გაჭუჭყიანების ერთ-ერთ ძირითად მიზეზად შეიძლება მივიჩნიოთ მისი ოროგრაფიული პირობები — ნახევრად ქვაბური მდგომარეობა, სადაც ჰაერის ვენტილაცია შედარებით სუსტდება და ტემპერატურული ინვერსიების წარმოშობის ალბათობაც მატულობს.

ქვემომოყვანილ 62-ე ცხრილში მოცემულია მიწისპირა და ზედა (ინვერსია იწყება რამდენიმე ათეულ ან ასეულ მეტრ სიმაღლიდან) ინვერსიების განმეორება. როგორც ჩანს, ინვერსიებს ადგილი აქვს მთელი წლის განმავლობაში, განსაკუთრებით ზამთარში და გარდამავალ სეზონებში. თბილისში ზამთარში და შემოდგომაზე მეტი განმეორებით ხასიათდება ზედა ინვერსიები (40%), მაშინ როდესაც ბათუმში მიწისპირა ინვერსიებია გაბატონებული (45—53%). ისინი ძირითადად წარმოიშობიან ღამის საათებში, მაგრამ დღისითაც ხშირ მოვლენას წარმოადგენენ. თუ ჩავთვლით, რომ მიწისპირა და ზედა ინვერსიების გავლენა ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონეზე თითქმის ერთნაირია, მაშინ ცხადია, რომ ორივე ინვერსიის მნიშვნელოვანი განმეორება (50—80%) ხელს

შეუწყობს ჰაერში სხვადასხვა შენარევის დიდი რაოდენობით დაგროვებას და კონცენტრაციის ზრდას.

მიწისპირა ინვერსია წარმოიშობა ნაკლებად მოღრუბლულ

ცხრილი 62

ინვერსიების განმეორება (%-ობით)

პუნქტი	ინვერსია	საათი	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
თბილისი	მიწისპირა	03	24	10	2	10
		15	3	0	1	6
	ზედა	03	40	20	24	40
		15	26	15	11	16
ბათუმი	მიწისპირა	03	45	45	32	53
		15	11	20	9	14
	ზედა	03	19	29	14	28
		15	15	22	14	20

წყნარ ამინდში, როდესაც ადგილი აქვს ქვეფენილი ზედაპირის გაცივებას სითბური გამოსხივებით; ამინდის აღნიშნული პირობები მყარდება მაშინ, როდესაც მოცემული რეგიონი მოექცევა მაღალი წნევის არეში ან თხემში, სადაც წნევის ჰორიზონტალური გრადიენტი საგრძნობლადაა შემცირებული ან შეიძლება უგრადიენტო ველსაც ჰქონდეს ადგილი. აქ დაღმავალი დენებია გაბატონებული. ზედა ინვერსიების წარმოშობა დაკავშირებულია როგორც ანტიციკლონურ სიტუაციასთან, ისე ციკლონალურ და ფრონტალურ პროცესებთან. ამიტომაა, რომ ზედა ინვერსიების დროს მოღრუბლულობის რაოდენობა მომატებულია და საერთო და ქვედა მოღრუბლულობა შეიძლება 3÷10 ბალს შორის იცვლებოდეს.

ატმოსფეროში ატივნარებული მრავალი ნივთიერების ნაწილაკთა უმეტესობა წარმოადგენს კონდენსაციის (სუბლიმაციის) გულებს, რომლებიც წყალში იხსნება და ნალექების სახით გვევლინება დედამიწაზე. რაც უფრო მეტია ნივთიერებათა კონცენტრაცია ჰაერში, მით უფრო მეტადაა ნალექები მინერალიზებული; ეს უკანასკნელი ძირითადად დამოკიდებულია ჰაერის გამაჭუჭყიანებელ ნივთიერებათა ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებებზე. ბოლო დროს

ამ საკითხის შესწავლას დიდი ყურადღება ექცევა, რადგან უკანასკნელი წლების განმავლობაში გახშირდა „მჟავე ნალექების“ მოსვლა, რომელიც დიდ ზარალს აყენებს სახალხო მეურნეობას და, რაც მთავარია, ეკოლოგიას.

საქართველოში ამჟამად რამდენიმე პუნქტზე მიმდინარეობს ნალექებზე ქიმიური ანალიზი, განსაკუთრებით იმ იონების კონცენტრაციაზე, როგორიცაა $SO^{2}_{4}^{-}$, Cl^{-}, NO_{3}^{-}, HCO_{3}^{-}, NH_{4}^{+}, Na^{+}, Mg^{2+}, K^{+}, Ca^{2+}, და სხვა. ნალექების ქიმიური ანალიზი საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ძირითადი იონების კონცენტრაცია და ასევე შევაფასოთ იმ ნივთიერებათა რაოდენობა, რომელთაც ნიადაგი, წყალი და მცენარეულობა ღებულობს ატმოსფეროდან. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ საქართველოში SO_{4}^{2-} იონების საგრძნობი კონცენტრაციის მიუხედავად, ნალექებში მაღალი მჟავიანობა არ შეინიშნება; ეს მდგომარეობა ახსნილია იმით [39], რომ ნალექებში გარკვეული რაოდენობით შერეულია HCO_{3} და Ca^{2+} იონები, რომელნიც ანეიტრალებენ ნალექების მჟავე გარემოს.

დიდი ხანია მიმდინარეობს ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის პროგნოზირების მეთოდების დამუშავება. მას ძირითადად საფუძვლად უდებენ ჰაერის ქვედა ფენების გაჭუჭყიანების დონის კავშირს სინოპტიკურ სიტუაციასთან და მეტეოროლოგიური ელემენტების დღეღამურ რეჟიმთან — განსაკუთრებით ვერტიკალურ პროფილთან.

აღმოსავლეთ საქართველოს პირობებისათვის (განსაკუთრებით თბილისისათვის) სინოპტიკური პროცესებით გაპირობებული ატმოსფეროს გაბინძურების დონის პროგნოსტიკული სქემის შემუშავების პირველი ცდა ეკუთვნის პროფ. ა. ბალაბუევს. იგი განიხილავს ჰაერის გაჭუჭყიანების სხვადასხვა დონეს სინოპტიკურ სიტუაციასთან კავშირში. ის გამოყოფს ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ხელშემწყობ სინოპტიკური პროცესების შემდეგ სიტუაციას: 1. ბარიული ველი გამოირჩევა სუსტი ჰორიზონტალური გრადიენტით, 2. ანტიციკლონური მდგომარეობა, 3. ფრონტალური პროცესები, 4. ანტიციკლონური თხემები, 5. ციკლონის თბილი სექტორი და 6. აზიის ანტიციკლონის სამხრეთ-დასავლეთის განაპირა თხემი.

ჩამოთვლილი ატმოსფერული პროცესები უშუალოდ განაპირობებენ აღმოსავლეთ საქართველოში (თბილისში) ამინდიანობის მეტ-ნაკლებად მდგრად მდგომარეობას — ტემპერატურის შემცი-

რებული ვერტიკალური გრადიენტით ან ინვერსიული განაწილებით და სუსტი ქარებით. ზოგიერთი პროცესი (აზიის ანტიციკლონის სამხრეთ-დასავლეთი თხემი) ხელს უწყობს არა მარტო ადგილობრივი წყაროებიდან ჰაერში მოხვედრილ ნივთიერებათა კონცენტრაციას, არამედ განაპირობებს ახლო აღმოსავლეთის უდაბნოებიდან და ნახევარუდაბნოებიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთი ქარების მეშვეობით მტვრიანი ჰაერის ძლიერ ადვექციას.

ჰაერის გაუჯჯიანების მეტეოროლოგიური პროგნოზის მეთოდური საკითხების შესწავლას და პრაქტიკაში მათი დანერგვის აუცილებლობას მიეძღვნა ქართველ მეცნიერთა მრავალი შრომა (შ. გავაშელი, ს. და გ. გუნიები, ო. ლომაია, მ. ციცქიშვილი, რ. ცხვიტაია, გ. ფოცხვერაშვილი და სხვ.). აღნიშნულ საკითხებში მომუშავე ყველა მკვლევრის აზრი თითქმის იდენტურია იმის შესახებ, რომ ჰაერის მაქსიმალური დაბინძურება ძირითადად დაკავშირებულია ამინდის მდგრად თერმულ სტრატიფიკაციასთან, რომლის დროსაც ადგილი აქვს სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ცვლილებას შემცირებული გრადიენტით, განვითარებულია მიწისპირა ან ზედა ინვერსია, ჰაერის დაღმავალ დენებთან გვაქვს საქმე, ტურბულენტური მოძრაობა შესუსტებულია, ხშირია ნისლიანობა და ფოშფოში და ა. შ.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარეობს, რომ ჰაერის გაჯჯიანების დონის პროგნოზირება ძირითადად ეყრდნობა ამინდის პროგნოზს, რომელსაც გადასცემს ამინდის სამსახური, მოსალოდნელი გაჯჯიანების სათანადო რეკომენდაციასთან ერთად, ტელეფონით, რადიოთი და ტელევიზიით, სათანადო ორგანიზაციებს და მოსახლეობას.

თავი XII

ჰაერის მოძრაობა

§ 1. ბარიული ველი და იზობარული ზედაპირები

ამ თავში ლაპარაკი გვექნება წნევის ჰორიზონტალურ განაწილებასა და მის ცვლილებაზე დროის მიხედვით, რომელთანაც მჭიდროდაა დაკავშირებული ჰაერის მოძრაობის დინამიკა და საერთოდ, ჭარის რეჟიმი.

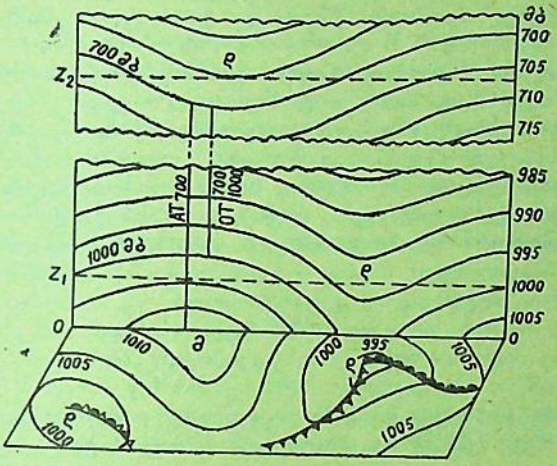
ატმოსფერული წნევის განაწილებას სივრცეში ბარიული ველი ეწოდება. როგორც ყველა სკალარული ველი, ისიც შეიძლება წარმოვიდგინოთ ეკვივალენტური ზედაპირის საშუალებით; მიღებულია ბარიული ველის გამოსახვა იზობარული ზედაპირებით. იზობარები წარმოადგენენ მოცემულ სიბრტყეზე ერთნაირი წნევების შემაერთებელ ხაზებს, ხოლო იზოჰიფსები — ერთნაირი სიმაღლეების შემაერთებელ ხაზებს.

რეალურ პირობებში ზღვის დონეზე ტემპერატურული პირობები დედამიწაზე ძლიერ განსხვავებულია, რის გამოც იზობარული ზედაპირები ერთმანეთის პარალელურად კი არ განლაგდებიან, არამედ დაიხრებიან გარკვეული კუთხით და წარმოქმნიან სხვადასხვა ბარიულ ფორმებს. წნევების განაწილების რუკებზე (ან სინოპტიკურ რუკაზე) ყველა იზობარა წარმოადგენს ზღვის დონეზე იზობარული ზედაპირების გადაკვეთის ხაზებს.

იზობარული ზედაპირები სხვადასხვა ფორმისაა; აქ ყოველთვის შევხვდებით „ქვაბურებს“ ჩაზნექილი იზობარებით და „მაღლობებს“ — ამოზნექილი იზობარებით.

ზღვის დონეზე წნევათა არათანაბარი განაწილებისა და ატმოსფეროს სვეტის სხვადასხვა წერტილში ტემპერატურისა და სიმკვრივის არაერთგვაროვნების გამო, მოცემულ ზედაპირზე აღებული წერტილები ზღვის დონიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე იქნება განლაგებული. მაგალითად, 700 მბ იზობარული ზედაპირი Z_2 სიმაღ-

ლეზე შეიძლება მაღლაც იყოს და დაბლაც. ამ დონეზე წნევა იცვლება დაახლოებით 695-დან 708 მბ-მდე (ნახ. 48).



ნახ. 48. იზობარული ზედაპირების ჰორიზონტალური და ვერტიკალური ჭრილი.

ბარიული ველის ვერტიკალური ჭრილის გამოსახულებას თუ გადავიტანთ ჰორიზონტალურ ზედაპირზე (სინოპტიკურ რუკაზე), ვნახავთ, რომ ვერტიკალურ ჭრილში ამოზნექილ ბარიულ ზედაპირს შეესაბამება დედამიწაზე მაღალი წნევის არე (ანტიციკლონი), ხოლო ჩაზნექილს — დაბალი წნევის არე (ციკლონი). ამგვარად, მოცემულ დონეზე წნევასა და მასთან ახლოს მდებარე იზობარული ზედაპირის სიმაღლეს შორის პირდაპირი დამოკიდებულება არსებობს. ეს გარემოება საფუძვლად უძევს ზედაფენების აბსოლუტური ბარიული ტოპოგრაფიის რუკათა შედგენას.

აბსოლუტური ბარიული ტოპოგრაფიის რუკები (*AT*) დგება ძირითადად 850, 700, 500, 400, 200, 100 მბ და ნაკლები იზობარული ზედაპირებისათვის. მათი შესაბამისი სიმაღლეები ზღვის დონიდან შეადგენს 1,5, 3, 5, 7, 9 და 12 კმ-ს. მოცემული მომენტის რომელიმე იზობარული ზედაპირის რუკაზე დაიტანენ ამ ზედაპირის სიმაღლეს გეოპოტენციურ დეკამეტრებში

(დკმ) და ერთნაირ სიმაღლეებს შეაერთებენ ხაზებით — აბსოლუტური იზოჰიფსებით. *AT* რუკები მჭიდრო კავშირშია იზობარულ რუკებთან. *AT* რუკებით (იზოჰიფსებით) შეიძლება მსჯელობა მოცემულ ზედაპირზე წნევისა და ქარის ველის განაწილებაზე.

განვიხილოთ ზოგიერთი საკითხი გეოპოტენციალის შესახებ. როგორც აღვნიშნეთ, ბარიული ტოპოგრაფიის რუკების შესადგენად საჭიროა ცალკეულ პუნქტებზე სხვადასხვა იზობარული ზედაპირების სიმაღლის ცოდნა. იგი შეიძლება გამოვსახოთ ხაზოვან ერთეულებში (მეტრი, კილომეტრი), მაგრამ თეორიული გამოთვლებისათვის იგი არ გამოდგება; ამიტომ, ვ. ბიერკნესის წინადადებით, იზობარული ზედაპირის სიმაღლის განსაზღვრისათვის შემოიღეს განსაკუთრებული სიდიდე — გეოპოტენციალი (სიმძიმის ძალის პოტენციალი). გეოპოტენციალი ეს ის მუშაობაა, რომელიც იხარჯება ერთეული მასის ზღვის დონიდან მოცემულ სიმაღლეზე ასატანად. ზღვის დონეზე გეოპოტენციალი ნულის ტოლია.

. როგორც ცნობილია, მუშაობა (Φ გეოპოტენციალი) ძალისა (*F*) და გზის (ჩვენ შემთხვევაში სიმაღლის *z*) ნამრავლის ტოლია, ე. ი.

$$\Phi = F \cdot z \qquad (156)$$

რადგან $F = m \cdot g$ და $m = 1$, ამიტომ

$$\Phi = g^z, \qquad (157)$$

სადაც *g* სიმძიმის ძალის აჩქარება (ზღ. დ. და $f = 45°$) უდრის 9,8 მ/წმ²; *z* გამოსახულია ხაზოვან ზომებში, ხოლო Φ — დინამიკურ მეტრებში.

დინამიკური მეტრი, რომელიც გეოპოტენციალის საზომ ერთეულს წარმოადგენს, ის მუშაობაა, რომელიც იხარჯება ერთეული მასის 1 მ სიმაღლეზე ასატანად. ამგვარად, თუ *z* გამოსახულია მეტრობით, დინამიკურ მეტრთა რიცხვი იქნება

$$\Phi = 9{,}8\ z \text{ დნმ.}$$

იმ მიზნით, რომ დაეკავშირებინათ სიმაღლის (*z*) რიცხვითი მნიშვნელობები გეოპოტენციალთან, შემოიღეს გეოპოტენციალის ახალი ერთეული — გეოპოტენციური სიმაღლე (*H*). თუ პირობითად ჩავთვლით, რომ გეოპოტენციური სიმაღლე $H = \frac{\Phi}{9{,}8}$, სადაც $\Phi = g^z$,

ხოლო მიახლოებით $g = 9{,}8$ მ/სმ², მაშინ

$$H = \frac{9{,}8}{9{,}8}\, z = z. \qquad (158)$$

მაშასადამე, გეოპოტენციური სიმაღლე H რიცხობრივად ხაზობრივი სიმაღლის (მეტრებში) ტოლია. ვინაიდან სიმძიმის ძალის აჩქარება g იცვლება ადგილის სიმაღლის მიხედვით, ამიტომ (158) ფორმულა მოცემული გეოგრაფიული განედისათვის მთლიანად ზუსტი არ იქნება, მაგრამ ცდომილებაც მცირე დარჩება.

გეოპოტენციურ სიმაღლეთა გამოთვლისათვის შეიძლება გამოვიყენოთ სტატიკის ძირითადი კანონი (იხ. 27-ე ფორმულა, თავი 1). საიდანაც გეოპოტენციალის ბარომეტრულ ფორმულას შემდეგი სახე ექნება:

$$H_2 - H_1 = 67{,}44 T_{vm} \frac{l}{g} \frac{P_1}{P_2}, \qquad (159)$$

სადაც H_1 და H_2 გეოპოტენციური სიმაღლეა ქვედა და ზედა დონეზე, T_{vm}—საშუალო ვირტუალური აბსოლუტური ტემპერატურა ორ დონეს შორის მოთავსებულ ჰაერის ფენისა, P_1 და P_2 — ატმოსფერული წნევები ქვედა და ზედა დონეზე.

იმ შემთხვევაში, თუ P_1 შევცვლით ზღვის დონეზე P_0 წნევით, მივიღებთ P_2 ზედაპირისათვის აბსოლუტურ გეოპოტენციურ სიმაღლეს. მაშასადამე, ნებისმიერი იზობარული ზედაპირის აბსოლუტური გეოპოტენციური სიმაღლე დამოკიდებული ყოფილა ზღვის დონეზე წნევასა და იმ ფენის საშუალო ვირტუალურ ტემპერატურაზე, რომელიც მოთავსებულია ზღვის დონესა და მოცემულ იზობარულ ზედაპირს შორის.

შ ე ფ ა რ დ ე ბ ი თ ი ბ ა რ ი უ ლ ი ტ ო პ ო გ რ ა ფ ი ი ს რ უ კ ე ბ ი (*OT*). ორ იზობარულ ზედაპირს შორის სიმაღლეთა სხვაობა ძირითადად დამოკიდებულია ჰაერის შესაბამისი ფენის ტემპერატურასა და სიმკვრივეზე. რაც უფრო თბილია ჰაერი, მით უფრო მატულობს ბარიული საფეხური, და, მაშასადამე, სიმაღლეთა სხვაობაც ორ იზობარულ ზედაპირს შორის მოიმატებს (ნახ. 48-ზე მოცემულია 700 და 1000 მბ იზობარულ ზედაპირებს შორის სიმაღლე). იზობარულ ზედაპირებს შორის სიმაღლეთა შესადარებლად შემოღებულია **შ ე ფ ა რ დ ე ბ ი თ ი ბ ა რ ი უ ლ ი ტ ო პ ო გ რ ა ფ ი ი ს რ უ კ ე ბ ი**.

შეფარდებითი ბარიული ტოპოგრაფიის რუკით შეიძლება და-

ვახასიათოთ ორი იზობარული ზედაპირს შორის მოთავსებული ჰაერის ფენის თერმული პირობები. სინოპტიკურ მეტეოროლოგიაში ოპერატიული მუშაობისათვის ადგენენ შეფარდებითი ტოპოგრაფიის რუკას 500 მბ ზედაპირისას 1000 მბ-ზე, რომელიც მოკლედ ასე აღინიშნება: OT^{500}_{1000}. ამ 5 კმ ფენაში, როგორც ცნობილია, მთელი ატმოსფეროს მასის ნახევარია მოთავსებული და ამასთან იგი წყლის ორთქლის დიდ ნაწილს შეიცავს. რუკის ყოველ პუნქტზე დაიტანენ შეფარდებით გეოპოტენციურ სიმაღლეებს, თერმულ ქარს (ნახეთ ქვემოთ) და შეფარდებით გეოპოტენციალის ცვლილებას უკანასკნელ 12 ან 24 საათში. ერთი და იმავე მნიშვნელობის წერტილებს შეაერთებენ შ ე ფ ა რ დ ე ბ ი თ ი ი ზ ო ჰ ი ფ ს ი თ. შეფარდებითი გეოპოტენციური სიმაღლეების გამოთვლას აწარმოებენ (159) ფორმულით: თუ $P_1 = 1000$ მბ და $P_2 = 500$ მბ, მაშინ $67{,}44 lg \frac{P_1}{P_2} = 20{,}3$. მაშასადამე, ვირტუალური ტემპერატურის 1°-ით ცვლილება გამოიწვევდა გეოპოტენციური სიმაღლის H^{500}_{1000} 20,3 გპ ან 2 გპ. დკმ. ცვლილებას. აქედან გამომდინარე, წყვილი იზობარული ზედაპირის შეფარდებითი გეოპოტენციალი პირდაპირპროპორციულია ფენის საშუალო ვირტუალური ტემპერატურისა და (159) ფორმულა ასეთ სახეს მიიღებს.

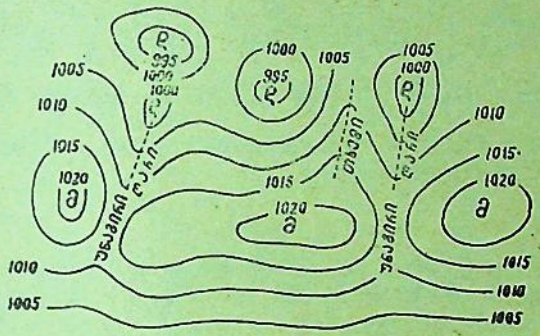
$$H^{500}_{1000} = 20{,}3\ T_{vm}. \qquad (160)$$

აქედან, ცხადია, რომ შეფარდებითი გეოპოტენციალის ყოველი იზოჰიფსა ამავე დროს წარმოადგენს T_{vm} მუდმივი მნიშვნელობის ხაზებს და მას შეიძლება საშუალო ვირტუალური ტემპერატურის იზოთერმა ვუწოდოთ. OT^{500}_{1000} რუკით შეიძლება დადგინდეს სიბობოსა და სიცივის ცენტრების ადგილსამყოფელი. რაც უფრო მეტია ფენის სისქე, მით უფრო მაღალია ფენის ტემპერატურა.

§ 2. ბარიული რელიეფის ფორმები

დედამიწის ზედაპირზე წნევის არათანაბარი განაწილება იწვევს ბარიულ ველში რელიეფის ფორმათა მრავალფეროვნებას; სინოპტიკურ რუკაზე წნევის განაწილებას, გამოხატულს იზობარების საშუალებით, ეწოდება ბ ა რ ი უ ლ ი რ ე ლ ი ე ფ ი. არსებობს ბარიული ველის სამი ძირითადი სახე: დაბალი წნევის არე, მაღალი წნევის არე და ბარიული უნაგირა. დაბალი წნევის არის ძირითად ფორმას წარმოადგენს ც ი კ ლ ო ნ ი, ე. ი. ჩაკეტილი იზობარებით შემოხაზული არე, სადაც წნევა მცირდება პერიფერიიდან ცენტ-

რისაკენ, და ციკლონური არის გამოწეული ნაწილი — ღარი, კარგად გამოსახული ღერძით, რომლის მახლობლობაში იზობარებს აქვს უდიდესი სიმრუდე (ნახ. 49).



ნახ. 49. ბარიული რელიეფის ფორმები
დ — ციკლონი (დაბალი წნევის არე), მ — ანტიციკლონი (მაღალი წნევის არე)

მაღალი წნევის არის ძირითადი ფორმაა ა ნ ტ ი ც ი კ ლ ო ნ ი, ე. ი. ჩაკეტილი იზობარებით შემოსაზღვრული არე, სადაც წნევა იზრდება პერიფერიიდან ცენტრისაკენ, და ანტიციკლონური არიდან გამოწეული ნაწილი — თხემი, რომელსაც კარგად აქვს გამოსახული ღერძი.

უ ნ ა გ ი რ ა ისეთი ფორმაა, რომელიც წარმოიშობა ჭადრაკულად განლაგებულ ორ ციკლონსა და ორ ანტიციკლონს შორის. მ ე ო რ ა დ ი ან კ ე რ ძ ო ც ი კ ლ ო ნ ი მდებარეობს უფრო ფართო (ძირითადი) ციკლონის შიგნით, მაგრამ მის განაპირა მხარეს. ცალკე ბარიულ ფორმად გამოყოფენ აგრეთვე ს წ ო რ ხ ა ზ ო ვ ა ნ ი ი ზ ო ბ ა რ ე ბ ი ს არეს, რომელიც ვრცელ ციკლონებსა და ანტიციკლონებს შორის გვხვდება.

§ 3. ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი

ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი G ბარიული ველის მნიშვნელოვანი მახასიათებელია. იგი ვექტორული სიდიდეა და გვიჩვენებს ერთეულ მანძილზე წნევის ცვლილების სიდიდეს იზობარის ნორმალის გასწვრივ და მიმართულია წნევის შემცირების მიმართულებით. იგი რიცხობრივად ასე გამოისახება:

$$G = -\frac{dp}{dn}, \qquad (161)$$

სადაც dp ორ იზობარს შორის წნევათა სხვაობაა, ხოლო dn — მათ შორის უმოკლესი მანძილი. ერთეულად მიღებულია ეკვატორის (მერიდიანის) 1° რკალის მონაკვეთი, რომელიც 111 კმ-ს უდრის.

მაშასადამე, $G = \frac{dp}{dn}$. 111 მბ/ გრად. სინოპტიკურ რუკებზე, სადაც იზობარები ყოველი 5 მბ შემდეგაა გატარებული, ბარიული გრადიენტი გამოითვლება ასე:

$$G = -\frac{5}{dn} 111 \text{ მბ./გრად.}$$

როგორც ვხედავთ, ბარიული გრადიენტის სიდიდე უკუპროპორციულია ორ იზობარს შორის მანძილისა (dn). მაშასადამე, ბარიული გრადიენტი მეტია, როცა იზობარები ერთმანეთთან მჭიდროდაა განლაგებული, და ნაკლებია — როცა მეჩხერია. მაგ., თუ იზობარები გატარებულია ყოველ 5 მბ-ზე, მაშინ ბარიული გრადიენტის სიდიდე, როდესაც იზობარებს შორის მანძილი 555 კმ-ია, 1.0 მბ/გრად. შეადგენს, 185 კმ დროს კი — 3.0 მბ/გრად. და ა. შ.

სწორხაზოვანი და თანაბრად დაშორებული იზობარული გარემოს ყოველ წერტილში ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტის სიდიდე ერთნაირი იქნება. ჩაკეტილ (მრუდხაზოვან) იზობარებში ბარიული გრადიენტი მიმართულია იზობარის სიმრუდის რადიუსით ცენტრისაკენ — ციკლონებში, და ცენტრიდან პერიფერიისაკენ — ანტიციკლონებში.

ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტის მნიშვნელობა განსაზღვრავს იზობარული ზედაპირების დახრილობის სიდიდეს. იზობარული ზედაპირის დახრის კუთხე α გამოითვლება ფორმულით:

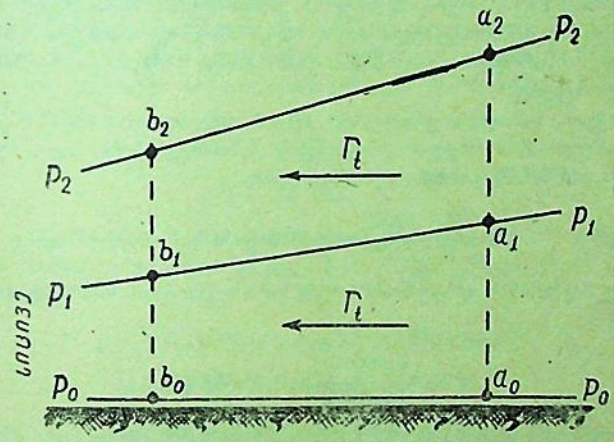
$$tg\alpha = \frac{G}{gp}. \qquad (162)$$

(162) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ იზობარული ზედაპირის დახრის კუთხე მატულობს გრადიენტის მატებისა და ჰაერის სიმკვრივის შემცირებით.

სიმაღლის მიხედვით ბარიული გრადიენტი როგორც ვექტორული სიდიდე ცვლილებას განიცდის. ამასთან იცვლება იზობარების ფორმა და ურთიერთგანლაგება. იგი გამოწვეულია მაღალ ფენებში ტემპერატურის არათანაბარი განაწილებით. როგორც ცნობი-

ლია, თბილ ჰაერში ცივ ჰაერთან შედარებით სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემა უფრო ნელა მიმდინარეობს და ამიტომ ერთი და იმავე დონეზე თბილ ჰაერში წნევა უფრო მეტი იქნება, ვიდრე ცივ ჰაერში.

იზობარული ზედაპირები დაიხრება თბილიდან ცივი ჰაერისაკენ მით უფრო მეტად, რაც უფრო მაღლა მდებარეობს მოცემული ზედაპირი. ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი სიმაღლის ზრდასთან ერთად თანდათანობით უახლოვდება ჰორიზონტალურ ტემპერატურულ გრადიენტს. ეს იმას ნიშნავს, რომ ბარიული გრადიენტი დამატებით იძენს ტემპერატურული გრადიენტის სახით ისეთ ვექტორს, რომლის მიმართულებაც პირველისას ემთხვევა. ამიტომაა, რომ დიდ სიმაღლეზე ატმოსფეროს თბილ ნაწილში წნევა გადიდებულია, ხოლო ცივში — შემცირებული და იზობარული ზედაპირები იხრება ტემპერატურული გრადიენტის მიმართულებით, ე. ი. მაღალი ტემპერატურიდან დაბალისაკენ.



ნახ. 50. თბილ და ცივ ჰაერში იზობარული ზედაპირების განლაგების ჭრილი.

§ 4. ჰაერის მოძრაობის გამომწვევი ძალები

ატმოსფერო განუწყვეტელ მოძრაობაშია. მოძრაობის შედეგად ჰაერის მასები გადაადგილდება დიდ მანძილზე და გადააქვს სითბო და სიცივე, წყლის ორთქლის გარკვეული რაოდენობა და ა. შ.

ჰორიზონტალური მოძრაობა გაპირობებულია სხვადასხვა ძალების ზემოქმედებით. განვიხილოთ ეს ძალები.

ა. ბარიული გრადიენტის მამოძრავებელი ძალა. ატმოსფეროში წნევის არათანაბარი განაწილება იწვევს ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტის წარმოშობას, რომლის მიმართულებითაც ჰაერი იწყებს მოძრაობას. ამასთან ჰაერი იღებს მით უფრო მეტ აჩქარებას, რაც უფრო დიდია გრადიენტი. მაშასადამე, ბარიული გრადიენტი ყოფილა ძალა, რომელსაც მოძრაობაში მოჰყავს ჰაერი. თუ ბარიული გრადიენტის სიდიდე G-ს გავყოფთ ჰაერის სიმკვრივეზე (ρ), მივიღებთ ბარიული გრადიენტის მამოძრავებელ ძალას, რომელიც ჰაერის ერთეულ მასაზე მოქმედებს, ე. ი.

$$\Gamma = -\frac{G}{\rho} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} \qquad (163)$$

როგორც ვხედავთ, (163) განტოლება წარმოადგენს აჩქარებას, რომელსაც იღებს ჰაერი ბარიული გრადიენტის ზემოქმედებით. გრადიენტის მამოძრავებელი ძალა, ისევე როგორც ბარიული გრადიენტი, მიმართულია წნევის დაცემის მხარეს იზობარის პერპენდიკულარულად.

ვთქვათ, ბარიული გრადიენტი $G = 2$ მბ/გრად. $= 2$ მბ/111 კმ; განვსაზღვროთ ბარიული გრადიენტის მამოძრავებელი ძალა. თუ წნევას დინ/სმ²-ში გამოვსახავთ, მივიღებთ,

$$G = \frac{2 \cdot 1000}{111 \cdot 10^5} = 0{,}00018 \text{ დინ/ სმ}^3.$$

თუ ჰაერის სიმკვრივე ნორმალურ პირობებში $\rho = 0{,}001293$ გ/სმ³, მაშინ,

$$\Gamma = -\frac{0{,}00018}{0{,}001293} \approx 0{,}14 \text{ სმ/ წმ}^2.$$

მიღებული სიდიდე ძალზე მცირეა. გრადიენტის უფრო მეტი მნიშვნელობაც (10—15 მბ/გრად.) არსებითად არ ცვლის აჩქარების სიდიდეს.

ბ. დედამიწის ბრუნვის გადახრითი ძალა. ყოველი სხეული ან ჰაერის მასა, რომელიც მოძრაობს დედამიწაზე, არ მოხვდება იმ წერტილში, თავდაპირველი მიმართულებით რომ იყო გამიზნული; იგი გადაიხრება ამ მიმართულებიდან და ღებულობს აჩქარებას. ეს უკანასკნელი გამოწვეულია დედამიწის ბრუნ-

ვის გადამხრელი ძალით და მას კორიოლისის ძალას უწოდებენ. კორიოლისის ძალა ყოველთვის მოქმედებს სხეულის მოძრაობის მიმართულების პერპენდიკულარულად. იგი არ ცვლის სხეულის (ჰაერის) სიჩქარეს; მას შეუძლია მხოლოდ გადახაროს სხეული მოძრაობის თავდაპირველი მიმართულებიდან მარჯვნივ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და მარცხნივ — სამხრეთში. კორიოლისის ძალის სიდიდე, რომელიც ერთეულ მასაზე მოქმედებს, გამოისახება ფორმულით

$$A = 2\omega V \sin\varphi, \qquad (164)$$

სადაც A კორიოლისის ძალის აჩქარებაა, ω — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე, V სხეულის მოძრაობის სიჩქარე, φ — ადგილის გეოგრაფიული განედი.

როგორც ცნობილია, დედამიწა თავისი ღერძის გარშემო შემობრუნებას ანდომებს 24 საათს (86.400 წმ), ხოლო დედამიწის ყოველი წერტილი შემობრუნდება 360°-ით ანუ რადიანებში გადაყვანილი 2π რადიანით. დედამიწის ბრუნვით 1 წამში შემოწერილ კუთხეს კუთხური სიჩქარე (ω) ეწოდება. მაშასადამე, კუთხური სიჩქარე

$$w = \frac{2\pi}{86 \cdot 400} = 0{,}000073 \text{ წმ}^{-1}.$$

განვსაზღვროთ კორიოლისის ძალის აჩქარება (A) 50° განედზე, თუ ჰაერის მოძრაობის სიჩქარე $V = 5$ მ/წმ. ჩავსვათ (164) ფორმულაში

$$A = 2 \cdot 0{,}000073 \cdot 5 \cdot \sin 50^0 = 0{,}00073 \sin 50^0$$

$$lg A = lg 0{,}000\,73 + lg \sin 50^0 = 4{,}7476$$

$$A = 0{,}000559 \text{ მ/წმ}^2 = 0{,}0006 \text{ მ/წმ}^2.$$

კორიოლისის ძალის სიდიდე ახლოსაა გრადიენტის მამოძრავებელი ძალის სიდიდესთან. ამ გარემოებას, როგორც ქვემოთ ვნახავთ, განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს.

როგორც ფორმულიდან ჩანს, ეკვატორზე ($\varphi = 0°$) კორიოლისის ძალით გამოწვეული აჩქარება ნულის ტოლია; მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა პოლუსებზე ($\varphi = 90°$) გვაქვს ($A = 2\omega V$).

გ. ცენტრიდანული ძალა. ჰაერის მასის მოძრაობა თუ მრუდხაზოვანი ტრაექტორიით მიმდინარეობს, მაშინ წარმოი-

შობა ცენტრიდანული ძალა, რომლის სიდიდეც გამოითვლება ფორმულით:

$$C = -\frac{V^2}{r} \text{ სმ/წმ}^2. \quad (165)$$

სადაც r ტრაექტორიის სიმრუდის რადიუსია, ხოლო V — ჰაერის ნაწილაკის სიჩქარე.

ცენტრიდანული ძალა მიმართულია ცენტრისკენული ძალის მოპირდაპირე, მრუდხაზოვანი ტრაექტორიის გარეთ. ვინაიდან ზომიერი და მაღალი განედების ვრცელ ბარიულ სისტემებში (ციკლონებსა და ანტიციკლონებში) ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორიის სიმრუდე შედარებით მცირეა, ამიტომ C მნიშვნელობაც ძალზე უმნიშვნელოა. ცენტრიდანული ძალის მოქმედება საგრძნობია ტროპიკულ ციკლონებში, სადაც ქარის სიჩქარე კოლოსალურ სიდიდეებს აღწევს; ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორიის სიმრუდეც აქ მნიშვნელოვანია. დიდია მისი მნიშვნელობა აგრეთვე ქარბორბალისა და ჰაერის ადგილობრივი კორიანტული მოძრაობის დროს.

დ. ხახუნის ძალა. დედამიწის ზედაპირზე მოძრავი ჰაერი ყოველთვის განიცდის ხახუნის ძალის გავლენას. იგი ამუხრუჭებს მოძრაობას და ამით ამცირებს ჰაერის სიჩქარეს. ეს ძალა მიმართულია ჰაერის მოძრაობის მიმართულების საწინააღმდეგოდ. იგი გამოისახება შემდეგი ფორმულით:

$$F = KV, \quad (166)$$

სადაც K ხახუნის კოეფიციენტია, V — ჰაერის სიჩქარე. ხახუნის კოეფიციენტი K მუდმივი არ არის. იგი დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის ხასიათზე; მისი სიდიდე მნიშვნელოვანია უსწორმასწორო მთიან ადგილებში და შედარებით მცირეა (დაახლოებით 4-ჯერ) ოკეანეთა ზედაპირზე.

უკანასკნელი მონაცემები გვიჩვენებს, რომ ხახუნის ძალა ზუსტად ჰაერის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ კი არ არის მიმართული, არამედ გადაიხრება ამ მიმართულებიდან მარცხნივ, დაახლოებით 35° კუთხით. ამის მიზეზია ჰაერის შინაგანი ხახუნი, რომელიც ჰაერის ტურბულენტური მოძრაობითაა გამოწვეული. რაც უფრო მაღლა ავდივართ, მით უფრო მცირდება ხახუნის ძალა. ჰაერის იმ ფენას, სადაც მეღავნდება ხახუნის ძალის მოქმედება, ხახუნის ფენას უწოდებენ. ხახუნის ძალა ქრობას განიცდის და-

ახლოებით 500—1500 მ სიმაღლეზე და მას ხახუნის დონეს ანუ მოსაზღვრე ფენას უწოდებენ.

§ 5. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის გარეშე

ა. მოძრაობა სწორხაზოვან იზობარებში. ჰაერის თანაბარი ან სტაციონარული მოძრაობა ხახუნის გარეშე შეიძლება მიმდინარეობდეს ხახუნის დონის ზემოთ. თანაბარი ჰორიზონტალური მოძრაობისას ჰაერის დინების მიმართულება და სიჩქარის მნიშვნელობა სივრცის ყოველ წერტილში ერთნაირი იქნება. ჰაერის ასეთ მოძრაობას ხახუნის ძალის გარეშე, გრადიენტურ ქარს უწოდებენ. განვიხილოთ მოძრაობის ორი შემთხვევა: სწორხაზოვანი და მრუდხაზოვანი.

სწორხაზოვან და თანაბარ მოძრაობას ხახუნის ძალის გარეშე, გეოსტროფიული ქარი ეწოდება. ასეთი მოძრაობა მხოლოდ თეორიულადაა დასაშვები. აქ იგულისხმება, რომ ჰაერის მოძრავ ნაწილაკზე, გარდა გრადიენტის მამოძრავებელი ძალისა, მოქმედებს კორიოლისის ძალა (ნახ. 51ა). როდესაც მოძრაობა თანაბარია, ეს ორივე ძალა ერთმანეთს აწონასწორებს და გეოსტროფიული ქარი მიემართება იზობარების გასწვრივ. ამასთან დაბალი წნევა მარცხნივ დარჩება, ხოლო მაღალი — მარჯვნივ. გეოსტროფიული ქარი წარმოადგენს გრადიენტული ქარის კერძო შემთხვევას.

გეოსტროფიული ქარის სიჩქარე შეიძლება გავიგოთ Γ და A ძალების ტოლობიდან, რადგან ისინი ერთმანეთს აწონასწორებენ. მაშასადამე,

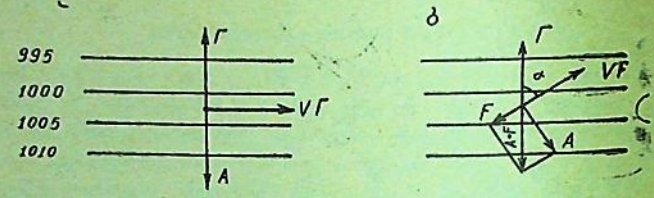
$$\frac{1}{\rho}\frac{dP}{dn}=2wV\sin\varphi,$$

საიდანაც,

$$V=\frac{1}{2\rho w\sin\varphi}\frac{dP}{dn} \qquad (167)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, გეოსტროფიული ქარის სიჩქარე პირდაპირპროპორციულია ბარიული გრადიენტის სიდიდისა და უკუპროპორციულია განედისა.

ბ. მოძრაობა მრუდხაზოვან იზობარებში. აქაც გრადიენტული ქარი იზობარების გასწვრივაა მიმართული. ჰაერის მოძრაობაზე, გარდა ზემოთ მოყვანილი Γ და A ძალებისა, მოქმე-



ნახ. 51. ძალების განლაგება სწორხაზოვან იზობარებში. ა. ხახუნის გარეშე, ბ. ხახუნის დროს.

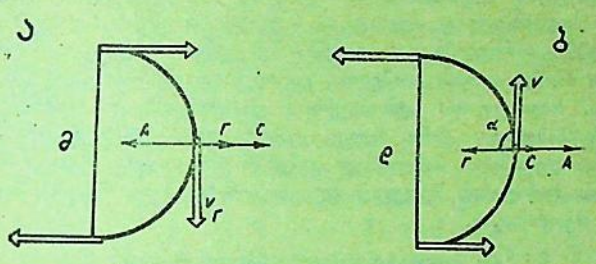
დებს ცენტრიდანული ძალა (*C*). ეს ძალები თანაბარი მოძრაობის დროს ერთმანეთს აწონასწორებს. აღნიშნული მოძრაობა განვიხილოთ წრიული იზობარებით გამოსახულ ციკლონურ და ანტიციკლონურ არეებში. გრადიენტულ ქარს, რომელიც წრიული იზობარების გასწვრივ ქრის, გეოციკლოსტროფულს უწოდებენ.

ანტიციკლონში Γ და *C* ძალები ყოველთვის მიმართულია სიმრუდის რადიუსით ცენტრიდან პერიფერიისაკენ (ნახ. 52). იმისათვის, რომ ჰაერის მოძრაობამ სტაციონარული ხასიათი მიიღოს, *A* ძალა, რომელიც სწორ კუთხეს ქმნის ჰაერის მოძრაობის სიჩქარესთან უნდა მივაბრუნოთ Γ და *C* ძალების საწინააღმდეგოდ, ე. ი. ანტიციკლონის ცენტრისაკენ და გაუტოლოთ ორივე ძალის ჯამს. ამ პირობებში ჰაერი იმოძრავებს იზობარების გასწვრივ საათის ისრის მიმართულებით (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში).

ციკლონებში ბარიული გრადიენტის ძალა მიმართულია სიმრუდის რადიუსით პერიფერიიდან ცენტრისაკენ იზობარის პერპენდიკულარულად. ასეთი მოძრაობის დროს *C* და *A* ძალებს, რომლებიც ჰაერის მოძრაობის გზიდან მარჯვნივაა სწორი კუთხით მიმართული, ერთდროულად Γ ძალის საწინააღმდეგოდ განლაგდება იმავე სიმრუდის რადიუსის გაგრძელებაზე და აწონასწორებს ამ უკანასკნელს. ეს გარემოება ციკლონებში იწვევს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ჰაერის საათის ისრის მიმართულების საწინააღმდეგო მოძრაობას.

სამხრეთ ნახევარსფეროში ციკლონებსა და ანტიციკლონებში საწინააღმდეგო მდგომარეობა გვაქვს: ციკლონებში ჰაერი საათის ისრის მიმართულებით მოძრაობს, ხოლო ანტიციკლონებში — მის საწინააღმდეგოდ.

გეოციკლოსტროფული ქარის სიჩქარე მრუდხაზოვან იზობა-



ნახ. 52. ძალების განლაგება მრუდხაზოვან იზობარებში
ა. ვ — ანტიციკლონი (მაღალი წნევის არე)
ბ. დ — ციკლონი (დაბალი წნევის არე).

რებში შეიძლება განვსაზღვროთ ზემოაღნიშნული ძალების ურთიერთგანლაგებით და წონასწორობით. რადგან ციკლონებსა და ანტიციკლონებში ყველა ძალის ტოლქმედი ნულის ტოლია, ამიტომ ციკლონისათვის,

$$A + C = \Gamma,$$

ანტიციკლონისათვის კი

$$\Gamma + C = A.$$

აღნიშნულ ტოლობებში თუ ჩავსვამთ სათანადო მნიშვნელობებს, მაშინ მივიღებთ საერთო კვადრატულ განტოლებას, საიდანაც შეიძლება განვსაზღვროთ გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარე V_g, როგორც ციკლონის, ისე ანტიციკლონისათვის:

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} + 2WV\sin\varphi \pm \frac{V_g^2}{r} = 0, \qquad (168)$$

სადაც V_g,—გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარეა.

განტოლების უკანასკნელ წევრთან „+“ ანტიციკლონისთვისაა განკუთვნილი, ხოლო „—“ ციკლონისათვის.

როგორც ვხედავთ, ერთი და იმავე ბარიული გრადიენტის პირობებში გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარე ციკლონებში ნაკლებია, ანტიციკლონებში კი მეტია პარალელური იზობარების გეოსტროფიული ქარის სიჩქარეზე; ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ციკლონებში A-ძალა Γ-ზე ნაკლებია, ხოლო ანტიციკლონებში. პირიქით — A>Γ-ზე:

რეალურ პირობებში ქარის სიჩქარე ციკლონებში, როგორც წესი, საგრძნობლად აღემატება ანტიციკლონებისას, რადგან ციკლონებში ბარიულმა გრადიენტმა შეიძლება მიიღოს ნებისმიერი დიდი მნიშვნელობა, რომელიც გაცილებით აჭარბებს ანტიციკლონისას. თავისუფალი ატმოსფეროს ციკლონებში და ანტიციკლონებში ნამდვილი ქარი ძლიერ უახლოვდება გრადიენტულ ქარს, მაგრამ დედამიწის მახლობელ ფენებში (მოსაზღვრე ფენა) ხახუნის ძალის მომატების შედეგად ძლიერ განსხვავდება როგორც ერთი, ისე მეორისაგან.

§ 6. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის ფენაში

ა. თანაბარი მოძრაობა სწორხაზოვან იზობარებში. ხახუნის დონის ზემოთ (500—1500 მ ზემოთ) ნამდვილი ქარის სიჩქარე და მიმართულება ძლიერ უახლოვდება გეოსტროფიული და გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარეს. იქ, სადაც ხახუნის ძალის გავლენა ჰაერის მოძრაობაზე დედამიწისაკენ თანდათანობით მატულობს, ნამდვილი ქარის მიმართულება გადაიხრება გრადიენტული ქარის მიმართულებისაგან, ხოლო სიჩქარე ამ უკანასკნელს ჩამორჩება.

სწორხაზოვან იზობარებში, როდესაც ხახუნის ძალა მოქმედებაშია და ქარის საწინააღმდეგოდაა მიმართული (ნახ. 51-ბ), ქარის ვექტორი ბარიული გრადიენტიდან დაახლოებით 60°-ით გადაიხრება. უკვე დამყარებული მოძრაობის შემთხვევაში ყველა ძალა მოძრაობის მიმართ შემდეგნაირად განლაგდება: ბარიული გრადიენტი, ჩვეულებრივ, მიმართული იქნება დაბალი წნევისაკენ იზობარის პერპენდიკულარულად, კორიოლისის ძალა (A) ქარის ვექტორთან (V) 90° კუთხეს შექმნის, ხოლო ხახუნის ძალა (F) ამ უკანასკნელის საწინააღმდეგო მიმართულებას მიიღებს. როგორც ნახ. 51-ბ-დან ჩანს, Γ ძალა წონასწორობაში მოჰყავს A და F ძალების ტოლქმედს, რომელიც ამ ორი ძალის გეომეტრიულ ჯამს წარმოადგენს. აქედან გამომდინარე, ქარის ვექტორი (V) გადაკვეთს იზობარებს და ბარიული გრადიენტიდან გადაიხრება α კუთხით მარჯვნივ, რომელიც 90°-ზე ნაკლებია. გადახრის კუთხე (α) შეიძლება გამოვითვალოთ ფორმულით:

$$tg\alpha = \frac{2\omega \sin\varphi}{K}, \qquad (169)$$

სადაც K ხახუნის კოეფიციენტია.

როგორც ფორმულიდან ვხედავთ, გრადიენტიდან ქარის ვექტორის გადახრის კუთხე დამოკიდებული ყოფილა განედსა და ხახუნის კოეფიციენტზე. ზომიერი განედის ოკეანეების ზედაპირზე ქარის ვექტორი გრადიენტიდან გადაიხრება საშუალოდ 60—75°-ით, ხოლო ხმელეთის ზედაპირზე — 40—50°-ით.

ზემოაღნიშნულმა გარემოებამ ჰოლანდიელ მეცნიერს — მეტეოროლოგს ბეის-ბალოს საშუალება მისცა გამოეყვანა წესი ჰაერის მიწისპირა ფენებში იზობარების მიმართ ქარის მიმართულების შესახებ: თუ ქარს ზურგს შევაქცევთ, მაშინ დაბალი წნევა იქნება მარცხნივ დაოდნავ წინ, ხოლო მაღალი — მარჯვნივ დაოდნავ უკან.

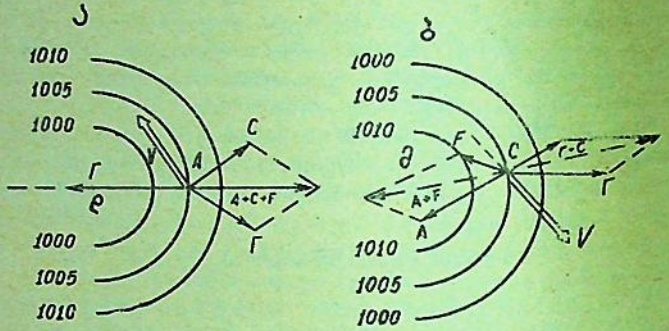
ბ. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის ზეგავლენით წრიულ იზობარებში. წრიულ იზობარებში ბეის-ბალოს კანონი არსებით ცვლილებას არ განიცდის. აქ იგი ოდნავ რთულდება, ემატება ცენტრიდანული ძალა (C), რომელიც ციკლონურ იზობარებში კორიოლისის ძალის მიმართულებით მოქმედებს (ნახ. 52-ა), ხოლო ანტიციკლონურში — მის საწინააღმდეგოდ (ნახ. 52-ბ).

ციკლონებში დამყარებული მოძრაობის დროს, პერიფერიიდან ცენტრისაკენ სიმრუდის რადიუსით მიმართული Γ ძალა აწონასწორებს A, C და F ძალების ტოლქმედს ($\Gamma = A + C + F$). აღნიშნულ ძალების ასეთი განლაგებისას ქარის მიმართულება α კუთხით გადაიხრება ბარიული გრადიენტის მიმართულებიდან მარჯვნივ (ნახ. 53-ა).

ძალების ასეთი განლაგება უზრუნველყოფს ციკლონებში ჰაერის ინტენსიურ ნაკადს პერიფერიიდან ცენტრისაკენ; ნაკადის მიმართულება საათის ისრის საწინააღმდეგოა და იგი გადაკვეთს იზობარებს გარკვეული კუთხით.

ანტიციკლონებში Γ ძალა ცენტრიდან პერიფერიისაკენ ისეა მიმართული, რომ ქარის ვექტორი მისგან მარჯვნივ რჩება. ამ შემთხვევაში Γ და C ძალების ტოლქმედი წონასწორდება A და F ძალების ტოლქმედით ($\Gamma + C = A + F$). ჰაერის დინებები გადაკვეთს იზობარებს გარკვეული კუთხით და საათის ისრის მიმართულებით (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში) მიისწრაფვის ცენტრიდან პერიფერიისაკენ (ნახ. 53-ბ).

გრადიენტის ძალასა და ჰაერის მოძრაობის მიმართულებას შორის კუთხეს გამოითვლიან (170) განტოლებით:



ნახ. 53. ძალთა გასლაგება მრეხხაზოვან იზობარებში: ხახუნის ზეგავლენით ა. ციკლონი ბ. ანტიციკლონი

$$tg\alpha = \frac{2w\sin\varphi \pm \frac{V}{r}}{K}, \qquad (170)$$

სადაც V ქარის სიჩქარეა, r — ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორიის სიმრუდის რადიუსი. ნიშანი „+“ ციკლონისთვისაა განკუთვნილი, ხოლო „—“ ანტიციკლონისთვის.

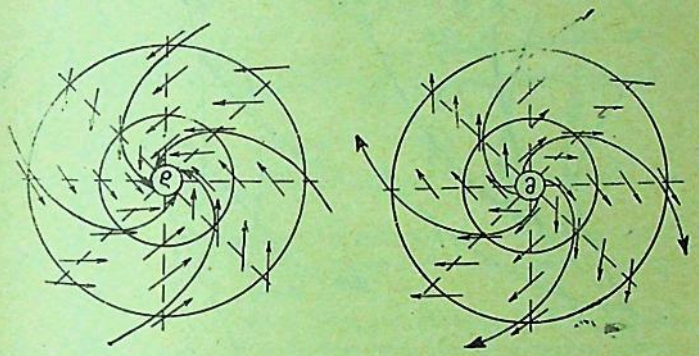
როგორც ვხედავთ, გრადიენტსა და ქარის ვექტორს შორის კუთხე სწორხაზოვან იზობარებში მოძრაობასთან შედარებით უფრო მეტია ციკლონებში, ხოლო ნაკლებია — ანტიციკლონებში. ამასთან ამ უკანასკნელში აღნიშნული კუთხე გაცილებით ნაკლებია ციკლონისაზე.

§ 7. დენის ხაზები

ატმოსფეროში ადგილი აქვს სხვადასხვა მიმართულებისა და სიჩქარის ჰაერის დინებებს. ვინაიდან ეს დინებები ვექტორულ სიდიდეს წარმოადგენს, ამიტომ შეიძლება ისინი ეგრეთ წოდებული დ ე ნ ი ს ხ ა ზ ე ბ ი თ გამოვსახოთ. თუ რუკაზე ერთდროულად სხვადასხვა პუნქტზე ქარის მიმართულებებს დავიტანთ ისრების საშუალებით, მაშინ შეიძლება ისეთი ხაზების გატარება, რომლის თითოეულ წერტილში ქარის ვექტორი იქნება მხები. ასეთ ხაზებს დ ე ნ ი ს ხ ა ზ ე-

ბი ეწოდება. რაც უფრო დიდია ჭარის სიჩქარე, მით უფრო მჭიდროდ ატარებენ დენის ხაზებს. ეს გარემოება საშუალებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ მოცემულ მომენტში ჰაერის დინებათა ხასიათზე.

ციკლონური არის მიწისპირა ხახუნის ფენაში ჰაერი მოძრაობს



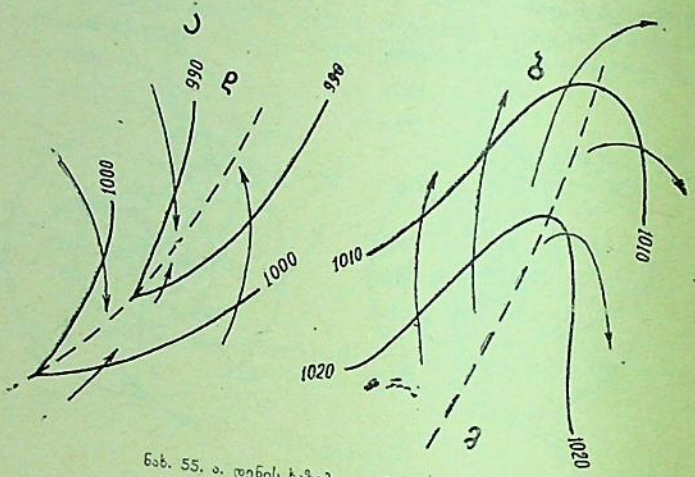
ნახ. 54. ა. დენის ხაზები ციკლონში (დ)
და ბ. ანტიციკლონში (მ).

პერიფერიიდან ცენტრისაკენ ისე, რომ დენის ხაზებმა საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ სპირალისებურად მოიყაროს თავი ცენტრში (ნახ. 54-ა), ე. ი. ადგილი ექნეს დენის ხაზების კონვერგენციას.

ანტიციკლონში საწინააღმდეგო სურათია (ნახ. 54-ბ); როგორც ცნობილია, აქ ჰაერი მიედინება ცენტრიდან პერიფერიისაკენ საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით და დენის ხაზებიც სპირალისებურად, ცენტრიდან პერიფერიისაკენ იშლება, ე. ი. ადგილი აქვს დენის ხაზების დივერგენციას.

სხვადასხვა ბარიულ სისტემაში დენის ხაზების გატარება დიდ სიძნელეს არ წარმოადგენს. მაგ., ციკლონის ღარსა და ანტიციკლონის თხემში დენის ხაზების მიმართულება წარმოდგენილია ნახ. 55-ზე.

დიდ სიმაღლეებზე, იქ სადაც ხახუნის ძალის მოქმედება გამორიცხულია და გეოსტროფიული და გეოციკლოსტროფიული ქარები იზობარების გასწვრივაა მიმართული, დენის ხაზებს თვით იზობარები წარმოადგენს.

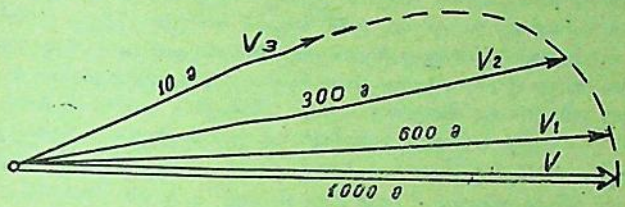


ნახ. 55. ა. დენის ხაზები ღარში და ბ. თხემში.

§ 8. ჭარის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ხახუნის ფენაში

ზემოთ ჩვენ აღვნიშნეთ, რომ ჰაერის მიწისპირა ფენებში, სადაც დედამიწის მნიშვნელოვანი მჭიდროების გამო ხახუნის ძალა მატულობს, ქარის მიმართულება იზობარებიდან მარცხნივ გადაიხრება. ქარის გადახრის სიდიდე ოკეანეების ზედაპირზე შედარებით ნაკლებია. რაც უფრო მაღლა ავდივართ ხახუნის ფენაში, ქარი მით უფრო მეტად შემობრუნდება მარჯვნივ და ხახუნის დონეზე გრადიენტული ქარის მიმართულებას დაუახლოვდება, ე. ი. იმოძრავებს იზობარების გასწვრივ. ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით მოიმატებს, რადგან ხახუნის ძალა იმავე მიმართულებით მცირდება.

თუ ხახუნის დონეზე გრადიენტულ ქარს გამოვხატავთ V ვექტორით, ხოლო ქვემოთ, სხვადასხვა დონეზე მოქმედ ქარებს V_1, V_2, V_3 ვექტორებით, რომლებიც იმავე წერტილიდან გამოდიან, და მათ ბოლოებს შევაერთებთ თანამიმდევრული ხაზებით, მივიღებთ მრუდს, რომელიც ე კ მ ა ნ ი ს ს პ ი რ ა ლ ი ს სახელწოდებითაა ცნობილი (ნახ. 56). ეკმანის სპირალი სიმაღლის მიხედვით ქა-



ნახ. 56. ეკმანის სპირალი.

რის მიმართულებისა და სიჩქარის ცვლილების ნათელ სურათს გვაძლევს.

ცალკეულ შემთხვევაში შესაძლებელია ქარი მარცხნივ შემობრუნდეს ან ძალზე შესუსტდეს. ასეთი პირობები შედარებით იშვიათია.

ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის და დღეღამური მსვლელობაც მასში კარგადაა გამოხატული. დედამიწის ზედაპირზე იგი მაქსიმუმს დღისით აღწევს, ხოლო მინიმუმს — ღამით. დაახლოებით 500 მ-ის ზემოთ შებრუნებული სურათია — ღამით მაქსიმუმია, ხოლო დღისით — მინიმუმი. ამის მიზეზია ჰაერის ტურბულენტური გაცვლის დღეღამური მსვლელობა. დღისით, ძლიერი კონვექციური პროცესების დროს, ვერტიკალური მიმართულებით ტურბულენტური გაცვლა ძლიერდება, იგი გადაეცემა მაღალ ფენას და ჰაერის დინებებზე დამამუხრუჭებელ გავლენას ახდენს. მაშასადამე, ამ ფენაში დღისით სიჩქარის მინიმუმს აქვს ადგილი. როგორც ვხედავთ, ტურბულენტური გაცვლა ის მექანიზმია, რომელიც ჰაერის ქვედა და ზედა ფენებში ქარის ვექტორის სიდიდეებს შორის განსხვავებას ამცირებს. ამიტომაა, რომ დღისით სხვადასხვა სიმაღლეზე ტურბულენტური გაცვლა მიისწრაფვის სიჩქარის მნიშვნელოვანი გათანაბრებისაკენ. ღამის საათებში იგი ძლიერ სუსტდება; დედამიწაზე სიჩქარე მინიმუმამდე ჩამოდის, ხოლო უფრო მაღლა მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს.

§ 9. ბარიული ველისა და ქარის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის განაწილებასთან დამოკიდებულებით

ზემოთ აღვნიშნეთ, რომ ბარიული ველი და ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლას

განიცდიან. ეს ცვლილებები გამოწვეულია ჰორიზონტალური მიმართულებით ჰაერის მასების ტემპერატურათა არაერთგვაროვნებით. მართლაც, დავუშვათ, რომ ზღვის დონეზე წნევა თანაბარია, ე. ი. ქვედა იზობარული ზედაპირი ზღვის დონის ჰორიზონტალურია, ხოლო ტემპერატურა არათანაბრადაა განაწილებული — მარჯვნივ თბილია და მარცხნივ ცივი (ნახ. 50). ასეთ შემთხვევაში, თბილ ჰაერში ბარიული საფეხური უფრო მეტი იქნება, ვიდრე ცივში. ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტი (Γ_t) მიმართული იქნება თბილიდან ცივი ჰაერისაკენ, ე. ი. იმ იზოთერმის პერპენდიკულარულად, საითაც ტემპერატურა კლებულობს. იზობარული ზედაპირები თბილ ჰაერში მაღლა იწევს, ხოლო ცივში — დაბლა ($a_0a_1 > b_0b_1$ და $a_1a_2 > b_1b_2$), რადგან ამ უკანასკნელში წნევის სწრაფ დაცემას აქვს ადგილი. ისინი დაიხრებიან თბილიდან ცივი ჰაერისაკენ და იმავე მიმართულებით იქნებიან ორიენტირებულნი ბარიული და თერმული გრადიენტიც. მაშასადამე, მიუხედავად იმისა, თუ როგორი მიმართულებისა და სიდიდის იქნება ბარიული გრადიენტი ზღვის დონეზე, იგი სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით თერმულ გრადიენტს დაუახლოვდება. როგორც ვხედავთ, P_1 და P_2 იზობარები მით უფრო მეტად დაიხრებიან, რაც უფრო მეტი იქნება ჰორიზონტალური ტემპერატურული გრადიენტი (Γ_t) ამასთან ყოველი ზემოთ განლაგებული იზობარა გამოიწვევს ამ ფენებში გეოსტროფიული ქარის კიდევ უფრო გაძლიერებას. ამგვარად, ჰაერის ფენის ქვედა P_1 დონიდან ზედა P_2 დონეზე გადასვლისას გეოსტროფიული ქარი ნამატის სახით იღებს გარკვეული სიდიდის თერმულ შემადგენელს, რომელიც ჰორიზონტალური ტემპერატურის გრადიენტზეა დამოკიდებული (ნახ. 57). ქარის ამ ნამატს მოცემული ფენის თერმულ ქარს უწოდებენ.

უნდა აღინიშნოს, რომ საერთოდ ჰორიზონტალური თერმული გრადიენტი შეიძლება ბარიულ გრადიენტთან შედარებით მიმართულ იქნეს ნებისმიერი კუთხით და ამიტომ ამ ფენაში თერმული ქარიც ქვედაფენების გეოსტროფიულ ქართან ნებისმიერი კუთხით მოძრაობდეს. ამასთან თერმული ქარი, რომელიც გეოსტროფიული ქარის ნამატს წარმოადგენს, უნდა გავიგოთ როგორც სხვადასხვა სიმაღლეზე ქარის ვექტორთა გეომეტრიული შეკრების შედეგი (ნახ. 57).

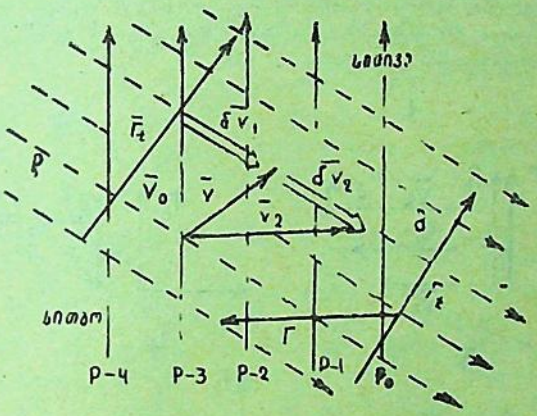
იგი შეიძლება გამოვსახოთ შემდეგი ტოლობით:

$$\overline{\Lambda_1} = \overline{\Lambda_0} + {}^0\overline{V_1}$$

აქედან

$$\delta\overline{V}_1 = \overline{V}_1 + \overline{V}_0 \qquad (171)$$

$\delta\overline{V}_1$ თერმული ქარია და წარმოდგენილია ქვედაფენის გეოსტროფიული ქარის (V_0) როგორც გეომეტრიული ნამატი, ე.ი. როგორც სხვაობა ჰაერის ფენის ზედა ($\overline{V}_1$) და ქვედა ($\overline{V}_0$) ქარის ვექტორებს შორის (ნახ. 57). მაშასადამე, $\overline{V}_1$ ვექტორი $\overline{V}_0$ და $\delta\overline{V}_1$-ის გეომეტრიული ჯამია.



ნახ. 57. ქარის დამოკიდებულება წნევისა და ტემპერატურის ველთან

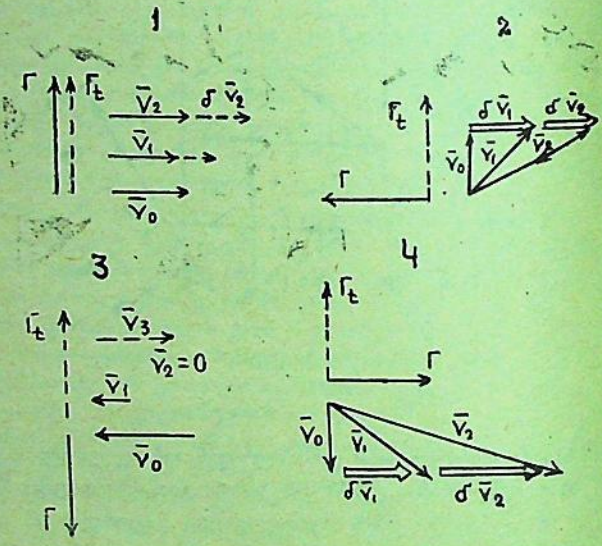
— იზობარი, — — — იზოთერმა.

პრაქტიკაში თერმულ ქარს განსაზღვრავენ აეროლოგიური დაკვირვებებით. ჩვეულებრივ, 1000 მ-ს ზემოთ გეოსტროფიული ქარის ვექტორს ნამდვილი ქარის (აეროლოგიური დაკვირვებიდან მიღებული) ვექტორის ტოლფასად თვლიან; ამიტომ თერმული ქარის ვექტორიც შეიძლება უბრალო გრაფიკული ხერხით გავიგოთ; მართლაც, თუ ცნობილია ქარის ვექტორი ქვედა და ზედა დონეზე, მაშინ საწყისი წერტილიდან მასშტაბში გავავლებთ სხვადასხვა ფენის ქარის ვექტორებს ($\overline{V}_0, \overline{V}_1, \overline{V}_2$ და ა. შ.), ვექტორთა ბოლოებს თუ შევაერთებთ ერთმანეთთან, მივიღებთ ($\delta\overline{V}_1, \delta\overline{V}_2$ და ა. შ.) სხვადასხვა ფენის თერმული ქარის ვექტორებს, რომლებიც

იზოთერმას გასწვრივ იქნება მიმართული, ხოლო დაბალი ტემპერატურები დარჩება მის მარცხნივ (ნახ. 57).

იზობარებისა და იზოთერმების ურთიერთგანლაგების მიხედვით გამოყოფენ ქარის ცვლილების ოთხ ძირითად ტიპს (ნახ. 58).

1. ჰორიზონტალური ტემპერატურული გრადიენტის მიმართულება ემთხვევა ბარიული გრადიენტისას: თერმული ქარი მოძრაობს გეოსტროფიული ქარის მიმართულებით და სიმაღლის მიხედვით მისი მიმართულება არ იცვლება, მხოლოდ სიჩქარე მატულობს. ბარიული და ტემპერატურული გრადიენტების ასეთი განლაგება გამორიცხავს სითბოს ადვექციურ გადატანას.



ნახ. 58. ქარის ცვლილების ტიპები სიმაღლის მიხედვით (ხახუნის ფენის ზემოთ).

2. ტემპერატურული გრადიენტი მარჯვნივაა გადახრილი ბარიული გრადიენტისაგან: სიმაღლის ზრდასთან ერთად გეოსტროფიული ქარის ვექტორი თანდათანობით მარჯვნივ შემობრუნდება ($\bar{V}_0, \bar{V}_1, \bar{V}_2, \ldots$) და იმოძრავებს იზოთერმების გასწვრივ, თერმული ქარის ($\delta\bar{V}_1$) გაძლიერება იწვევს გეოსტროფიული ქარის გაძლიერებას. გრადიენტების

ასეთი განლაგებისას თბილი ჰაერის მასების ადვექციას აქვს ადგილი, ე. ი. თბილი ჰაერის გადატანა ხდება დაბალი ტემპერატურის არეში. აღნიშნული ტიპის მაგალითი მოცემულია 57-ე ნახაზზეც:

3. ტემპერატურული გრადიენტი ბარიული გრადიენტის საწინააღმდეგოდაა მიმართული: რაც უფრო მაღლა ავდივართ, ქარის სიჩქარე სუსტდება თერმული ქარის საწინააღმდეგო მოძრაობის შედეგად და გარკვეულ დონეზე ნულს უტოლდება ($\overline{V_g} = 0$). ამის შემდეგ იგი იცვლის მიმართულებას და თერმული შემადგენლის მომატებით ძლიერდება.

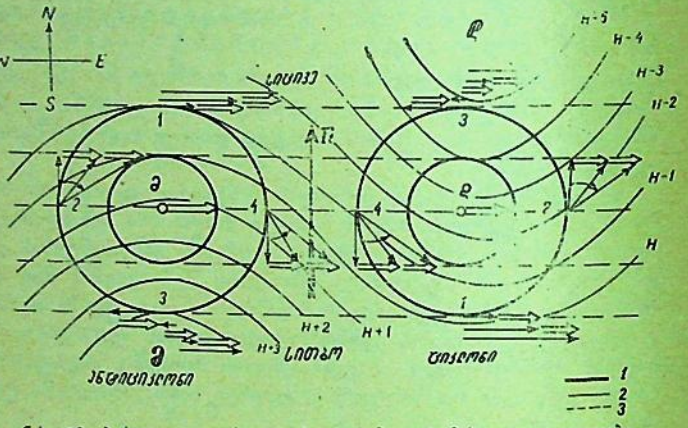
4. ტემპერატურული გრადიენტი მარცხნივაა გადახრილი ბარიული გრადიენტისაგან: გეოსტროფიულ ქარს თანმიმდევრობით ემატება თერმული ქარი ($\overline{\partial V_1}, \overline{\partial V_2}$), რომელიც შემობრუნდება მარცხნივ და ძლიერდება. ამ შემთხვევაში ხდება ცივი ჰაერის ადვექცია თბილი ჰაერის მიმართულებით.

აქ განვიხილეთ ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების მხოლოდ ოთხი შემთხვევა. მაგრამ რეალურ პირობებში შესაძლებელია ადგილი ექნეს ბარიული და ტემპერატურული გრადიენტების განლაგების სხვა კომბინაციებსაც. უმრავლეს შემთხვევაში მათ შორის კუთხე 180°-ზე ნაკლებია, რის გამოც მაღალ ფენებში თერმული ქარი, ქვედა ფენების გეოსტროფიულ ქართან შედარებით, შეიძლება მიემართებოდეს ამ უკანასკნელის მარჯვნივ ან მარცხნივ, იმისდა მიხედვით თუ ბარიული გრადიენტი საით გადაიხრება ტემპერატურულისაგან.

ციკლონებსა და ანტიციკლონებში ბარიული ველისა და ქარის ცვლილება მჭიდროდაა დაკავშირებული ატმოსფეროს ტემპერატურულ პირობებთან. ამიტომ, ყველა ის კანონზომიერება, რომლებიც ზემოთ განვიხილეთ, მიახლოებით შეიძლება გამოვიყენოთ მრუდხაზოვანი იზობარების დროსაც.

დავუშვათ, რომ ციკლონები და ანტიციკლონები ზღვის დონეზე სიმეტრიული იზობარებისაგან შედგებიან; სითბოს არე სამხრეთითაა მოთავსებული, ხოლო სიცივისა — ჩრდილოეთით, ამიტომაც იზოთერმებიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ იქნებიან ურთიერთპარალელურად მიმართულნი; ტემპერატურული გრადიენტი ორიენტირებული იქნება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ და ეს მიმართულება მუდმივი დარჩება ორივე ბარიულ სისტემაში. რადგან ბარიული გრადიენტის მიმართულება ციკლონებსა და ანტი-

ციკლონებში სხვადასხვაა, ამიტომ იზობარების კონფიგურაცია და ქარის ვექტორი მნიშვნელოვნად შეიცვლება. მაგალითად, ციკლონის სამხრეთ და ანტიციკლონის ჩრდილოეთ ნაწილში ბარიული გრადიენტი თერმულის მსგავსად სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენაა მიმართული და იგი შეესაბამება ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების პირველ ტიპს (ნახ. 59). აქ გეოციკლოსტროფიული ქარი ძლიერდება და მიმართულებას არ იცვლის. ქარის ცვლილების მეორე ტიპი ვითარდება ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ ნაწილში, სადაც ტემპერატურული გრადიენტი ბა-



ნახ. 59. ბარიული ველისა და ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება ანტიციკლონსა (მ) და ციკლონში (დ)
1. იზობარი ზღვის დონეზე, 2. იზობარი გარკვეულ სიმაღლეზე, 3. იზოთერმა.

რიულისაგან მარჯვნივაა გადახრილი. ქარი მარჯვნივ შემობრუნდება და დაუახლოვდება იზოთერმების მიმართულებას.

ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების დანარჩენი ტიპებიც (3 და 4) ადვილად შეიძლება დავადგინოთ ნახ. 59-დან. როგორც ვხედავთ, ციკლონებში და ანტიციკლონებში ქარის ცვლილებასთან ერთად იზობარების კონფიგურაციაც თანდათანობით იცვლება ისე, რომ ისინი გარკვეულ სიმაღლეზე იშლებიან და იზოთერმებს უახლოვდებიან.

როგორც ნახ. 59-დან ჩანს, იზობარები ორივე ბარიულ სისტემაში ტალღისებურ ფორმას იღებენ; რადგან ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ სექტორში ადგილი აქვს სამხ-

რეთიდან თბილი ჰაერის ჩრდილოეთისაკენ გადატანას, ამიტომ იზოთერმები ჩრდილოეთით გადაიხრება (ტიპი 2), ხოლო ციკლონის დასავლეთ და ანტიციკლონის აღმოსავლეთ მხარეს (ტიპი 4) ცივი ჰაერი სამხრეთისაკენ იმოძრავებს; ქარი მარცხნივ შემობრუნდება და იზოთერმებიც სამხრეთისაკენ მოიხრება. ციკლონის მიწისპირა დაბალი წნევის ცენტრი გადაადგილდება დაბალი ტემპერატურების (ცივი ჰაერის) მხარეს ისე, რომ ამ ცენტრების შემაერთებელი ხაზი — სივრცითი ღერძი გადაიხაროს სიცივისაკენ, ანტიციკლონის მიწისპირა ცენტრი გადაადგილდება სითბოს მხარეს და, მაშასადამე, სივრცითი ღერძიც იმავე მხარეს იქნება დახრილი.

სიმაღლის მიხედვით იზობარების კონფიგურაციის ცვლა მით უფრო მეტია, რაც უფრო მეტია ტემპერატურული გრადიენტი ზედა დონეზე და ნაკლებია ბარიული გრადიენტი ქვედა დონეზე.

§ 10. წნევის დღეღამური და წლიური მსვლელობა

წნევა დროსა და სივრცეში ძლიერ ცვალებადი მეტეოროლოგიური ელემენტია. მას გააჩნია როგორც პერიოდული, ისე არაპერიოდული რყევადობა. ხშირია შემთხვევა, როცა წნევა ძლიერ რყევადია (დროის მცირე მონაკვეთში) და მის მსვლელობაში გარკვეული კანონზომიერების დადგენა შეუძლებელი ხდება, ასეთ რყევადობას არაპერიოდულს უწოდებენ. არაპერიოდული რყევადობა ძირითადად გამოწვეულია თერმული და დინამიკური მიზეზებით: დედამიწის ზედაპირის არათანაბარი გათბობა-გაცივების პროცესებით, მოცემულ ტერიტორიაზე თბილი ან ცივი ჰაერის მასების ადვექციით და სხვ.

წნევის დღეღამური და წლიური მსვლელობის შესწავლა წარმოებს დაკვირვების საშუალო მონაცემებით. წნევის საშუალო მნიშვნელობებში ყველა არაპერიოდული რყევადობა ერთმანეთს ემთხვევა და ქრება.

წნევის დღეღამურ მსვლელობაში ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი შეინიშნება: მაქსიმუმს ადგილი აქვს 10 და 22 საათზე, მინიმუმს — 4 და 16 საათზე. ეს მსვლელობა კარგად შეინიშნება ეკვატორის ზონაში, სადაც წნევის დღეღამური რყევადობა 3—4 მბ-ს შეადგენს. პოლუსების მიმართულებით რყევადობის ამპლიტუდა მცირდება და 0,3—0,6 მბ აღწევს. დღის მინიმუმი (16 საათი) გამოწვეულია ჰაერის გათბობით, დილის მაქსიმუმი — მისი გაცივე-

ბით. მეორე მინიმუმისა და მეორე მაქსიმუმის წარმოშობის საკითხი ჯერ კიდევ საკმარისად არ არის შესწავლილი.

წნევის წლიური ამპლიტუდა ყველაზე ნაკლებია ეკვატორის ზონაში (2—3 მბ). საშუალო განედებზე იგი უფრო მკვეთრადაა გამოხატული და 20—30 მბ აღწევს.

არჩევენ წნევის წლიური მსვლელობის სამ ტიპს:

1. კონტინენტური ტიპი — წნევის მინიმუმი ზაფხულშია, მაქსიმუმი — ზამთარში. წნევის ასეთი განაწილება მკვეთრადაა გამოხატული დიდ მატერიკებზე, განსაკუთრებით კი აზიაში (წლიური ამპლიტუდა 25—30 მბ).

2. ოკეანური ტიპი — წნევის განაწილება კონტინენტურის საწინააღმდეგოა, მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში. წლიური ამპლიტუდა პირველთან შედარებით ნაკლებია და ზომიერ განედებზე 5—6 მბ შეადგენს, ხოლო ტროპიკებში — 2—3 მბ.

ორივე ტიპის წარმოშობა დაკავშირებულია ზამთარ-ზაფხულში კონტინენტებისა და ოკეანეების თერმულ რეჟიმზე.

3. პოლარული ტიპი — წნევის მაქსიმუმი აპრილ-მაისშია, მინიმუმი — იანვარ-თებერვალში. წნევის წლიური ამპლიტუდა 7—19 მბ-ია. წნევის ასეთი მსვლელობა აიხსნება იმით, რომ, თუ აპრილ-მაისში დაბალი განედების კონტინენტებსა და ოკეანეებზე ტემპერატურები წონასწორდება, ჩრდილოეთის ყინულოვანი ოკეანის ყინულის ზედაპირზე იგი შედარებით დაბალია და წნევაც მატულობს. იანვარ-თებერვალში ჩრდილოეთის ყინულოვან ოკეანეზე ციკლონების ხშირი გადანაცვლების გამო წნევა კლებულობს.

მაღალ ფენებში წნევის წლიური მსვლელობის სრულიად საწინააღმდეგო სურათია. ეს გასაგებიცაა, რადგან ხმელეთისა და ზღვების გავლენა ტემპერატურასა და წნევაზე თანდათანობით სუსტდება. წნევის განაწილების კონტინენტურ ტიპში წნევის მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში, ხოლო ოკეანურში, პირიქით — მაქსიმუმი ზამთარშია და მინიმუმი — ზაფხულში. ეს, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, იმიტომ ხდება, რომ თბილ ჰაერში სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემის ინტენსივობა უფრო ნაკლებია, ვიდრე ცივ ჰაერში.

მაღალმთიან ზონაში წნევის წლიური მსვლელობა ბართან შედარებით საწინააღმდეგო ხასიათისაა, ე. ი. აქ, ისევე როგორც თავისუფალი ატმოსფეროს კონტინენტურ ტიპში, ადგილი აქვს მაქსიმალურ წნევას ზაფხულში და მინიმალურს ზამთარში (ცხრ. 63).

საშუალო წნევის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით
(ი. ქურდიანით)

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დონ.	ზამთარი	ზაფხული	წლიური ამპლიტუდა
ყაზბეგი მაღალმთიანი	3656	639,5 მბ	655,1 მბ	21,7 მბ
გუდაური	2197	774,8	783,0	11,1
ფასანაური	1064	894,4	894,9	5,6
თბილისი	404	970,4	965,1	9,3

როგორც ვხედავთ, წნევის წლიური ამპლიტუდა იზრდება, ხოლო წნევის წლიური მსვლელობა დაახლოებით 1000 მ სიმაღლიდან ბართან შედარებით შექცეულ ხასიათს იღებს.

სხვადასხვა ფაქტორების ზემოქმედებით წნევათა არაპერიოდული ცვალებადობა დროსა და სივრცეში მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს. ყოფილი სსრ კავშირის ევროპული ტერიტორიის ზომიერ განედებზე უმცირეს და უდიდეს წნევებს შორის განსხვავებამ 70—90 მბ-ს შეიძლება გადააჭარბოს. დედამიწის ზედაპირზე უდიდეს წნევას ადგილი ჰქონია ქ. ბარნაულში 1900 წლის 23 იანვარს (1078.3 მბ), ხოლო უმცირესს (884 მბ)—ობსერვატორია მუროტოში (იაპონია) 1934 წლის სექტემბერში, როდესაც ამ ადგილს ტაიფუნმა გადაუარა.

სხვადასხვა წლის ცალკეული თვეების წნევის საშუალო მნიშვნელობები შეიძლება მნიშვნელოვნად განსხვავდებოდეს მრავალწლიური საშუალო სიდიდეებისაგან. მოცემული წლის ცალკეული თვეების წნევათა გადახრას იმავე თვის მრავალწლიურ საშუალოდან წნევის **ანომალიას** უწოდებენ. წნევის საშუალო თვიური ანომალიები ზამთარში 2—3-ჯერ უფრო მეტია ზაფხულისაზე; იგი ოკეანეების ზედაპირზე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს, ხოლო მაღალ განედებზე კიდევ უფრო მეტს.

ამინდის წინასწარმეტყველების საქმეში დიდი მნიშვნელობა აქვს დროის გარკვეულ მონაკვეთში წნევის ცვლილების (მატება ან კლება) ინტენსივობას. ყოველი მოცემული პუნქტისათვის გამოითვლიან 12 ან 24-საათიან ინტერვალისათვის წნევის ცვლილების სიდიდეს. როცა წნევა მატულობს, წნევის ცვლილება დადებითია, როცა კლებულობს — უარყოფითი. თუ რუკაზე დავიტანთ ცალკეული პუნქტებისათვის საბოლოო და საწყის დაკვირვებათა

ვადებს შორის წნევის სხვაობებს და მათ ერთნაირ მნიშვნელობებს თანამიმდევრობით შევაერთებთ, მივიღებთ იზალობარებს.

იზალობარები კონცენტრული ჩაკეტილი მრუდებია, რომლებიც გვიჩვენებს წნევის მატებასა და კლების არეებს. იზალობარული არეები გადაადგილდება ციკლონებისა და ანტიციკლონების მსგავსად; დროის გარკვეულ მონაკვეთში მათი ცვლილების ცოდნას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ბარიულ სისტემათა ევოლუციის პროგნოზის საქმეში, რადგან ამ უკანასკნელის განვითარებასთანაა დაკავშირებული ამინდიანობის ცვლილება.

§ 11. წნევის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე

წნევის განაწილების კანონზომიერების ცოდნას დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროს ზოგადი და ლოკალური — ადგილობრივი ცირკულაციის შესწავლის საკითხში.

წნევის განაწილების დასახასიათებლად, როგორც დედამიწაზე, ასევე ნებისმიერ იზობარულ ზედაპირზე, მიმართავენ იზობარების რუკის ანალიზს. ამ რუკაზე ტარდება წნევის ერთნაირი მნიშვნელობები შემაერთებელი მრუდები — იზობარები. ამასთან იზობარების რუკები შეიძლება იყოს სინოპტიკური, რომელშიც არჩევენ ჩვეულებრივს, თუ იგი შედგენილია დროის გარკვეული მომენტისათვის, და საშუალოს, თუ მასზე დატანილია წნევის საშუალო მნიშვნელობები დროის რომელიმე მომენტისათვის. გარდა ამისა, იზობარების რუკა შეიძლება იყოს კლიმატოლოგიური, თუ შედგენილია დაკვირვებათა მრავალწლიური მონაცემებით.

დედამიწაზე წნევის განაწილების ზოგადი სახე განედების მიხედვით ასე წარმოგვიდგება:

ცხრილი 64

წნევის საშუალო წლიური სიდიდეების განედური განაწილება

განედი (გრად).	75	60	30	10ჩრს	0	10სს	30	60	80
წნევა (მბ)	1014	1012	1019	1012	1010	1012	1018	989	991

64-ე ცხრილიდან ჩანს, რომ წნევა ეკვატორიდან ჩრდილოეთისა და სამხრეთის მიმართულებით მატულობს და 30-ე განედზე, იგი მაქსიმუმს აღწევს. მაღალი განედებისაკენ იგი კლებულობს და დედამიწის ორივე სფეროს მე-60 განედზე მინიმუმს უახლოვდება.

ამ ზონიდან ჩრდილოეთით და სამხრეთით წნევა კვლავ მატულობს და მაქსიმუმს პოლუსების რაიონში აღწევს. ამგვარად, წნევის საშუალო განაწილებით დედამიწა შეიძლება დაიყოს შემდეგ ზონებად: ეკვატორულ ზონად, ზომიერი განედების შემცირებული წნევისა და არქტიკისა და ანტარქტიდის მაღალი წნევის ზონებად; სამხრეთ ნახევარსფეროს სუბტროპიკული ზონიდან ზომიერისაკენ წნევის დაცემის ინტენსივობა გაცილებით მეტია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს წნევის დაცემის ინტენსივობაზე.

წნევის განაწილების აღნიშნული ზონალობა სხვადასხვა ფაქტორის გამო ირღვევა. წნევის განაწილება და მათი სეზონური განსხვავება ყალიბდება თერმული და დინამიკური ფაქტორებით. ერთ-ერთი მათგანის მდგრადი და ხანგრძლივი ზემოქმედების შედეგად იქმნება ან თერმული, ან დინამიკური წარმოშობის ბარიული ველი, მაგ., ეკვატორული დაბალი წნევის ზონა და არქტიკის (ანტარქტიკის) მაღალი წნევის არე ძირითადად თერმული წარმოშობისაა, ხოლო სუბტროპიკული მაღალი წნევის სარტყელი და ზომიერი განედების დაბალი წნევის ზონა — დინამიკური. ეს გარემოება განსაკუთრებით კარგად ჩანს იანვრისა და ივლისის საშუალო მრავალწლიური იზობარების რუკებიდან (ნახ. 60 და 61). როგორც ჩანს, გარდა აღნიშნული ფაქტორებისა, წნევათა განაწილებაში ძირითადი როლი დედამიწის ზედაპირის არაერთგვაროვნებით (წყალი, ხმელეთი) გამოწვეულ არათანაბარ გათბობა-გაცივებას ენიჭება. ეს გარემოება იწვევს იმას, რომ აღნიშნულ იზობარების რუკებზე (მათ აგრეთვე წნევების კლიმატურ რუკებსაც უწოდებენ) იზობარები წარმოშობენ მაღალი და დაბალი წნევის ჩაკეტილ არეებს, რომელთაც **ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრებს** უწოდებენ. ეს ცენტრები მთელი წლის განმავლობაში (პერმანენტული ცენტრები) ან ცალკეული სეზონის პერიოდში მოქმედებს და განსაზღვრავს ატმოსფეროში ჰაერის მოძრაობას და, აქედან გამომდინარე, ამინდიანობის პირობებს სხვადასხვა რაიონებში.

თუ შევადარებთ იანვრისა და ივლისის რუკებს, დავინახავთ, რომ ზამთარში წნევის ჰორიზონტალური გრადიენტი ეკვატორსა და პოლუსებს შორის გაცილებით მეტია ზაფხულისაზე.

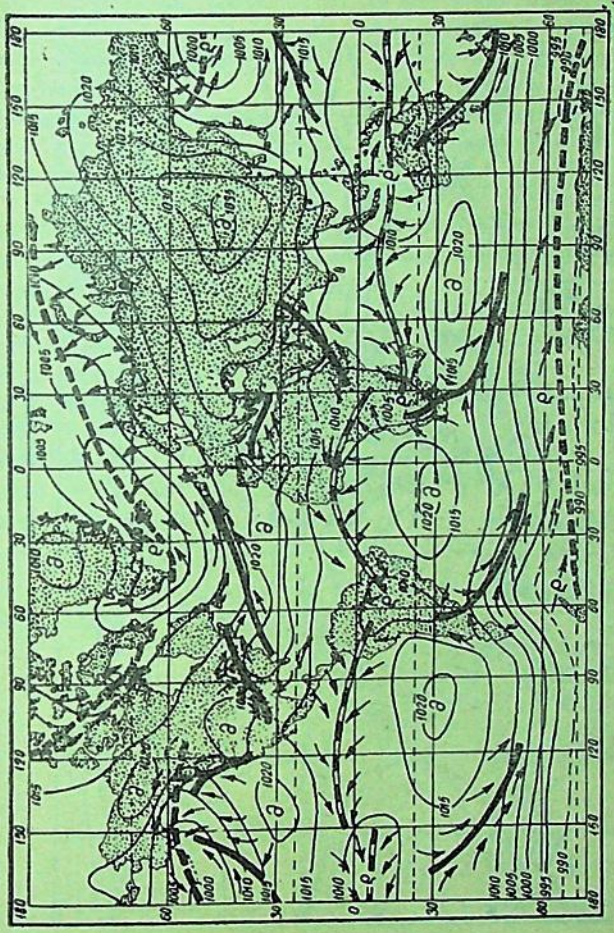
იანვრის წნევათა კლიმატოლოგიურ რუკაზე წნევის მინიმუმი ეკვატორიდან გადაინაცვლებს მის სამხრეთით, დაახლოებით 15° განედამდე (სამხრეთ ნახევარსფეროზე ზაფხულია). წნევის სიდიდე საშუალოდ 1008—1010 მბ-ს შეადგენს. სუბტროპიკული განედე-

ბისაკენ (30—35°) იგი მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს. ამ მაღალი წნევის ზონას სუბტროპიკულ ბარიულ მაქსიმუმს უწოდებენ. ხმელეთისა და ზღვის არათანაბარი გათბობის გამო ეკვატორის ორივე მხარეს სუბტროპიკული მაქსიმუმი ნაწილდება ცალკეულ სუბტროპიკულ ანტიციკლონებად ჩაკეტილი იზობარებით. ეს ანტიციკლონები განსაკუთრებით კარგადაა გამოხატული ოკეანეების ზედაპირზე: ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში: ატლანტიკის ოკეანეზე — აზორის კუნძულების რაიონში (აზორის ანტიციკლონი) და წყნარ ოკეანეზე ჰავაის კუნძულებთან (ჰონოლულუს ანტიციკლონი), ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — ატლანტიკის, წყნარი ოკეანისა და ინდოეთის ოკეანეების ზედაპირზე. ზემოაღნიშნული სუბტროპიკული ანტიციკლონების ცენტრში წნევა 1020—1025 მბ-ის ფარგლებში იცვლება.

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ზომიერი და სუბპოლარული განედებისაკენ წნევა მცირდება და ოკეანეთა ზედაპირზე წარმოიშობა. ორი ბარიული მინიმუმი: ატლანტიკის ოკეანეში — ისლანდიის და წყნარში — ალეუტის. მათ ცენტრში წნევა შესაბამისად 995—1000 მბ-ია. აზიის კონტინენტის სიღრმეში იანვრის საშუალო წნევა თანდათანობით მატულობს და მონღოლეთის პლატოზე იგი მაქსიმუმს აღწევს (1040 მბ); ამ ბარიულ მაქსიმუმს აზიის (ციმბირის) ანტიციკლონს უწოდებენ. მსგავსი მაქსიმუმი წარმოიშობა ამერიკის კონტინენტზე — კანადის მაქსიმუმის სახით, მაგრამ ცენტრში წნევის ნაკლები მნიშვნელობით (1022 მბ). სამხრეთ ნახევარსფეროში სუბტროპიკული მაქსიმუმიდან სამხრეთით წნევის მკვეთრ დაცემას აქვს ადგილი და ერთგვაროვანი ზედაპირის (წყლის ზედაპირის) გამო აქ იზობარები თითქმის ერთმანეთის პარალელურია.

ივლისში (ნახ. 61) ეკვატორულ ზონაში ბარიული მინიმუმი და სუბტროპიკული მაქსიმუმი ჩრდილოეთით გადაინაცვლებს. აზიისა და ამერიკის კონტინენტზე ზამთრის ანტიციკლონებს ცვლის ბარიული მინიმუმები, რომლებიც დაახლოებით 30° განედზეა მოთავსებული. განსაკუთრებით აღსანიშნავია მკვეთრად გამოხატული სამხრეთ-აღმოსავლეთი აზიის ბარიული მინიმუმი, რომლის ცენტრშიც წნევა 995 მბ-ს აღწევს. ისლანდიის ბარიული მინიმუმი ზაფხულში ძლიერ სუსტდება, ხოლო ალეუტისა საერთოდ შეუმჩნეველი ხდება.

ამგვარად, წნევათა ზონალური განაწილება ძლიერ ირღვევა წლის განმავლობაში კონტინენტებისა და ოკეანეების არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგად: ზამთარში კონტინენტების გაცივე-



ნახ. 60. წნევისა და ატმოსფერული ფრონტების განაწილება (იანვარი)

1. არქტიკული, 2. პოლარული და 3. ტროპიკული ფრონტები,
4. ჰაერის დინებები (ქარები).

ნახ. 61. წნევისა და ატმოსფერული ფრონტების განაწილება
(ივლისი)
(აღნიშვნები იხ. ნახ. 60).

ბით წარმოიშობა მაღალი წნევის არე, ხოლო ზაფხულში — დაბალი წნევის არე. აღნიშნული სურათი შესამჩნევია ორივე ნახევარსფეროს ნებისმიერი განედისათვის. ეს გარემოება იწვევს სეზონური ბარიული ველის, ან როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ატმოსფეროს მოქმედების სეზონური ცენტრების წარმოშობას; ასეთ ცენტრებს მიეკუთვნება: ციმბირის ზამთრის ანტიციკლონი და სამხრეთ-აღმოსავლეთი აზიის ზაფხულის ბარიული მინიმუმი, ალეუტის ზამთრის ციკლონი, ჩრდილო ამერიკის ზამთრის ანტიციკლონი (კანადის) და ზაფხულის ციკლონი და ა. შ.

სიმაღლის ზრდასთან ერთად ხმელეთისა და ოკეანის გავლენა ჰაერის ტემპერატურასა და წნევაზე თანდათანობით სუსტდება და გარკვეულ სიმაღლეზე წნევათა განაწილება უფრო ზონალურ ხასიათს იღებს, ვიდრე მიწისპირა ფენებში.

დაახლოებით 5 კმ სიმაღლეზე (ნახ. 66, 67) იზოჰიფსებს თითქმის განედური მიმართულება აქვს და ზოგიერთ ადგილებში, მათი მოღუნვის მიუხედავად, ადგილი არა აქვს ჩაკეტილ ბარიულ ველს — ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრებით. მხოლოდ ტროპიკებს შორის ნათლად შეინიშნება ცალკეული ანტიციკლონური ცენტრები ჩაკეტილი იზოჰიფსებით. ამგვარად, აღნიშნულ სიმაღლეზე (500 მბ-იან ზედაპირზე) როგორც ზამთარში, ისე ზაფხულში მაღალი წნევის არე ეკვატორის ირგვლივ მხარეს გასწვრივაა განლაგებული; ეკვატორიდან ჩრდილოეთით და სამხრეთით წნევა თანდათანობით მცირდება და მისი მინიმალური მნიშვნელობა პოლარულ ზონებზე მოდის.

თავი XIII

ქარი

§ 1. ქარის სტრუქტურა

ჰაერის ჰორიზონტალურ გადანაცვლებას ქარი ეწოდება. იგი ვექტორული სიდიდეა, რადგან მიმართულების გარდა მას სიჩქარეც გააჩნია.

მიწისპირა ჰაერის ფენებში ქარის მიმართულება და სიჩქარე ძლიერ ცვლილებას განიცდის სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით. ის დროის უმცირეს მონაკვეთში შეიძლება სხვადასხვა სიძლიერით უბერავდეს ცალკეული ბიძგების სახით და მიმართულებასაც იცვლიდეს. ჰაერის დინებები ბიძგების სახით პულსაციას განიცდის და იგი ქარის სიმძაფრის სახელწოდებითაა ცნობილი. ქარის სიმძაფრეს ხსნიან ჰაერის უწესრიგო კორიანტული მოძრაობით ანუ ტურბულენტობით. ჰაერის ძლიერ მცირე სიჩქარის შემთხვევაში შეიძლება ადგილი ექნეს ერთგვაროვან ანუ ლამინალურ დინებებს. ჩვეულებრივ კი ჰაერის მოძრაობის დროს დიდი რაოდენობით ჩნდება კორიანტული პროცესები, რომლებიც უწესრიგოდაა განაწილებული სივრცეში.

ქარის სიმძაფრის ზომად შეიძლება მივიღოთ დროის მცირე მონაკვეთში ბიძგების მაქსიმალურ და მინიმალურ სიჩქარეთა სხვაობის შეფარდება დროის იმავე შუალედიდან მიღებულ საშუალოსთან:

$$V = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_m} \qquad (171)$$

დიდი სიჩქარეების დროს ქარის სიმძაფრე უფრო მკვეთრი ხდება და რომელიმე წინააღმდეგობას (შენობათა კედლები, ვაგონები, მანქანები და სხვ.) იგი დიდი ძალით აწვება.

ჰაერის დინებები, როგორც ცნობილია, ხასიათდება ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მოძრაობებით. წინა თავებში აღნიშნული

იყო, რომ ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობა ჰორიზონტალურთან შედარებით ძალიან მცირეა; მაგრამ ინტენსიური კონვექციური პროცესებისას, რომელთა დროსაც ვერტიკალური დენების სიჩქარე 10—20 მ/წმ და უფრო მეტსაც აღწევს, დამატებით იწვევს ქარის ვერტიკალური შემადგენელის უფრო მეტ გაზრდას და ტურბულენტობის გადიდებას. მაშასადამე, ჰაერის კორიანტული მოძრაობის სიდიდე და მისი ინტენსივობა სხვადასხვა სიმაღლეზე მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ატმოსფეროს ტემპერატურულ სტრატიფიკაციასთან. ინვერსიის პირობებში ცალკეული კორიანტული აღრევები სწრაფად ქრება და სიმძაფრეც თითქმის ერთგვაროვნებით ხასიათდება; ამასთან საშუალო ამპლიტუდა და პულსაციის პერიოდი დიდი არ არის.

ქარის სიმძაფრე მნიშვნელოვანია დასერილ, უსწორმასწორო ზედაპირზე, სადაც ხახუნის გადიდების გამო ტურბულენტობა ძლიერდება. იგი სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით სუსტდება.

სიმძაფრეს ახასიათებს წლიური და დღეღამური მსვლელობა. იგი დიდ მნიშვნელობებს აღწევს გაზაფხულზე. დღისით, კონვექციური პროცესების გაძლიერებისას სიმძაფრე მატულობს, ხოლო ღამით — კლებულობს.

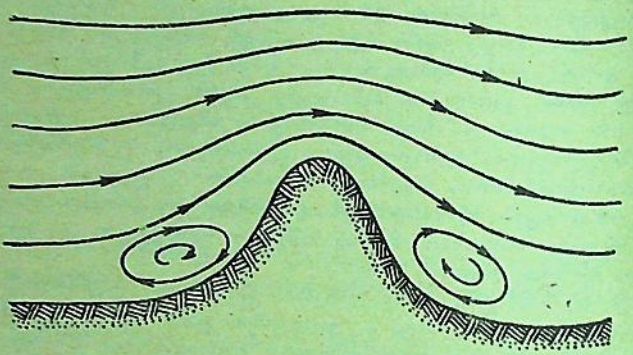
ქარის სიმძაფრე ძლიერ მოქმედებს ფრენის პირობებზე: ძლიერი ბიძგები თვითმფრინავის განივ და გრძივ რყევას იწვევს.

§ 2. წინააღმდეგობათა გავლენა ქარზე

ქარის მიმართულებასა და სიჩქარეზე დიდ გავლენას ახდენს დედამიწის უსწორმასწორობა და მასზე განლაგებული სხვადასხვა ნაგებობა. დანაწევრებულ ადგილებში ჰაერის დინებები დინამიკურ და თერმოდინამიკურ ზემოქმედებას განიცდის. პირველი კარგადაა გამოხატული სხვადასხვა ფორმის რელიეფში, სადაც ქარის მიმართულება და სიჩქარე იცვლება მექანიკური ზემოქმედების ძალით, ხოლო მეორე — თერმოდინამიკური — მჟღავნდება ჰაერის ადგილობრივი ცირკულაციის წარმოშობაში, რომელზეც ქვემოთ გვექნება საუბარი.

ჰაერის დინებას თავისი მოძრაობის გზაზე თუ ხვდება რაიმე წინააღმდეგობა, იძულებულია ორივე მხრიდან მოუაროს ან თავზე გადაუაროს მას. ასეთ შემთხვევაში იცვლება არა მარტო დინების მიმართულება და სიჩქარე, არამედ მისი სტრუქტურაც.

თუ ჰაერის დინებებს შეხვდა რაიმე წინააღმდეგობა (მთა, ბორცვი), მაშინ ისინი შეიცვლიან სიჩქარესა და მიმართულებას; მაგ-



ნახ. 62. ქარის მიერ წინააღმდეგობის გადალახვა.

რამ, თუ ჰაერი არამდგრადადაა სტრატიფიცირებული, იგი გადაუვლის წინააღმდეგობას და საქარე და მის საწინააღმდეგო მხარეს წარმოშობს ჰორიზონტალურ ღერძზე გრიგალისებურ მოძრაობას. ჰაერის ნაკადის მაღლა ასვლისას დენის ხაზები თანდათანობით მჭიდროვდება (ნახ. 62) და მწვერვალზე მაქსიმუმს აღწევს. აქ ქარის სიჩქარე მატულობს. წინააღმდეგობის მეორე მხარეს დენის ხაზები ისევ იშლება ძირს და სიჩქარეც კლებულობს. ქარის მიერ წინააღმდეგობის გადალახვისას შეიძლება განვითარდეს ფსევდოადიაბატური პროცესები, თუ ტემპერატურული სტრატიფიკაცია და ტენიანობა ამის საშუალებას იძლევა.

ქარის სიჩქარე მნიშვნელოვნად ძლიერდება, თუ ჰაერის ნაკადი ფართო ხეობიდან ვიწრო ორ მთას შორის მოთავსებულ გასასვლელში დაიწყებს დენას. ამ შემთხვევაში დენის ხაზები ძლიერ მჭიდროვდება და სიჩქარეც შესაბამისად მატულობს. როცა ხეობა ჰაერის დინების პერპენდიკულარულადაა მიმართული, მოძრაობა შესუსტებულია, რადგან ჰაერის ძირითადი ნაკადი მას ზემოთ გადაუვლის.

დიდი პრაქტიკული და თეორიული მნიშვნელობა აქვს ტყის და, კერძოდ, ქარსაცავი ტყის ზოლების გავლენას ქარზე. როგორც

ცნობილია, ქარსაცავი ზოლების ძირითადი დანიშნულება ის არის, რომ შეასუსტოს ძლიერ მშრალი ქარების სიჩქარე, ნიადაგსა და ჰაერის მიწისპირა ფენებს დამატებითი ტენი მიაწოდოს, გააზომიეროს ტემპერატურა და ზამთრის განმავლობაში მოსული თოვლი დააკავოს და თანაბრად გაანაწილოს.

საშუალო სიხშირის ტყის ზოლებში ჰაერის ნაკადი იშლება, ერთი ნაწილი გადადის ტყის ზედაპირზე და ეშვება მის საწინააღმდეგო მხარეს, ხოლო მეორე — ღრმად იჭრება ტყეში და აქ მისი სიჩქარე რამდენჯერმე მცირდება. ტყის შიგნით და მის ზედაპირზე წარმოიშობა ცალკეული მცირე ზომის გრიგალისებრი მოძრაობები, რომლებიც ამცირებს ძლიერ ტურბულენტურ გაცვლას მიწისპირა ფენებში, რაც იწვევს ქარსაცავ ზოლებს შორის მინდვრებში ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების შემცირებას. ქარსაცავი ზოლის გავლენა ვრცელდება როგორც საქარე, ისე ქარის საწინააღმდეგო მხარეს და დამოკიდებულია ტყის საშუალო სიმაღლეზე.

§ 3. ქარის რეჟიმის ცვლილება მელიორაციის შედეგად

ჩვენს ქვეყანაში მთელი რიგი ღონისძიებები ტარდება ისეთი რაიონების ასათვისებლად, სადაც კლიმატური პირობები ხელს არ უწყობს სხვადასხვა სასოფლო-სამეურნეო კულტურების გავრცელებას. მნიშვნელოვანმა მელიორაციულმა სამუშაოებმა, როგორიცაა გვალვიანი მიწების მორწყვა, ჭაობების ამოშრობა, ხელოვნური წყალსაცავებისა და ქარსაცავი ტყის ზოლების შექმნამ და სხვა ღონისძიებებმა გამოიწვია კლიმატის შესამჩნევი ცვლილება და მათ შორის ადგილობრივი ქარებისა და მიკროცირკულაციის წარმოშობა.

მიკროცირკულაცია კარგადაა გამოხატული ახლადშექმნილ წყალსაცავების სანაპიროზე. იგი ზაფხულის წყნარი ამინდის დროს იგრძნობა თბილისის ზღვის სანაპირო ზოლშიც. იგი წარმოიშობა აგრეთვე ისეთი ორი ზედაპირის საზღვარზე, როგორიცაა მორწყული ოაზისი და ნახევრად უდაბნო. მიკროცირკულაცია მნიშვნელოვან სიმძლავრეს აღწევს და კარგად განვითარებული ბრიზული ქარების სახეს იღებს. ეს ქარები თერმული წარმოშობისაა.

განსაკუთრებით საინტერესოა ჰაერის მიკროცირკულაცია, რომელიც ვითარდება მხოლოდ მიწისპირა ფენებში — ქარსაცავი ტყის ზოლთაშორისო უჯრედებში, ტყის პირას და იმ ადგილებში, სადაც მკვეთრად შეიმჩნევა ტემპერატურათა სხვადასხვაობა. მიკრო-

ცირკულაცია ნათლად ვლინდება ქარის მცირე სიჩქარეებისას იმ ნასვენ მინდვრებზე, რომლებიც გარშემორტყმულია მჭიდრო ტყის ზოლებით. დღის საათებში მინდორი ძლიერ ხურდება, ტყის ზედაპირთან შედარებით. წარმოიშობა ჰაერის დინებები, რომლებიც ჩაკეტილ წრიულ კონტურებში განიცდის ცირკულაციას: დღისით მინდორში ჰაერი აღმავალ დენას განიცდის, ხოლო ტყის ზედაპირზე — დაღმავალს, ღამით — საწინააღმდეგოდაა მიმართული.

მსგავსი მიკროცირკულაცია შეიძლება წარმოიშვას მინდორსა და ტყეს შორის, ქალაქის ქუჩებსა და პარკებს შორის, ე. ი. იქ, სადაც ადგილი ექნება ტემპერატურულ კონტრასტს.

§ 4. ადგილობრივი ქარები

ადგილობრივი ქარები ეწოდება მცირე ჰორიზონტალური გავრცელების მქონე ჰაერის დინებებს (რამდენიმე ასეული მეტრიდან ათეულ კილომეტრამდე), რომლებიც წარმოიშობა ზოგადი ცირკულაციის ქარის ველში ლოკალური აღრევის შედეგად (ე. ბურმანი).

ადგილობრივი ქარები შეიძლება წარმოიშვას მხოლოდ გარკვეული ტიპის ჰაერის დინებების ადგილობრივ პირობებთან ურთიერთზემოქმედების პროცესში. როგორც მოყვანილი განმარტებიდან ჩანს, მათი წარმოშობის პირველი მიზეზია მოცემულ რაიონში ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ველის ხასიათი. ამ თვალსაზრისით ადგილობრივი ქარები შეიძლება დაიყოს შესუსტებული ცირკულაციისა და მიმართულებითი ცირკულაციის ქარებად. პირველ ჯგუფში შედიან თერმული წარმოშობის ბრიზები, მთა-ხეობებისა და ყინვარული ქარები, მეორეში — დინამიკური წარმოშობის ფიონები და ბორა.

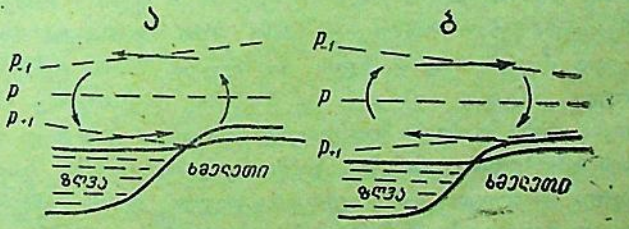
ადგილობრივი ქარების წარმოშობის მეორე ნიშანს წარმოადგენს ზოგად ცირკულაციის ველში ლოკალური აღრევის ხასიათი. თავისი ხასიათით ეს აღრევანი შეიძლება იყოს თერმული და დინამიკური. ადგილობრივ ქარებს, რომლებიც შესუსტებული ცირკულაციის ველში (ბარიული გრადიენტი ძალზე მცირე უნდა იყოს) თერმული აღრევის, ე. ი. ქვეფენილი ზედაპირისა და მასთან მიმდებარე ჰაერის ფენების არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგად წარმოიშობა, პერიოდულ ქარებს უწოდებენ.

ადგილობრივი ქარები (ფიონები, ბორა), რომლებიც მიმართულებითი ცირკულაციის ველში წარმოიშობა (მსხვილი მასშ-

ტაბის ცირკულაციური პროცესების ადგილობრივი რელიეფის პირობებთან ურთიერთზემოქმედების პროცესში), დინამიკური ზემოქმედების შედეგად განსაკუთრებულ თვისებებს იძენს (სითბოსა და სიმშრალეს — ფიონები, დიდ სიჩქარეს — ბორა). დინამიკურ ზემოქმედებაში იგულისხმება ჰაერის მასების მექანიკური აღრევა, რომელიც გამოწვეულია ჰაერის მიერ მთის მასივების გადალახვით და დაბლა დაშვებით.

ა. ბ რ ი ზ ე ბ ი წარმოიშობა ზღვების, ტბების, წყალსაცავებისა და სხვათა სანაპიროებზე. ისინი წყლისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგს წარმოადგენენ და დღე-ღამის განმავლობაში იცვლიან მიმართულებას — დღისით ზღვიდან ხმელეთისაკენ და მას ზ ღ ვ ი ს ბ რ ი ზ ს უწოდებენ, ღამით ხმელეთიდან ზღვისაკენ, რომელსაც ხ მ ე ლ ე თ ი ს ბ რ ი ზ ს უწოდებენ.

როგორც აღვნიშნეთ, ბრიზები ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობის შედეგია; დღისით ხმელეთის გახურების შემდეგ ქვემოთ წნევა მცირდება, ხოლო სიმაღლის მიხედვით იგი ნელა ეცემა. ზღვის ზედაპირზე, პირიქით — წნევა უფრო მეტია, და მისი სიმაღლის მიხედვით დაცემა უფრო ჩქარი ხდება, ვიდრე თბილ ჰაერში. იზობარული ზედაპირები ხმელეთზე, ზღვასთან შედარებით, უფრო მაღლა იწევს და ზღვის მიმართულებით იხრება. ქვედაფენებში ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი მიმართულია ზღვიდან ხმელეთისაკენ, ხოლო ზედაფენებში, პირიქით — ხმელეთიდან ზღვისაკენ. ვინაიდან ბრიზული ცირკულაცია ჰორიზონტალური მიმართულებით მცირე მანძილს მოიცავს, ამიტომ კორიოლისის გადამხრელი ძალის მოქმედება ძლიერ სუსტდება და იგი ვერ აწონასწორებს გრადიენტის ძალას. ამის გამო ჰაერი მოძრა-



ნახ. 63. ზღვისა (ა) და ხმელეთის (ბ) ბრიზები და მათში იზობარული ზედაპირების განლაგების სქემა.

ობს გრადიენტისა და სახუნის ძალის ზემოქმედებით, გადაკვეთს იზობარებს გარკვეული კუთხით და გვევლინება ხმელეთზე ზღვის ბრიზების სახით (ნახ. 63-ა). გარკვეულ სიმაღლეზე გრადიენტი ხმელეთიდან ზღვისაკენაა ორიენტირებული, ამიტომ აქ ჰაერის დინებებიც მიმართული იქნება ხმელეთიდან ზღვისაკენ, ე. ი. ზღვის ბრიზების საწინააღმდეგოდ და მათ ანტიბრიზებს უწოდებენ.

ღამით საწინააღმდეგო პროცესს აქვს ადგილი: ხმელეთი უფრო ცივდება და, მაშასადამე, იზობარული ზედაპირები მის ზემოთ უფრო მკვიდროვდება, ზღვაზე უფრო ფართოვდება და მაღლა იწევს (ნახ. 63-ბ). ამის შედეგად ქვედაფენებში ჰაერი მიედინება ხმელეთიდან ზღვისაკენ, ხმელეთის ბრიზების სახით, ხოლო მაღალ ფენებში საწინააღმდეგოდ (ანტიბრიზები).

ბრიზების წარმოშობა-განვითარება ძირითადად წყნარ და მოწმენდილ ანტიციკლონურ ამინდში ხდება; მასზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათიც (სანაპიროს რელიეფი, ჭაობები და სხვ.).

ტროპიკულ სარტყელში ბრიზები მთელი წლის განმავლობაში ქრის და მათი ჰორიზონტალური გავრცელების მანძილი და ვერტიკალური სიმძლავრე სხვა განედებთან შედარებით უფრო მნიშვნელოვანია. ზომიერ და მაღალ განედებზე ისინი უმეტესად წლის თბილ პერიოდში მოქმედებენ.

ყოფილ სსრ კავშირში ბრიზები კარგადაა განვითარებული შავი ზღვის, კასპიის ზღვის, ბალტიის ზღვისა და სხვა სანაპიროებზე. საქართველოს ფარგლებში, შავი ზღვის სანაპიროს მთელ ზოლში ბრიზები აღინიშნება მთელი წლის განმავლობაში. ისინი უშუალოდ დაკავშირებული არიან ანტიციკლონურ ველთან, რომელშიც მყარდება წყნარი მოწმენდილი ამინდი მზის ინტენსიური ინსოლაციით. ასეთ პირობებში ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურული კონტრასტი იზრდება და ბრიზებიც ინტენსიურად ვითარდება. ისინი შეიძლება მოღრუბლულ (განსაკუთრებით ზედა იარუსის ღრუბლებში) ამინდშიც წარმოიშვან, მაგრამ მზის შესუსტებული ინსოლაციის გამო ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურული განსხვავება მნიშვნელოვნად მცირდება და ბრიზებიც ნაკლებ ინტენსიურად ვითარდება.

შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილში სარეიდო დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ ზღვისა და ხმელეთის ბრიზების მოქმედების საზღ-

ვარი ნაპირიდან ზღვის მიმართულებით 30 კმ-ს უნდა აღემატებოდეს, რომ, ზღვის ბრიზების დაწყების პროცესი ერთდროული უნდა იყოს როგორც ზღვაზე, ისე ხმელეთზე, ხოლო მისი დამთავრება პირველად ზღვაზე უნდა დაიწყოს და შემდეგ თანდათანობით ხმელეთის მიმართულებით გავრცელდეს.

ზღვის ბრიზების დაწყების მომენტი სანაპიროს სხვადასხვა პუნქტში განსხვავებულია. მაგალითად, ახალ გაგრაში ზღვის ბრიზები მოქმედებას იწყებს (ზაფხულში) ძირითადად 7—9 საათზე (78%), სოხუმში — 9—11 საათზე (94%), ფოთში — 10—12 საათზე (92%). ასეთი სხვადასხვაობა გამოწვეულია რელიეფისა და ქვეფენილი ზედაპირის არაერთგვაროვნებით. მთებს ახალი გაგრის მიდამოებში უფრო ხელსაყრელი ექსპოზიცია უკავია, ვიდრე სოხუმში; ფოთის გარშემო ჭაობების დიდი მასივები ძალზე ასუსტებს ტემპერატურულ კონტრასტს ზღვასა და ხმელეთს შორის და ამიტომ ზღვის ბრიზის დაწყების მომენტიც ცოტა იგვიანებს. იგივე მიზეზებითაა გამოწვეული ის გარემოებაც, რომ გაგრაში ზღვის ბრიზის მოქმედების შეწყვეტის მომენტი თან სდევს მზის ჩასვლის მომენტს, მაშინ, როცა ფოთში იგი განაგრძობს მოქმედებას გვიან საღამომდე (23—24 საათამდე).

ბრიზიან დღეთა სიხშირე წლის განმავლობაში აფხაზეთის სანაპიროზე 45—50%-ია და მეტი, ხოლო სამხრეთით — კოლხეთის დაბლობზე და აჭარაში იგი კლებულობს 32—38%-მდე. თუ კოლხეთის დაბლობზე ბრიზიან დღეთა შემცირებას ჭაობები იწვევს, აჭარაში ეს უნდა აიხსნას ჰაერის მასების დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის დინებათა კონვერგენციით და ნალექების ხშირი მოსვლით, რომელიც ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურულ კონტრასტს ამცირებს.

ყირიმის ნ/კ სანაპიროზე ბრიზიან დღეთა წლიური გამეორება საქართველოს სანაპიროსას უტოლდება. იქ, სადაც შავ ზღვას ჩრდილოეთიდან ველები ესაზღვრება, ბრიზების წლიური გამეორება ძალზე მცირეა და 15—20%-ს შეადგენს (ოდესა, გალათა და სხვ.), ხოლო ბალტიის ზღვის სანაპიროზე (ტალინი, კლაიპედა) იგი უფრო ხშირია და 3—8% შორის მერყეობს.

ზღვის ბრიზების ქვედა დინების ვერტიკალური სიმძლავრე ტროპიკულ სარტყელში 1,5—2,0 კმ და უფრო მეტს აღწევს. ზომიერ და მაღალ განედებზე იგი თანდათანობით ნაკლები ხდება; დასავლეთ საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ზაფხულობით იგი 0,6—1,0 კმ-ის ფარგლებში იცვლება. ზღვის ბრიზების განვი-

თარების სიმაღლე (ანტიბრიზის ჩათვლით) სხვადასხვა პუნქტზე 2,5—4,0 კმ-მდე ვრცელდება.

ხმელეთის ბრიზების ქვედა დინების სისქე, საერთოდ, გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ზღვის ბრიზების ქვედა დინების სისქე, რადგან ღამით ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურული კონტრასტი დღესთან შედარებით მცირეა. იგივე მიზეზები განაპირობებს ზღვისა და ხმელეთის ბრიზების ქვედაფენებში სიჩქარეთა მაჩვენებელს. ზღვის ბრიზებში უმეტესად ჭარის საშუალო სიჩქარე 3—6 მ/წმ ფარგლებში იცვლება, ხმელეთისაში კი იგი 1-2 მ/წმ-ზე უფრო ნაკლებია.

დასავლეთ საქართველოს სანაპირო რაიონებში მთა-ხეობათა ქარების მიმართულება ზღვისა და ხმელეთის ბრიზების მიმართულებას ემთხვევა და ურთიერთს აძლიერებს; აღმოსავლეთის ფიონური ქარები ღამით აძლიერებს ხმელეთის ბრიზებს. დღისით კი ზღვის ბრიზებს ასუსტებს. კოლხეთის დაბლობზე ხშირია შემთხვევები, როდესაც დღისით ცხელი და მშრალი ფიონური ქარების მოქმედებას ცვლის ზღვის ბრიზები. მათ გამყოფ ზედაპირზე ტემპერატურული კონტრასტი 10°-აც კი აღწევს, ხოლო ტენიანობას შორის განსხვავებამ შეიძლება 40—60%-ს და უფრო მეტსაც მიაღწიოს. ამ ამ აშკარად გამოხატულ ფრონტალურ ზედაპირს მეცნიერთა უმრავლესობა ბრიზულ ფრონტს უწოდებს.

ზღვის ბრიზების გავლენით საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე მაქსიმალური ტემპერატურები 4—7°-ით, ხოლო ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები 8—10°-ით ნაკლებია ხმელეთში ღრმად შეჭრილი პუნქტების შესაბამის სიდიდეებზე.

ზღვის ბრიზები საგრძნობლად ზრდის ჰაერის ტენიანობას. ეს გარემოება განსაკუთრებით დაბალი ტენიანობის ფონზეა კარგად გამოხატული. იქ, სადაც ზღვას სტეპები ან ნახევრად უდაბნოები ესაზღვრება, ზღვის ბრიზის დაწყების მომენტიდან შეფარდებითი ტენიანობა ხშირად 40%-ით და მეტით მატულობს. დღის საათებში შავი ზღვის სანაპირო პუნქტებზე შეფარდებითი ტენიანობა 30—50%-ით აჭარბებს ხმელეთში ღრმად შეჭრილი პუნქტების (ცუთაისი, საქარა) ტენიანობას.

ბრიზები შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე ტბების, ხელოვნური წყალსაცავების, მდინარეებისა და სხვათა სანაპიროებზე.

ტროპიკულ სარტყელში ზღვის ბრიზები ხმელეთის მიმართულებით 100 კმ და უფრო მეტ მანძილზე ვრცელდება. კოლხეთის დაბლობზე შავი ზღვიდან მონაბერმა ნიავმა შეიძლება საღამოს

საათებში ქ. ქუთაისამდეც (70 კმ) მიაღწიოს. ხმელეთის ბრიზის ზღვაში გავრცელების მანძილს 10 კმ-მდე ანგარიშობენ.

ბ. მთა-ხეობის ქარი მთიანი რელიეფის პირობებში წარმოიშობა. მსგავსად ბრიზებისა, ეს ქარებიც დღეღამური პერიოდულობით ხასიათდება: დღისით მიმართულია ხეობიდან ზემოთ მთისაკენ, ღამით, საწინააღმდეგოდ — მთიდან ხეობისაკენ. ეს ქარები ძირითადად დამახასიათებელია წყნარი ამინდისათვის, როდესაც მოცემულ ტერიტორიაზე ბარიული ველი მცირე გრადიენტით ხასიათდება. ტროპიკებში იგი მთელი წლის განმავლობაში ქრის, ხოლო ზომიერ განედებზე — წლის თბილ პერიოდში.

მთა-ხეობათა ქარები ფერდობსა და თავისუფალი ატმოსფეროს ერთ და იმავე სიმაღლეზე ჰაერის არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგია. დღისით მთის ფერდობი და მიმდებარე ჰაერის ფენები უფრო ხურდება, ვიდრე ხეობის ზემოთ იმავე სიმაღლეზე თავისუფალი ატმოსფეროს ჰაერის ფენები. იზობარული ზედაპირები მთის ფერდობზე მაღლა იწევა და ერთმანეთს უფრო მეტად შორდება, ვიდრე თავისუფალ ატმოსფეროში. ბარიული გრადიენტი მიმართულია ხეობიდან ფერდობისაკენ, ხოლო განსაზღვრულ სიმაღლეზე საწინააღმდეგო მხარეს — ფერდობიდან ხეობისაკენ. ღამით ფერდობის გაცივების შედეგად საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი.

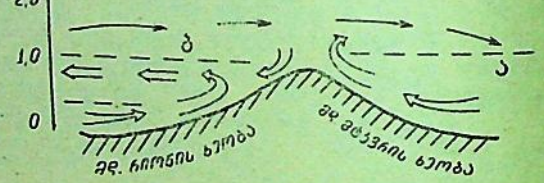
არჩევენ მთა-ხეობათა ქარების ორ ტიპს: ფერდობისა და საკუთრივ მთა-ხეობის ქარებს. მათი წარმოშობის პირობები ერთი და იგივეა, მაგრამ ისინი დამოუკიდებლად მოქმედებენ. ფერდობის ქარი ხეობის ღერძის გარდიგარდმო მოქმედებს, მაშინ, როცა მთა-ხეობისა ამ ღერძის გასწვრივაა მიმართული. ეს უკანასკნელი ცირკულაცია კარგადაა გამოხატული მაშინ, როცა ხეობა მცირედაა დახრილი და იგი თანდათანობით ფართო ვაკეში გადადის.

საქართველოში მთა-ხეობათა ქარები განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდშია კარგად გამოხატული, მაგრამ ეს მოვლენა ზამთარშიც არ არის იშვიათი, აქ ქარების მიმართულებას ძირითადად ხეობის მიმართულება განსაზღვრავს.

პ. ვორონცოვის გამოკვლევით, დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთ პუნქტზე (ანასეული, ზუგდიდი, ხონი) ხეობის ქარის ქვედა დინების სიმძლავრე 0,6—0,7 კმ-ს აღწევს (დაკვირვება შემოდგომის თვეებში იქნა ჩატარებული), ხოლო საწინააღმდეგო დინების ფენის სისქე 2—2,5-ჯერ აღემატება პირველს. ამის მიზეზად მას მიაჩნია ის, რომ კავკასიონის მთავარი და მისი პარალელური ქედები არეკლავენ დასავლეთის დინებათა ნაწილს და ამით აძლიე-

რებენ ხეობის ქარის ზედასაწინააღმდეგო ნაკადს. უნდა ვიფიქროთ, რომ ზაფხულის თვეებში ქვედა დინების ფენის სისქე უფრო მეტ სიმძლავრეს მიაღწევს, ვიდრე შემოდგომის თვეებში.

სურამის ქედის დასავლეთ (რიონის ხეობა) და აღმოსავლეთ (მდ. მტკვრის ხეობა) ნაწილში, როგორც ეს ნახ. 64-დან ჩანს, ადგილი აქვს ხეობის ქარებს; ეს ქარები მიმართულია მთის თავისაკენ. მდ. რიონის ხეობაში მისი ზედა საწინააღმდეგო დინება კარგადაა შესამჩნევი, მაშინ როცა მტკვრის ხეობაში უშუალოდ ზოგად ცირკულაციურ (გრადიენტური ქარი) დინებებში გადადის, რადგან მათი მიმართულებები ერთმანეთს ემთხვევა. ნახ. 64-დან აგრეთვე ჩანს, რომ მტკვრის ხეობაში ხეობის ქარის ქვედა დინების სიმძლავრე გაცილებით აღემატება რიონის ხეობისას. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ხეობის ქარის ვერტიკალურ აგებულებაზე დიდ გავლენას ახდენს ადგილობრივი და გრადიენტული ქარების მიმართულებათა და სიჩქარეთა შორის ურთიერთთანაფარდობა. თუ ხეობის ქარის მიმართულება ემთხვევა ზოგადი ცირკულაციური ნაკადის მიმართულებას (მდ. რიონის ხეობა), ვითარდება ადგილობრივი ცირკულაციის ორი საწინააღმდეგო დინება; თუ საწინააღმდეგოდ არიან მიმართულნი (მდ. მტკვრის ხეობა), მაშინ ადგილი ექნება მხოლოდ ქვედა დინებას.



ნახ. 64. ხეობის ქარები 3/10—1936 წ., 14 საათი (ვ. ვორონცოვი თ).
ა — ქვედა დინების საზღვრები,
ბ — ზედა საწინააღმდეგო დინების საზღვარი;
→ გრადიენტული ქარი.
⇒ ადგილობრივი ქარი.

როგორც ფიგუროვსკის გამოკვლევებიდან ჩანს, თბილისში ხეობის ქარები დღისით აღმოსავლეთიდან ჭრის, ხოლო მთის ქარები — ჩრდილო-დასავლეთიდან, ივლისის წყნარ და მოწმენდილ ამინდში ხეობის ქარი მოქმედებას იწყებს დილის 9 საათიდან და მთავრდება 20 საათზე. სხვა თვეებში მათი დაწყება-დამთავრების მომენტები, ცხადია, სხვადასხვა იქნება.

გ. მ ყ ი ნ ვ ა რ უ ლ ი ქ ა რ ი, მთის ქარის მსგავსად, მოძრაობს მთიდან ხეობის მიმართულებით, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ იგი დღე-ღამის განმავლობაში მიმართულებას არ იცვლის, ეს გამოწვეულია იმით, რომ მყინვარის ზედაპირის ტემპერატურა გაცილებით ნაკლებია მიწისპირა ჰაერის ფენების ტემპერატურაზე და მკვრივი დამძიმებული ჰაერი სიმძიმის ძალით ჩამოედინება ხეობაში. მისი ქვედა დინების სისქე დიდი არ არის და რამდენიმე ათეულ (ზოგჯერ ასეულ) მეტრს აღწევს.

ა. ხრგიანის გამოკვლევით, ჩრდილო კავკასიაში ბეზინგის მყინვარის ენაზე მყინვარული ქარის სიჩქარე 7 მ/წმ-ს აღწევს, ხოლო ცეისის მყინვარზე — 3,5 მ/წმ-ს, მიმართულება დღე-ღამის განმავლობაში უცვლელი რჩება, ე. ი. ქარი მყინვარის ენიდან ქვემოთ ხეობისაკენ ჭრის. ამასთან ტემპერატურის ძლიერ ინვერსიას ჰქონია ადგილი. მყინვარული ქარი მაქსიმალურ სიჩქარეს დღისით ავითარებს, როდესაც ჰაერსა და მყინვარს შორის ტემპერატურათა განსხვავება მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს.

შ. ინაშვილისა და თ. ლაშხის მიხედვით, ხალდეს მყინვარის ენაზე (2600 მ. ზღ. დ.) დღე-ღამის განმავლობაში გაბატონებულია ჩრდილოეთის ქარები, ხოლო უფრო დაბლა — 1040 მ დაშორებით, ხეობაში — (2350 მ. ზღ. დ.) მთა-ხეობის ქარები. როგორც გაზომვებიდან ჩანს, მყინვარული ქარის საშუალო სიჩქარე ივლისში 1.3 მ/წმ, ხოლო აგვისტოში 1.7 მ/წმ-ს აღწევდა.

მყინვარულ ქარებს დიდი გავრცელება აქვს ანტარქტიდის ყინულოვან პლატოებზე. აქ მუდმივ ყინულზე გადაცივებული ჰაერი მიისწრაფვის ოკეანის მიმართულებით, საითაც თვით რელიეფია დახრილი და ძალზე დიდ სიჩქარეს ავითარებს.

დ. ფ ი ო ნ ი დაღმავალი თბილი და მშრალი ქარია, რომელიც ქრის მთებიდან ქვემოთ ხეობის მიმართულებით, ამიტომ იგი ძირითადად მთიან რაიონებშია გავრცელებული. თავდაპირველად ფიონი ალპებში შეისწავლეს, გავრცელებულია კავკასიონის ქედის როგორც ჩრდილოეთ, ისე სამხრეთ ფერდობზე; ფიონური ქარების მნიშვნელოვანი გამეორებით ხასიათდება საქართველოს ტერიტორია, განსაკუთრებით კი დასავლეთ საქართველო (ქუთაისი,

ხონი): წლის განმავლობაში ქუთაისში დღეები ფიონური ქარებით 114-ს შეადგენს, თბილისში — 45, ორჯონიკიძეში — 36 და ა. შ. ერთი დღის განმავლობაში მოქმედი ფიონური ქარების შემთხვევები მნიშვნელოვანია, მაგრამ ხდება ხოლმე, როდესაც იგი 2—3 და ზოგჯერ 4—5 დღესაც განუწყვეტლივ მოქმედებს.

რიონის ხეობაში ფიონური ქარები აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარებია. აქ მათი წარმოშობის პროცესები ფსევდოადიაბატურს უახლოვდება (თავი VI, § 6). მართალია, როდესაც ამერკავკასიის აღმოსავლეთი ნაწილი მაღალი წნევის ქვეშაა მოქცეული, ხოლო შავ ზღვაზე დაბალი წნევაა, ბარიული გრადიენტი აღმოსავლეთიდან დასავლეთისკენ მიემართება, აღმოსავლეთიდან შემოსული ჰაერის მასები სურამის ქედის გადალახვის შემდეგ ძირს ეშვება და მისი გათბობა მშრალადიაბატური პროცესით მიმდინარეობს. იგი რიონის ხეობაში გვევლინება როგორც თბილი და ძალზე მშრალი ქარი. ზაფხულში ფიონი შედარებით იშვიათია. ამ პერიოდში ის ცუდად მოქმედებს ადამიანის შეგრძნებაზე და ამასთან მნიშვნელოვან ზიანს აყენებს სოფლის მეურნეობას.

ფიონს დადებითი მხარეებიც აქვს. ის აშრობს ზედმეტად ტენიან ნიადაგს, აზომიერებს ჰაერის ტენიანობას, ხელს უწყობს ნაყოფის დამწიფებას და ადიდებს მის შაქრიანობას.

აღმოსავლეთის რუმბის ქარი, როგორც წესი, თუმცა კოლხეთის მთელ ტერიტორიაზე ფიონურ ხასიათს ატარებს, მაგრამ ოროგრაფიული პირობების სხვადასხვაობა (ზღვიდან და მთებიდან არაერთნაირი დაშორება) აპირობებს ცალკეულ რაიონში სხვადასხვა ინტენსივობის ფიონს. როგორც 65-ე ცხრილიდან ჩანს, შეფარდებითი ტენიანობა ფიონების დროს 10—20%-მდე ეცემა; ხეთაში აღნიშნულია შეფარდებითი ტენიანობის დაწევა 3—6%-მდე. ქარის სიჩქარე, ფიონებში მნიშვნელოვანია (10—20 მ/წმ), ზღვის სანაპიროზე (სოხუმი) კი იგი საგრძნობლად სუსტდება.

თბილისში ფიონის დროს ქარის სიჩქარე მეტად ზომიერია, ჰაერის ტემპერატურა იზრდება, ჩვეულებრივ, 3—5°-ით და სინოტივე 20%-ზე დაბლა არ ეცემა. როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, მისი ხანგრძლივობა აქ მცირეა, ქრის რამდენიმე საათი და ისიც უფრო ხშირად ზამთარში და საღამოს საათებში. მისი აზრით, აქ ფიონები უმეტეს შემთხვევაში უნდა იყოს ადგილობრივი წარმოშობის (საგურამოს მთებიდან დაშვებული ქარი). არის შემთხვევა, როდესაც ჩრდილო-დასავლეთის ქარი შიდა და ქვემო ქართლში ატარებს ზომიერი სიძლიერის ფიონის ხასიათს. ამ შემთხვევაში ის წარმოადგენს თავისუფალი ატმოსფეროს ფიონს. ამ დროს კავკა-

1931 წლის 22—24 თებერვლის ფიონი
(მ. კორძახიას მიხედვით)

პუნქტი	რიცხვი	ტემპერატურა			შეფარდებითი ტენიანობა			აღმოს. ქარის სიჩქარე		
		7სთ.	13	21	7	13	21	7	13	21
ქუთაისი	22	4.2	12.4	5.3	36	10	28	12	17	20
	23	4.2	8.8	5.3	33	31	21	20	20	20
	24	4.8	8.4	5·0	29	30	47	10	12	16
ხეთა	22	7 6	15 2	12 4	22	6	3	5	17	20
	23	9.0	11.4	7.6	13	17	27	20	17	17
	24	6.8	11.0	8 2	27	26	31	17	17	17
სოხეე.	22	1.1	14 4	8.2	76	43	50	2	1	1
	23	4.6	15 9	7 5	47	23	42	1	2	2
	24	4.0	13 2	7.1	53	30	51	3	1	1

სიონის მთავარი ქედის გასწვრივ მყარდება მაღალი წნევა და ჰაერი ქვევით ეშვება ქედის ორივე მხარეს.

ამგვარად, ფიონები წარმოშობის მიხედვით შეიძლება იყოს ორი ტიპის: 1. ოროგრაფიული და 2. თავისუფალი ატმოსფეროდან წარმოშობილი. პირველი ტიპის ფიონები კლასიკური ფიონების სახეობას მიეკუთვნება და, როგორც აღვნიშნეთ, წარმოიშობა ჰაერის მასების მიერ მაღალი მთებისა და ქედების გადალახვის შედეგად, ხოლო მეორე — ქედების თხემზე განლაგებული ანტიციკლონიდან დაშვებული და ორივე ფერდობზე დივერგირებული (განშლადი) — დაღმავალი ჰაერის შედეგად.

პ. ვორონცოვი დამატებით გამოყოფს (დასავლეთ საქართველოს პირობებისათვის) **არეკვლილ ფიონებს**. მისი აზრით, ეს ფიონები წარმოადგენს იმ უკუდინებას, რომელიც შედეგია კავკასიონის ქედიდან დასავლეთის ძლიერ დინებათა არეკვლისა. ასეთ ფიონებში ტემპერატურის საგრძნობი მატება და ტენიანობის შემცირება არ შეინიშნება, რადგან ჰაერის დაშვების სიმაღლე დიდი არ არის.

ძლიერი ფიონური პროცესების დროს მაღალი ტემპერატურები და დაბალი ტენიანობა დამახასიათებელია არა მარტო დაბლობი ადგილებისათვის, არამედ კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ზო-

გიერთი მაღალი პუნქტისთვისაც (ლებარდე, შოვი და სხვ.). ეს გარემოება განსაკუთრებით ადრე გაზაფხულზე იწვევს მთებში თოვლის ინტენსიურ დნობას და მდინარეთა ადიდებას. ზამთრის თვეებში მას შეუძლია გამოიწვიოს ძლიერი ზვავები და ა. შ.

ფიონური ქარები ბევრ ქვეყანაშია შემჩნეული. ამ ტიპის ქარებს მიეკუთვნება ჩინუკი, რომელიც ამერიკის შეერთებული შტატების კლდოვანი მთების აღმოსავლეთ ფერდობებზე ქრის. ზამთარში იგი იმდენად დიდი შეიძლება იყოს, რომ მოკლე დროში 30 სმ სისქის თოვლი აორთქლოს. მონტანას შტატში 1894 წლის 27-დან 28 დეკემბრამდე ღამით 7 საათის განმავლობაში ფიონური ქარის შედეგად ტემპერატურამ 45°-ით აიწია (—40°-დან +4,4°-მდე).

იგი ხშირ მოვლენას წარმოადგენს ყირიმის ნ/კ-ზე, შუა აზიის რესპუბლიკებში, ახალ მიწაზე, გრენლანდიაში, ჩილეში, იაპონიასა და სხვაგან.

ე. ბორა ადგილობრივი ძლიერი ქარია, რომელიც ეშვება მცირე სიმაღლის მთებიდან შედარებით თბილი ზღვის (ოკეანის) მიმართულებით. იგი ხშირი მოვლენაა წლის ცივ პერიოდში, შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე — ნოვოროსიისკის რაიონში. მისი წარმოშობისათვის ხელსაყრელი სინოპტიკური სიტუაცია შემდეგნაირად გამოიყურება: ჩრდილო კავკასიის ტერიტორიას არქტიკიდან წამოსული ცივი ჰაერის მასები იკავებს და წარმოშობს მძლავრ ანტიციკლონს. შავი ზღვის თბილ ზედაპირზე კი წნევა შედარებით მცირეა. ცივი ჰაერის მასები გასასვლელს პოულობს მარხოტის უღელტეხილზე (450 მ. ზღ. დ.) და აქედან ეშვება შავი ზღვის მიმართულებით. ძირს დაშვებული ჰაერის ადიაბატური გათბობა ძალზე მცირე სიდიდით ხდება (უღელტეხილის სიმაღლის სიმცირის გამო), ამიტომ ინარჩუნებს იგი დაბალ უარყოფით ტემპერატურას. ნოვოროსიისკის სანაპიროზე ბორა გრიგალის ხასიათს ატარებს. მისი სიჩქარე 50 მ/წმ-ს აღემატება, ხოლო ტემპერატურა ხშირად — 20—30°-მდე ეცემა. ზღვის ზედაპირიდან ქარის მიერ გამოწვეული შხეფი ჰაერშივე იყინება. ყინულის ფენა ისე სწრაფად იზრდება, რომ ადამიანი მის მომტვრევასა და ჩამოშორებას ვერ ასწრებს. გემები, ბოძები, ხეები, შენობები და სხვ. იფარება ყინულის სქელი ქერქით და დიდ ზიანს აყენებს მათ.

ბორას მსგავს ქარებს ადგილი აქვს ადრიატიკის ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროზე — ტრიესტის რაიონში, საფრანგეთში — მდ. რონას ხეობაში (მისტრალი), ახალ მიწაზე, ბაიკალის ტბის მიდამოებში, ანტარქტიდაში და სხვ. როგორც აღვნიშნეთ, ბორას დროს

მთიდან დაშვებული ჰაერი თბება (ფიონის მსგავსად), მაგრამ ვინაიდან არქტიკული ჰაერის ტემპერატურა ზამთარში საერთოდ დაბალია, ამიტომ ამ პროცესის დროს ყოველთვის ძლიერია სიცივის შეგრძნება. მაგ., ბორას ერთ-ერთი მოქმედების დროს ნოვოროსისკში ტემპერატურა —11° იყო, ხოლო ზემოთ მარხოტის გადასასვლელზე —15°, ე. ი. ტემპერატურის მატება ყოველ 100 მეტრზე 1°-ს შეადგენდა.

ვ. შ კ ვ ა ლ ი ძალზე ხანმოკლე გრიგალისებრი ქარია და თავისი მოულოდნელობით დიდი უბედურების გამოწვევა შეუძლია. იგი ცვალებადი მიმართულებისაა; სიჩქარე რამდენიმე წუთში იმდენად მატულობს, რომ ის გრიგალის ხასიათს ღებულობს.

შკვალი ძირითადად მძლავრ გროვა-წვიმის ღრუბლებთანაა დაკავშირებული; ვინაიდან ეს უკანასკნელი შეიძლება ადგილობრივი კონვექციის ან ცივი ფრონტის ღრუბლებს წარმოადგენდეს, ამიტომ არჩევენ შ ი დ ა მ ა ს ო ბ რ ი ვ დ ა ფ რ ო ნ ტ ა ლ ურ შკვალს. შკვალი წარმოიშობა კონვექციური გროვა-წვიმის ღრუბლების წინა ნაწილში, სადაც ადგილი აქვს ჰაერის ძლიერ აღმავალ დენებს, ხოლო მის ცენტრალურ და ბოლო ნაწილში — დაღმავალ დენებს.

ფრონტალური შკვალი შეინიშნება ერთდროულად მთელი ფრონტის ხაზზე 500 მეტრიდან 6 კმ სიგანის ზოლში. ფრონტის წინ, ჩვეულებრივ, სუსტი ქარი ქრის, ხოლო შემდეგ იგი მკვეთრად იცვლის მიმართულებას და ძლიერდება.

ღრუბლებს შკვალური პროცესების განვითარების სტადიაში ძლიერ დამახასიათებელი სახე აქვს: შავი, დაფლეთილი კიდეებით ეშვება ძირს; მათ სიღრმეში წვიმა თეთრი ფარდასავით მოჩანს; ქვედა მხარე თავის ფორმას ყოველ წამს იცვლის.

ზ. ქ ა რ-ბ ო რ ბ ა ლ ა წარმოადგენს მცირე მასშტაბის ჰაერის კორიანტულ მოძრაობას ვერტიკალური ღერძის გარშემო. მისი დიამეტრი მერყეობს ათეული მეტრიდან ასეულ და ზოგჯერ 1500—2000 მეტრამდე. ქარ-ბორბალას კოლოსალური ძალის შეფასებისათვის მოვიყვანთ ზოგიერთ მაგალითს:

1853 წელს ყირიმის ნახევარკუნძულზე ქარ-ბორბალამ ჰაერში აიტაცა ათი დატვირთული ურემი, დაატრიალა იგი და დედამიწაზე დაანარცხა. 1845 წელს საფრანგეთის ერთ-ერთი ქალაქის სამი ძაფსართავი ფაბრიკიდან მან კვალიც კი არ დატოვა: სართავი დაზგების ნაწილები რამდენიმე კილომეტრის მანძილზე გადაისროლა.

1904 წლის 29 ივნისს ქარ-ბორბალამ სამხრეთ-აღმოსავლეთის მხრიდან გადაუარა მოსკოვს, შვიდი სოფელი დაანგრია, ხოლო შიგ

მოსკოვში ჰაერში აიტაცა საცხოვრებელი სახლების სახურავები, ადამიანები, პირუტყვი, ეტლები და სხვ.

ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირზე ქარ-ბორბალას ევროპაში „სმერჩს“ უწოდებენ, ხოლო ხმელეთის ზედაპირზე — „ტრომბს“, ამერიკის შეერთებულ შტატებში იგი „ტორნადოს“ (ესპანურად — მოტრიალე) სახელითაა ცნობილი.

ქარ-ბორბალას წარმოშობის ფიზიკური არსი ჯერ კიდევ საბოლოოდ შესწავლილი არ არის. ა. ვეგენერის მიხედვით, მისი წარმოშობა დაკავშირებულია გროვა-წვიმის ღრუბლებთან, რომლის წინა ნაწილში ჩნდება ჰაერის ჰორიზონტალური მოძრაობა, მისი უშუალო გაგრძელებაა ვერტიკალური კორიანტული მოძრაობა, რომელიც შეადგენს პირველის მოხრილ ნაწილს და უშუალოდ ეშვება დედამიწის ზედაპირზე. დედამიწასთან მოახლოებისას იგი ვიწროვდება (სპილოს ხორთუმის მსგავსად); მექანიკის კანონის თანახმად მისი ბრუნვითი მოძრაობის სიჩქარე მატულობს და ხშირად 100—120 მ/წმ აღემატება.

ს. ხრომოვის აზრით, ქარ-ბორბალას წარმოშობა დაკავშირებულია ატმოსფეროს განსაკუთრებით ძლიერ არამდგრად სტრატიფიკაციასთან, ხოლო ფრონტის სიახლოვე სტიმულს აძლევს მის განვითარებას.

ქარ-ბორბალაში ბრუნვითი სპირალისებრი მოძრაობა წარმოშობს ცენტრიდანულ ძალებს, რომლებიც ჰაერის ზედაფენებში იწვევს ვერტიკალური ღერძის გასწვრივ ჰაერის სწრაფ განდევნას ცენტრიდან პერიფერიისაკენ. ცენტრში წნევა იმდენად ეცემა, რომ ზღვებში მას დიდი სიღრმიდან შეუძლია თევზებისა და მედუზების შეწოვა, ხოლო ხმელეთზე — სხვადასხვა საგნებისა.

თავი XIV

ატმოსფეროს ცირკულაცია

§ 1. ცნობები ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის შესახებ

ატმოსფერო რთულ და განუწყვეტელ მოძრაობაშია; ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორია დროის უმცირეს მონაკვეთში მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. ყოველდღიურ სინოპტიკურ რუკებზე განსაკუთრებით კარგად ჩანს ატმოსფეროს მოძრაობის ნაირსახეობა და მათი გეოგრაფიული განაწილების თავისებურებანი. ატმოსფეროს მოძრაობა იმდენად მრავალფეროვანია, რომ ჰაერის მოძრაობის ერთი და იმავე სურათის გამეორების ალბათობა ძალიან მცირეა და შეიძლება ნულის ტოლად ჩავთვალოთ.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ძირითად რგოლს წარმოადგენს სხვადასხვა სიდიდის გრიგალისებრი მოძრაობა, რომელთა შორის პირველ ყოვლისა აღსანიშნავია დიდი მასშტაბის ციკლონები და ანტიციკლონები. ეს უკანასკნელნი წარმოიშობიან, ვითარდებიან და ქრებიან ტროპიკებისგარე მატერიკებისა და ოკეანეების ზედაპირზე. ისინი ვერტიკალური მიმართულებით მოიცავენ მთლიანად ტროპოსფეროს და სტრატოსფეროს ქვედაფენებს, მათი მეშვეობით ხდება ჰაერის გაცვლა მერიდიანული მიმართულებით.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სისტემაში გარკვეული ადგილი უკავია მცირე მასშტაბის ადგილობრივი ცირკულაციის პროცესებს (ბრიზები, მთა-ხეობის ქარები, ფიონები, ბორა და სხვ.); ისინი წარმოადგენენ ჰაერის ძირითად დინებათა ადგილობრივ სახეცვლილებებს.

ატმოსფეროს მოძრაობის საერთო სისტემაში ჰაერის გადანაცვლების ჰორიზონტალური შემადგენელი გაცილებით სჭარბობს ვერტიკალურს; მიუხედავად ამისა, ამ უკანასკნელის როლი დედამიწის ზედაპირზე ამინდიანობის ფორმირებაში მნიშვნელოვანია.

ატმოსფეროს ცირკულაციის ძირითადი სახეობა ჰაერის ისეთი მსხვილმასშტაბიანი მოძრაობაა, რომელიც, ერთი მხრივ, ეკვატორსა და პოლუსებს შორის, ხოლო მეორე მხრივ, ოკეანეებსა და

კონტინენტებს შორის რადიაციული ბალანსის სხვადასხვაობითაა გამოწვეული. ასეთი ცირკულაციის შედეგად ხდება ჰაერის მასების განუწყვეტელი ცვლა მერიდიანული მიმართულებით და განედების გასწვრივ, რომელსაც ზონალურ ცირკულაციას უწოდებენ.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია ეწოდება ყველა სახის დიდი მასშტაბის ჰაერის დინებათა ერთობლიობას, რომელიც განაპირობებს ჰაერის მასების გაცვლას ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მიმართულებით.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური პროცესები ძირითადად განსაზღვრავს ამინდიანობის რეჟიმს და მისი ცვლილების ხასიათს, რის გამოც იგი წარმოადგენს ერთ-ერთ კლიმატწარმომშობ ფაქტორს.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის განუწყვეტელი ცვლილების მიუხედავად, მას გააჩნია მდგრადი თავისებურებანიც, რომელნიც წლიდან წლამდე მეორდება. ამ თავისებურებათა გამოვლენა შესაძლებელია იმ კლიმატური რუკების მეშვეობით, სადაც მოცემულია არა მარტო ჰაერის დინების, არამედ წნევის განაწილების შრავალწლიური საშუალო სურათი.

ქარის მიმართულება ხახუნის ფენის ზემოთ ძირითადად ზონალურია: ტროპიკულ და პოლარულ სარტყელში იგი აღმოსავლურია, ხოლო ზომიერში — დასავლური. ხახუნის ფენებში (მიწისპირა ფენებში) იგი გადაიხრება იზობარების მიმართულებიდან ბარიული გრადიენტის მხარეს, ხოლო ეკვატორულ ზონაში, სადაც დედამიწის ბრუნვის გადამხრელი ძალა ნულის ტოლია — ქარი ბარიულ გრადიენტს უახლოვდება (ნახ. 65): როგორც ჩანს, ჰაერის ქვედაფენებში ცირკულაციის ზონალობა ირღვევა; ეს ძირითადად გამოწვეულია ციკლონებითა და ანტიციკლონებით. ნაკლებ მოძრავი ციკლონები და ანტიციკლონები ჩაკეტილი იზობარებით, წარმოშობენ რა ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრებს, განაპირობებენ ჰაერის მოძრაობას მერიდიანული მიმართულებით: ციკლონის დასავლეთ და ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ჰაერის ნაკადი ჩრდილოეთიდან მოედინება (ჩრდილოეთ ნახევარსფერო), ხოლო ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე — სამხრეთიდან. როგორც ვხედავთ, ზონალურთან ერთად ადგილი აქვს მერიდიანულ ცირკულაციას, რომელიც იწვევს სითბოს გაცვლას მაღალ და დაბალ განედებს შორის. ჰაერის ასეთ გაცვლას ადგილი რომ არ ჰქონოდა, მაშინ დედამიწის ზედაპირზე

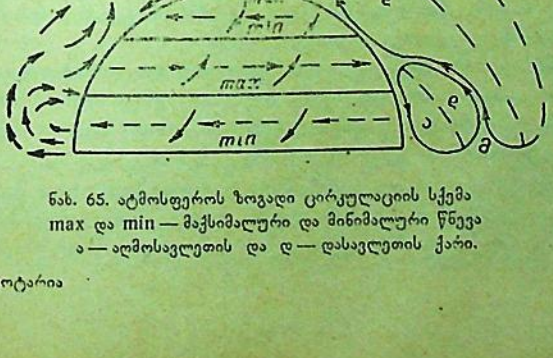
ტემპერატურების განაწილება სრულიად განსხვავებული იქნებოდა სინამდვილესთან შედარებით. როგორც ქვემოთ მოტანილი ცხრ. 66-დან ჩანს, უძრავი ატმოსფეროს პირობებში (სხივური წონასწორობის პირობებში) ტროპიკებს შორის ტემპერატურა გაცილებით მეტი იქნებოდა, ხოლო ზომიერ და მაღალ განედებზე ნაკლები, ვიდრე ამას სინამდვილეში აქვს ადგილი.

ცხრილი 66

სხივური წონასწორობისა და ნამდვილი ტემპერატურების განაწილება განედების მიხედვით

ტემპერატურა	განედი (გრად.)									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
უძრავი ატმოსფერო	39	36	32	22	8	—6	—20	—32	—41	—44
ნამდვილი	26	27	25	20	14	6	—1	—9	—18	—22
სხვაობა	—13	—9	—7	—2	6	12	19	23	23	22

როგორც ჩანს, მაღალი განედები ტროპიკებიდან იღებენ დამატებით სითბოს; პოლარული აუზიდან მონადენი სიცივე კი ტროპიკებში იწვევს ტემპერატურის დაწევას. როგორც ვხედავთ, სინამდვილეში ტემპერატურული კონტრასტი პოლუს-ეკვატორი (48°) 35°-ით ნაკლებია სხივურ წონასწორულთან შედარებით (83°).



ნახ. 65. ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სქემა
max და min — მაქსიმალური და მინიმალური წნევა
ა — აღმოსავლეთის და დ — დასავლეთის ქარი.

მერიდიანული ცირკულაციის სქემა ერთგვაროვანია და თავისი ღერძის გარშემო მბრუნავი დედამიწისათვის შეიძლება წარმოვიდგინოთ ვერტიკალური რგოლების სახით (ნახ. 65); პირველი რგოლია პასატური ცირკულაცია; ეკვატორის რაიონში ძლიერი ინსოლაციის შედეგად გახურებული ჰაერი აღმავალ დენას განიცდის და გარკვეულ სიმაღლეზე ანტიპასატის სახით მიედინება პოლუსებისაკენ — წნევის გრადიენტის მიმართულებით (კორიოლისის ძალა აქ ნულის ტოლია). აღნიშნული დინება დაახლოებით 10—15°-დან თანდათანობით განედურ მიმართულებას იღებს და სუბტროპიკულ განედებზე ძირს ეშვება. აქ წარმოიშობა მაღალი წნევის ზონა. ქვედაფენებში ჰაერის ნაწილი ჩრდილო-აღმოსავლეთის (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-აღმოსავლეთის) პ ა ს ა ტ ე ბ ი ს სახით ეკვატორისაკენ მიედინება, ხოლო ნაწილი ზომიერი და მაღალი განედებისაკენ, დასავლეთის შემადგენელი დინებების სახით.

ეს თბილი დინებები დაახლოებით 60—65° განედზე ხვდება პოლარული აუზიდან მონადენ ჩრდილო-აღმოსავლეთის (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-აღმოსავლეთის) ცივ დინებებს, განიცდის მასზე აღმასრიალს და წარმოშობს პოლარულ ფრონტს, სადაც ჩნდება ცირკულაციის მეორე დახშული რგოლი.

ტროპოსფეროს ზედა მეორენახევარსა და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში ჰაერის ნაკადის მიმართულებებს შორის განსხვავება ქრება და ყველა ზონაში ადგილი აქვს ჰაერის მასების დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ გადატანას. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ეკვატორის მაღალ ფენებში მაღალი წნევა მყარდება, პოლუსების მიმართულებით კი — დაბალი; ამიტომ ბარიული გრადიენტიც ინარჩუნებს ერთ საერთო მიმართულებას — ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ. პოლუსების თავზე დაახლოებით 16—20 კმ სიმაღლეზე დასავლეთის შემადგენელი დინებები განშტოვდება და უკვე აღმოსავლეთის შემადგენელი ჭარების სახით ეკვატორს უბრუნდება. აქ წარმოიშობა ტროპოსფერო-სტრატოსფეროს მესამე ცირკულაციური დახშული რგოლი, რომელიც ერთ სისტემაში აერთიანებს ზემოაღნიშნულ ორივე რგოლს.

ატმოსფეროს ზონალური და მერიდიანული ცირკულაციის ზემოთ მოყვანილი ზოგადი სქემა მნიშვნელოვნად უფრო რთულია, რადგან კონტინენტებსა და ოკეანეებს არსებითი ცვლილებები შეაქვთ ატმოსფეროს ცირკულაციაში.

კონტინენტებისა და ოკეანეების როლი ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრების წარმოშობაში ძალზე დიდია. მათი გავლენა უშუალოდ ვლინდება ტროპოსფეროს თერმობარიული სიმაღლითი ვე-

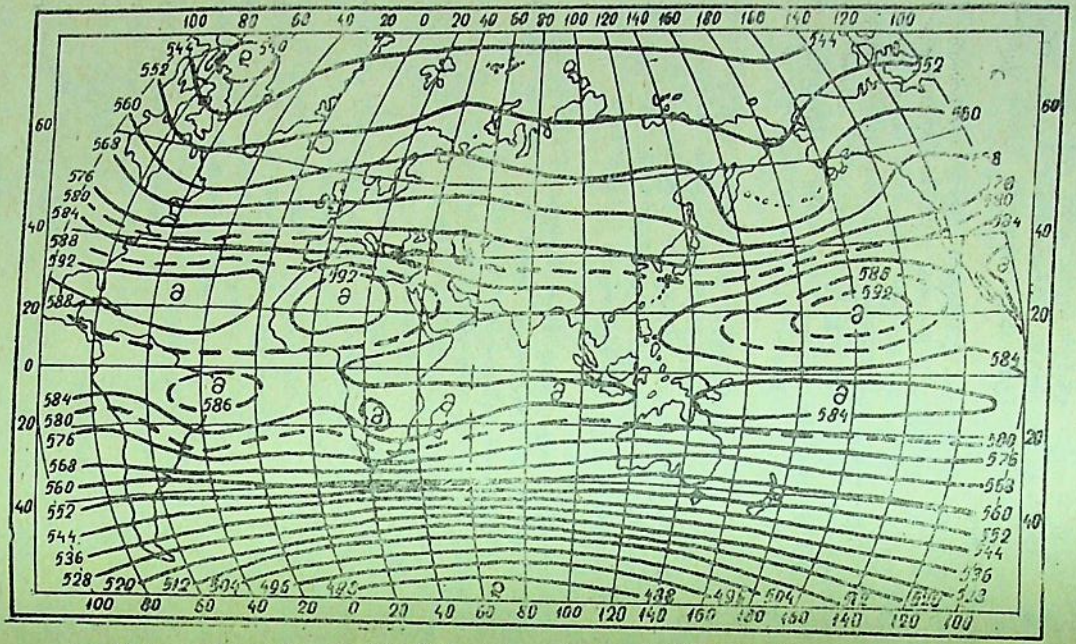
ლის სტრუქტურის ცვლილების მეშვეობით. ზამთარში ხმელეთსა და ოკეანეებზე მაღალი ტემპერატურის გამო თავისუფალი ატმოსფეროს გარკვეულ სიმაღლეზე წარმოიშობა მაღალი წნევის არე, ხოლო ცივი კონტინენტის ამავე სიმაღლის ჰაერის ფენებში — დაბალი წნევის არე.

როგორც ვხედავთ, წნევათა განაწილება სხვადასხვა სიმაღლეზე თანდათანობით უახლოვდება მიწისპირა ფენებში ტემპერატურების განაწილებას. მაშასადამე, ბარიულ სისტემათა ასეთი განაწილება გამოიწვევს გარკვეულ სიმაღლეზე ჰაერის დენას ზღვიდან ხმელეთისაკენ და, მაშასადამე, ოკეანეთა ზედაპირის ჰაერის მიმდებარე ფენებში ციკლონის, ხოლო ხმელეთზე — ანტიციკლონის წარმოშობას. ზაფხულის სეზონში პროცესი შებრუნებულად მიმდინარეობს.

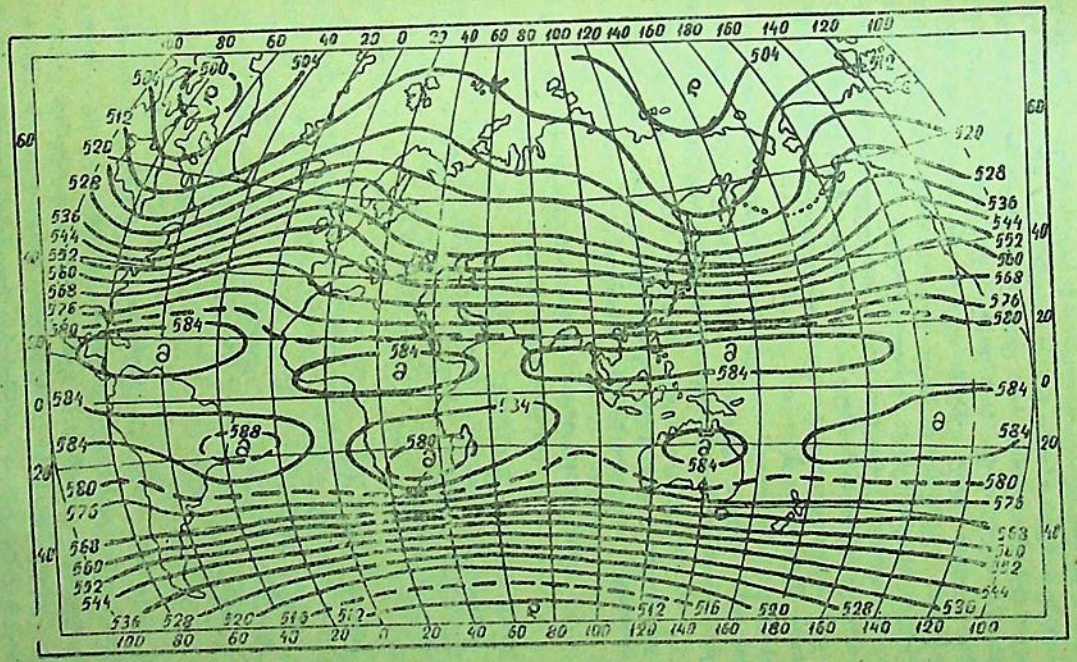
ოკეანეებისა და კონტინენტების განაწილების გავლენა ცირკულაციის ინტენსივობაზე მატულობს ტროპიკული ზონიდან ზომიერი ზონის ჩრდილოეთ საზღვრამდე და ამიტომაც ამ უკანასკნელში ბარიული ცენტრები, განსაკუთრებით ზამთარში მეტი სიძლიერით გამოირჩევა. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს ბარიული ტოპოგრაფიის რუკებზე.

განვიხილოთ ხ. პოლოსიანის მიერ შედგენილი აბსოლუტური ტოპოგრაფიის 500 მბ იზობარული ზედაპირის საშუალო რუკები ზამთრისა და ზაფხულის სეზონისათვის (ნახ. 66, 67).

პირველ ყოვლისა რაც ზამთრისა და ზაფხულის AT_{500} მბ რუკებიდან თვალში გვეცემა, ეს ისაა, რომ არქტიკისა და ანტარქტიკის რაიონში დაახლოებით 5 კმ სიმაღლეზე დაბალი წნევის არე წარმოიშობა. ხოლო ტროპიკულ განედებზე — მაღალი. აქ იზოჰიფსები თითქმის განედებს გაუყვება და გეოპოტენციალის გრადიენტი ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ მიემართება; ამიტომაა, რომ ჰაერის დინებებს ძირითადად ზონალური ხასიათი აქვს, ე. ი. ის დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენაა მიმართული; მაგრამ, როგორც ნახ. 66-დან ჩანს, აღნიშნულ სიმაღლეზე ზამთარში ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა დიდი სიძლიერითაა გამოსახული: იზოჰიფსები ოკეანეების ზედაპირზე დივერგენციას (გაშლას) განიცდის, ხოლო ხმელეთზე — კონვერგენციას და განაპირობებს მაღლივი ფრონტალური ზონის წარმოშობას (აქ იზოჰიფსები ძლიერ მჭიდროვდება). მკვეთრადაა გამოხატული სიცივის ღარი კონტინენტების აღმოსავლეთ სანაპიროებზე, სადაც ციკლონების ჩასახვა და განვითარება წარმოებს; აქ იზოჰიფსები მიემართება ჩრდილო-აღმოსავლეთით და წარმოშობს ისლანდიისა და ალეუტის ბარიულ მინი-



(დეკემბერი — თებერვალი). ნახ. 66. აბსოლუტური ტოპოგრაფიის 500 მბ ზედაპირის რუკა (ΔT_{500})



ნახ. 67. აბსოლუტური ტოპოგრაფიის 500 მბ ზედაპირის რუკა (AT_{500}) (ივნისი — აგვისტო).

მუმს. ეს გარემოება იწვევს აღნიშნულ უბნებში ზონალური ცირკულაციის რღვევას და ცირკულაციის მერიდიონალური შემადგენელის განვითარებას. ზაფხულის პერიოდში (ნახ. 67) ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ატმოსფეროს ცირკულაცია ზონალურს უახლოვდება; გამონაკლისია ევრაზიის კონტინენტი, სადაც მისი გადახურების შედეგად მაღალ ფენებში ადგილი აქვს კარგად გამოხატულ იზოჰიფსთა დივერგენციას. საყურადღებოა, რომ ზაფხულის გეოპოტენციალის გრადიენტის სიდიდე გაცილებით ნაკლებია ზამთრისაზე; ეს იმითაა გამოწვეული, რომ განსახილველი ნახევარსფეროს პოლარული რაიონები ზაფხულში სითბოს დიდ რაოდენობას იღებს და ტემპერატურული კონტრასტი პოლუს-ეკვატორი ზამთრის სეზონთან შედარებით მცირეა.

სამხრეთ ნახევარსფეროში ქვეფენილი ზედაპირის ერთგვაროვნების გამო (წყლის ზედაპირი) იზოჰიფსები განედების პარალელურნი არიან და ამიტომ როგორც ზამთარში, ისე ზაფხულში ატმოსფეროს ცირკულაცია სუფთა ზონალურ ხასიათს ატარებს.

განვიხილოთ უფრო დეტალურად ატმოსფეროს ცირკულაციური პირობები ცალკეული ზონების მიხედვით.

§ 2. ჰაერის მასების ზონალური გეოგრაფიული ტიპები და კლიმატური ფრონტები

ჰაერის მასების ფორმირება რადიაციული და ცირკულაციური ფაქტორების ერთობლივი ზემოქმედების შედეგად ხდება; ჰაერის მასის ფიზიკური თვისებები დამოკიდებულია გეოგრაფიულ მდებარეობაზე, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათზე, წლის დროზე და სხვ.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის პირობები ხელს უწყობს ზოგიერთ ბარიულ ცენტრში (იქ, სადაც ჰაერის მასების მოძრაობის სიჩქარე ქვედაფენებში ძლიერ შემცირებულია) ჰაერის მასების ფორმირებას; ასეთებია: ეკვატორული დეპრესია, სუბტროპიკული ანტიციკლონებისა და კონტინენტის ზაფხულის დეპრესიის რაიონი, ზომიერი განედების ზამთრის ანტიციკლონები და ჩრდილოეთი და სამხრეთი ნახევარსფეროების პოლარული ანტიციკლონები, ისლანდიის მინიმუმის რაიონი და სხვ. აღნიშნულ რაიონებში ჰაერის მასები ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში იძენს შესაბამის ფიზიკურ თვისებებს — ტემპერატურისა და ტენშემცველობის გარკვეულ სიდიდეს, ვერტიკალური სტრატიფიკაციის ხასიათს და სხვ. ზემომოყვანილი ფორმირების რაიონების მიხედვით არჩე-

ვენ ჰაერის მასების შემდეგ გეოგრაფიულ ტიპებს: არქტიკულს (ანტარქტიკულს), პოლარულს, ტროპიკულსა და ეკვატორულს. იმისდა მიხედვით, თუ რომელ ზედაპირზე ფორმირდებიან ისინი — ზღვაზე თუ კონტინენტზე, არჩევენ ამ ჰაერის მასების ზღვურ და კონტინენტურ სახესხვაობებს. ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის მექანიზმის მეშვეობით სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასები განიცდის გადაადგილებას სხვა გეოგრაფიული რაიონისაკენ, რის გამოც იცვლება მისი თვისებები; მაგრამ ზოგიერთი ფიზიკური მახასიათებელი შეიძლება მდგრადობით ხასიათდებოდეს.

1. არქტიკული ჰაერის (აჰ) ფორმირება არქტიკის აუზში ხდება, 65—70° პარალელის ჩრდილოეთით: ტემპერატურა დაბალია, ხვედრითი ტენიანობა მცირე, ხოლო შეფარდებითი — მაღალი. ჰაერის მდგრადობა განსაკუთრებით ზამთარშია მკვეთრად გამოსახული (მძლავრი ტემპერატურული ინვერსიები). არქტიკული ჰაერის ვერტიკალური სიმძლავრე ფორმირების რაიონში 4—6 კმ-ს უდრის.

არქტიკული ჰაერი, გადაინაცვლებს რა გრენლანდიისა და ნორვეგიის გაუყინავი ზღვების ზედაპირზე, ქვედაფენებში მცირეოდენ თბება და ტენიანდება, რის გამოც უფრო არამდგრადი ხდება და ზღვიურ-არქტიკული ჰაერის (ზაჰ) თვისებებს იღებს. შირის ევროპულ ტერიტორიაზე ბარენცისა და კარის გაყინული ზღვებიდან და ტაიმირის ნახევარკუნძულიდან. იგი მნიშვნელოვნად ცივია და ტენით ღარიბი, ზამთარში ძლიერი მდგრადობით ხასიათდება და ევრაზიის კონტინენტის ზომიერ განედებზე ტრანსფორმირდება კონტინენტურ პოლარულ ჰაერად (კჰ). ზომიერ განედებზე შემოჭრილი კჰ-ში ვითარდება ანტიციკლონები. ამ ჰაერის შემოჭრა სამხრეთ რაიონებში უმთავრესად ხდება ციკლონების ცივი ფრონტის ზურგში მძლავრი ანტიციკლონებიდან.

2. პოლარული ჰაერის. მასები ფორმირების კერის მიხედვით შეიძლება იყოს ზღვიური და კონტინენტური წარმოშობის. ზღვიური პოლარული ჰაერის (ზპჰ) ფორმირება ზომიერი განედების ზღვებსა და ოკეანეებზე მიმდინარეობს. დასავლეთ ევროპაში და ყოფილ სსრ კავშირის ტერიტორიაზე იგი მოედინება დასავლეთიდან ატლანტიკის ოკეანისა და ხმელთაშუა ზღვის გავლით, სამხრეთიდან — შავი ზღვის გავლით. ზამთარსა და ზაფხულში ატლანტიკიდან წამოსული ჰაერი აშკარად არამდგრადად სტრატიფიცირებულ მასას წარმოადგენს. იგი იწვევს არამდგრად ამინდს თავსხმა ნალექებით და, რაც მთავარია, დასავლეთ ევროპი-

სა და ყოფილ სსრ კავშირის დასავლეთ და ჩრდ. დასავლეთ რაიონებში ლეღმიან დღეებს. ზაფხულში ზპჰ ევროპაში წარმოდგენილია როგორც ცივი არამდგრადი მასა.

კონტინენტური პოლარული ჰაერი (კპჰ) ფორმირდება ევრაზიის კონტინენტზე მონადენი სხვადასხვა ჰაერის მასების ძირითადი თვისებების ტრანსფორმაციის შედეგად. ამიტომ, კპჰ ფიზიკური მდგომარეობა შეიძლება მრავალგვარი იყოს და რაიმე განსაზღვრული მდგრადი თვისებების გამოყოფა წლის რომელიმე პერიოდისათვის გაძნელდეს: ფორმირება ძირითადად მიმდინარეობს ზპჰ, კაჰ და ზაჰ ხარჯზე. ფიზიკური პროცესების ხასიათის მიხედვით ზამთარში ისინი ძლიერ ემსგავსებიან არქტიკულ ჰაერს, ხოლო ზაფხულში კონტინენტურ ტროპიკულ ჰაერს (ქტჰ). ვინაიდან ზამთარში მისი ფორმირება მიმდინარეობს თოვლით დაფარულ და ძლიერ გადაცივებულ ხმელეთის ზედაპირზე (ყოფილ სსრ კავშირის ევროპული ტერიტორია, ციმბირი), ამიტომ მისი ქვედაფენები ძალზე დაბალი ტემპერატურით ხასიათდება (—50°, —70°) და მდგრადადაა სტრატიფიცირებული. ზაფხულში კპჰ წარმოადგენს უფრო მეტად ადგილობრივ არამდგრად ჰაერის მასას კონვექციური ღრუბლებითა და თავსხმა ნალექებით.

3. ზღვის ტროპიკული ჰაერი (ზტჰ) ძირითადად წარმოიშობა სუბტროპიკული მაღალი წნევის სარტყელში, განსაკუთრებით კი ატლანტიკის და წყნარი ოკეანეების ზედაპირზე. ჩრდილო-აღმოსავლეთის პასატები, რომლებიც მოძრაობს ზემოაღნიშნული ანტიციკლონებიდან, წარმოადგენს ზღვის ტროპიკულ ჰაერს. ზაფხულში ხმელეთზე ისინი გვევლინებიან როგორც გრილი არამდგრადი ჰაერის მასები, ზამთარში კი როგორც მდგრადი ჰაერის მასები.

კონტინენტური ტროპიკული ჰაერის (ქტჰ) ფორმირების კერაა ტროპიკული უდაბნოები და ველები. წლის თბილ პერიოდში იგი შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე ბალკანეთში, მცირე აზიაში, შუა აზიაში, ყოფილ სსრ კავშირის სამხრეთ რაიონებში, მონღოლეთში, ჩრდილო ჩინეთში და სხვ. ქტჰ წარმოადგენს მშრალ, ძლიერ გადახურებულ არამდგრად მასას. მიუხედავად ამისა, აქ ღრუბლები არ წარმოიშობა, რადგან კონდენსაციის დონე დიდ სიმაღლეზე მდებარეობს და ჰაერის აღმავალი დენები აღნიშნულ დონეზე დაბლა ქრება.

4. ეკვატორული ჰაერი (ეჰ) ფორმირდება ეკვატორის ზონის თბილი ოკეანეებისა და ნოტიო ტროპიკული ტყით დაფარულ კონტინენტების ზედაპირზე. ეს მასები ტრანსფორმირებული

ტროპიკული ჰაერია, რომელიც პასატების სახით გვეელინება ეკვატორზე.

ზემოაღწერილი სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასები მოძრაობის პროცესში ურთიერთშეხებაში და განუწყვეტელ ურთიერთქმედებაში იმყოფება. თუ მათ მდგომარეობას საშუალო მრავალწლიურ ასპექტში განვიხილავთ, მაშინ მივიღებთ კლიმატოლოგიურ რუკას განსაზღვრული გეოგრაფიული ტიპის მთავარი ფრონტებით, რომელთაც კლიმატოლოგიურ ფრონტებს უწოდებენ. კლიმატოლოგიური ფრონტების განლაგება მჭიდროდაა დაკავშირებული ატმოსფეროს მოქმედების კლიმატოლოგიური ცენტრების — ციკლონებისა და ანტიციკლონების განლაგებასთან და მასთან დაკავშირებულ ჰაერის დინებებთან. კლიმატოლოგიურ ფრონტებს სხვადასხვა სეზონში სტაციონარული მდგომარეობა უკავია; მაგრამ სინამდვილეში ფრონტების მდგომარეობა და რაოდენობაც მკვეთრად განსხვავდება ფრონტების მრავალწლიური საშუალო განაწილებისაგან. ციკლონური მოქმედების ზეგავლენით ფრონტები წარმოიშობა, გადაადგილდება და შემდეგ ქრება. ისინი მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდიან და დედამიწის სხვადასხვა წერტილში ამინდიანობის თავისებურ პირობებს ქმნიან.

კლიმატოლოგიური ფრონტების განლაგება და მისი დახასიათება პირველად ცნობილმა მეცნიერმა პროფ. ს. ხრომოვმა მოგვცა. არჩევენ სამი სახის კლიმატოლოგიურ ფრონტს: არქტიკულს (ანტარქტიკულს), პოლარულსა და ტროპიკულს (იხ. ნახ. 60 და 61).

ა) არქტიკული (ანტარქტიკული) ფრონტი (აფ) არქტიკული და პოლარული ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირია: ფაქტიურად იგი არქტიკული ჰაერის სამხრეთით გავრცელების საზღვარია: ეს ფრონტი ძირითადად ორი შტოთია წარმოდგენილი: ატლანტიკურ-ევროპულით და ამერიკის აფ-ით. არქტიკულ ფრონტზე ხშირად იქმნება პირობები ციკლონების წარმოშობისათვის, რაც თავისი გადაადგილების პროცესში იწვევს არქტიკული ჰაერის სამხრეთ რაიონებში შემოსვლას.

ბ) პოლარული ფრონტი, არქტიკულის მსგავსად, დედამიწის გარშემო ერთ მთლიან სარტყელს არ ქმნის, იგი წარმოდგენილია ცალკეული განშტოებებით. ეს ფრონტი გამოყოფს პოლარულ ჰაერს ტროპიკულისაგან. იგი წლის ცალკეულ სეზონებში მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის: ზამთარში ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გაჭიმულია ატლანტიკის ოკეანეზე — ფლორიდიდან ლამანშამდე, წყნარ ოკეანეზე—ფილიპინების კუნძულებიდან კანადის დასავლეთ

სანაპიროდან, ხმელთაშუა ზღვაზე და ირანის, ავღანეთისა და ტიბეტის ზეგნებზე.

ზაფხულში პოლარული ფრონტი ჩრდილოეთით გადაადგილდება და იგი 40—60° განედებს შორის გაუყვება. აღნიშნულ ფრონტებზე ვითარდება ინტენსიური ციკლონური პროცესები, რომელთაც დიდი მნიშვნელობა ენიჭებათ ზომიერი განედების ამინდისა და კლიმატის ფორმირების საქმეში.

სამხრეთ ნახევარსფეროში პოლარული ფრონტი ზაფხულში ძირითადად განლაგებულია ოკეანეთა ზედაპირზე, მაგრამ ზამთარში ისინი სამხრეთით გადაინაცვლებენ და უახლოვდებიან ავსტრალიის, აფრიკისა და სამხრეთ ამერიკის სამხრეთ სანაპიროებს.

გ) ტროპიკული ფრონტი (ტფ) ტროპიკული და ეკვატორული ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირია. აღნიშნული მასების გადატანა ორივე ნახევარსფეროს პასატური დინებების მეშვეობით ხდება.

ტროპიკული ფრონტი ზამთარშიც და ზაფხულშიც თითქმის უწყვეტ ზოლად უვლის დედამიწას. ზამთარში იგი უმეტესად სამხრეთ ნახევარსფეროშია წარმოდგენილი, ზაფხულში — მთლიანად ჩრდილოეთში. ზაფხულში ტროპიკული ფრონტი აზიაში ჰიმალაის ქედის თხემამდე გადაადგილდება. ეს გამოწვეულია კონტინენტის ძლიერი გადახურებით. იმ ტერიტორიას, რომელიც მოთავსებულია ტროპიკული ფრონტის ზამთრისა და ზაფხულის მდებარეობას შორის, ე კ ვ ა ტ ო რ უ ლ ი მ უ ს ო ნ ე ბ ი ს ზონას უწოდებენ. ტროპიკულ ფრონტზე ვითარდება ინტენსიური ციკლონური პროცესები.

§ 3. ცირკულაცია ტროპიკებში

პასატები. საშუალო მრავალწლიური წნევებისა და გაბატონებული ქარების განაწილება (ნახ. 58 და 59) ტროპიკულ სარტყელში სამი პარალელური ზონის გამოყოფის საშუალებას იძლევა: სუბტროპიკული მაღალი წნევის ზონა, პასატების ზონა და ეკვატორული დაბალი წნევის ზონა; ამ უკანასკნელს აგრეთვე ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროების პასატების შეხვედრის (კონვერგენციის) ზონასაც უწოდებენ.

სუბტროპიკული ანტიციკლონები უფრო მკვეთრად ოკეანეთა ზედაპირზეა გამოსახული და ორივე ნახევარსფეროს ზამთარში მათი ცენტრები ეკვატორისაკენ გადაინაცვლებს, ხოლო ზაფხულში — პირიქით, შორდება. ტროპიკულ ცირკულაციაში მონაწილეობს მხოლოდ მისი სამხრეთი (სამხრეთ ნახევარსფეროში ჩრდილოეთი) პერიფერია, რომლის იზობარებიც განედებს პარალელურად გაუყვება.

სუბტროპიკული ზონის ანტიციკლონებსა და ეკვატორულ დეპ-

რესიას შორის ჰაერის გაცვლა პასატებისა და ანტიპასატების მეშვეობით ხდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში პასატები წლის განმავლობაში ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან ჭრის, ხოლო სამხრეთში — სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან. ეკვატორთან მიახლოებისას პასატების აღმოსავლეთი შემადგენელი თანდათანობით მატულობს. ორივე პასატი ხვდება ეკვატორული დეპრესიის ღერძის გასწვრივ, სადაც აშკარად ჩანს სუსტად გამოხატული ციკლონური წარმონაქმნები. როგორც აღნიშნული იყო, ამ ღერძის გასწვრივ წარმოიშობა ტროპიკული ფრონტი.

პასატური ქარების მიმართულება და სიჩქარე წლის განმავლობაში მნიშვნელოვან ცვლილებას არ განიცდის და ამიტომ მას მუდმივ ქარებსაც უწოდებენ. პასატები უმცირესი სიჩქარით (0.5—1.0 მ/წმ) ხასიათდება სუბტროპიკებში და ეკვატორული დეპრესიის მახლობლად, ხოლო 10—15° განედებზე იგი მატულობს 3—5 მ/წმ-მდე. რაც უფრო მატულობს პასატების სიჩქარე, მით უფრო მეტი მდგრადობით ხასიათდება მათი მიმართულება. მაგრამ თუ გავითვალისწინებთ, რომ რეალურ პირობებში ყოველდღიურად ანტიციკლონების ცალკეული ბირთვები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობს და იზობარების კონფიგურაცია იცვლება, მაშინ სუბტროპიკული ზონის ერთ და იმავე პუნქტზე პასატების მიმართულება საშუალო მრავალწლიურთან შედარებით შეიძლება მნიშვნელოვნად შეიცვალოს.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ პასატური ფრონტების შესახებ. ისინი წარმოიშობიან ორი მეზობელი სუბტროპიკული ანტიციკლონის პერიფერიაზე, სადაც ადგილი აქვს სხვადასხვა მიმართულების ჰაერის მასათა კონვერგენციას. პასატური ფრონტები ზომიერი განედების ფრონტების გაგრძელებას წარმოადგენს. ისინი იკრებიან ღრმად ტროპიკულ ზონაში (ნახ. 60 და 61).

წყნარი და ატლანტიკის ოკეანის აღმოსავლეთ ნაწილში სამხრეთ-აღმოსავლეთის პასატები მთელი წლის განმავლობაში კვეთს ეკვატორს და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პასატებს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ხვდება. მსგავსი მდგომარეობაა ზაფხულობით იმავე ოკეანეების დასავლეთ ნაწილში; ზამთარში ჩრდილო-აღმოსავლეთის პასატი სამხრეთ ნახევარსფეროში ვრცელდება.

ინდოეთის ოკეანეში პასატები ზამთარში ერთმანეთს ხვდებიან ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში; ხოლო ზაფხულში აქ (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში) მათ ადგილი არ აქვთ.

პასატებში ატმოსფეროს სტრატიფიკაცია ტროპიკების ყველა ნაწილში ერთნაირი არ არის. ოკეანეთა აღმოსავლეთ ნაწილში

(სუბტროპიკულ ანტიციკლონთა აღმოსავლეთი პერიფერია) პასატური დინებების გარკვეულ სიმაღლეზე ადგილი აქვს ტემპერატურულ ინვერსიებს, რაც იწვევს ატმოსფეროს მდგრად სტრატიფიკაციას ნათელი და უღრუბლო ამინდით. ინვერსიის სისქე 100—1000 მ-ს აღწევს, ხოლო ინვერსიის ქვედა დონე 500 მეტრიდან 2000 მ-მდე მერყეობს. მის ძირითად გამომწვევად მიაჩნიათ ანტიციკლონთა აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გაბატონებული ზომიერი განედებიდან მონადენი ჩრდილოეთის (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთის) ცივი დინებები და მაღალ ფენებში ჰაერის დაღმავალი დენები. ამ შემთხვევაში გარკვეულ როლს ოკეანეთა ცივი დინებებიც ასრულებს.

ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილში პასატური დინებები დიდი ტენიანობით ხასიათდება და არამდგრადადაა სტრატიფიცირებული. სუბტროპიკულ განედებზე კი (სუბტროპიკულ ანტიციკლონთა დასავლეთ პერიფერიაზე) ინვერსიის ფენა მაღლა იწევს; სწორედ ამ რაიონებისთვისაა ძირითადად დამახასიათებელი ტროპიკული ციკლონები და სხვა მსგავსი აღრევები. სუბტროპიკული ანტიციკლონების დასავლეთ პერიფერიაზე ჰაერის არამდგრად სტრატიფიკაციას განაპირობებს სანაპირო ოროგრაფია და პასატების დიდი ტენშემცველობა.

ეკვატორული დეპრესიის ზონაში ჰაერის ცირკულაცია ძლიერ შესუსტებულია და ამიტომ მას სიწყნარის ზონასაც უწოდებენ.

უკანასკნელი წლების აეროლოგიური დაკვირვებებით, ეკვატორული დეპრესიის ცალკეულ რაიონებში აშკარად შეიმჩნევა დასავლეთის ქარები, რომელთა ვერტიკალური სიმძლავრე 4—5 კმ-მდე აღწევს. მათი წარმოშობის მიზეზები საბოლოოდ დადგენილი არ არის.

ეკვატორის მახლობელ რაიონებში (ჩგ 15—სგ 15°) მთელ სიმაღლეზე გაბატონებულია აღმოსავლეთის ქარები. ანტიპასატური დინებები აქ არ ჩანს, მაგრამ თუ გადავხედავთ ზედაფენების ყოველდღიურ სინოპტიკურ რუკებს, ვნახავთ, რომ სხვადასხვა მიმართულების ქარებს შორის აქ ანტიპასატებსაც აქვს ადგილი (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-დასავლეთის და სამხრეთში — ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულების). ზომიერი განედების დასავლეთის ქარები ზამთრობით სამხრეთით გადაინაცვლებს (სამხრეთ ნახევარსფეროში — ჩრდილოეთით), ზაფხულობით — ტროპიკულ ზონას შორდება. ამ გარემოებასთანაა დაკავშირებული პასატური ზონის გაგანიერება და შევიწროება. სუბტროპიკებსა და ეკვატორს შორის ცირკულაციის დახშული რგოლი, რომელიც პასატური ცირკულა-

ციის კლასიკური გაგებიდან გამომდინარეობს, თითქმის არ შეინიშნება.

ეკვატორულ სტრატოსფეროში ამ ბოლო დროს აღმოაჩინეს ცირკულაციის თითქმის ორწლიანი ციკლი. მისი თავისებურება ის არის, რომ ერთ წელს აქ აღმოსავლეთის ქარები ქრის, ხოლო მეორე წელს—დასავლეთის. მისი საბოლოო შესწავლა დაგვეხმარება ამინდის სწორი წინასწარმეტყველების საქმეში. ამერიკელი მეცნიერის რ ი დ ი ს მიხედვით, ცირკულაციის ორწლიანი ციკლი 25 კმ სიმაღლემდე კარგად შეინიშნება, ხოლო უფრო მაღლა იგი თანდათანობით სუსტდება.

ტროპიკული ზონის ზოგიერთ რაიონში პასატები საერთოდ არ შეინიშნება. ეს ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ სუბტროპიკებში ანტიციკლონი დედამიწას ერთ მთლიან სარტყელად არ ერტყმის და იგი ხმელეთსა და ოკეანეზე მხოლოდ ელიფსისებურად გაჭიმული ცალკეული ცენტრებითაა წარმოდგენილი, რომლის ადგილმდებარეობა იცვლება წლის დროსთან დაკავშირებით. ასეთი რაიონებია ინდოეთის ოკეანის ჩრდილოეთი ნაწილი (ზაფხულში), ჩრდილოეთ ავსტრალია და სხვ.

ტროპიკული მუსონები. მუსონები წარმოადგენს სეზონურ ქარებს, როცა სეზონის განმავლობაში (თბილი ან ცივი) ქარის გაბატონებული მიმართულება მომდევნო სეზონში საწინააღმდეგო მიმართულებაში გადადის. მუსონური ქარები მისი ტრადიციული გაგებით, თერმული წარმოშობისაა და დამოკიდებულია წლის განმავლობაში ხმელეთისა და ოკეანის გათბობა-გაცივების ხარისხზე. ზაფხულში გახურებულ ხმელეთზე დაბალი წნევა მყარდება, ხოლო ზამთარში—მაღალი. ოკეანეზე წნევის საწინააღმდეგო მსვლელობას აქვს ადგილი. ეს გარემოება იწვევს ზაფხულში ჰაერის გადატანას ოკეანიდან ხმელეთისაკენ (ზაფხულის მუსონი) და ზამთარში — ხმელეთიდან ოკეანისაკენ (ზამთრის მუსონი). მუსონების წარმოშობა დაკავშირებულია არა მარტო ხმელეთისა და ოკეანის თერმულ პირობებთან ამრამედ ეკვატორული დეპრესიისა და სუბტროპიკული ანტიციკლონების სეზონურ გადანაცვლებასთან (ს. ხრომოვი, გ. ფლონი). აღმოსავლეთ ნახევარსფეროში, სადაც კონტინენტებს მნიშვნელოვანი ადგილი უკავიათ, ზემოაღნიშნული ბარიული სისტემების წლიური მოძრაობის ამპლიტუდა იზრდება. სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში ეკვატორული დეპრესია (ტროპიკული ფრონტი) ზაფხულში კონტინენტის ძლიერი გადახურების გამო ჰიმალაის ქედამდე აღწევს; ეს იწვევს აქ სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულების ზაფხულის მუსონების ძლიერ განვითარებას.

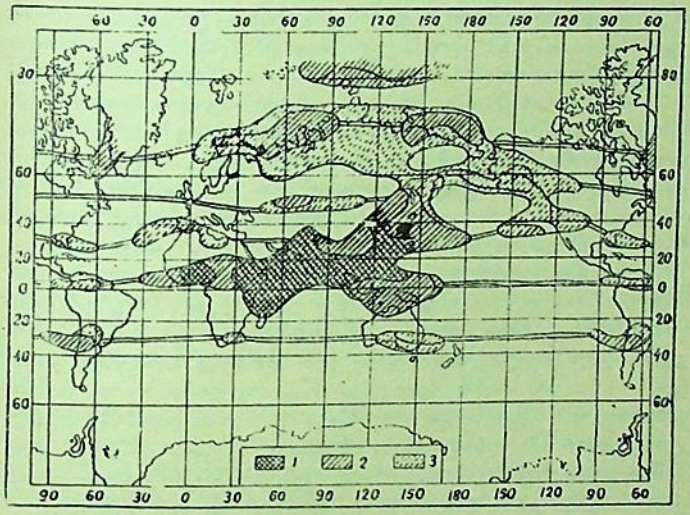
ზოგ მეცნიერს ინდოეთის ოკეანის ზაფხულის მუსონი სამხრეთ ნახევარსფეროს სამხრეთ-აღმოსავლეთის პასატების გაგრძელებად მიაჩნია. ეს საკითხი ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია.

ერთი რამ ცხადია, რომ დედამიწის ყველა მუსონურ რაიონში ზაფხულის მუსონები დაკავშირებულია ციკლონურ, ხოლო ზამთრის — ანტიციკლონურ პროცესებთან. მართლაც, თუ გახურებულ ხმელეთს გარს აკრავს ცივი ოკეანე (ზაფხული), მაშინ წარმოიშობა ციკლონური ცირკულაცია დაბალი წნევის არეთი; პირიქით, თუ თბილი ზღვებითაა გარემოცული გადაცივებული ხმელეთი (ზამთარი), მაშინ წარმოიშობა ანტიციკლონური ცირკულაცია მაღალი წნევის არეთი. მუსონური ცირკულაციის განვითარების რაიონებში ციკლონებისა და ანტიციკლონების სეზონური განაწილება საკმარისად მნიშვნელოვანი მდგრადობით ხასიათდება, მაგრამ ისინი მკვეთრად გარდაიქმნებიან მომდევნო სეზონში. წლის განმავლობაში წნევების დამახასიათებელი განაწილება განუწყვეტელ ცვლილებას განიცდის და გარდამავალ სეზონებში (გაზაფხული, შემოდგომა) შეიძლება გადაიხაროს „ნორმისაგან“; ამიტომ, ნებისმიერ მუსონურ რაიონებში შესაძლებელია მუსონების გაძლიერება, შესუსტება ან შეწყვეტა, ე. ი. გაბატონებული მიმართულების ქარების დროებით სხვა მიმართულების ქარებით შეცვლა. მუსონური ქარების მიმართულების სეზონური ცვლა დამოკიდებულია ოკეანისა და ხმელეთის გეოგრაფიულ განაწილებაზე და იზობარების განლაგებაზე. მართლაც, ინდოეთის ოკეანის რაიონში იზობარებს შედარებით ზონალური ხასიათი აქვს; ამიტომ მუსონები ზაფხულში სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებას, ხოლო ზამთარში — ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებას იღებს. აზიის აღმოსავლეთ ნაწილში (ჩინეთის სანაპირო, შორეული აღმოსავლეთი) იზობარების მიმართულება მთელი წლის განმავლობაში მერიდიანულს უახლოვდება; ეს გარემოება გამოწვეულია ზამთარში კონტინენტზე ციმბირის ანტიციკლონისა და სანაპირო ზღვებზე გაბატონებული ციკლონური პროცესებით, ხოლო ზაფხულში შებრუნებული პირობებით. ამიტომაა, რომ კონტინენტის ამ ნაწილში ზამთრის მუსონი ჩრდილოეთიდან ან ჩრდილო-დასავლეთიდან ქრის, ხოლო ზაფხულის მუსონი—სამხრეთიდან ან სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან.

ს. ხრომოვმა მოგვცა მუსონების განაწილების მსოფლიო რუკა. როგორც ნახ. 68-ზე ვხედავთ, მუსონურ მოვლენებში აშკარად ჩანს ზონალობა. აქ შეინიშნება მუსონების ტროპიკული და ორი სუბტროპიკული ზონა; ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — ზომიერი და პოლარული ზონები. ყველაზე კარგად მუსონები წარმოდგენილია

ტროპიკულ ზონაში, განსაკუთრებით კი სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში, აგრეთვე, — აფრიკის ეკვატორულ ნაწილში.

როგორც აღვნიშნეთ, ამის ძირითადი მიზეზია ის, რომ დედამიწის ამ ნაწილში ტროპიკთაშორისო კონვერგენციის ზონა (ეკვატორული დეპრესია ან ტროპიკული ფრონტი), სუბტროპიკული ანტიციკლონები და პოლარული ფრონტი წლის განმავლობაში უდიდეს გადანაცვლებას განიცდის მერიდიანული მიმართულებით და ამასთან თერმული მოქმედების ცენტრები ზამთარსა და ზაფხულშიც ინარჩუნებს დიდ სიძლიერესა და მუდმივობას. ამ გარემოების გამო, აქ ზამთრის პასატური დინებები ემთხვევა ზამთრის მუსონურ დინებებს (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — ჩრდილო-აღმოსავლეთის და



ნახ. 68. მუსონების გეოგრაფიული განაწილება
(ს. ხრომოვით)
საშუალო განმეორებადობა: 1. >60%, 2. 40—60%, 3. <40%-ზე.

სამხრეთ ნახევარსფეროში — სამხრეთ-აღმოსავლეთის), ხოლო ზაფხულის მუსონების გაძლიერებული მოქმედების შედეგად პასატური ცირკულაცია მთლიანად ირღვევა და იგი საწინააღმდეგო მუსონურ დინებაში გადადის (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-დასავლეთის დინება).

ზომიერი და მაღალი განედებიდან მუსონური ცირკულაციით აღსანიშნავია შორეული აღმოსავლეთი და ევრაზიის ჩრდილოეთი სანაპირო. ს. ხრომოვის მიხედვით (ნახ. 68), აქ ქარების აშკარად გამოხატულ მუსონურ ცვლას აქვს ადგილი, მაგრამ უფრო მეტად შეინიშნება მუსონური ტენდენცია (იანვარსა და ივლისში გაბატონებული ქარის გამეორება 40%-ზე ნაკლებია).

მუსონური ცირკულაცია საგულისხმო გავლენას ახდენს ამინდსა და კლიმატურ პირობებზე; ჰაერში ტენის დიდი რაოდენობა და ინტენსიური ნალექები ზაფხულის მუსონთანაა დაკავშირებული, მშრალი პერიოდი კი — ზამთრის მუსონთან.

საქართველოს ტერიტორიაზე ქარების გაბატონებული მიმართულების წლიური განაწილება სეზონურ ცვლილებას განიცდის. განსაკუთრებით ეს ითქმის კოლხეთის დაბლობზე, სადაც არსებობს აშკარად გამოხატული მუსონური ტენდენცია; ქარების სეზონური ცვლა ძირითადად გაპირობებულია ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობით და ატმოსფერული წნევის განაწილების სეზონურობით. თბილ სეზონში საქართველოს ტერიტორია აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის აღმოსავლეთ განშტოების ზეგავლენას განიცდის; შავ ზღვაზე მყარდება მაღალი წნევა, ხოლო ხმელეთზე დასავლეთ საქართველოს ფარგლებში — დაბალი წნევა. ბარიული გრადიენტი მიმართულია დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, რაც იწვევს დასავლეთის შემადგენელი ქარების გაბატონებას.

წლის ცივ პერიოდში ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთი განშტოება, რომელიც მოთავსებულია ყოფ. სსრკ ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ-აღმოსავლეთით, კავკასიის ცენტრალურ რაიონებში იწვევს მაღალ წნევებს, შავ ზღვაზე კი ამ დროს დაბალი წნევა მყარდება. ასეთ პირობებში დასავლეთ საქართველოში ჰაერის დინება მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისაკენ (აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარები). ხმელეთის ქარები იმდენადაა აქ გაბატონებული, რომ საშუალო წლიურში დასავლეთის რუმბის ქარებს სჭარბობს. ეს ქარები დაღმავალი დინებისაა და ფიონურ ხასიათს ატარებს.

ტროპიკული ციკლონები. ტროპიკული ცირკულაციის ერთ-ერთ დამახასიათებელ მოვლენას წარმოადგენს ცალკეულ რაიონებში განსაკუთრებული ინტენსივობისა და დიდი დამანგრეველი ძალის მქონე ციკლონების ჩასახვა და განვითარება. ტროპიკული ციკლონები ძირითადად წარმოიშობა ტროპიკული ოკეანეების იმ რაიონებში (ატლანტიკის ოკეანის სამხრეთი ნაწილის გამოკლებით), სადაც ტროპიკთაშორისო კონვერგენციის ზონა (ტროპიკული ფრონ-

ტი) ზაფხულში ყველაზე მეტად შორდება გეოგრაფიულ ეკვატორს. ტროპიკული ციკლონები ეკვატორის მახლობლად სრულიად არ შეინიშნება. ისინი განვითარების ყველა სტადიას გაივლიან ორივე ნახევარსფეროს 5—25° განედებს შორის და ღრმად ხმელეთში იშვიათ შემთხვევაში აღწევენ; შესაძლებელია ეს მოხდეს მხოლოდ ციკლონის განვითარების ბოლო სტადიაში. მათი გამანადგურებელი მოქმედება ძირითადად ვლინდება ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილში. დედამიწის სხვადასხვა რაიონში ტროპიკულ ციკლონებს ადგილობრივი სახელწოდება აქვს: ინდოეთის ოკეანეში და ბენგალიაში მათ ციკლონებს უწოდებენ; ანტილიის კუნძულებზე, აშშ და მექსიკაში — გრიგალს; ჩინეთსა და იაპონიაში — ტაიფუნს; ფილიპინის კუნძულებზე — ბახიოს; ავსტრალიაში — ვილი-ვილის. ტროპიკული ციკლონის დიამეტრი ზომიერი განედების ციკლონთან შედარებით ნაკლებია. დასაწყისში იგი 100—200 კმ-ს შეადგენს. ხოლო უდიდესი განვითარების სტადიაში რამდენიმე ასეული კილომეტრი და იშვიათ შემთხვევაში 1000 კმ-აც აჭარბებს.

ტროპიკული ციკლონების დამანგრეველი მოქმედება დაკავშირებულია ქარის დიდ სიჩქარესთან, ინტენსიურ ტურბულენტურ და ვერტიკალურ დენებთან და ძლიერ თავსხმა ნალექებთან, რაც ინტენსიურ წყალდიდობას იწვევს.

უკვე განვითარებულ ციკლონებში იზობარები ძალზე კონცენტრული ფორმისაა და უადრესად შემჭიდროებულია; წნევის ჰორიზონტალური გრადიენტი მნიშვნელოვანია და მის ზოგიერთ უბანზე ხშირად 0,6—1,0 მბ/კმ-ს აჭარბებს, რის გამოც ქარის სიჩქარე კოლოსალურ სიდიდეს აღწევს (100—120 კმ/საათი და უფრო მეტი).

ტროპიკული ციკლონის ცენტრში არსებობს სიწყნარის ვიწრო ზონა, რომელსაც „ციკლონის თვალს“ უწოდებენ. ამ ზონის მიდამოებში წნევა მინიმალურია; საშუალო განვითარებად ციკლონების ცენტრში წნევა 950—960 მბ-ია. შემჩნეულია რეკორდული მინიმალური წნევებიც (886 მბ). წნევის მნიშვნელოვანი გრადიენტის მეშვეობით წნევის ჰორიზონტალური ცვლილება დროის მცირე მონაკვეთში საგრძნობ სიდიდეებს აღწევს; 1943 წელს კარიბის ზღვაში ციკლონის 20-წუთიანმა გადაადგილებამ გამოიწვია წნევის 40 მბ-ით შემცირება.

„ციკლონის თვალის“ დიამეტრი საშუალო ციკლონებში 10—30 კმ-ს შეადგენს (ნახ. 69), მაგრამ ძლიერ ტაიფუნებში მან შეიძლება 80—100 კმ-აც გადააჭარბოს. 1961 წლის 23—28 სექტემბერს ერთ-ერთი ტაიფუნის „თვალის“ დიამეტრმა 320 კმ-ს მიაღწია.

ციკლონის ამ სექტორში ჰაერის სიჩქარე ძლიერ სუსტდება, ხოლო ღრუბლების რაოდენობის მნიშვნელოვნად შემცირება იწვევს ნალექების შეწყვეტას. ამის მიზეზია დაღმავალი დენები და ჰაერის ადიაბატური გათბობა, რომელიც განაპირობებს ტემპერატურის მომატებას ყველა სიმაღლეზე ციკლონის პერიფერიის შესაბამის ტემპერატურასთან შედარებით. ციკლონის ცენტრიდან პერიფერიისაკენ ადგილი აქვს ინტენსიურ აღმავალ დენებს, მძლავრი გროვა-წვიმის ღრუბლების გაჩენით, და თავსხმა ნალექებს გრიგალური ხასიათის ჰაერებით.

ტროპიკულ ციკლონში ღრუბლები სპირალისებურადაა განლაგებული და თავს იყრის ცენტრში. ციკლონის მოახლოებისას აშკარად შეინიშნება ზომიერი განედების თბილი ფრონტის ღრუბელთა ფორმების (*Ci*, *Cs*, *As*, *Ac*) თანმიმდევრული ცვლა; მძლავრი გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან, რომლებიც ზემოაღნიშნულ ღრუბლებთან მორიგეობს, და რომელიც 15—16 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება, იწყება თავსხმა ნალექები. წნევა ეცემა, ჰაერის სიჩქარე მატულობს, ბოლოს გამოჩნდება მუქი კედელი — ღრუბელთა ბარიერი და ციკლონი მთელის ძალით იწყებს მოქმედებას.

„ციკლონის თვალი"

ნახ. 69. ტროპიკული ციკლონის განივკვეთი

ტროპიკულ ციკლონებში ტემპერატურა შემდეგნაირადაა განაწილებული: ქვედაფენებში იზოთერმები თითქმის ჰორიზონტალურია და ცენტრის მიმართ კონცენტრულადაა განლაგებული, სიმაღლის ზრდასთან ერთად იგი ცენტრიდან პერიფერიისაკენ იხრება, რის გამოც ერთ და იმავე სიმაღლეზე ცენტრისაკენ ტემპერატურა მატულობს; მაღალი ტემპერატურა მხოლოდ ციკლონის ცენტრალურ ნაწილში შეინიშნება.

ტროპიკული ციკლონების წარმოშობის საბოლოო თეორია ჯერ კიდევ არ არსებობს. მისი სტრუქტურა და განვითარების ცალკეული დეტალები შეუსწავლელი რჩება მისი რთული ბუნების გამო. ამჟამად მოძველებულადაა მიჩნეული ის თეორიები, რომელთაც საფუძვლად უძევს თერმული კონვექცია და ტროპიკულ ფრონტზე ტალღური აღრევა.

რა თქმა უნდა, თერმული კონვექცია დიდ როლს ასრულებს გროვა-წვიმის ღრუბლების წარმოშობის საქმეში, მაგრამ იგი ნაწილობრივადაც არ იძლევა ციკლონების წარმოშობის მექანიზმის ახსნას. ფრონტალურ თეორიას საფუძვლად უძევს ორი სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასის გამყოფ ზედაპირზე — ტროპიკულ ფრონტზე ტალღური აღრევა და ციკლონების წარმოშობა. ზოგი მეცნიერი ამ თეორიას არ იზიარებს. მათი აზრით, ტროპიკულ ციკლონებში ტემპერატურის მნიშვნელოვანი გრადიენტი, რომელიც არაერთგვაროვან ჰაერის მასებს ახასიათებს, შემჩნეული არ ყოფილა; დაკვირვების მრავალი მასალა იმაზე მეტყველებს, რომ ტროპიკული ციკლონები წარმოიშობა ერთგვაროვან ჰაერის მასებში, ყოველგვარი ფრონტების გარეშე.

ბოლო წლებში დიდი ყურადღება მიიპყრო გ. რილის თეორიამ; ამ თეორიის მიხედვით ციკლონების წარმოშობა ხდება პასატური დინებების ტალღური აღრევის ზონაში, სადაც თავს იყრის დენის ხაზები. პასატური ძლიერი ქარებისა და ეკვატორული სიწყნარის ზონის სუსტ ქარებს შორის გამყოფი ხაზი წარმოადგენს ქარის გადანაცვლების ხაზს, რომელზეც შედარებით საწინააღმდეგო მოძრაობის შედეგად, დასაბამი ეძლევა გრიგალურ მოძრაობას. ქარის გადანაცვლებაში იგულისხმება ქარის ვექტორის ცვლილება, ე. ი. მიმართულებისა და სიჩქარის ცალკეული ან ერთდროული მკვეთრი ცვლილება ჰორიზონტალური ან ვერტიკალური მიმართულებით. იგი ტროპიკულ ციკლონს ამსგავსებს სითბურ მანქანას, მაგალითად, ავტომობილის ძრავას, რომლის ასამოძრავებლადაც საჭიროა: 1. სითბური ენერგიის წყარო (ბენზინი), 2. ჩასართავი ხელსაწყო ან სტარტერი, 3. მოქმედი მექანიზმი, რომელიც სითბური ენერგიის წყაროს — პოტენციურ ენერგიას გარდაქმნის კინეტიკურ ენერგიად (აფეთქება), 4. მექანიკური გადაცემა, რომელიც უზრუნველყოფს ბრუნვით მოძრაობას განსაზღვრულ სიბრტყეზე და 5. გამაცივებელი სისტემა, რომელიც ჭარბ სითბოს შთანთქავს (რადიატორი).

აღნიშნულ ხუთივე პროცესს ადგილი აქვს ციკლონებში: აქ განვითარებისათვის საჭირო სითბური ენერგია პოტენციურ მდგომა-

რეობაში დაგროვილია წყლის ორთქლში — წყლის ორთქლის ფარული სითბოს სახით, რომელიც მოძრაობის ძირითად წყაროს წარმოადგენს. ამიტომ დიდი მნიშვნელობა აქვს იმ თბილ ოკეანეებსა და ზღვებს, რომელთა ტემპერატურა წლის თბილ პერიოდში 26—27°-ზე დაბლა არ ეცემა. ჰაერის ქვედაფენები ასეთი თბილი ზედაპირიდან იღებს როგორც სითბოს, ისე ტენის დიდ რაოდენობას. წყლის თბილი ზედაპირები ძირითადად ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილშია მოთავსებული და, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აქ ნოტიო პასატური ფენა ყველაზე უფრო თბილი და მძლავრია. ვინაიდან ზამთარში კრიტიკულ ტემპერატურებს მხოლოდ ეკვატორის მახლობლად ვხვდებით, ამიტომ ტროპიკებზე ციკლონებიც ამ სეზონში ძალზე იშვიათია.

ციკლონებში სტარტერის როლს ასრულებს დინამიკური აღრევა, რომელიც ჰაერის აღმავლობას იწვევს. მართლაც, ტროპიკული ციკლონები სწორხაზოვან დინებებში ვერ წარმოიშობა, რაგინდ თბილი და ნოტიო უნდა იყოს ეს დინებები. ციკლოგენეზის[1] ყველა შემთხვევა უკავშირდება ისეთ სიტუაციას, რომლის დროსაც მიწისპირა აღმოსავლეთის დინებებში (პასატებში) ტალღების ღარი ფაზის მიხედვით ემთხვევა 300 მბ იზობარული ზედაპირის დასავლეთური დინებების ტალღების ღარს. ამ შემთხვევაში დედამიწის ზედაპირზე ბარიული დეპრესია უფრო ღრმავდება და ჰაერი ძლიერ კონვერგენციას და აღმავლობას განიცდის. ვინაიდან პასატური ტალღის ღარი დასავლეთით მოძრაობს, გარკვეულ სიმაღლეზე ძლიერდება ანტიციკლონური დივერგენცია, რომელიც იწვევს ქვედა ციკლონიდან ჰაერის ინტენსიურ ამოქაჩვას.

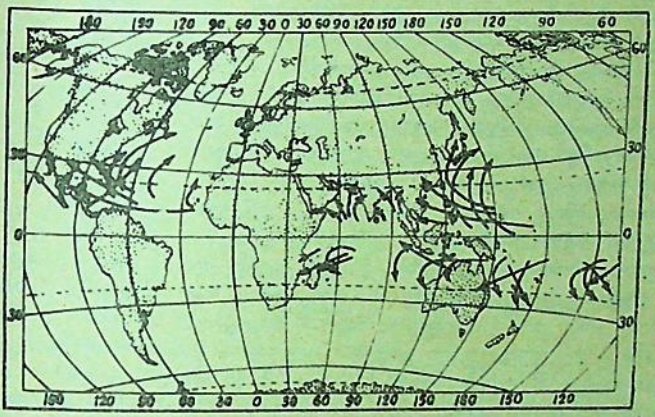
ატმოსფეროს ვერტიკალური არამდგრადობა, რომელიც უზრუნველყოფს ჰაერის ვერტიკალურ გადატანას და მაღალ ფენებში ანტიციკლონის მიერ დივერგირებული ჰაერის კომპენსაციას, რომლის გარეშეც ქვედაფენებში ციკლონების გაჩენა წარმოუდგენელი იქნებოდა, ძირითადად წარმოიშობა როგორც წყლისპირა ჰაერის ფენებისა და 300—100 მბ ზედაპირის (9—11 კმ) ტემპერატურათა სხვაობით, ისე ჰაერის წყლის ორთქლით გაჟღენთვით. ამგვარად, ზღვის წყლის სითბო (26—27°-ზე მეტი) და ფარული სითბო, რომლებიც თავისუფლდება აღმავალი ჰაერის წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს, წარმოადგენს იმ ენერგიას, რომელიც უზრუნველყოფს ხანგრძლივ ვერტიკალურ მოძრაობას. ამგვარად,

---

[1] ციკლოგენეზი — ციკლონების წარმოშობა.

ციკლონი თბილი ჰაერის მასისაგანაა შემდგარი და ნაკლებ მკვრივია, ვიდრე მისი პერიფერია.

ციკლონში სპირალისებური მოძრაობის განვითარებას ხელს



ნახ. 70. ტროპიკული ციკლონების ჩასახვის რაიონები და მოძრაობის ტრაექტორია.

უწყობს კორიოლისის ძალა, რომელიც მატულობს ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ, და გრადიენტის საწინააღმდეგოდ მიმართული ცენტრიდანული ძალა $\left(\frac{V^2}{r}\right)$, რომლის სიდიდეც ციკლონის ცენტრში უდიდესია (r-ის მცირე მნიშვნელობის გამო); აქ ქარის მიმართულება იზობარების პარალელურია და ამიტომ ჰაერის კონვერგენციას ციკლონის ცენტრში ადგილი არ აქვს (ციკლონის თვალი). ციკლონის ხმელეთზე გადანაცვლებისას მოქმედებას იწყებს მესამე ძალა — ხახუნის ძალა, რომელიც ქარს გადახრის მარცხნივ და ამით აძლიერებს ჰაერის კონვერგენციას, იწვევს ციკლონების სწრაფ შევსებას და შემდგომ მათ ქრობას. მსგავსი მდგომარეობაა მაშინაც, როდესაც ციკლონები ოკეანეთა უფრო ცივ ზედაპირზე გადაინაცვლებს ან გადაადგილდება ზომიერი განედებისაკენ. ციკლონის ცენტრში იწყება ზომიერი განედების მშრალი და ცივი ჰაერის ადვექცია, რომელიც იწვევს ციკლონის თერმული სტრატიფიკაციის რღვევას; ციკლონის ცენტრში, კონვერგენციის წყალო-

ბით, თბილ ჰაერს ცივი ცვლის და იგი იწვევს წნევის მომატებას და, საერთოდ, ციკლონის ქრობას.

ტროპოსფეროს ზედაფენებში ზომიერი განედების ცივი ჰაერის ადვექცია ციკლონის თავზე იწვევს დივერგირებული (განშლადი) თბილი ჰაერის გაცივებას. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე მნიშვნელოვნად იზრდება, ხოლო კონვექციის ინტენსივობა ძლიერდება. ეს გარემოება ხელს უწყობს ციკლონის უფრო გაღრმავებას და მის შემდგომ განვითარებას. ზომიერი განედების ცივი მასების ადვექცია ზაფხულობით, მართალია, შედარებით იშვიათია და ნაკლებ ძლიერი (ზამთარში გაბატონებული ზონალური ცირკულაციის გამო ცივი ჰაერი იშვიათად ხვდება ტროპიკებში), მაგრამ ისინი მაინც აღწევენ ტროპიკებს. ცივი ჰაერის ასეთი ეპიზოდური შემოჭრა საკმარისია ციკლონის უფრო გაღრმავებისათვის (ცენტრში წნევის უფრო მეტად დაცემისათვის).

ტროპიკული ციკლონების არსებობის ხანგრძლივობა საშუალოდ ერთ კვირას შეადგენს, მაგრამ ზოგიერთის არსებობა რამდენიმე საათს გრძელდება. ყოველი ციკლონის წარმოშობისა და განვითარების პირობები სხვადასხვაა და მათი ინდივიდუალური თავისებურებანიც განსხვავებულია. ამიტომაა, რომ ერთი და იმავე რაიონში წარმოშობილი ციკლონების მოძრაობის გზაც ერთმანეთისაგან ძლიერ გამოირჩევა (ნახ. 70). აღმოსავლეთის შემადგენელი პასატური დინებების მეშვეობით ციკლონები გადაადგილდება დასავლეთის მიმართულებით, შემდეგ — ჩრდილო-აღმოსავლეთით და ჩრდილოეთით. ციკლონების ეს ჩვეულებრივი გზა, როგორც აღვნიშნეთ, შეიძლება შეიცვალოს იმ ბარიულ სისტემათა ზემოქმედებით, რომლებიც განლაგებულია პასატური ზონის ჩრდილოეთით. მაგალითად, ხშირია შემთხვევა, როდესაც აზორის ანტიციკლონი თავის დინებებში (საათის ისრის მიმართულებით) მიიზიდავს ტროპიკულ ციკლონს, რომელიც შემოუვლის მას გარშემო და შემდეგ ისევ განაგრძობს გზას ჩრდილოეთისაკენ. ეს არის ძირითადი მიზეზი იმისა, რომ ციკლონი ზოგჯერ მარყუჟის მსგავსი ტრაექტორიით მოძრაობს ან მკვეთრად შემობრუნდება თავდაპირველი გზიდან.

ციკლონების მოძრაობის საშუალო სიჩქარე 20 კმ/სთ შეადგენს; ჩრდილოეთით მოძრაობისას, როდესაც ისინი ტროპიკულ წყლებს ტოვებენ, სიჩქარე მატულობს და შეიძლება 40—60 კმ/სთ-ით და უფრო მეტი სიჩქარით იმოძრაონ.

ტროპიკული ციკლონები ძირითადად წლის თბილ პერიოდშია მოსალოდნელი. ინდოეთის ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში საშუალოდ ციკლონების 13 შემთხვევა შეინიშნება, წყნარი ოკეანის და-

სავლეთ ნაწილში — 20, მექსიკის ყურეში, კარიბის ზღვაში და ატლანტიკის ოკეანეზე შესაბამისად ოთხ-ოთხ შემთხვევას აქვს ადგილი, აშშ სანაპირო რაიონში ყოველწლიურად საშუალოდ ორი დამანგრეველი ძალის მქონე ციკლონი მოქმედებს.

ტროპიკული ციკლონის ძალა მარტო ქარის კოლოსალური სიჩქარე კი არაა, არამედ — ზღვის ძლიერი ტალღები და თავსხმა ნალექებით გამოწვეული წყალდიდობები. ეს ორი უკანასკნელი უფრო მეტი სიძლიერისაა, ვიდრე პირველი. მაგ., 1932 წლის ნოემბერში ტროპიკულმა ციკლონმა სამხრეთი კუბის ქალაქ სანტა-კრუს-დელსულის რაიონში შეჯრისას 4000 ადგილობრივი მცხოვრებიდან 2500 იმსხვერპლა. ნგრევისა და მსხვერპლის მიზეზი ძლიერი ტალღები და წყალდიდობა იყო და არა გრიგალური ქარის მოქმედება. ზღვის ტალღებმა სანაპირო ზონაში ყველაფერი წალეკა. მსგავს მდგომარეობას ჰქონდა ადგილი 1963 წლის ოქტომბერში, როდესაც ტროპიკულმა ციკლონმა „ფლორამ“[1] გადაუარა კუბის აღმოსავლეთ პროვინციებს და დიდი მსხვერპლი (3000 კაცი) გამოიწვია.

ტროპიკული ციკლონები ჩრდილოეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით მოძრაობისას შესუსტებული სახით ხშირად გადადის ზომიერ განედებში და პოლარულ ფრონტთან მიახლოებისას მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტის გამო განიცდის რეგენერაციას (აღდგენას). ციკლონი უფრო ღრმავდება, ფართოვდება, მეტ სიჩქარეს იძენს და ხშირად თანდათანობით ტროპიკებსგარე ციკლონის ხასიათს იღებს.

§ 4. ცირკულაცია ტროპიკებსგარე განედებზე და მათი ძირითადი ტიპები

ზომიერ და მაღალ განედებზე ატმოსფეროს ცირკულაციური პირობები დიდი სირთულით ხასიათდება. როგორც ცნობილია, ამ ზონებში განლაგებულია ატმოსფეროს მოქმედების ძირითადი ცენტრები (ციმბირისა და ჩრდილო ამერიკის ზამთრის ანტიციკლონები, ისლანდიისა და ალეუტის ციკლონები და სხვ.), პოლარული და არქტიკული ფრონტი, პლანეტური ფრონტალური ზონა და მასთან

---

[1] წყნარი და ატლანტიკის ოკეანის დასავლეთის სანაპირო ქვეყნებში 1941 წლიდან ყოველ ახლადწარმოშობილ ციკლონს არქმევენ ანბანის რიგის მომდევნო ყოველი ასოს შესაბამის ქალის სახელს. იგი მოსახერხებელია ცნობების მოკლედ და სწრაფად გადაცემისათვის, ამასთან არეულობა არ შეაქვს ციკლონთა აღრიცხვის საქმეში. 1978 წლიდან ტროპიკულ ციკლონებს მამაკაცის სახელს არქმევენ.

დაკავშირებული ჰავლური დინებები და ა. შ. აღნიშნული გარემოება ჰაერის დინებების ხშირ და სწრაფ ცვლილებას იწვევს. ატმოსფეროს მსხვილმასშტაბიანი აღრევის — ციკლონებისა და ანტიციკლონების ინტენსიური მოქმედებით აქ ზონალური ცირკულაცია სუსტდება და მერიდიანული ძლიერდება.

ციკლონებსა და ანტიციკლონებში ჩაკეტილი იზობარების არსებობა საშუალებას იძლევა ნათლად დავინახოთ ამ სისტემებში ჰაერის ურთიერთსაწინააღმდეგო მოძრაობა. ციკლონის დასავლეთ და ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ცივი ჰაერი მოედინება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ, ხოლო თბილი ჰაერი ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე — სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. ცივი და თბილი ჰაერის მერიდიანული მიმართულებით გადატანით ხორციელდება ჰაერის მასების ზონათშორისი გაცვლა. არქტიკული და პოლარული ფრონტების წარმოშობა ხელსაყრელ პირობებს ქმნის მერიდიანული ცირკულაციის ვერტიკალური შემადგენლის გაჩენისათვის.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ზემოაღნიშნულ დახასიათებას შეიძლება მივცეთ სრულყოფილი სახე, ცირკულაციის რაოდენობრივი მაჩვენებლის — ცირკულაციის ინდექსის მეშვეობით. იგი საშუალებას გვაძლევს რაოდენობრივად (რიცხობრივად) შევაფასოთ ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციისა და განსაკუთრებით კი ზონალური და მერიდიანული შემადგენლის ინტენსივობა.

ამჟამად **ცირკულაციის ინდექსის** გამოთვლის მრავალი მეთოდი არსებობს. მათ შორის დიდი პრაქტიკული გამოყენება ამინდის პროგნოზისათვის აქვს ა. კაცის მეთოდს.

ა. კაცი არჩევს ზოგადს (J), მერიდიანულს (J_λ) და ზონალურ (J_φ) ინდექსებს. ზოგადი ცირკულაციის J ინდექსი ზონალური ინდექსის მერიდიანულთან შეფარდებაა:

$$J = \frac{J_\varphi}{J_\lambda}. \qquad (172)$$

ზოგადი ცირკულაციის J ინდექსი ახასიათებს ცირკულაციის მერიდიანულ და ზონალურ შემადგენელთა ერთობლივ მოქმედებას.

J_φ და J_λ გამოითვლება ფორმულით:

$$J_\varphi = \frac{b\sum_1^i n_i i}{(\varphi_2 - \varphi_1)i} \text{ მბ/111 კმ}, \qquad (173)$$

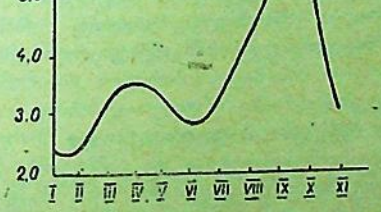
$$J_\lambda = \frac{b\sum_{1}^{i} k_j n_{\varphi j}}{(\lambda_2 - \lambda_1)j} \text{ მბ/111 კმ}, \qquad (174)$$

სადაც b იზობარებს შორის წნევათა სხვაობაა, i და j მერიდიანებისა და პარალელების რიცხვებია, რომელთათვისაც გამოითვლება მერიდიანული და ზონალური შემადგენლობის ბარიული გრადიენტი:

$$g_\lambda = P_{\varphi 2} - P_{\varphi 1} = n_\lambda \text{ და } g_\varphi = P_{\lambda 2} - P_{\lambda 1} = n_\varphi;$$

$k_1 = \frac{1}{\cos\varphi}$ — გვაძლევს მოცემული განედის 1° რკალის სიგრძის შეფარდებას ეკვატორზე 1° რკალის სიგრძესთან.

წნევების საშუალო მრავალწლიური რუკებიდან ა. კაცმა გამოთვალა ზოგადი ცირკულაციის ინდექსი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს 40-დან 70° განედებში მოთავსებული ზონისათვის. როგორც ნახ. 71-დან ირკვევა, მთელი წლის განმავლობაში ზონალური ცირ-



ნახ. 71. ზოგადი ცირკულაციის ინდექსის წლიური მსვლელობა

კულაცია აღემატება მერიდიანულს; იგი განსაკუთრებით საგრძნობია გაზაფხულსა (3,6-ჯერ) და შემოდგომაზე (5-ჯერ და მეტად).

გამობვლებიდან ჩანს, რომ ზონალური და მერიდიანული ცირკულაცია ყველაზე ინტენსიურია წლის ცივ პერიოდში, როდესაც ტემპერატურული კონტრასტი მატულობს არა მარტო დაბალ და მაღალ განედებს შორის (რომელიც მერიდიანული ცირკულაციის განმსაზღვრელია), არამედ კონტინენტებსა და ოკეანეებს შორისაც. ეკვატორსა და პოლარულ განედებს შორის ტემპერატურული სხვადასხვაობის გადიდება იწვევს ციკლონებისა და ანტიციკლონების წრმოშობის სიხშირეს და მერიდიანული ცირკულაციის გაძლიერებას. ამის გამო დაბალ განედებზე ტემპერატურა კლებულობს, ხოლო მაღალ განედებზე — მატულობს. ეს გარემოება დროთა განმავლობაში იწვევს ციკლონური მოღვაწეობის შესუსტებას და ზონალური ცირკულაციის გაძლიერებას მანამ, სანამ კვლავ არ მოხდება განედებს შორის ტემპერატურული კონტრასტის მომატება.

როგორც დავინახეთ, ზომიერ და მაღალ განედებში ციკლონური პროცესები იმდენად რთული ხასიათისაა, რომ ქარების მიმართულებისა და სიჩქარის მუდმივობაზე ლაპარაკი თითქმის შეუძლებელია. მაგრამ აქ განლაგებული ატმოსფეროს ზოგიერთი მოქმედების ცენტრი დროის გარკვეულ მონაკვეთში იმდენად მდგრადია, რომ მათ მიერ გამოწვეული ჰაერის დინებები შედარებით ხანგრძლივობით და მუდმივობით ხასიათდება. მაგ., პოლუსების რაიონში ანტიციკლონური ცირკულაცია იწვევს აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარების გაბატონებულ მიმართულებას.

აზორის ანტიციკლონისა და ისლანდიის მინიმუმის ზეგავლენით დასავლეთ ევროპის სანაპიროებზე ზამთარში სამხრეთ-დასავლეთური დინებებია გაბატონებული. ციმბირის ანტიციკლონის ზეგავლენით შორეულ აღმოსავლეთში ჩრდილო-დასავლეთური დინებები ჭარბობენ, ხოლო ზაფხულში, როდესაც მზის დასხივოსნების მომატების შედეგად ციმბირის ანტიციკლონი ქრება და აზიის სამხრეთ-დასავლეთით მის მაგიერ ბარიული მინიმუმი ფორმირდება, შუა აზიის ტერიტორიაზე ჩრდილო-აღმოსავლეთისა და ჩრდილოეთის ქარები იწყებენ გაბატონებას, ხოლო შორეულ აღმოსავლეთში — სამხრეთ-აღმოსავლეთისა და სამხრეთის ქარები.

როგორც მოყვანილი მაგალითებიდან ჩანს, სხვადასხვა სეზონში შეიძლება ქარის მიმართულებები სხვადასხვა იყოს. ამასთან დაკავშირებით, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია განიცდის სეზონურ რყევას. ქარების ასეთ სეზონურ ცვლას, რომელიც წლის განმავლობაში ხმელეთისა და ოკეანეების გათბობა-გაცივების ხარისხზეა დამოკიდებული, ტროპიკებსგარე მუსონებს უწოდე-

ეს უკანასკნელნი თავიანთი თვისებებით ტროპიკული მუსონებს მსგავსნი არიან. ისინი მოიცავენ ტროპოსფეროს მნიშვნელოვან ფენას, რომლის ზემოთ ჰაერის დინებები ზონალურია, ე. ი. დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენაა მიმართული (ნახ. 68).

ტროპიკებსგარე მუსონები კარგადაა განვითარებული შორეულ აღმოსავლეთსა და ჩინეთის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. ზამთრის თარეში ციმბირის ანტიციკლონის წარმოშობა და წყნარი ოკეანის ზღვებში ციკლონური პროცესების განვითარება აღნიშნულ რაიონებში იწვევს კონტინენტიდან ჩრდილოეთის და ჩრდილო-დასავლეთის ცივი და მშრალი ჰაერის გადმოტანას (ზამთრის მუსონი). ზაფხულში აზიის კონტინენტზე ძლიერი ინსოლაციის გამო მყარდება დაბალი წნევა, ხოლო ოკეანის ზედაპირზე — მაღალი წნევა. ჰაერი იწყებს მოძრაობას ოკეანიდან ხმელეთისაკენ (ზაფხულის მუსონი) და აღნიშნულ რაიონში სამხრეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან მოაქვს ტენიანი ჰაერი — მნიშვნელოვანი ნალექებით და ამასთან ძლიერ აგრილებს სანაპირო რაიონებს.

ზომიერი და მაღალი განედების ზოგიერთ ბარიულ სისტემაში ბარიული გრადიენტის მცირე მნიშვნელობა და მათი ცვალებადი მიმართულება ხელს უწყობს ატმოსფეროს ქვედაფენებში ჰაერის მოძრაობის შენელებას და ჰაერის მასების დიდი ხნით შეჩერებას. რადიაციული ბალანსის უმნიშვნელო ცვლილების გამო ჰაერის მასები დებულობს მდგრად ფიზიკურ თვისებებს და ამიტომ აღნიშნული რაიონები პოლარული და არქტიკული ჰაერის მასების ფორმირების ძირითადი კერებია. ამ ჰაერის მასების თავისებურება ის არის, რომ ისინი ფორმირების კერებიდან ვრცელდებიან სხვა განედურ ზონებში და მოძრაობის პროცესში სხვა ჰაერის მასებთან შეხვედრისას (არქტიკული პოლარულთან, პოლარული ტროპიკულთან) წარმოშობენ ატმოსფერულ ფრონტებს, რომლებიც წარმოადგენენ ტროპიკებსგარე განედებზე ნალექების წარმომშობ ძირითად ფაქტორებს.

§ 5. ატმოსფერული ფრონტები

ფრონტი როგორც გარდამავალი ზონა. ატმოსფერული ფრონტი ორი სხვადასხვა თვისების მქონე ჰაერის ისეთი დახრილი გარდამავალი ფენაა, რომელშიც ძირითადი ფიზიკური თვისებები (ტემპერატურა, სიმკვრივე, ხვედრითი ტენი, ქარი) მკვეთრ ცვლილებას განიცდის.

ფრონტალური ზონის სიგანე მიწისპირა ფენებში ერთეულიდან რამდენიმე ათეულ კილომეტრამდე აღწევს; მაღალ ფენებში ფრონ-

ტის სიგანე 200—400 კმ-ს აღემატება. ფრონტის სიმაღლე 1-დან 10 კმ-მდე აღწევს, ხოლო სიგრძე — რამდენიმე ასეულიდან, რამდენიმე ათასეულ კილომეტრამდე. როგორც აღნიშნული იყო, დედამიწის ზედაპირთან ფრონტი ძალზე მცირე კუთხითაა დახრილი (10_4-დან 1°-მდე) ისე, რომ ცივი ჰაერი ყოველთვის ფრონტის ზედაპირს ქვემოთაა მოქცეული, ხოლო თბილი — ზემოთ.

მიუხედავად იმისა, რომ ფრონტი გარკვეული სიგანისა და სისქის ფენაა, უმრავლეს შემთხვევაში გამარტივების მიზნით მას ფრონტალურ ზედაპირად თვლიან, ხოლო ამ უკანასკნელის დედამიწის ზედაპირთან გადაკვეთას განიხილავენ როგორც ფრონტის ხაზს. ამიტომაა, რომ სინოპტიკურ რუკებზე ატმოსფერული ფრონტები ხაზების სახითაა წარმოდგენილი.

პრაქტიკული მიზნებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ფრონტების სიმაღლის მიხედვით გავრცელების ცოდნას. ამ თვალსაზრისით გამოყოფენ მიწისპირა და ტროპოსფერულ ფრონტებს. მიწისპირა ფრონტები ძირითადად 1—2 კმ. ფენამდე ვრცელდება, ხოლო ტროპოსფერული — ტროპოსფეროს ზედაფენამდე. არჩევენ მთავარ და მეორად ფრონტებს. მთავარ ფრონტებს მიეკუთვნება არქტიკული, პოლარული და ტროპიკული ფრონტები. მთავარი ფრონტები გამოირჩევა ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტის დიდი მნიშვნელობით. მოძრაობის მიმართულების მიხედვით მთავარი ფრონტი ორი სახისაა: თბილი და ცივი. ტემპერატურის მნიშვნელოვანი ჰორიზონტალური გრადიენტი შეიძლება წარმოიშვას ერთგვაროვან ჰაერის მასებშიც და დასაბამი მისცეს ფრონტის წარმოშობას, ასეთ ფრონტებს, რომლებიც ერთ და იმავე ჰაერის მასებშია წარმოშობილი, მეორად ფრონტებს უწოდებენ. ხშირად გვხვდება მეორადი ცივი ფრონტები, ხოლო მეორადი თბილი ფრონტები ძალზე იშვიათია.

ბარიული ველის თავისებურება ფრონტებთან. რადგან სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასებს შორის გამყოფი ზედაპირი დახრილადაა განლაგებული, ამიტომ მისი კუთხე უშუალოდაა დამოკიდებული თბილი და ცივი ჰაერის მასების თვისებებზე; ამ დამოკიდებულებას მათემატიკური სახე მისცა ავსტრიელმა მეცნიერმა მარგულესმა.

დავუშვათ, გვაქვს ჰაერის გეოსტროფიული მოძრაობა, ე. ი. სტაციონარული სწორხაზოვანი მოძრაობა აჩქარებისა და ხახუნის ძალის გარეშე, რომლის დროს გეოსტროფიული ქარი ფრონტის ხაზის პარალელურია. ამ შემთხვევაში ფრონტალური ზედაპირის

დახრის კუთხის გამოსათვლელი ფორმულა ასეთ სახეს მიიღებს:

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{2w\sin\varphi}{g} \cdot \frac{V_1 T_2 - V_2 T_1}{T_2 - T_1}, \qquad (175)$$

სადაც T_1 და T_2 ცივი და თბილი ჰაერის ტემპერატურებია, V_1 და V_2 — შესაბამისი სიჩქარეები, g — სიმძიმის ძალის აჩქარება, ω — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე და φ — განედი.

ამ ფორმულიდან ფრიად საგულისხმო შედეგებია მიღებული: თუ ორივე ჰაერის მასის ტემპერატურა ტოლია ($T_1 = T_2$), მაშინ $\operatorname{tg}\alpha = \infty$ და $\alpha = 90°$, ე. ი. გამყოფი ზედაპირი ვერტიკალურია და ეს კი ჰაერის სიმკვრივეთა თანატოლობაზე მიუთითებს. იმ შემთხვევაში, თუ სიჩქარეები გაუტოლდა ერთმანეთს ($V_1 = V_2 = V$), მაშინ

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{2w\sin\varphi}{g} \cdot V = \operatorname{tg}\beta, \qquad (176)$$

ე. ი. მივიღებთ იზობარული ზედაპირის დახრილობის კუთხის ფორმულას.

მარგულესის ფორმულიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ ჰაერის ორ მასას შორის ტემპერატურული კონტრასტის გადიდება ამცირებს ფრონტის დახრის კუთხეს, ხოლო ქარის სიჩქარეთა კონტრასტის მომატება იწვევს აღნიშნული კუთხის ზრდას. მაგრამ, ვინაიდან ტემპერატურა და ქარის სიჩქარე ერთობლივად და შეთანხმებულად მოქმედებენ, ე. ი. ტემპერატურათა კონტრასტის ზრდა სიჩქარეთა კონტრასტის ზრდასაც იწვევს, ამიტომ ურთიერთკომპენსაციის შედეგად ფრონტის დახრილობა მცირედ იცვლება.

როგორც აღვნიშნეთ, მარგულესის ფორმულა მიიღეს უძრავი ფრონტის შემთხვევაში, როცა დახრის კუთხე დროის შუალედში არ იცვლება და იზობარები ფრონტის პარალელურადაა განლაგებული (ჰაერი იზობარების გასწვრივ მოძრაობს); მოძრავი ფრონტის დროს კი საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი: დახრის კუთხე დროის შუალედში სხვადასხვა სიმაღლეზე იცვლება, იზობარები ფრონტის ხაზის პარალელურნი არ არიან, ისინი გადაკვეთენ მას და მკვეთრად იცვლიან მიმართულებას. ეს ძირითადად იმითაა გამოწვეული, რომ ყოველი ჰაერის მასის ტემპერატურა და ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლას განიცდის. ამასთან ჰაერის მასის ყოველი მოძრაობა აჩქარებასთანაა დაკავშირებული. მიუხედავად ამისა, ეს გარემოება მარგულესის ფორმუ-

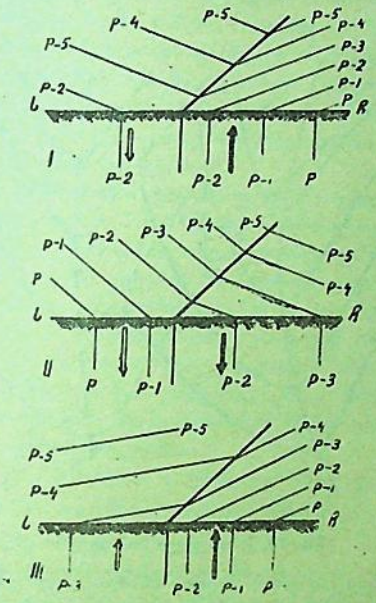
ლის მნიშვნელობას სრულიადაც ვერ ამცირებს, რადგან ამ შემთხვევაშიც ფორმულით მიღებული შედეგი თითქმის იგივე რჩება, და ამიტომ შეგვიძლია ვიმსჯელოთ ფრონტებზე, ჰაერის მოძრაობის ხასიათსა და ბარიული ველის თავისებურებებზე.

განვიხილოთ სტაციონარულ ფრონტზე ქარისა და ბარიული ველის განაწილების ზოგიერთი კერძო შემთხვევა. ნახ. 72-ზე მოცემულია ფრონტის ვერტიკალური ჭრილი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ; ცივი ჰაერი ფრონტის ჩრდილოეთითაა მოთავსებული, ხოლო თბილი — სამხრეთით; ფრონტალური ზედაპირი ჩრდილოეთისკენაა დახრილი. ნახაზს ვუყურებთ აღმოსავლეთის მხრიდან. ჩ-ს (ჩრდილოეთი — სამხრეთი) ხაზს ქვემოთ მოცემულია ფრონტის ხაზისა და იზობარების გეგმილი, ხოლო ისრებით — ქარის ვექტორი.

როგორც ჩანს, ფრონტის ზედაპირთან იზობარები მკვეთრ გარდატეხას განიცდის, ე. ი. ერთი ჰაერის მასიდან მეორეში ისინი უწყვეტად გადადიან და მხოლოდ თავიანთ პირვანდელ მიმართულებას იცვლიან.

თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ თბილ ჰაერში ბარიული საფეხური უფრო მეტია, ვიდრე ცივში, და, მაშასადამე, ვერტიკალურად იზობარებიც პირველში უფრო მეტადაა დაშორებული, ვიდრე მეორეში, მაშინ ფრონტის ზედაპირზე შეიძლება გამოვყოთ იზობარების განლაგების სამი ძირითადი ტიპი: პირველ ტიპში როგორც ცივი, ისე თბილი ჰაერის მასებში იზობარები ფრონტალური ზედაპირისკენაა დახრილი და ზემოდან აშკარად ღია ღარის სახეს ღებულობს, ხოლო ორ დანარჩენში იგი (ღარი) შედარებით შენიღბულია. დედამიწის ზედაპირზე იზობარები სამივე შემთხვევაში ფრონტის ხაზის პარალელურია; წნევის ჰორიზონტალური გრადიენტი პირველი ტიპის ორივე მასაში ფრონტისკენაა მიმართული, ორ დანარჩენში — ერთ მხარეს. პირველი ტიპის ცივ ჰაერში ადგილი აქვს აღმოსავლეთის, ხოლო თბილში — დასავლეთის მიმართულების ქარებს. მეორე ტიპის ორივე მასაში ქარი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ქრის, ხოლო მესამეში — აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ. როგორც ვხედავთ, ფრონტის ხაზი თუ წნევის გრადიენტის შეხვედრის ხაზს წარმოადგენს, იგი იქნება აგრეთვე მიწისპირა ქარების შეხვედრის ხაზიც (იხ. ნახ. 72).

როგორც ზემოთ ვნახეთ, ფრონტალურ ზედაპირზე ბარიული რელიეფის ძირითადი ფორმაა ღ ა რ ი, რომლის ღერძზეც მოთავსებულია ფრონტი. ბარიული ველის განაწილების სხვა ვარიანტი შეუძლებელია, რადგან სტაციონარული ფრონტის ძირითადი პირობა

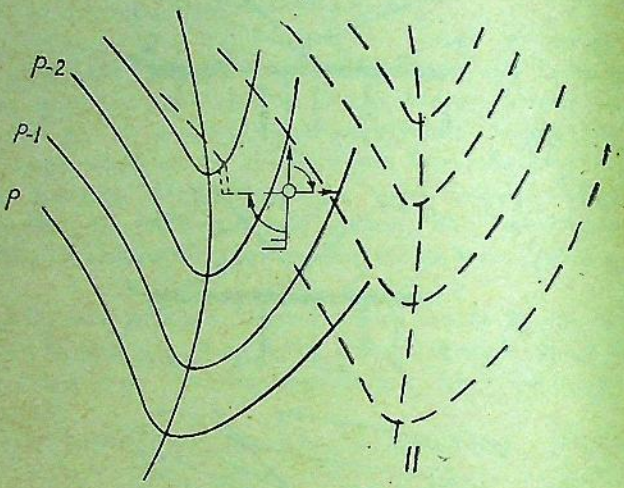


ნახ.72. სტაციონარულ ფრონტზე ბარიული ველისა და ქარის განაწილების ტიპები

დაირღვეოდა. ფრონტი არ შეიძლება მოთავსებული იყოს ბარიული თხემის ღერძზე, რადგან აქ ქარების მოძრაობისა და სიჩქარის პირობები სრულიად განსხვავებულია.

ზემოაღნიშნული დასკვნები შეიძლება გავავრცელოთ მ ო ძ რ ა ვ ფ რ ო ნ ტ ე ბ ზ ე ც. როგორც აღვნიშნეთ, იზობარები აქ არ არის ფრონტის ხაზის პარალელური, არამედ გადაკვეთს მას. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ფრონტის გასწვრივ წარმოშობილი დამატებითი ბარიული გრადიენტი იწვევს ფრონტისადმი ნორმალით მიმართულ სიჩქარის დამატებით მდგენელთა გაჩენას და ფრონტის გადაადგილებას. იზობარული ზედაპირები ფრონტის ხაზთან ღებულობს ფორმას, რომლის ამოზნექილი ნაწილი უფრო მაღალი

წნევისკენაა მიმართული (ნახ. 73). ღარის ღერძი წარმოადგენს დენის ხაზების შეერთების ადგილს. მოძრავ ფრონტებში ქარის მი-



ნახ. 73. ქარის ველი მოძრავ ფრონტზე.

მართულება იცვლება ერთი ჰაერის მასიდან მეორეში გადასვლისას. როგორც ნახ. 73 ჩანს, ნებისმიერ პუნქტზე, რომელიც დასაწყისში ფრონტის წინა ნაწილში იყო, ხოლო გადაადგილების შემდეგ — ზურგში აღმოჩნდა (წყვეტილი ხაზები), ქარის მიმართულება მკვეთრად შემობრუნდება მარჯვნივ — საათის ისრის მიმართულებით. ეს გარემოება ვრცელდება როგორც თბილ, ისე ცივ ფრონტებზე და დამოკიდებული არ არის მათი მოძრაობის მიმართულებაზე.

ცივი ფრონტის გავლისას ამინდის ხასიათი ძირითადად დამოკიდებულია ცივი და თბილი მასების ფიზიკურ თვისებებსა და ფრონტის გადაადგილების სიჩქარეზე. თუ ცივი ფრონტის გადაადგილების სიჩქარე საგრძნობლად დიდია და თბილი ჰაერი ძლიერ ტენუმდგრადია, მაშინ ფრონტის ზონაში ქარები შკვალურ ხასიათს ღებულობს. ნალექები ხანმოკლე და ძლიერია და ზაფხულში მას თან სდევს ჭექა-ქუხილი. ფრონტის გავლის შემდეგ წნევა მატულობს, ტემპერატურა და აბსოლუტური ტენი ძლიერ ეცემა, ხოლო ქარი შემობრუნდება მარჯვნივ. ნელა მოძრავ ცივ ფრონტში მეტეოელემენტების ცვლილება თანდათანობით ხდება და გამოდარებაც

უფრო იგვიანებს, ვიდრე ამას პირველ შემთხვევაში ჰქონდა ადგილი.

თბილი ფრონტისათვის დამახასიათებელია *As—Ns* ღრუბლებიდან შედარებით ხანგრძლივი გაბმული ნალექები და ფრონტის მახლობლად ნისლის წარმოშობა. ფრონტის გავლის შემდეგ წნევა და ტემპერატურა მატულობს. ქარი მარჯვნივ შემობრუნდება, მაგრამ მოღრუბლულობა ჯერ კიდევ მნიშვნელოვანი რჩება, რის გამოც ადგილი აქვს სუსტ ნალექებს.

ფრონტების წარმოშობა. ტროპოსფეროში განუწყვეტლივ წარმოებს ახალი ფრონტების წარმოშობა — ფრონტოგენეზი და უკვე არსებულის წაშლა — ფრონტოლიზი. ფრონტოგენეზის ძირითადი განმსაზღვრელია ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტის მატება, ამ უკანასკნელის კლება კი იწვევს ფრონტოლიზს.

ფრონტოგენეზი ნათლად ჩანს მრუდხაზოვან იზობარებში. ნახ. 74-ზე მარცხნივ გამოსახულია ბარიული ღარი, რომლის ღერძიც წარმოადგენს დენის ხაზების კონვერგენციის ადგილს, ამასთან აქ მიწისპირა იზოთერმები მნიშვნელოვნად მჭიდროვდება; ამ ღერძზე აღინიშნება ფრონტოგენეზი.

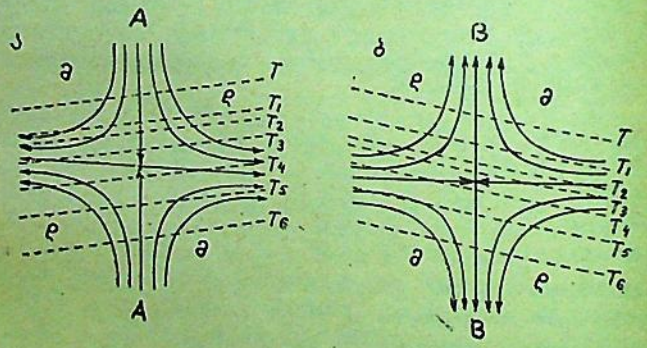
ნახაზის მარჯვენა მხარეს — თხემის ღერძზე, განშლად დინებებთან გვაქვს საქმე და იზოთერმებიც იშლება, რის გამოც აქ ფრონტოლიზს აქვს ადგილი.

ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტის მომატება და შემცირება ხდება კინემატიკური გზით, ე. ი. ჰაერის განსაზღვრული მოძრაობის შედეგად. დამახასიათებელი კინემატიკური ველი (მოძრაობის ველი), სადაც შეიძლება სხვადასხვა პირობებში ფრონტოგენეზს და ფრონტოლიზს ექნეს ადგილი, წარმოადგენს დეფორმაციულ ველს. დეფორმაციული ველი ძირითად როლს ასრულებს ფიზიკურად განსხვავებული ჰაერის მასების დაახლოებასა და ფრონტების წარმოშობაში.

დეფორმაციული ველი ეწოდება ჰაერის დინებების ისეთ ველს, რომელიც წარმოიშობა ჯვარისებურად განლაგებულ ორ დეპრესიასა და ორ ანტიციკლონურ ბარიულ სისტემებს შორის (ნახ. 75). აღნიშნულ ველს ადრეთვე უნაგირასაც უწოდებენ. იმ ღერძს, რომლის გასწვრივაც ჰაერის დინებები უახლოვდება ერთმანეთს, კუმშვის ღერძს უწოდებენ (*AA* ხაზი), იმ ღერძს კი, სადაც ჰაერის მასები იშლება — ჭიმვის ღერძს (*BB* ხაზი). იმ შემთხვევაში, როცა იზოთერმები პარალელურია ან ჭიმვის ღერძთან ქმნიან 45°-ზე ნაკლებ კუთხესა დეფორმაციული ველის მოქმედება იწვევს ფრონტის წარმოშობას — ფრონტოგენეზს. ამ დროს, დენის ხა-

ზები განშტოვდებიან კუმშვის ღერძიდან, ხოლო იზოთერმები თანდათანობით უახლოვდებიან ერთმანეთს და მჟიდროვდებიან (ნახ. 75-ა). იმ შემთხვევაში, როდესაც იზოთერმები იშლებიან და პარალელურად ან 45°-ზე ნაკლები კუთხით გაუყვებიან კუმშვის ღერძს, მაშინ იწყება ფრონტის დაშლა — ფ რ ო ნ ტ ო ლ ი ზ ი (ნახ. 75—ბ).

ნახ. 74. შემხვედრი და განშლადი დინებები მრუდხაზოვან იზობარებში.



ნახ. 75. ფრონტოგენეზი(ა) და ფრონტოლიზი (ბ) დეფორმაციულ ველში.

ტროპოსფეროს მთავარი ფრონტების დიდი ნაწილის წარმოშობა დაკავშირებულია დეფორმაციულ ველთან. პოლარული ფრონტის ატლანტიკის შტო, რომელიც დიდ გავლენას ახდენს დასავლეთ ევროპისა და ყოფილი სსრ კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთი ნაწილის ამინდიანობის პირობებზე, წარმოიშობა იმ დეფორმაციული ველის ზემოქმედებით, რომელიც მოთავსებულია აზორისა და კანადის ანტიციკლონებსა და ისლანდიისა და მექსიკის დეპრესიებს შორის.

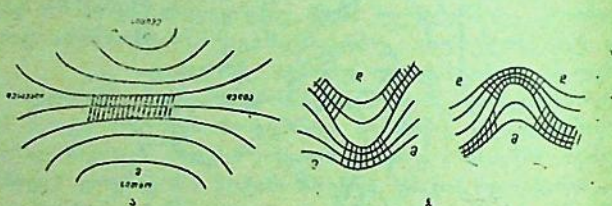
არქტიკული ფრონტების წარმოშობაში ზოგიერთი მნიშვნელობა ტოპოგრაფიულ ფრონტოგენეზსაც ენიჭება; ამ შემთხვევაში ფრონტის წარმოშობა დაკავშირებულია ქვეფენილი ზედაპირის სხვადასხვაობაზე. თუ ჰაერი დიდი ხნის განმავლობაში ყინულის ზედაპირზე მოძრაობს და იგი ყინულისაგან თავისუფალი ზღვების ზედაპირზე ფორმირებულ ჰაერს უახლოვდება, მაშინ მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტის გამო წარმოიშობა ფრონტი, რომელსაც ტოპოგრაფიულ ფრონტს უწოდებენ.

ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში ფრონტების ბარიული ველი არ წარმოადგენს მიწისპირა ფრონტების ბარიული ველის სრულ ანალოგს. მიწისპირა ფენებში ძლიერი ხახუნის შედეგად ფრონტის ზონა მინიმალურ სიგანეს აღწევს, ამიტომ მას გამყოფ ზედაპირად მიიჩნევენ. ტროპოსფეროს შუა და ზედაფენების ფრონტების მნიშვნელოვანი სიგანის გამო, ის უფრო გარდამავალ ზონას წარმოადგენს, ვიდრე გამყოფს. ტროპოსფეროში გარდამავალი ზონის დახასიათება შეიძლება შეფარდებითი ტოპოგრაფიის ($O\frac{T_{500}}{T_{1000}}$) რუკების მეშვეობით, სადაც იზოჰიფსები ძლიერ მკვიდროვდება (აქ) იზოჰიფსები შეესაბამება იზოთერმებს). აქ კარგად გამოხატულმა ფრონტის სიგანემ შეიძლება 500—1000 კმ-ს მიაღწიოს.

ტროპოსფეროს შუა და ზედაფენებში ატმოსფერულ ფრონტებს, რომლებიც მნიშვნელოვანი ტემპერატურული და ბარიული გრადიენტების არეს მოიცავს ძლიერი ქარებით, მაღლივ ფრონტალურ ზონას (მფზ) უწოდებენ (ნახ. 76-ა). მაღლივ ბარიულ ველში ყოველთვის შეიძლება შევამჩნიოთ მაღალ და დაბალ წნევის არეს შორის განლაგებული ფრონტალური ზონები. აღნიშნულ სიმაღლეზე ფრონტები ძირითადად წარმოიშობა არასიმეტრიულ დეფორმაციულ ველში (ნახ. 76-ბ).

იშვიათ შემთხვევაში იგი სიმეტრიული ველისთვისაც არ არის გამორიცხული.

ტროპოსფეროს შუა და ზედაფენების ყოველდღიური რუკების შესწავლამ მეცნიერები მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ შემჰიდროებული იზოჰიფსების არეში განვითარებული მაღლივი ფრონტალური ზონები გადადის რა ერთმანეთში, ვრცელდება დიდ მანძილზე — უფრო მეტად იგი დედამიწას გარშემოუვლის ერთ მთლიან ზოლად. ასეთ ფრონტებს მაღლივ პლანეტალურ ფრონტალურ ზონას (მპფზ) უწოდებენ. მპფზ-ს დედამიწის ზედაპირზე და გარკვეულ სიმაღლეზე უშუალოდ შეესაბამება ერთი კარგად გამოხატული მთავარი ფრონტი ან თანმიმდევრულად განლაგებული ორი ან სამი ურთიერთპარალელური



ნახ. 76. მაღლივი ფრონტალური ზონა (ა) და იგივე ზონა მაღლივ ასიმეტრიულ დეფორმაციულ ველში (ბ) — ფრონტალური არე.

ახლოს მდებარე ფრონტები. მპფზ-ში იზოჰიფსების შემჰიდროება (ტემპერატურის გადიდებული გრადიენტი) საკმაოდ კარგადაა გამოხატული 700 და 500 მბ იზობარულ ზედაპირებზე. უფრო მაღლა ტროპოსფეროს ზედა და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში იზოჰიფსები უფრო მჰიდროვდება და ამიტომ, აქ ქარის მაქსიმალური სიჩქარეთა ლოკალიზაცია ხდება. ამ ზონაში ჰაერის დინებები ვიწრო ზოლშია მოქცეული, რის გამოც ქარის სიჩქარე კოლოსალურ სიდიდეებს აღწევს. ჰაერის აღნიშნულ ნაკადს ჰავლურ დინებებს უწოდებენ. იმ ხაზს, რომელიც აერთიანებს მაქსიმალურ სიჩქარეებს, ჰავლური დინებების ღერძი ეწოდება. ჰავლური დინებები მოიცავს ატმოსფეროს კინეტიკური ენერგიის უდიდეს მარაგს. მათში ქარის სიჩქარე 60—130 მ/წმ აღემატება.

ჰავლური დინებები გავრცელებულია ძირითადად სუბტროპიკულ განედებზე, მაგრამ მას ადგილი აქვს აგრეთვე უფრო მაღალ

და დაბალ განედებზეც. სუბტროპიკულ და უფრო მაღალ განედებზე ჰავლური დინებები დასავლეთის მიმართულებისაა, ხოლო ტროპიკულ განედებზე — აღმოსავლეთის.

ი. კვარაცხელიას გამოკვლევით, ჰავლური დინებების ღერძის სიმაღლემ თბილისზე წლის განმავლობაში შეიძლება საშუალოდ 10—12 კმ-ს მიაღწიოს ან 6—7 კმ-ზე დაბლაც დაიწიოს. მისი სისქე საშუალოდ 2—5 კმ-ს შორის იცვლება. ჰავლური დინებების ღერძთან მაქსიმალური სიჩქარე წლის განმავლობაში 40—75 მ/წმ აღწევს.

ჰავლური დინებების შესწავლას და მის პროგნოზირებას დიდი მნიშვნელობა აქვს ავიაციის ნორმალური მუშაობისათვის.

გარდა ამისა, მასთან მჭიდროდაა დაკავშირებული ციკლონებისა და ანტიციკლონების წარმოშობის პროცესები, რის გამოც დედამიწისპირა პროცესების დიაგნოზისა და პროგნოზირებისათვის ამ დენების შესწავლას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება.

§ 7. ტროპიკებსგარე ციკლონები და ანტიციკლონები

ციკლონების წარმოშობა. თეორიები, რომლებიც ტროპიკებსგარე ციკლონების და ანტიციკლონების წარმოშობას, ევოლუციასა და გადანაცვლებას ხსნის, ქრონოლოგიურად დაკავშირებულია სინოპტიკური მეტეოროლოგიის განვითარების ისტორიასთან.

ძირითადი თეორიებიდან პირველ ყოვლისა აღსანიშნავია კონვექციური, მექანიკური და კორიანტული თეორიები; უფრო მოგვიანებით, როდესაც ოპერატიულ პრაქტიკაში შემოიღეს ფრონტალური ანალიზი, წამოყენებული იყო ტალღური თეორია; ფრონტალური ანალიზის გაღრმავების შემდგომ პერიოდში კი, როდესაც აღმოჩენილი იყო ციკლონებისა და ანტიციკლონების განვითარებასა და მფზ შორის კავშირი, — დივერგენციული და ადვექციურ-დინამიკური თეორია.

პროგნოზების რიცხვითი მეთოდების განვითარება, რომელიც აღმოცენებულია ჰიდრო და თერმოდინამიკის განტოლებათა ამოხსნაზე, შესაძლებლობას გვაძლევს ვიმსჯელოთ წნევისა და ქარის ველის ცვლილების ჰიდროდინამიკურ თეორიაზე, რომელშიც უშუალოდ შედის ციკლონებისა და ანტიციკლონების წარმოშობა, ევოლუცია და გადანაცვლება.

კონვექციურ-თერმული თეორიის მიხედვით დედამიწის ზედაპირზე ციკლონის ჩასახვისათვის საკმარისია მცირე ადგილობრივი დათბობა, რომლის დროსაც წარმოიშობა აღმავალი

დენები. ამის შემდეგ აღმავალ დენებს და წნევის დაცემას ხელს უწყობს ღრუბლებისა და ნალექების წარმოშობასთან დაკავშირებული ორთქლადქცევის ფარული სითბოს გამოყოფა.

მ ე ქ ა ნ ი კ უ რ ი თეორიის თანახმად ჰაერის აღმავალი დენები წარმოიშობა არა მარტო გამთბარ ტერიტორიაზე, არამედ ყველგან, სადაც არსებობს ტემპერატურის ჰორიზონტალური დიდი გრადიენტი და სითბოს ადვექცია: ამ თეორიის თანახმად აღმავალი ჰაერი, მიჰყვება რა ატმოსფეროს ცირკულაციის სისტემის ძირითად დინებებს, იშლება ჰორიზონტალური მიმართულებით, რის შედეგადაც აღმავალი ჰაერის ზონაში შეიქმნება ჰაერის მასის დეფიციტი და წნევა დაეცემა. წნევის დაცემის ადგილისაკენ ყველა მხრიდან მოედინება ჰაერი და კორიოლისის ძალის მოქმედებით წარმოიშობა ციკლონური კორიანტული მოძრაობა.

როგორც კონვექციური, ისე მექანიკური თეორიები ვერ ითვალისწინებენ ციკლო და ანტიციკლოგენეზის სხვა ძირითად ხელშემწყობ ფაქტორებს, რის გამოც ამ თეორიებით შეუძლებელი ხდება ციკლონების (ანტიციკლონების) სტადიების, თერმული რეჟიმისა და სხვა პრაქტიკული საკითხების ახსნა.

კ ო რ ი ა ნ ტ უ ლ ი თეორიის მიხედვით ატმოსფეროში ყოველთვის არსებობს ტენდენცია ჰაერის ორი სხვადასხვა სიჩქარის დინების საზღვარზე დიდი მასშტაბის კორიანტელის წარმოსაშობად; ამასთან ციკლონური კორიანტელი განვითარდება მხოლოდ გარკვეულ პირობებში, სახელდობრ, როდესაც გვაქვს ტემპერატურის ჰორიზონტალური დიდი გრადიენტი, დიდი სინოტივე და ჰაერის მასის არამდგრადობა.

ტ ა ლ ღ უ რ ი თეორიის თანახმად, ციკლონები წარმოიშობა არამდგრად ფრონტებზე ტალღური აღრევის განვითარების შედეგად. ეს თეორია, მსგავსად კორიანტულისა, მართალია, ვერ ხსნის ციკლოგენეზის რთულ ბუნებას, მაგრამ ციკლონების როგორც ფრონტალური ტალღის განხილვა გვეხმარება ამინდის პროგნოზის საქმეში.

დ ი ვ ე რ გ ე ნ ც ი უ ლ ი თეორიის ავტორები ცდილობენ წნევის დაცემა და ზრდა დედამიწის ზედაპირზე დაუკავშირონ ტროპოსფეროს შუა ფენებში ჭარების შემჭიდროებას და განშლადობას. არის ცდები ციკლოგენეზის (ანტიციკლოგენეზის) მფზ-თან დაკავშირებისა.

ამ თეორიის თანახმად მიწისპირა ციკლონი ღრმავდება და ანტიციკლონი სუსტდება, როცა აღნიშნული ცენტრების თავზე — ტროპოსფეროს შუა ფენებში ადგილი აქვს ჰაერის დენების განშ-

ლადობას; ხოლო როცა იმავე ფენებში ჰაერის დენების კონვერგენცია ხდება, მაშინ აღინიშნება მიწისპირა ციკლონების შევსება და ანტიციკლონის გაძლიერება. ამ თეორიით მფზ დელტის არეში შეიმჩნევა წნევის დაცემა და ციკლოგენეზი, ხოლო ზონის შესავალში — წნევის ზრდა და ანტიციკლოგენეზი. სინოპტიკური პრაქტიკა გვიჩვენებს, რომ ამ მითითების გამართლება შემთხვევების 60—70%-ს შეადგენს (ნახ. 76—77).

ადვექციურ-დინამიკური თეორიის თანახმად წნევის ლოკალური ცვლილება განიხილება როგორც შედეგი მისი ადვექციური და დინამიკური ცვლილებისა. ამასთან ადვექციური ფაქტორი განსაზღვრავს ბარიული და ტემპერატურული ველების გადატანას, დინამიკური კი — ციკლონებისა და ანტიციკლონების ჩასახვა-ევოლუციას.

ციკლო და ანტიციკლოგენეზის ჰიდროდინამიკური თეორიის თანახმად წნევის ლოკალური ცვლილების ფიზიკური აზრის ასახსნელად გამოიყენება ბარიული ტენდენციის განტოლება, რომლის პრაქტიკულ გამოყენებას ართულებს განტოლებაში შემავალი წევრების რიგთა სხვადასხვაობა და საკმაო სიზუსტით მათი გამოთვლის სიძნელე.

თუმცა ბარიული ველის რიცხვით პროგნოზებში მიღებულია მნიშვნელოვანი შედეგები, მაგრამ ჯერჯერობით არ შეიძლება გადაჭრით ითქვას, რომ ჰიდროდინამიკური თეორია გვაძლევს ციკლო და ანტიციკლოგენეზის მთლიან დასრულებულ სურათს; ჯერ ერთი, ჰიდროდინამიკის და თერმოდინამიკის განტოლებათა გამოყენება ბარიული ველის პროგნოზის ამოცანისათვის ყოველთვის ვერ იძლევა დამაკმაყოფილებელ შედეგს, მეორეც, ციკლონები და ანტიციკლონები წარმოადგენენ ატმოსფეროს ცირკულაციის სპეციფიკურ ფორმას, რომლებსაც გააჩნიათ უამრავი ინდივიდუალური თვისება, რომელთა ახსნა შეიძლება მივიღოთ მხოლოდ მაშინ, თუ მხედველობაში მივიღებთ მთელი პროცესების კომპლექსს, რომლებიც აპირობებს ციკლონებისა და ანტიციკლონების ჩასახვასა და განვითარებას.

ციკლონები და ანტიციკლონები წარმოადგენენ ატმოსფეროს ცირკულაციის მნიშვნელოვან ფორმებს, ამიტომ პროგნოზირების რიცხვითი მეთოდების შემდგომ დაზუსტებასთან ერთად აუცილებელია ციკლო და ანტიციკლოგენეზის უფრო ზუსტი ფიზიკური თეორიის შემუშავება.

ტროპიკებსგარე ციკლონები მათი წარმოშობისა და განვითა-

რების თავისებურებათა მიხედვით შეიძლება იყოს ფრონტალური და არაფრონტალური (ადგილობრივი, თერმული).

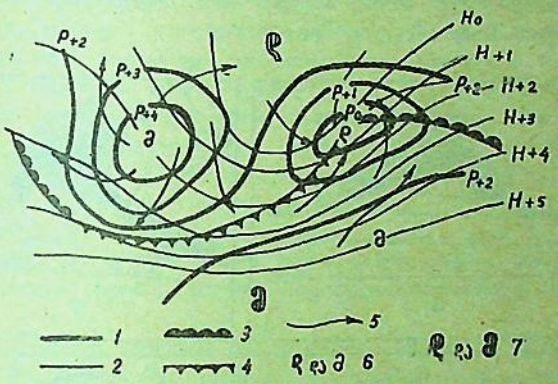
ზოგადფრონტალური ციკლონების წარმოშობა მიმდინარეობს შემდეგნაირად: როგორც ცნობილია, ფრონტის ერთ მხარეს — თბილ ჰაერში იზობარული ზედაპირები უფრო მაღლა მდებარეობს, ვიდრე ცივში, ეს იწვევს ფრონტალურ ზონაში იზობარების მკვეთრ შემობრუნებას ცივი ჰაერისაკენ; რაც უფრო მეტია იზობარების სიმრუდე ფრონტალურ ზონაში, მით უფრო მეტია ქარის სიჩქარე.

თბილ და ცივ ჰაერს შორის მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტი, ორივე მასაში ჰაერის დინებათა სხვადასხვა მიმართულება, ბარიული გრადიენტის არსებობა და, ამასთან, ჰაერის დინებებზე კორიოლისის გადამხრელი ძალის მოქმედება და სხვ., საბოლოო ჯამში იწვევს ფრონტის ორივე მხარეს ჰაერის მასათა მოძრაობის რხევას. ფრონტალური ზედაპირი განიცდის დეფორმაციას, ე. ი. ფრონტის ხაზზე წარმოიშობა ტალღა, რომლის მწვერვალი ბარიული მინიმუმის ცენტრში მდებარეობს. ტალღების წარმოშობას განიხილავენ როგორც ფრონტების მდგრადობის მდგომარეობიდან გამოსვლას (ნახ. 77).

როგორც ნახ. 77 ჩანს, ტალღის წარმოშობა ხდება არა მარტო ფრონტის მიწისპირა ნაწილში, არამედ ფრონტალური ზედაპირის გარკვეულ სიმაღლეზეც. როგორც ვხედავთ, დედამიწის ზედაპირზე ციკლონი წარმოიშობა მაღლივი ღარის წინა ნაწილის ქვემოთ ან მაღლივი თხემის ზურგის ქვედა ნაწილში, ხოლო ანტიციკლონი — მაღლივი თხემის წინა ქვედა ნაწილში ან მაღლივი ღარის უკანა ნაწილში. ფრონტის ტალღისებური მოხრილობის შედეგად ჩნდება ფრონტის თბილი და ცივი ნაწილები. თბილი ჰაერი სამხრეთიდან ებჯინება რა ცივს, გადაინაცვლებს შორს ჩრდილოეთისაკენ — თბილი ფრონტის სახით, ხოლო ცივი ჰაერი — სამხრეთისაკენ — ცივი ფრონტის სახით. აქედან გამომდინარე, ფრონტის გასწვრივ ჰაერის დინებები შორდება ზონალურს და უფრო მეტად მერიდიანულ შემადგენელს ღებულობს. მაშასადამე, ტალღის წინა ნაწილი ღებულობს თბილი ფრონტის ხასიათს, ხოლო ფრონტის ის ნაწილი, რომელიც ტალღის ზურგშია მოქცეული — ცივი ფრონტისას. თბილსა და ცივ ფრონტს შორის მოქცეულია ციკლონის თბილი სექტორი, რომელიც მაღალი ტემპერატურებით ხასიათდება.

ტროპიკებსგარე განედებზე ციკლონების წარმოშობა ხდება არქტიკულ და უფრო მეტად პოლარულ ფრონტზე. პოლარულ ფრონტზე (აგრეთვე არქტიკულზეც) ტალღური აღრევა დიდ მან-

ძილზე ვრცელდება (1000 კმ და მეტით). არჩევენ მდგრად და არამდგრად ფრონტალურ ტალღებს, მდგრადად ითვლება ის ტალღები, რომელთა ამპლიტუდა დროთა განმავლობაში არ მატულობს, ე. ი. უცვლელია. ასეთი ტალღები თანდათანობით ქრება. არა-



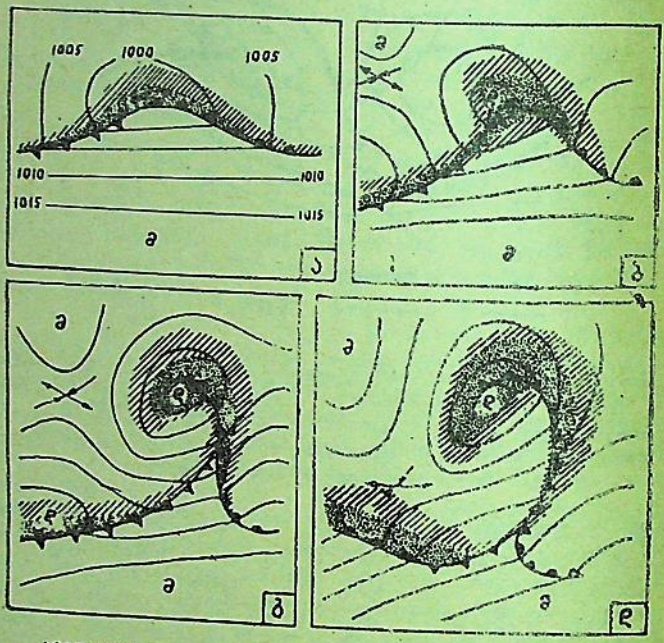
ნახ. 77. ფრონტალური ზონის დეფორმაცია ციკლონის ჩასახვის არეში. 1. იზობარები დედამიწის ზედაპირზე, 2 მაღლივი იზოჰიფსები, 3. თბილი ფრონტი, 4. ცივი ფრონტი. 5. დენის ხაზები დედამიწის ზედაპირზე, 6. დ და მ —დაბალი და მაღალი წნევა დედამიწაზე, 7. Დ და მ — დაბალი და მაღალი წნევა ტროპოსფეროს მაღლივ ფენებში.

მდგრად ტალღებს მიეკუთვნება ისეთები, რომელთა ამპლიტუდები დროთა განმავლობაში მატულობენ. ასეთ ტალღაზე აღინიშნება ჰაერის ციკლონური მოძრაობის ჩანასახი. დადგენილია, რომ ტალღა შეიძლება არამდგრადი იყოს ტალღის სიგრძის ორ მონაკვეთში: მცირე სიგრძისას და როცა 500 კმ-ს აღემატება. ამრიგად, ტალღის განვითარება პრაქტიკულად ციკლონების განვითარებასთანაა დაკავშირებული.

ფრონტის დეფორმაცია შეიძლება რამდენიმე ადგილას მოხდეს. ამ შემთხვევაში ტალღები თანმიმდევრულად განლაგდება თავიანთი განვითარების (ციკლონთა განვითარების) მიხედვით და მოძრაობს უმთავრესად დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ.

ფრონტალური ციკლონებისათვის არჩევენ განვითარების ოთხ ძირითად სტადიას (ნახ. 78).

პირველი სტადია ციკლონის განვითარების საწყისია (ა) და მას ტალღური აღრევის სტადიას უწოდებენ. ციკლონი წარმოდგენილია ერთი დახშული იზობარით, რომლის ცენტრშიც დაბალი წნევა ყალიბდება და, ამასთან, აქ თავს იყრის თბილი და ცივი ფრონტები. ეს სტადია, როგორც აღვნიშნეთ, წარმოადგენს ძირითადი ფრონტის დეფორმაციის შედეგს.



პირობითი ნიშნები: 1 2 3 4 5

ნახ. 78. ფრონტებზე ციკლონთა განვითარების სტადიები
1. მთლიანი მოღრუბლულობა, 2. გაბმული ნალექები, 3, 4 და 5 — თბილი, ცივი და ოკლუზიის ფრონტები

მეორე სტადია ახალგაზრდა ციკლონია (ბ), რომელიც ტალღური სტადიის შემდგომ განვითარებად უნდა მივიჩნიოთ. აქ წნევის დაცემა ძლიერდება და ციკლონური ცირკულაცია თანდათანობით ვრცელდება სიმაღლის მიხედვით. თბილი და ცივი ჰაერის მა-

სების ურთიერთსაწინააღმდეგო ადვექციის გაძლიერებასთან ერთად ვითარდება ფრონტალური ტალღაც (ამპლიტუდა და სიგრძე). ეს იწვევს კარგად გამოსახულ თბილი სექტორის გაჩენას.

მესამე სტადიაში ციკლონი ოკლუდირებულ მდგომარეობაშია (გ). მართალია, მის ცენტრში წნევის მეტ გაღრმავებას აქვს ადგილი, მაგრამ ამის შემდეგ მისი შევსება უფრო ინტენსიურად წარიმართება. ვინაიდან ცივი ფრონტი თბილზე უფრო მეტი სიჩქარით მოძრაობს, ამიტომ იგი თანდათანობით უახლოვდება ამ უკანასკნელს, ციკლონის თბილი სექტორი სულ უფრო ვიწროვდება და ბოლოს ცივი და თბილი ფრონტის ურთიერთშეერთებისას წარმოიშობა რთული სტრუქტურის ერთიანი ფრონტი, რომელსაც ოკლუზიის ფრონტს უწოდებენ. დედამიწის ზედაპირზე თბილი სექტორი შემორჩენილია მხოლოდ ციკლონის სამხრეთ პერიფერიაზე. ქვედაფენებში ციკლონის შევსება ხდება ცივი ჰაერით; ზედაფენებში გრძელდება თბილი ჰაერის აღმა ასვლა; სანამ ეს პროცესი მიმდინარეობს, ციკლონი სიცოცხლისუნარიანობას ინარჩუნებს.

ბოლო, მეოთხე სტადიაში (დ) ციკლონი იმყოფება შევსების (ქრობის) მდგომარეობაში. ვინაიდან ქვედაფენები ცივი ჰაერის მასებითაა დაკავებული, ხოლო თბილი — ტროპოსფეროს მაღალ ფენებშია მოქცეული, ქვემოთ ტემპერატურული კონტრასტი მკვეთრად მცირდება, წნევა მატულობს და ამიტომ ციკლონიც მთლიანად ქრება.

ზემოთ აღნიშნული იყო, რომ მთავარი ფრონტის დეფორმაცია შეიძლება რამდენიმე ადგილას მოხდეს. ასეთ შემთხვევაში წარმოიშობა ციკლონთა მთელი სერია, რომელიც განვითარების სხვადასხვა სტადიაში იმყოფება. ისინი გადაადგილდებიან ერთიმეორის მიყოლებით ფრონტის გასწვრივ. ყოველი მომდევნო ციკლონი გადაადგილდება წინ მიმავალი ციკლონის სამხრეთით, რადგან მთავარი ფრონტის ცივი ნაწილი, ყოველი ახალი ციკლონის წარმოშობასთან ერთად, გადაინაცვლებს სამხრეთით; არის შემთხვევები, როცა ახლადწარმოშობილი ციკლონი, დაეწევა რა უკვე მცირე სიჩქარის მქონე ოკლუდირების ან შევსების სტადიაში მყოფ ციკლონს, შეუერთდება მას და შეიძლება ისე გააძლიეროს იგი, რომ შესუსტების სტადიაში მყოფმა ციკლონმა ახალგაზრდა ციკლონის თვისებები მიიღოს; ამ პროცესს ციკლონის რეგენერაცია ეწოდება.

§ 8. ციკლონების სტრუქტურა, მოძრაობა და ამინდიანობის პირობები

არქტიკულ და პოლარულ ფრონტებზე წლის განმავლობაში მრავალი ციკლონი წარმოიშობა და ვითარდება. იგი მნიშვნელოვან ტერიტორიას მოიცავს. კარგად განვითარებული ციკლონის დიამეტრი ჩვეულებრივ 1000 კმ-ია, მაგრამ შესაძლებელია მან ამ ციფრს ორჯერაც გადააჭარბოს. თერმული წარმოშობის ციკლონებში, სადაც მინიმალური წნევა ერთი დახშული იზობარითაა წარმოდგენილი, დიამეტრი 200—300 კმ-ს შეადგენს. ციკლონები შეიძლება ვრცელდებოდეს ტროპოსფეროს სხვადასხვა ფენაში; ამისდა მიხედვით არჩევენ დაბალ, საშუალო და მაღალ ციკლონებს. დაბალი ციკლონი დროთა განმავლობაში შეიძლება განვითარდეს და მიაღწიოს ტროპოსფეროს ზედა საზღვრებს. სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურა ციკლონებში ეცემა და ციკლონის თავზე წარმოიშობა სიცივის არე. ნათლად გამოხატული სიცივის კერები ტროპოსფეროს მთელ სიმაღლეზე მაღალ ციკლონებს გააჩნია. როგორც ვხედავთ, მიწისპირა ფენებში ციკლონის ცენტრში თუ სითბოს კერებთან გვაქვს საქმე, ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში იგი შეიცვლება სიცივის არეთი.

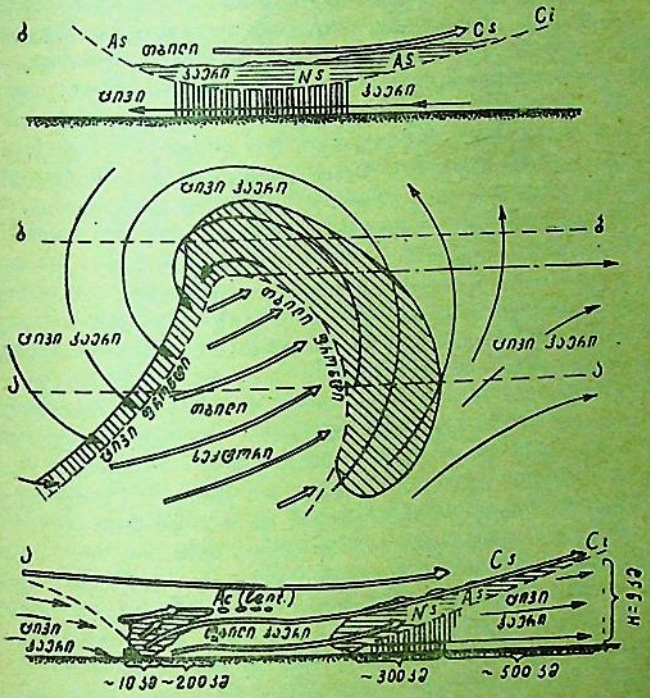
ციკლონის ცენტრში წნევა დასაწყისში შეიძლება 995—1010 მბ შეადგენდეს; მაგრამ, რაც უფრო ვითარდება იგი, მით უფრო ეცემა წნევა და ციკლონი ღრმავდება.

ქარი მოძრაობს საათის ისრის საწინააღმდეგოდ (სამხრეთ ნახევარსფეროში, — საათის ისრის მიმართულებით) და მიმართულია ციკლონის ცენტრისაკენ. მისი სიჩქარე ჩვეულებრივ 10—15 მ/წმ შორის მერყეობს, მაგრამ მან შეიძლება 30 მ/წმ-აც გადააჭარბოს.

ახალგაზრდა ციკლონისათვის დამახასიათებელია თბილი სექტორის არსებობა, რომელიც შემოსაზღვრულია წინიდან თბილი და ზურგიდან ცივი ფრონტებით (ნახ. 79). იგი დაახლოებით მიეკუთვნება საშუალო ციკლონთა ჯგუფს. ციკლონის ცენტრი თბილი სექტორის წვეროს ემთხვევა. ციკლონი გადაადგილდება თბილი სექტორის იზობარების პარალელურად. ახალგაზრდა ციკლონი, როგორც წესი, დასაწყისში დაბალი ბარიული წარმოშობისაა. შემდგომ გაღრმავების სტადიაში კი ციკლონის თავზე მაღალ ფენებშიც ჩნდება დაბალი წნევის არე, ე. ი. ციკლონი ხდება მაღლივი.

ახალგაზრდა ციკლონში ამინდიანობის პირობები ძირითადად განისაზღვრება არა მარტო ჰაერის მასებისა და ფრონტების თვისებებით, არამედ სეზონების, ოროგრაფიისა და ადგილობრივი პი-

რობების ზეგავლენითაც. ამინდის პირობების მიხედვით ციკლონში შეიძლება პირობითად გამოვყოთ სამი ზონა (ნახ. 79): 1. ციკლონის წინა ნაწილი. აქ ამინდის პირობებს თბილი ფრონტი გან-



ნახ. 79. ახალგაზრდა ციკლონის სტრუქტურა და ამინდიანობის პირობები ა და ბ — ნახაზი წარმოადგენს ციკლონის პრიელს ა—ა და ბ—ბ მონაკვეთზე.

საზღვრავს. ფრონტის ხაზთან მიახლოებისას ღრუბლების სიმძლავრე თანდათანობით მატულობს და გაბმული ნალექების ინტენსივობაც იზრდება; 2. თბილი სექტორი: ამინდის პირობები დამოკიდებულია მონადენი ჰაერის თვისებებზე. თბილ სექტორში სამხრეთიდან მონადენი თბილი ჰაერი, მაღალი ტემპერატურისა და მნიშვნელოვანი ტენშემცველობის მიუხედავად, ჩრდილოეთით გადაადგილებისას (ცივ ზედაპირზე) მდგრად თვისებებს იძენს; ვითარდება ფენა-ღრუბლები (St ან Sc) ჟინჟღლა ნალექებით

და ადვექციური ნისლით. ზაფხულობით, თუ თბილი ჰაერი შედარებით სიმშრალით გამოირჩევა, მაშინ გაბატონებულია შედარებით მშრალი ამინდი მცირე ღრუბლულობით; 3. ცივი ფრონტი: აქ ტენარამდგრად თბილ ჰაერში ვითარდება ინტენსიური გროვა-წვიმის (*cb*) ღრუბლები; მათთვის დამახასიათებელია ჭექა-ქუხილი, თავსხმა ნალექები, სეტყვა; ქარი ძლიერდება ზოგჯერ შკვალამდეც კი. თუ ჰაერი მშრალია, მაშინ კონვექცია და ატმოსფეროს სხვა მოვლენები მნიშვნელოვან განვითარებას ვერ პოულობენ. ცივი ფრონტის წინ გროვა-წვიმის ღრუბლებისა და თავსხმა ნალექების ზონის სიგანე 100 კმ-ის ფარგლებში იცვლება, მაშინ როდესაც თბილი ფრონტის წინ გაბმული ნალექები რამდენიმე ასეულ კილომეტრს მოიცავს.

ახალგაზრდა ციკლონში ამინდის თანმიმდევრობითი ცვლილების დახასიათება შეიძლება მოვახდინოთ ციკლონის სხვადასხვა ადგილას გამავალი აა და ბბ ჭრილის მიხედვით. ციკლონის დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობისას აა ხაზზე თანმიმდევრულად გაივლის: თბილი ფრონტი, ციკლონის თბილი სექტორი, ცივი ფრონტი და ბოლოს ციკლონის უკანა ნაწილი მათთვის დამახასიათებელი ღრუბლებითა და ნალექების ხასიათით (ა). ციკლონის მოახლოებას გვაუწყებს არა მარტო წვრევის დაცემა, არამედ ფრთა-ღრუბლები, რომლებიც დასავლეთის მხრიდან გვიახლოვდება. ქარის მიმართულება სამხრეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან გადადის სამხრეთ-დასავლეთში (თბილი სექტორი), ხოლო ცივი ფრონტის გავლისას — ჩრდილო-დასავლეთში და უფრო ძლიერდება. თბილ სექტორში სამხრეთიდან მონადენი თბილი ჰაერი, მნიშვნელოვანი ტენშემცველობის მიუხედავად, ჩრდილოეთით გადაადგილებისას (ცივ ზედაპირზე) მდგრად თვისებებს იძენს; ვითარდება ფენა-ღრუბლები ჟინჟღლა-ნალექებით და ადვექციური ნისლით.

ბბ ხაზზე ღრუბლები თბილი ფრონტის ტიპისაა, ე. ი. ფრთა ღრუბლებს (*Ci* და *Cs*) ცვლის *As—Ns* ღრუბლები (ბ). ქარი სამხრეთ-აღმოსავლეთ და აღმოსავლეთ რუმბიდან გადადის ჩრდილო-აღმოსავლეთის, ჩრდილოეთისა და შემდეგ ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებაში. ნალექები თბილი ფრონტისათვის დამახასიათებელი გაბმული ხასიათისაა.

ოკლუზიის ფრონტში გაერთიანებულია თბილი და ცივი ფრონტების თვისებები. ღრუბლიანობის პირობები ქვედაფენებში უფრო თბილი ფრონტისას უახლოვდება (*Ci, Cs, As* და *Ns*), ხოლო

ზედაფენებში — ცივი ფრონტისას, რომლისთვისაც დამახასიათებელია ძლიერი გროვა-წვიმის ღრუბლები; ამიტომაა, რომ ოკლუზიის ფრონტის გავლისას ჯერ ადგილი აქვს გაბმულ ნალექებს, შემდეგ მას ცვლის მცირე ხანგრძლივობის თავსხმა ნალექები, რომლებიც ისევ გაბმული ნალექებით იცვლება.

ციკლონები განუწყვეტელ მოძრაობაშია. მიუხედავად იმისა, რომ ციკლონის სხვადასხვა ნაწილში ქარის მიმართულება და სიჩქარე სხვადასხვაა, იგი გადაადგილდება ტროპოსფეროს შუა და მაღალ ფენებში ჰაერის საერთო გადატანის მიმართულებით — დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. ვინაიდან ახალგაზრდა ციკლონის თბილ სექტორში გამავალი იზობარების მიმართულება სიმაღლის მიხედვით თითქმის უცვლელი რჩება და ქარის მიმართულებაც არ იცვლება, ამიტომ ციკლონი მოძრაობს თბილი სექტორის იზობარების მიმართულებით.

ციკლონების მოძრაობის სიჩქარე საშუალოდ 30—40 კმ/სთ შეადგენს. განვითარების საწყის სტადიაში ისინი საშუალოდ მოძრაობენ წამძღოლი ნაკადის სიჩქარით (40—50 კმ/სთ). ცალკეულ შემთხვევაში ციკლონის სიჩქარე 80 კმ/სთ აჭარბებს. განვითარების გვიან სტადიაში მისი სიჩქარე მკვეთრად მცირდება.

საქართველოს ამინდიანობის პირობებში ზამთარში ძირითად გავლენას ახდენს ხმელთაშუა ზღვის პოლარულ ფრონტზე წარმოშობილი ციკლონები. შავი ზღვიდან ხმელეთზე გადმონაცვლების შემდეგ, ოროგრაფიული პირობების ზეგავლენით ციკლონთა ოკლუდირება ჩქარდება, ტემპერატურა მნიშვნელოვნად ეცემა და უხვი ნალექების მოსვლა შეიძლება რამდენიმე დღეს გაგრძელდეს.

ა ნ ტ ი ც ი კ ლ ო ნ ი. ანტიციკლონი მაღალი წნევის არეა, სადაც ქარის ბრუნვითი მოძრაობა მიმართულია ცენტრიდან პერიფერიისაკენ საათის ისრის მიმართულებით — ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და საწინააღმდეგოდ — სამხრეთ ნახევარსფეროში. ატმოსფეროს ქვედაფენებში ანტიციკლონები, უმეტეს შემთხვევაში, ერთგვაროვან ჰაერის მასებში ვითარდება, რის გამოც მათ ფრონტები არ გააჩნიათ. ფრონტები უმეტესად ანტიციკლონის პერიფერიაზე გადიან და ამიტომ ისინი ცენტრალური ნაწილის ამინდიანობის პირობებზე გავლენას ვერ ახდენენ. ანტიციკლონის ცენტრალურ ნაწილში ადგილი აქვს ჰაერის დაღმავალ დენებს, რის გამოც ჰაერი ადიაბატურად თბება, შორდება გაჟღენთვის მდგომარეობას და წარმოიშობა ტემპერატურული ინვერსია უღრუბლო მშრალი ამინდით.

ანტიციკლონის ზომა საერთოდ აღემატება ციკლონისას. ახალ-

გაზრდობის სტადიაში თუ ორივე სისტემას ერთნაირი სიჩქარე გააჩნია, მომწიფებისა და ქრობის სტადიაში ანტიციკლონის სიჩქარე მნიშვნელოვნად ჩამორჩება ციკლონისას. ანტიციკლონის ცენტრალურ ნაწილში ქარის სიჩქარე ძლიერ შესუსტებულია, პერიფერიებში კი მნიშვნელოვნად ძლიერდება.

მდებარეობის, სიდიდის, განვითარებისა და ამინდიანობის პირობების მიხედვით ს. ხრომოვმა გამოყო ანტიციკლონის შემდეგი ტიპები: 1. შუალედური ანტიციკლონი: იგი სწრაფად მოძრავი მაღალი წნევის არეა, რომელიც წარმოიქმნება ერთი სერიის ორ ციკლონულ ციკლონთა შორის. მიწისპირა ფენებში შუალედური ანტიციკლონი წარმოდგენილია ცივი ჰაერის მასებში ბარიული თხემის სახით; 2. ჩამკეტი ანტიციკლონი, რომელიც ციკლონთა სერიის უკანასკნელი ციკლონის ზურგშია მოქცეული. მას მნიშვნელოვანი ფართობი უკავია, მკვეთრად გამოხატული დახშული იზობარებითაა წარმოდგენილი და ღრმად სამხრეთისაკენ არის გადანაცვლებული; 3. ზომიერი განედების სტაციონარული ანტიციკლონი; იგი ხმელეთის ზედაპირზე ზამთარში წარმოიშობა, ოკეანეთა ზედაპირზე კი — ზაფხულში 4. არქტიკული ზონის სტაციონარული ანტიციკლონი: წარმოიშობა ზამთრის პერიოდში და არქტიკული ჰაერის ფორმირების კერას წარმოადგენს; 5. სუბტროპიკული სტაციონარული ანტიციკლონი ფორმირდება ტროპიკულ ჰაერში და დიდ სიმაღლემდე ვრცელდება. იგი პერიოდულად ძლიერდება ჩრდილოეთიდან წამოსული მეორე ტიპის ცივი ანტიციკლონის შეერთების მეშვეობით.

წლის თბილ სეზონში საქართველოს ამინდიანობის პირობებზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონი. როდესაც აღნიშნული ანტიციკლონის თხემი იკავებს საქართველოს ტერიტორიას, დგება მცირეღრუბლიანი, მზიანი ამინდი, რომლის დროსაც ინტენსიურად ვითარდება სანაპირო ბრიზები და მთა-ხეობის ქარები.

კარგად განვითარებული ანტიციკლონი დიდ სიმაღლემდე ვრცელდება და ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში წარმოშობს თბილ არეს, რის გამოც ტროპოპაუზის სიმაღლე მაღლა იწევს. ევროპაში ანტიციკლონის მაღალი ფენების ტემპერატურა საშუალოდ 7°-ით აღემატება ციკლონისას.

ანტიციკლონებში ამინდიანობის პირობები შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს, მაგრამ უმრავლეს შემთხვევაში ჰაერის მდგრადი სტრატიფიკაციის გამო მათში კარგი ამინდის ფორმირების უკე-

თესი პირობები არსებობს, ვიდრე ეს ციკლონშია. ანტიციკლონებში გაბატონებული ატმოსფეროს მდგრადი სტრატიფიკაცია (რადიაციული, ადვექციური და ზედაფენებში კუმშვის ინვერსიები) ხელს უშლის ღრუბლებისა და ნალექების წარმოშობას.

ინვერსიის ფენის ქვემოთ ხშირად ფენა და ფენა-გროვა ღრუბლები წარმოიშობა, რომელთაც ზოგჯერ შეუძლიათ ჟინჟღლა ნალექების მოცემა. ზაფხულში ძლიერმა ინსოლაციურმა პროცესებმა შეიძლება მაღალი ინვერსიები დაარღვიოს და კონვექციურმა პროცესებმა გამოიწვიოს მძლავრი გროვა და გროვა-წვიმის ღრუბლები თავსხმა ნალექებით.

ევროპაში ანტიციკლონების ფორმირებისა და მოძრაობის ტრაექტორიის საფუძველზე ბ. მულტანოვსკიმ დაადგინა მათი გადაადგილების ძირითადი მიმართულებანი, რომელთაც გადანაცვლების ღერძებს უწოდებენ. არჩევენ შემდეგ ღერძებს: 1. აზორის ღერძი: ზაფხულის პერიოდში აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონიდან გამოყოფილი მაღალი წნევის ბირთვები მოძრაობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, უფრო მეტად ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ და იკავებს ევროპის ტერიტორიას; 2. ნორმალური პოლარული ღერძი: გრენლანდიისა და შპიცბერგენის რაიონიდან უმეტესად თბილ პერიოდში ანტიციკლონი გადაადგილდება სამხრეთ-აღმოსავლეთით და თან მოაქვს ზღვის არქტიკული ჰაერი; 3. ულტრაპოლარული ღერძი: ეს ანტიციკლონები ევროპაში გვევლინება ზამთარში ბარენცისა და კარის ზღვებიდან და ტაიმირის ნ/კუნძულიდან. ისინი მოძრაობენ ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ ან ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, თან მოაქვთ კონტინენტური არქტიკული ჰაერის მასები; 4. ციმბირის ღერძი: დასავლეთ ციმბირის ტერიტორიაზე ზამთრობით წარმოშობილი და გაძლიერებული ანტიციკლონი თხემის სახით ვრცელდება დასავლეთისაკენ (ევროპისაკენ). თხემის სამხრეთ პერიფერიიდან სამხრეთ რაიონებისაკენ იჭრება ცივი კონტინენტური პოლარული ჰაერის მასები, ხოლო მის ჩრდილო-დასავლეთ და ჩრდილოეთ პერიფერიაზე — ატლანტიკის თბილი ზღვის პოლარული მასები.

§ 9. ამინდის სამსახური და ამინდის პროგნოზი

დედამიწის ზედაპირის ყოველ წერტილში ამინდის პირობების ცოდნა და მისი წინასწარმეტყველება მეტეოროლოგიის ძირითადი ამოცანაა. ჰაერის მასებისა და ფრონტების წარმოშობა, ციკლონე-

ბისა და ანტიციკლონების განვითარება და მათი გადაადგილება წარმოადგენენ იმ ძირითად პროცესებს, რომელნიც განაპირობებენ ამინდის სხვადასხვაგვარობას. აღნიშნული პროცესები იმდენად რთულია და სხვადასხვა მასშტაბის, რომ ამინდის პროგნოზირების საკითხი ამჟამადაც ერთ-ერთ ურთულეს პრობლემად რჩება.

მოცემულ რაიონში ამინდის პირობები და მისი შემდგომი ცვლილება დამოკიდებულია პირველ ყოვლისა სინოპტიკური პროცესების განვითარებაზე, ე. ი. რომელი ჰაერის მასითაა დაკავებული რაიონი და მოკლე ხანში რომელი მასა შეცვლის მას, ახლოსაა თუ არა ფრონტი და რა სიჩქარით მოძრაობს იგი, ციკლონის რომელი ნაწილი გაივლის იქ და სხვ. როგორც ვხედავთ, უახლოეს დროში ამინდის ცვლილების ხასიათი რომ ვიწინასწარმეტყველოთ, საჭიროა ამინდიანობის პირობებისა და სინოპტიკური პროცესების განვითარების ხასიათის გამორკვევა შედარებით დიდ ტერიტორიაზე; ეს კი შესაძლებელია სინოპტიკურ რუკებზე.

ამინდის პროგნოზირებით, აგრეთვე, გარკვეულ რაიონში მიმდინარე ამინდიანობის პირობებით დაინტერესებულია სახალხო მეურნეობის ცალკეული დარგები, ორგანიზაციები, დაწესებულებები და მოსახლეობა, რომლებიც აღნიშნულ საკითხებთან დაკავშირებულ ყოველგვარ ინფორმაციას ღებულობენ ამინდის სამსახურიდან.

ყოფილ სსრ კავშირში ამინდის სამსახურის ცენტრალური დაწესებულებაა მოსკოვში — ჰიდრომეტცენტრი; მოკავშირე და ავტონომიურ რესპუბლიკებს, ოლქებს, ტრანსპორტის ცალკეულ სახეობებს (ავიაცია, საზღვაო ფლოტი) და სხვ. აქვთ ამინდის ბიუროები.

ამინდის ბიუროებში თავს იყრის მეტეოსადგურებიდან მიღებული (ტელეფონით, ტელეგრაფით ან რადიოთი) ამინდის ცნობები, რომლებიც დაშიფრულია სპეციალური ციფრობრივი კოდების მეშვეობით. აღნიშნულ მონაცემებს დაიტანენ (ყოველი პუნქტისათვის) ციფრებისა და პირობითი ნიშნების მიხედვით სინოპტიკურ რუკაზე. შემდეგ ამ რუკებზე ატარებენ იზობარებს და გამოყოფენ სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასებს და მათ შორის გამყოფ ფრონტებს, შემოსაზღვრავენ ნალექების, ნისლის, ჭექა-ქუხილისა და სხვა მოვლენათა ზონებს. ამის შედეგად შეიძლება მივიღოთ სრული სურათი ბარიული არეების — ციკლონებისა და ანტიციკლონების — განაწილებისა.

ამინდის პროგნოზისათვის პირველ ყოვლისა საჭიროა სინოპტი-

კური რუკებისა და აეროლოგიური მონაცემების საფუძველზე ატმოსფეროს პროცესების ზუსტი ანალიზის ჩატარება. ანალიზის ძირითად მიზანს შეადგენს ბარიული სისტემებისა (ციკლონებისა და ანტიციკლონების) და ფრონტების წარმოშობის, გადაადგილებისა და მათი ევოლუციის გამორკვევა, ჰაერის მასების მოძრაობის ხასიათისა და მათი თვისებების ცვლილების დადგენა. აქედან გამომდინარე, დღე-ღამის განმავლობაში ადგენენ რამდენიმე სინოპტიკურ რუკას, სადაც თანმიმდევრობით ყოველ მომდევნო რუკის მეშვეობით არკვევენ ზემოაღნიშნული ბარიული სისტემებისა და ჰაერის მასების არა მარტო შესაძლო გადაადგილების გზას მომავალი დღე-ღამის ან უფრო მეტი პერიოდის განმავლობაში, არამედ მათი ცვლილების ხასიათსაც. მაშასადამე, 1—2-დღიანი ამინდის პროგნოზისათვის საჭიროა წინასწარ ვივარაუდოთ ბარიული სისტემებისა და ფრონტების რომელი ნაწილი ან რა თვისების ჰაერის მასა გაივლის მოცემულ პუნქტზე და როგორ ამინდს უნდა მოველოდეთ აქ. ზემოაღნიშნული მეთოდი, რომელსაც სინოპტიკურ მეთოდს უწოდებენ, გამოიყენება ამინდის მ ო კ ლ ე ვ ა დ ი ა ნ ი პროგნოზისათვის (1-2 დღე-ღამე).

ბოლო წლებში ყოფილ სსრ კავშირსა და სხვა ქვეყნებში დიდი გამოყენება პოვა ამინდის მოკლევადიანი პროგნოზის რიცხვითმა მეთოდმა.

დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ამინდის გრძელვადიან პროგნოზს (სამდღიანი პერიოდის, თვის და სეზონის).

გრძელვადიანი პროგნოზის მრავალი მეთოდი არსებობს. ყოფილ სსრ კავშირში გამოყენებულია რუსი მეცნიერის ბ. მულტანოვსკის მიერ შემუშავებული მეთოდი, რომელსაც შემდგომი გაღრმავება და განვითარება მისცა ს. ფაღავამ. ამ მეთოდის არსი ის არის, რომ ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესები, რომლებიც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში განსაზღვრავს ამინდიანობის პირობებს, გაპირობებულია ატმოსფეროს მოქმედი ცენტრებით — ციკლონებით და ანტიციკლონებით. ყოველდღიური სინოპტიკური რუკებიდან ამოკრეფენ ციკლონებისა და ანტიციკლონების ცენტრების ყოველდღიურ მდგომარეობას წარმოშობიდან ქრობის მომენტამდე და სპეციალური პირობითი ნიშნების მეშვეობით მას დაიტანენ ნაკრებ რუკაზე, რომელსაც კრებად კინეტიკურ რუკებს უწოდებენ. თუ აღნიშნული წერტილების ნიშნების დაჯგუფებაში მოხდა რაიმე ცვლილება (ციკლონებისა და ანტიციკლონების წერტილების ერთმანეთში აღრევა), მაშინ უნდა მოველოდეთ ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის მთლიან გარდაქმნას და ზემოაღნიშნული

პერიოდისათვის დამახასიათებელი ამინდიანობის შემდგომ ცვლილებას. ზემოაღნიშნულ წერტილთა დაჯგუფებანი. განსაზღვრავენ მოცემულ პერიოდში ციკლონებისა და ანტიციკლონების ცენტრების მოძრაობის მიმართულებას. ასეთ პერიოდს ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდი ეწოდება. იგი გრძელდება დაახლოებით 5—8 დღეს. ამ მეთოდით გრძელვადიანი პროგნოზი ემყარება იმ გარემოებას, რომ ყოველ ბუნებრივ სინოპტიკურ პერიოდში ატმოსფერული პროცესები ვითარდება და გარკვეული მიმართულებით წარიმართება. მიიჩნევენ, რომ ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდის პირველი ორი დღე განსაზღვრავს პროცესების განვითარებას პერიოდის დანარჩენ დღეებში. მაშასადამე, მოქმედების ცენტრების განლაგება და მათი ინტენსივობა განაპირობებს ჰაერის მასებისა და ფრონტების მოძრაობის გზას და, აქედან გამომდინარე, ამინდიანობის პირობებს დედამიწის უმეტეს ნაწილში. ეს გარემოება დაედო საფუძვლად პერიოდის დანარჩენ დღეებში ამინდის პროგნოზირებას.

ზემოაღნიშნული მეთოდის საფუძველზე საქართველოში შესრულებულია მეცნიერული შრომები (ე. ნაფეტვარიძე, კ. პაპინაშვილი, თ. ხარჩილავა, მ. ზახაშვილი და სხვ.), სადაც მოცემულია სიცივისა და სითბოს ტალღებისა და ამინდის განსაკუთრებული მოვლენების გრძელვადიანი პროგნოზის მეთოდიკის საგულისხმო საკითხები ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდის განმავლობაში.

თავი XV

ატმოსფეროს ოპტიკური და ელექტრული მოვლენები

§ 1. ოპტიკური მოვლენები ატმოსფეროში

სინათლის წყაროდან წამოსული თეთრი პარალელური სხივები ატმოსფეროში ოპტიკური ზემოქმედების შედეგად წარმოშობს მრავალფეროვან მოვლენებს. ჰაერში ატივნარებული მტვრის, ბოლის, მარილების, ყინულის კრისტალებისა და წყლის წვეთების ნაწილაკები და სხვადასხვა სიმკვრივის ჰაერის ძლიერი ტურბულენტური მოძრაობა, იწვევს რა მზისა და სხვა ციური მნათობების ხილული სხივების გაბნევას, შთანთქმას, არეკვლას, გარდატეხასა და დიფრაქციას, განაპირობებს რთული ოპტიკური მოვლენების განვითარებას. ყველა ოპტიკური მოვლენა მჭიდროდაა დაკავშირებული ამინდის ამა თუ იმ ფიზიკურ მდგომარეობასთან.

ოპტიკური მოვლენები, წარმომშობი პროცესების ხასიათთან დაკავშირებით, შეიძლება გაიყოს სამ ჯგუფად:

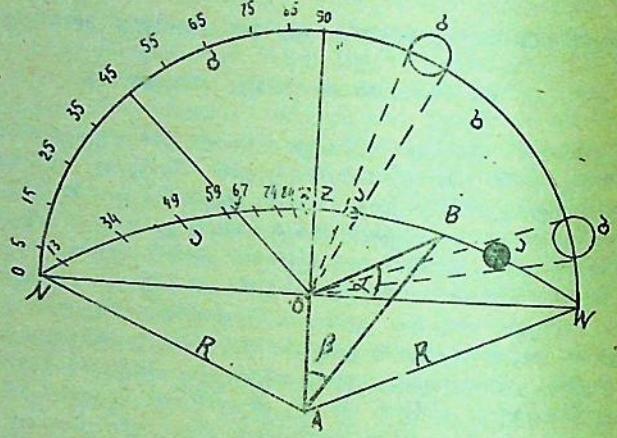
1. ატმოსფეროში სხივების გაბნევით და შთანთქმით გამოწვეული მოვლენები

მასში შედის ცის თაღის ფორმა, ფერი, აისი, დაისი და სხვ.

ა) ც ი ს თ ა ღ ი ს ფ ო რ მ ა. თუ დავაკვირდებით ცის თაღს რომელიმე ღია ადგილიდან, იგი მოგვეჩვენება არა როგორც სწორი ნახევარსფერო, რომელიც ჩვენს ზემოთაა განლაგებული, არამედ იგი მობრტყელებულია პერპენდიკულარული მიმართულებით და მოგვაგონებს გადმოპირქვავებულ ჯამს. ცის თაღი მეტი მობრტყელებული გვეჩვენება გაზაფხულზე და ზამთარში; ღამით და ნისლიანობისას უფრო ნაკლები, ვიდრე ღღისით და კარგი ხილვადობის დროს.

მე-80 ნახაზზე მოცემულია მოჩვენებითი (ა) და ნამდვილი (ბ) ცის თაღის ფორმა. წერტილი, რომელიც ჰორიზონტიდან 45° სიმაღლეზეა მოთავსებული, ცის თაღის გაბრტყელების გამო მოგვეჩვენებოდა უფრო მაღლა—67° სიმაღლეზე (იხ. ნახაზის მარცხე-

ნა მხარე). იგივე ითქმის ყველა ნებისმიერ წერტილზე, გარდა 90° სიმაღლისა. რაც უფრო ახლოს მდებარეობს წერტილი ჰორიზონტთან, მით უფრო მეტ მობრტყელებას განიცდის ცის თაღი.



ნახ. 80. მოჩვენებითი (ა) და ნამდვილი (ბ) ცის თაღის სქემა და ჰორიზონტზე მზის (მთვარის) დისკოს ხილული ფორმის სიდიდე.

მე-80 ნახაზზე დამკვირვებელი თუ დგას *NN* ჰორიზონტის O წერტილში და მოჩვენებითი ცის თაღის *ZN* მონაკვეთს თვალით გაყოფს შუაზე (*B* წერტილი), მაშინ მივიღებთ α-ს 22°-იანი კუთხით და არა 45°-ს, რომელიც ექნებოდა სინამდვილეში ცის თაღს *NZN* რკალით და *R* რადიუსით.

სხვადასხვა სეზონში ყოველდღიური გაზომვებიდან ირკვევა, რომ α კუთხე შეიძლება იცვლებოდეს 18-დან 32°-მდე. მოცემული α კუთხე ან *ON*-ის *OZ*-თან შეფარდება $\left(\frac{ON}{OZ}=Ctg\beta\right)$ წარმოადგენს ცის თაღის მოჩვენებითი გაბრტყელების მახასიათებელს:

α°	18	20	22	24	26	28	30	32
$ON:OZ$	4,5	4,0	3,6	3,2	2,9	2,6	2,4	2,1

თუ ცნობილია α კუთხის სიდიდე, მაშინ მოცემული ცხრილის

მეშვეობით შეიძლება ვიმსჯელოთ ცის თაღის მობრტყელების ხარისხზე.

ცის თაღის მობრტყელებით შეიძლება ავხსნათ მზისა და მთვარის დისკოს ზომების სხვადასხვაობა ა და ბ მდგომარეობისას (ნახ. 78-ის მარჯვენა მხარე). მნათობების დისკო ჰორიზონტთან ახლოს დაახლოებით სამ-ხუთჯერ უფრო დიდი გვეჩვენება, ვიდრე ზენიტური მდგომარეობისას, მიუხედავად იმისა, რომ მათი ნამდვილი ზომები უცვლელნი რჩებიან.

ცის თაღის მოჩვენებითი მობრტყელების ძირითადი მიზეზი უნდა ვეძებოთ ჩვენი მხედველობის ორგანოს - აღქმისუნარიანობის ფიზიოლოგიურ თავისებურებებში. მართლაც, თუ ავიხედავთ მაღლა (თავის უკან გადაუწევლად), ყველა საგანი დამოკლებული მოგვეჩვენებოდა ჰორიზონტალურად განლაგებულ იმავე საგნებთან შედარებით. ვერტიკალურად დამდგარი ხე ყოველთვის მოკლე გვეჩვენება მოპირისპირე სახლთან შედარებით. რაც უნდა დაშორებული იყოს საგანი ჰორიზონტალური მიმართულებით, მის უკან ყოველთვის არსებობს ცის თაღი. ეს ისეთ შთაბეჭდილებას ტოვებს, თითქოს ცის თაღი ჩვენს ზემოთ დაბლა იყოს დაწეული, ჰორიზონტი კი ძალზე დიდი მანძილით დაშორებული. ეს გარემოება განსაკუთრებით დიდ გავლენას ახდენს ღრუბელთა რაოდენობის შეფასებაზე; თუ ღრუბლები ჰორიზონტზეა განლაგებული, მაშინ დამკვირვებელი ღრუბლების რაოდენობას ბალებში უნებლიედ, გადამეტებული შეფასებით განსაზღვრავს.

ცის თაღის მოჩვენებითი სიბრტყელის გამო ვიზუალური დაკვირვებისას ყოველი წერტილის მდებარეობა აღიქმება უფრო მაღლა, ვიდრე ეს სინამდვილეშია. მართლაც. თუ ცალკეული ღრუბელი სინამდვილეში მდებარეობს 5°-ზე ჰორიზონტს ზევით, მაშინ ჩვენ მას აღვიქვამთ 13° სიმაღლეზე; ან, თუ იგი იმყოფება 15° სიმაღლეზე, მაშინ, ჩვენ მის სიმაღლეს ვაფასებთ როგორც 34°-სს და ა. შ.

ბ.) ც ი ს ფ ე რ ი. როგორც ცნობილია, სრულიად მოწმენდილ ცის თაღის ცალკეულ ნაწილს გააჩნია სხვადასხვა ელფერი, სადაც მტრედისფერი, ცისფერი, ლურჯი და სხვა გარდამავალი ფერები შეიძლება დღის განმავლობაში ღებულობდეს განსხვავებულ ტონალობას. აღნიშნული ცის პირობებში მზის სხივების გაბნევა ძირითადად გაზობრივი ჰაერის მოლეკულებიდან ან უწვრილესი ნაწილაკებიდან ხდება.

რ ე ლ ე ი მ პირველად თეორიულად დაამტკიცა, რომ თუ სხივი ეცემა ნებისმიერი წარმოშობის ნაწილაკებს, რომელთა ზომა

ნაკლებია სხივის ტალღის სიგრძეზე, მაშინ ეს უკანასკნელი გაიბნევა ტალღის სიგრძის მეოთხე ხარისხის უკუპროპორციულად (იხ. თავი III, § 6, 59 და 60 განტოლებები). რაც უფრო მცირეა ნაწილაკის ზომა, მისი ზედაპირიდან მით უფრო მოკლე ტალღები გაიბნევა და, პირიქით. ამის საილუსტრაციოდ 67-ე ცხრილში მოგვყავს სხვადასხვა ფერის სხივების გაბნევის ინტენსივობის მონაცემები წითელ ფერთან შედარებით (თუ წითელი ფერის გაბნევას ვივიღებთ 1-ის ტოლად).

ცხრილი 67.

სხივების გაბნევის ინტენსივობა ტალღის სიგრძესთან დამოკიდებულებით

ფერი	ტალღის სიგრძე მკმ	გაბნევა
წითელი	0,70	1.0
ნარინჯისფერი	0 62	1,6
ყვითელი	0,57	2.3
მწვანე	0,52	3,3
მტრედისფერი	0.47	4.9
ლურჯი	0,44	6.4
იისფერი	0,41	8 5

როგორც ცხრილიდან ჩანს, რელეის კანონის თანახმად გაბნევის ინტენსივობა წითელი სხივებიდან იისფერისაკენ თანდათანობით მატულობს და ეს კი განაპირობებს ცის თაღის მოლურჯო ფერს. ეს კანონზომიერება ძალაში რჩება მანამდე, სანამ გამბნევი ნაწილაკების ზომა ნაკლებია ტალღის სიგრძეზე. თუ სხივი ეცემა ნაწილაკს, რომლის ზომა მეტია ტალღის სიგრძეზე ან ტოლია მისი, მაშინ მასზე დაცემული და გაბნეული სხივები ერთნაირი ფერისანი იქნებიან. მაშასადამე, როცა ატმოსფეროში ატივნარებულია შედარებით მსხვილი ნაწილაკები, მაშინ მოლეკულარული გაბნევით გამოწვეულ ლურჯს ან ცისფერს ერევა თეთრი ფერი, რომელიც ცის თაღს მოთეთრო მტრედისფერის ტონალობას აძლევს.

მოწმენდილ ამინდში ზენიტის მახლობლად ცა მტრედისფერია (ლურჯია), ხოლო ჰორიზონტზე იგი თანდათანობით მოთეთრო ამღვრეულ ელფერს იღებს, რადგან ატმოსფეროს მასის მომატებით მზის სხივებს მეტი გზის გავლა უხდება და, მაშასადამე, მეტად გა-

იბნევა სხვადასხვა ზომის ნაწილაკების მიერ. რაც უფრო მაღლა ავდივართ, მით უფრო ლურჯი ხდება ცა და შემდგომში მუქ იისფერში გადადის.

გ) **აისი და დაისი** — გარდამავალი დროა ღამიდან დღისაკენ (აისი) და დღიდან ღამისაკენ (დაისი). ჰორიზონტზე მზის ამოსვლამდე ან ჩასვლის შემდეგ სხივები გაიბნევა ატმოსფეროს სხვადასხვა შენარევების მეშვეობით და სუსტად ანათებს დედამიწას. რაც უფრო მეტად უახლოვდება მზე ჰორიზონტს, სხივები ძლიერი გაბნევის შედეგად მით უფრო მეტად კარგავს მოკლე ტალღების მქონე ფერებს (ლურჯი, მტრედისფერი და იისფერი) და იმატებს ის ფერები (ნაკლები გაბნევის გამო), რომელნიც გრძელი ტალღებისთვისაა დამახასიათებელი (წითელი, ნარინჯისფერი). ამიტომაა, რომ აისის და დაისის დროს ცის თაღი ღია მწვანე ფერიდან (ატმოსფეროს მაღალ ფენებში) თანდათანობით გადადის ყვითელ და მოწითალო ფერში (ქვედაფენებში). იგივე მიზეზითაა გამოწვეული მზის წითელი ფერი ამოსვლისა და ჩასვლის მომენტში. რაც უფრო დაბლა ჩადის მზე ჰორიზონტიდან, მით უფრო ნათელი ფერი მოიცავს ატმოსფეროს მაღალ, შედარებით თხელ ფენებს და განათებაც თანდათანობით სუსტდება. ატმოსფეროს ფენა, რომელიც 70 კმ-ზე მაღლა მდებარეობს, სინათლეს თითქმის ვეღარ გააბნევს და განათებაც წყდება. არჩევენ **სამოქალაქო და ასტრონომიულ დაისს** (**აისს**). **სამოქალაქო დაისი** ეს ის პერიოდია, რომელიც მოიცავს დროს მზის ჩასვლიდან იმ მომენტამდე, ვიდრე მზე ჰორიზონტს ქვემოთ 6—8°-ს მიაღწევდეს. ამ პერიოდის განმავლობაში შესაძლებელია ხელოვნური განათების გარეშე თავისუფლად წაკითხვა. ასტრონომიული დაისი (აისი) მთავრდება მაშინ, როდესაც მზე ჰორიზონტიდან 18°-ით ჩადის და ცის თაღზე გამოჩნდება ყველაზე სუსტი ვარსკვლავები. აღსანიშნავია, რომ აისის მოვლენა დაისის მოვლენაზე ხანგრძლივია. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ადამიანის თვალი, რომელიც ღამის განმავლობაში ეჩვევა სიბნელეს, მზის სხივების მცირეოდენი, სრულიად უმნიშვნელო გაბნეული სინათლის მიმართ ძალზე მგრძნობიარე ხდება.

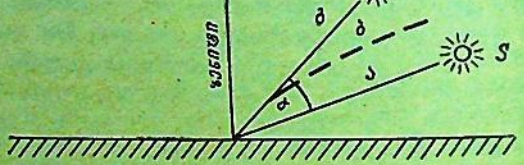
აისისა და დაისის მოვლენა ეკვატორზე ჩქარა მთავრდება (24 წუთში) და მზის ჩასვლის შემდეგ სწრაფად ბნელდება. მაღალ განედებზე აღნიშნული მოვლენა მეტი ხანგრძლივობით ხასიათდება. პეტერბურგში მისი ხანგრძლივობა ზაფხულში იმდენად მნიშვნელოვანია, რომ დაისი პირდაპირ უერთდება დილის აისს (თეთრი

ღამეები). ამ შემთხვევაში მზე ჰორიზონტს ქვემოთ 18°-ზე დაბლა არ ეშვება და სრული სიბნელე არ მყარდება. მაღალი იარუსის თხელი ღრუბლები დაისისა და აისის მოვლენებს ახანგრძლივებს, ხოლო შუა და ქვედა იარუსის სქელი ღრუბლები — ამოკლებს.

2. ატმოსფეროში სხივების გარდატეხით გამოწვეული ოპტიკური მოვლენები

ცის მნათობებიდან წამოსული სინათლის სხივები ატმოსფეროს მაღალ, ნაკლებ მკვრივი ფენებიდან, გადადის რა ქვედა უფრო მკვრივ ფენებში, გარდატყდება და გადაიხრება თავდაპირველი მიმართულებიდან. ამ მოვლენას ასტრონომიული რ ე ფ რ ა ქ ც ი ა ეწოდება. თუ სინათლის სხივების წყაროს დედამიწაზე განლაგებული საგნები წარმოადგენს, მაშინ აღნიშნული მოვლენა დ ე დ ა მ ი წ ი ს ე ულ რ ე ფ რ ა ქ ც ი ა დ ა ა წოდებული.

ასტრონომიული რეფრაქციის შედეგად ციური მნათობების მდგომარეობა ჰორიზონტზე ნამდვილ მდგომარეობასთან შედარებით მაღლა აწეული გვეჩვენება. სინათლის სხივები, გაივლის რა ატმოსფეროს თანდათანობით მკვრივ ფენებს, გარდატყდება, იცვლის მიმართულებას და მისი ტრაექტორია წარმოგვიდგება ისეთ მრუდად, რომლის ჩაზნექილი ნაწილი დედამიწისკენაა მიმართული.



ნახ. 81. ასტრონომიული რეფრაქცია.

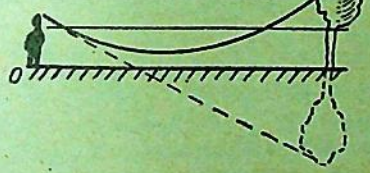
როგორც ნახ. 81-დან ჩანს, S მნათობს, სხივების გამრუდების შედეგად (ბ), დავინახავთ S' წერტილში, ე. ი. იმ მხების გასწვრივ, რომელიც შეიქმნება სხივის ტრაექტორიის ბოლო მონაკვეთზე.

ასტრონომიული რეფრაქციის სიდიდე ჰორიზონტთან უდიდესია, ხოლო ზენიტისაკენ მცირდება და ამ უკანასკნელში ნულს უტოლდება. ჰორიზონტზე რეფრაქციის კუთხე $\alpha = 35'$; ეს იმას

ნიშნავს, რომ ყოველი მნათობი ნამდვილ მდგომარეობასთან შედარებით 35′ მაღლაა აწეული და, მაშასადამე, ჩვენ მას დავინახავდით ჰორიზონტზე ამოსვლამდე და ჩასვლის შემდეგ. ეს გარემოება იწვევს დღის სინათლის გახანგრძლივებას 8—13 წუთით.

გარდა ამისა, რეფრაქციის შედეგად ხშირად მნათობთა დისკო ვერტიკალურადაა შეკუმშული და დეფორმირებული გვეჩვენება. თუ სინათლის სხივი მოედინება დედამიწაზე განლაგებული საგნებიდან, მაშინ ნამდვილ მდგომარეობასთან შედარებით ისინი მოგვეჩვენებოდა უფრო მაღლა აწეული. ატმოსფეროს ქვედაფენებში ჰაერის სიმკვრივის ნორმალური განაწილებისას დედამიწისეული რეფრაქცია განაპირობებს ხილვადი ჰორიზონტის გაფართოებას 5—6°-ით. ასეთი ნორმალური რეფრაქციის შედეგია ის, რომ ჰორიზონტზე მთები უფრო მაღლა და უფრო ახლოს გვგონია, ვიდრე ეს სინამდვილეშია. მაგრამ ხშირია ისეთი შემთხვევა, როდესაც სიმკვრივის განაწილებაში მკვეთრი ცვლილება ხდება; ე. ი. ის შეიძლება მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს ვერტიკალური მიმართულებით და გამოიწვიოს დედამიწაზე განლაგებული საგნების ანომალური რეფრაქცია ანუ მ ი რ ა ჟ ი ს მოვლენები. მირაჟი შეიძლება იყოს ქვედა, ზედა და გვერდითი.

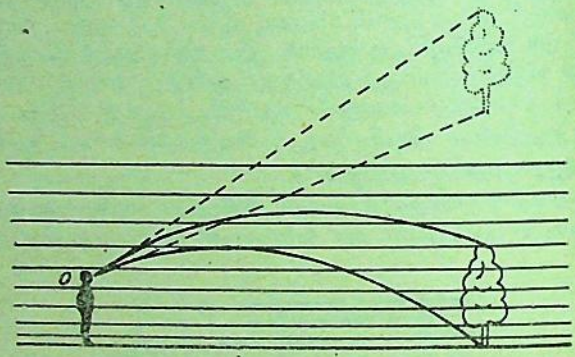
ქ ვ ე დ ა მ ი რ ა ჟ ი ს დროს საგნების გამოსახულება გადმოყირავებული გვეჩვენება. იგი ძირითადად უდაბნოშია გავრცელებული. ზაფხულში დღის პირველ ნახევარში დედამიწის ძლიერი გადახურების შედეგად ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი აჭარბებს კრიტიკულ სიდიდეს $\left(\frac{dT}{dz} > 3{,}4°/\,100მ\right)$ ხოლო ჰაე-



ნახ. 82. ქვედა მირაჟის სქემა.

რის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით მკვეთრად მატულობს. სინათლის სხივი, რომელიც საგნიდან აირეკლება, ისე მოიხრება, რომ ამობურცული ნაწილი დედამიწისკენაა მიმართული, ადამიანი კი მას ხედავს სხივის ტრაექტორიის მხების გასწვრივ (ნახ. 82).

ზ ე დ ა მ ი რ ა ჟ ი წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით მკვეთრად კლებულობს (ნახ. 83). მართალია, სიმკვრივე ატმოსფეროში ჩვეულებრივ ეცემა, მაგრამ ამ შემთხვევაში მისი კლება მეტი ინტენსივობით უნდა ხდებოდეს: ასეთი მდგომარეობა ხშირად დილის საათებში გვხვდება, როდესაც დედამიწის ინტენსიური გადაცივების გამო ტემპერატურის ძლიერი ინვერსიული მდგომარეობა მყარდება. ზედა მირაჟი ხშირია პოლარულ ქვეყნებში, აგრეთვე, ზღვებსა და ოკეანეებზე.



ნახ. 83. ზედა მირაჟის სქემა.

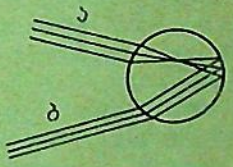
გ ვ ე რ დ ი თ ი მ ი რ ა ჟ ი იშვიათია. იგი წარმოიშობა ზღვის ან ტბის სანაპიროზე, დროგამოშვებით განათებულ და მზის სხივებისაგან დაჩრდილულ სამხრეთის ექსპოზიციის ვერტიკალურად აღმართული კედლის ან კლდის მახლობლად. აღნიშნული გარემოება ხელს უწყობს ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მიმართულებით სხვადასხვა სიმკვრივის ჰაერის ფენების გაჩენას და, აქედან გამომდინარე, გვერდითი მირაჟის წარმოშობას.

3. მოვლენები, რომლებიც ღრუბელთა ელემენტებიდან სხივების გარდატეხითა და არეკვლითაა გამოწვეული

ა) ც ი ს ა რ ტ ყ ე ლ ა მრავალფერიანი სპექტრული რკალია, რომელიც საწვიმარი ღრუბლების ფონზე მოჩანს. იგი წარმოიშო-

ბა წყლის წვეთებში მზის სხივების გარდატეხისა და არეკვლის შედეგად. დამკვირვებელი ცისარტყელას ღრუბლების ფონზე შენიშნავს მაშინ, როდესაც მზე იმყოფება ღრუბლების საწინააღმდეგო მხარეს (დამკვირვებლის უკან).

ცისარტყელას წარმოშობის მარტივი სქემა (ნახ. 84) შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ: მზის თეთრი სხივები (ა) გარკვეული კუთხით ეცემა წყლის წვეთს, გარდატყდება და ფერებად იშლება. წვეთის შინაგანი უკანა ნაწილიდან სხივები აირეკლება, ერთხელ კიდევ გარდატყდება და შემდეგ მოემართება დამკვირვებლისაკენ (ბ). წვეთზე დაცემული სხივებიდან ყველაზე მეტად გარდატყდება იისფერი სხივები, ნაკლებად—წითელი. ღრუბელი მრავალ წყლის წვეთს შეიცავს; ისინი მზისა და ადამიანის თვალის მიმართ თანაბრადაა განლაგებული და ამიტომ, მეზობელი წვეთების მიერ გარდატეხილი ყველა სხივი ერთმანეთს შეერწყმის და ადამიანის თვალამდე აღწევს არა ფერების ცალკეული წერტილები, არამედ ფერადოვანი ზოლები. აღნიშნული ზოლები განლაგდება რკალის სახით, სადაც წითელი ფერი ზემოთაა მოქცეული, იისფერი—ქვემოთ. ამ კიდურა ზოლებს შორის განლაგდება სპექტრის დანარჩენი ფერები: ნარინჯისფერი, ყვითელი, მწვანე, ცისფერი და ლურჯი (ნახ. 84).



ნახ. 84. სხივის გარდატეხა და არეკვლა წყლის წვეთიდან.

არჩევენ ძირითად და მეორად ცისარტყელას. ძირითადი ცისარტყელა მკვეთრად გამოირჩევა ფერებში, ეს სიმკვეთრე ძირითადად წვეთის ზომაზეა დამოკიდებული. რაც უფრო მსხვილია წვეთი, მით უფრო გარკვევით ჩანს სპექტრის ყველა ფერი. მეორადი ცისარტყელა შედეგია წვეთებში მზის სხივების ორმაგი არეკვლისა. ეს წვეთები ძირითად ცისარტყელას მომცემ წვეთებზე მაღლა მდებარეობს და ამიტომ მეორადი ცისარტყელაც ძირითადზე მაღლაა. ფერების ზოლები აქ განლაგებულია შებრუნებულად: რკალის ზედა ნაწილი იისფრადაა შეფერილი, რკალის ქვედა ნაწილი — წითლად.

რადგან მთავარი ცისარტყელას წითელი ფერის რადიუსი 42°-ია, მეორადისა 51°, ამიტომ პირველის დანახვა შეიძლება მანამ, სანამ მზის სიმაღლე ნაკლები იქნება 42°-ზე, ხოლო მეორესი—51°-ზე. მეორადი ცისარტყელა უფრო სუსტია და ფერმკრთალი.

ცისარტყელა შეიძლება გაჩნდეს აგრეთვე ღამით მთვარის შუქზე. იგი ძალზე უფერული და ოდნავ შესამჩნევია, რადგან ფერები აქ მკვეთრად არ არის გამოსახული.

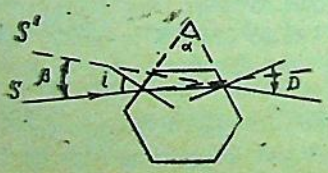
იშვიათი შემთხვევაა, როცა ცის თაღზე ჩნდება სამი, ოთხი და ზოგჯერ ხუთი ცისარტყელა ერთდროულად. ეს აიხსნება არა მარტო უშუალოდ მზის სხივებით, არამედ იმ სხივებითაც, რომლებიც წყლის ზედაპირიდან (ზღვის უბე, ტბა, მდინარე) არეკვლის შედეგადაა წარმოშობილი.

ბ) ჰალო წარმოიშობა მაღალ ფენებში ატივნარებული ყინულის კრისტალებიდან გარდატეხილი და არეკვლილი სხივების შედეგად. იგი მოთეთრო რგოლია, რომლითაც გარემოცულია მზე ან მთვარე; ზოგჯერ სუსტადაა შეფერადებული ცისარტყელას ფერებით — წითელი ფერი რგოლის შიგნითაა მოქცეული, ლურჯი — გარეთ.

ყინულის კრისტალებს ძირითადად ფრთა (C_1) ღრუბლები შეიცავს და ჰალოს გაჩენაც ამ ღრუბლებთანაა დაკავშირებული. როგორც უკვე აღნიშნული იყო, კრისტალების ძირითადი ნაწილი ექვსწახნაგოვან პრიზმებსა და ფირფიტებს წარმოადგენს. მზის (მთვარის) სხივების მიმართ კრისტალთა ღერძის ორიენტაციის თავისებურების მიხედვით ჰალოს ესა თუ ის ფორმა წარმოიშობა.

ყინულის კრისტალის სხვადასხვა წახნაგზე დაცემული სხივი გარეთ გამოსვლისას გარდატყდება სხვადასხვა კუთხით. თუ სხივის გარდატეხა მიმდინარეობს კრისტალში, რომლის კუთხე $\alpha = 60°$ (ნახ. 85) და ამასთან კრისტალის ღერძები ჰორიზონტზე პერპენდიკულარულადაა განლაგებული, მაშინ წარმოიშობა ჰალო 22°-იანი კუთხური რადიუსით. თუ $\alpha = 90°$, მაშინ წარმოშობილი ჰალოს რადიუსი 46°-ია.

ნახ. 85-ზე S მნათობიდან სხივები ეცემა კრისტალის წიბოს i კუთხით, ხოლო გარდატეხის შემდეგ იგი კრისტალიდან გამოდის



ნახ. 85. სხივების გავლა კრისტალში (პრიზმაში).

შეცვლილი მიმართულებით — D კუთხით. ამის შედეგად, S მნათობის გამოსახულებას ადამიანი S' მდგომარეობაში დაინახავს. მაშასადამე, კრისტალიდან გამოსული სხივი იცვლის რა მიმართულებას, ჩვენს თვალში მოხვდება ისე, რომ მისი გაგრძელება S'-ის მიმართულებით 22°-იან კუთხეს ქმნის სხივის თავდაპირველ მიმართულებასთან. სხივების ფერი დამოკიდებულია კრისტალიდან გამოსული სხივის გარდატეხის სიდიდეზე (D). გამოთვლები ადასტურებს, რომ წითელი სხივის უმცირესი გადახრის კუთხე $D=21°34'$, იისფერის — $22°22'$; მაშასადამე, კრისტალიდან გამოსული სხივის კუთხე — D — თუ უახლოვდება 21°34'-ს, მაშინ თვალი შეიგრძნობს წითელ ფერს, თუ $D=22°22'$ — იისფერს.

ზოგჯერ ძირითადი ჰალოს (22° ან 46°) ზემოთ ან ქვემოთ მხების სახით ჩნდება ნათელი რკალი (B, E). მათი ფორმა ძლიერ იცვლება მზის სიმაღლესთან დამოკიდებულებით (ნახ. 86). ხანდახან მზის ან მთვარის დისკოზე ჰორიზონტის პარალელურად გაივლის ნათელი წრე, რომელიც გადაკვეთს 22° და 46° ჰალოთა რგოლებს და გადაკვეთის ადგილას გამოჩნდება ნათელი წერტილი, რომელიც თავისი სიკაშკაშით მზეს ან მთვარეს მოგვაგონებს (O, A, C, F), მათ მოჩვენებით მზეს ან მოჩვენებით მთვარეს უწოდებენ. მათი მზისაკენ (მთვარისაკენ) მიპყრობილი ნაწილი მოწითალო ფერისაა, ხოლო საწინააღმდეგო — ღია იისფერი.

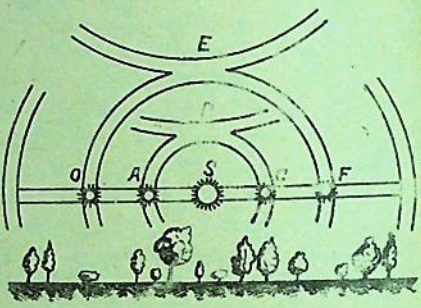
არის შემთხვევები, როდესაც ჰალო სინათლის ვერტიკალური სვეტის ფორმას იღებს. იგი ჩნდება მზის ზემოთ ან ქვემოთ, როდესაც მზე ჰორიზონტზეა; ჰალო გამოწვეულია ჰაერში მყოფი ყინულის კრისტალების ფუძეებიდან სხივების არეკვლით. ზოგჯერ, ძლიერი ყინვების დროს მზის ორივე მხარეს წარმოიშობა სინათლის ორი სვეტი. ამ შემთხვევაში მხოლოდ რკალის გვერდითი ნაწილებია წარმოდგენილი.

ვინაიდან ჰალოს მოვლენები ძირითადად ფრთა-ღრუბლებში მიმდინარეობს, ამიტომ, ცხადია, აღნიშნული მოვლენა ამინდის, ცვლილების მომასწავებელიც უნდა იყოს. როგორც ცნობილია, ფრთა-ღრუბლების ჰორიზონტზე გამოჩენა მაუწუყებელია ციკლონის მოახლოებისა და ამინდის შემდგომი გაუარესებისა.

გ) **შარავანდედი** სხვადასხვა ფერის რგოლებია, რომელნიც მზისა და მთვარის ირგვლივ, თხელი ღრუბლების ფონზე მოჩანან. მათი წარმომშობი ღრუბლები (*Cs*, *Cc*, *Ac*, *Sc*) შედგება როგორც წვეთების, ისე ყინულის კრისტალებისაგან. მეტი სილამაზით გამოირჩევა ყინულის კრისტალებისაგან წარმოშობილი შარავანდედი. მზის შარავანდედის დანახვა სპეციალური მოწყობი-

ლობის გარეშე შეუძლებელია. მთვარესა და ვარსკვლავებზე იგი გაცილებით მკვეთრად და კარგად ჩანს. წყლის წვეთებიან ღრუბლებში (*Ac*, *Sc* და სხვ.) შარავანდედი ნაკლები სილამაზისაა.

შარავანდედი დიფრაქციული[1] მოვლენაა: სინათლის სხივი,



ნახ. 86. სხვადასხვა ფორმის ჰალო.

რომელიც გაივლის წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალების უწვრილეს ნასვრეტებში, თავდაპირველი მიმართულებიდან გადაიხრება და იშლება სპექტრის ფერებად. როცა წყლის წვეთები ან ყინულის კრისტალები ერთნაირი ზომისაა, მაშინ შარავანდედი მკაფიო გამოსახულებისაა, ხოლო თუ მათი ზომა სხვადასხვაა, შარავანდედის ფერები ერთმანეთში ირევა და ეფექტი უფრო მკრთალია.

შარავანდედის შინაგანი ნაწილი, რომელიც უშუალოდ მნათობს ეკვრის, ლურჯად ან ღია-ლურჯადაა შეფერადებული; მის შემდეგ განლაგებულია მოყვითალო რგოლი, რომელიც გადადის გარეგან წითელ ფერში. ძირითად შარავანდედს მოსდევს მეორე, მესამე და ზოგჯერ უფრო მეტი შარავანდედის კონცენტრული ფერადი რგოლები, ფერთა იმავე განლაგებით, როგორიც ძირითად შარავანდედს გააჩნია.

შარავანდედის ზომა სხვადასხვაა. მისი გარეგანი წითელი ფერის ნაპირი მნათობიდან 0,1—6,0° კუთხური რადიუსითაა დაშორებული.

თუ ღრუბელი მსხვილი ელემენტებისგანაა შემდგარი (წვეთი, კრისტალი), მაშინ შარავანდედი ძალზე ვიწროვდება და შეიძლება

---

[1] დიფრაქცია (ლათინური) ნიშნავს სინათლის (ბგერის ტალღების) სხივის მიერ შეხვედრილ დაბრკოლებათა შემოვლას.

შეუმჩნეველიც დარჩეს. მისი გაფართოება მიუთითებს ღრუბლების წვრილწვეთოვან აგებულებაზე. პრაქტიკიდან დადასტურებულია, რომ ღრუბელთა ელემენტების დამსხვილება და შარავანდედის შევიწროება მოსალოდნელი ცუდი ამინდის მაუწყებელია.

არის შემთხვევები, როდესაც ჰორიზონტის მახლობლად მყოფი მზის ან მთვარის საწინააღმდეგო მხარეს ნისლის ან ღრუბლების ფონზე შარავანდედის ცენტრში მოჩანს საგნების აჩრდილი, თუ ადამიანი უკვირდება ამ მოვლენას და მას ზურგიდან ეცემა მზის სხივები. მაშინ აღნიშნულ საგნებთან ერთად ღრუბლებზე გამოჩნდება მისი აჩრდილიც. აღნიშნულ მოვლენას გლორია ანუ ბროკენის[1] აჩრდილს უწოდებენ. უმეტესწილად იგი მთებშია შენიშნული.

§ 2. ელექტრული მოვლენები ატმოსფეროში

ატმოსფეროს ელექტრულ თვისებებს და მასში მიმდინარე ელექტრული მოვლენების ცოდნას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მათზეა დამოკიდებული რიგი მეტეოროლოგიური პროცესების განვითარება.

იონები. ჯერ კიდევ XVIII საუკუნეში გახდა ცნობილი, რომ ატმოსფერო იზოლატორს არ წარმოადგენს. დედამიწისაგან იზოლირებული ყოველი დამუხტული გამტარი ჰაერში თანდათანობით კარგავს თავის მუხტებს, რადგან ატმოსფეროს გააჩნია უნარი გააჯაროს ელექტრობა მასში არსებული დადებითად და უარყოფითად დამუხტული ნაწილაკების — იონების მეშვეობით.

ატმოსფეროს (გაზების) იონიზაციის შედეგად ხდება იონების წარმოშობა. გაზების იონიზაცია შემდეგში მდგომარეობს: როგორც ცნობილია, ატომი (ქვედაფენებში მოლეკულა) შედგება დადებითად დამუხტული გულისა (პროტონი და ნეიტრონი) და უარყოფითად დამუხტული ნაწილაკისაგან — ელექტრონისაგან, რომელიც გულის გარშემო ორბიტაზე ბრუნავს. გარეგანი ფაქტორის (იონიზატორის) ზეგავლენით ელექტრონი შეიძლება თავისი ორბიტიდან მოწყდეს და დარჩეს მხოლოდ დადებითად დამუხტული ატომის ნაწილი, რომელსაც დადებითად დამუხტულ იონს უწოდებენ. განთავისუფლებული ელექტრონი სწრაფად უერთდება ნეიტრალურ ატომს და წარმოშობს უარყოფითად დამუხტულ

---

[1] ბროკენი ჰარცის მთების ერთ-ერთი მწვერვალის სახელწოდებაა გერმანიაში, სადაც აღნიშნული მოვლენა უძველესი დროიდანაა ცნობილი.

იონს. იონები ატმოსფეროს პირობებში ძალზე მცირე დროით არსებობენ. მათ გარშემო სწრაფად ჯგუფდება ნეიტრალური ატომები (დაახლოებით 100-მდე) და წარმოიშობა ორივე ნიშნის მსუბუქი იონი, რომელიც მეტი მდგრადობით ხასიათდება და ამასთან ყოველი მათგანი ერთი ელემენტარული მუხტის მატარებელია. მათი ზომა 10^{-8}—10^{-7} სმ შორის იცვლება.

მსუბუქი იონები შეიძლება შეუერთდეს ატმოსფეროში ატივნარებულ მყარ და თხევად ნაწილაკთა შენარევებს და უფრო მსხვილი იონი წარმოიშვას (10^{-6}—10^{-3} სმ), მათ სახელწოდებით მძიმე იონებს უწოდებენ. ეს უკანასკნელიც თითო ელემენტური მუხტის მატარებელია.

ძირითადი იონიზატორებია: 1. რადიაქტიურ ნივთიერებათა გამოსხივება (ალფა, ბეტა და გამა-სხივები), 2. კოსმოსური სხივები და 3. მზის კორპუსკულარული და ულტრაიისფერი გამოსხივება ($\lambda < 0{,}1$ მკ).

მეორეხარისხოვანი იონიზატორებია: ელექტრული განმუხტვა, წვის პროცესები (ვულკანური მოქმედებისას და ტყის ხანძრის დროს მაღალი ტემპერატურების წარმოშობა) და წყლის წვეთებისა და მყარი ნაწილაკების მექანიკური დანაწევრება.

500 მ სიმაღლემდე ძირითად იონიზატორს რადიაქტიური გამოსხივება წარმოადგენს (75—80%); უფრო მაღლა იონიზაცია მიმდინარეობს კოსმოსური და მზის გამოსხივებით.

მსუბუქი იონების რაოდენობა მიწისპირა ფენებში დაახლოებით 400—500-ია 1 სმ³-ში. უმეტეს შემთხვევაში დადებითი იონების რაოდენობა მეტია უარყოფითზე. ხმელეთის ზედაპირზე იგი მეხშვნელოვან ფარგლებში იცვლება (500—1000 იონი/სმ³), ხოლო ოკეანეებზე მისი დღეღამური რყევადობა უმნიშვნელოა.

მძიმე იონების რაოდენობა 10—100-ჯერ აღემატება მსუბუქისას, რადგან ტროპოსფეროს ქვედაფენებში აეროზოლის რაოდენობა მნიშვნელოვნად მატულობს.

იონების წარმოშობასთან ერთად ატმოსფეროში ადგილი აქვს იონების ხელახლა შემოერთებას ანუ რეკომბინაციას: ე. ი. საწინააღმდეგო ნიშნის იონების შეერთების დროს ისინი ერთმანეთს ანეიტრალებენ და წარმოშობენ ნეიტრალურ (დაუმუხტავ) ნაწილაკებს.

ატმოსფეროს გამტარობა და ელექტრული ველი. ატმოსფეროს ელექტროგამტარობა არა მარტო იონების კონცენტრაციაზე, არამედ მათ მოძრაობაზეც არის დამოკიდებული. ვინაიდან მძიმე იო-

ნების მოძრაობა რამდენიმე ათასჯერ ნაკლებია მსუბუქზე, ამიტომ ატმოსფეროს ელექტროგამტარობის ძირითად მაჩვენებელს სხვადასხვა ნიშნის მსუბუქი იონების კონცენტრაცია წარმოადგენს. რადგან დადებითი მუხტები სჭარბობს უარყოფითს, ამიტომ საერთო ჯამში ატმოსფერო დადებითადაა დამუხტული და იგი სიმაღლის მიხედვით მატულობს. დედამიწა ელექტრომუხტების მატარებელია, მაგრამ ამ შემთხვევაში უფრო უარყოფითი სჭარბობს. ამგვარად, ატმოსფეროში არსებობს ელექტრული ველი, რომლის ნებისმიერი წერტილი პოტენციალის გარკვეული სიდიდით ხასიათდება. პოტენციალის გრადიენტი ელექტრული ველის დაძაბულობის ძირითადი მახასიათებელია.

ელექტრული ველის დაძაბულობა რიცხობრივად ტოლია ველში შეტანილ დადებით ერთეულოვან მუხტზე მოქმედი ძალისა. ველის დაძაბულობა ატმოსფეროს სხვადასხვა წერტილში შეიძლება სხვადასხვა მიმართულებისა იყოს და მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს. ძაბვის ვერტიკალური შემადგენელი მნიშვნელოვნად სჭარბობს ჰირიზონტალურს. ველის ძაბვას ზომავენ ველის პოტენციალის ცვლილებით (შემცირების მიმართულებით) ერთეულ მანძილზე, ე. ი. ვოლტებში 1 მეტრ მანძილზე.

ველის ძაბვა მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის სხვადასხვა მეტეოროლოგიური პროცესების ზეგავლენის შედეგად, განსაკუთრებით კი ნალექების, მოღრუბლულობის, ელ-ჭექის და ა. შ. მიწისპირა ფენებში ველის ძაბვის (პოტენციალის გრადიენტის) საშუალო სიდიდე 100—130 ვ/მ შეადგენს. სიმაღლის მიხედვით ელექტროგამტარობის მატება ძაბვის კლებას იწვევს. 10 კმ სიმაღლეზე იგი 5 ვ/მ, ხოლო 20 კმ-ზე მაღლა სრულიად უმნიშვნელოა, რადგან დიდი ელექტროგამტარობის გამო სხვადასხვა წერტილში პოტენციალთა შორის განსხვავება იშლება.

ჭექა-ქუხილის ელექტრობა. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ნისლისა და ღრუბლების ელემენტები (წვეთები, ყინულის კრისტალები), აგრეთვე ყველა სახის ნალექი დადებითი და უარყოფითი ელექტრული მუხტების მატარებელია. აღსანიშნავია, რომ ნალექებში დადებითი მუხტების საერთო ჯამი უარყოფითზე უფრო მეტია.

სხვადასხვა ზომის წვეთები სხვადასხვა ნიშნის ელექტრომუხტებს იძენს: მსხვილ წვეთებს უმთავრესად დადებითი მუხტები ახასიათებს, წვრილს — უარყოფითი. წვრილწვეთიანი ღრუბლებისა და ნისლის უწვრილესი წვეთები ძირითადად ერთი ნიშნითაა და-

მუხტული, მაგრამ შემჩნეულია ორივე ნიშნის მუხტებიც (25%). თითოეულ წვეთს გააჩნია რამდენიმე ათეულიდან რამდენიმე ათასეულამდე ელემენტარული მუხტი.

ძლიერი დამუხტულობით ხასიათდება ჰექა-ქუხილის ღრუბლების შემადგენელი წვეთები და ამ ღრუბლებიდან მიღებული ნალექები. თავსხმა ნალექის წვეთის საშუალო დამუხტულობა $3—4 \cdot 10^{-3}$ ელექტროსტატიკურ ერთეულს (ესე) შეადგენს; შემჩნეულია უფრო მეტი მნიშვნელობებიც ($8,1—10,3 \cdot 10^{-3}$ ესე). აღნიშნული სიდიდე ელემენტარულ მუხტს რამდენიმე ათეულ მილიონჯერ აღემატება. ყველაზე მეტი მუხტების მატარებელია მყარი სახის ნალექები, განსაკუთრებით კი თოვლი.

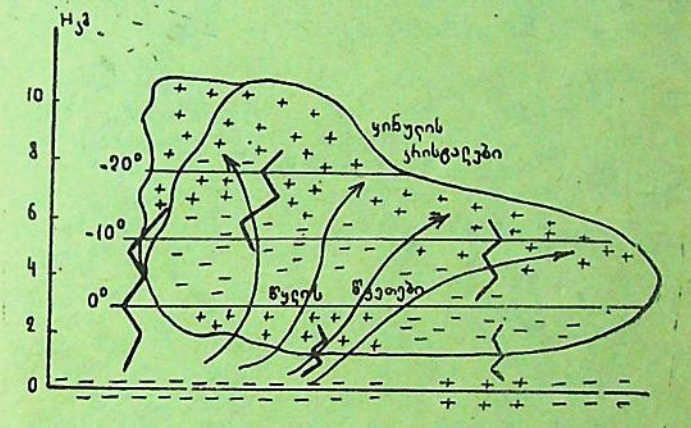
ჯერ კიდევ დადგენილი არ არის ის მიზეზები, რომელნიც ღრუბლების ელემენტებისა და ნალექების დამუხტვას იწვევენ. მიაჩნიათ, რომ ელექტროდამუხტვა შეიძლება მოხდეს იმ ჰაერის ელექტრობიდან, სადაც ისინი წარმოიშვნენ (ა. ვოეიკოვი). წყლის წვეთები თავიანთი შერჩევითი თვისებების გამო იონიზებულ ჰაერში მოძრაობისას იერთებენ უარყოფითი ნიშნის იონების გარკვეულ რაოდენობას და უარყოფითად იმუხტებიან. მეორე თეორიით წვეთების დამუხტვა შეიძლება მოხდეს მსხვილი წვეთების გაშხეფების შედეგად, რომლის დროსაც დანაწევრებული უწვრილესი ნაწილაკები უარყოფითად იმუხტებიან, ხოლო მსხვილი — დადებითად. მუხტების გაჩენას ხელს უწყობს აგრეთვე წვეთების გრავიტაციული კოაგულაცია.

ჩამოთვლილი პროცესები იწვევს არა მარტო დამუხტვას და წვეთების გადამეტმუხტვას, არამედ ღრუბლებში სხვადასხვა ნიშნის მუხტების ცალ-ცალკე გადანაწილებას (ერთი ნიშნის მუხტები ღრუბლის ერთ ნაწილში გროვდება, ხოლო მეორე ნიშნისა — მეორეში). ეს განაპირობებს ატმოსფერის ელექტრული ველის დიდ დაძაბულობას ღრუბლებში და ღრუბლებსა და დედამიწას შორის.

ჰექა-ქუხილის ღრუბლებში (*Cb*) ელექტრომუხტების განაწილების სქემა მოცემულია ნახ. 87-ზე. მუხტების განაწილების მოცემული სქემა ორი ფიზიკური პროცესის შედეგია. ერთი მათგანი მოქმედებს —10°-იანი იზოთერმის ზემოთ, სადაც წარმოებს წარმოშობილი ყინულის კრისტალების ძლიერი დამუხტვა, ამასთან კრისტალთა უწვრილესი ნაწილაკები იმუხტება დადებითად და ტურბულენტური მოძრაობით გადაიტანება ღრუბლის ზედა ნაწილში, ხოლო შედარებით მსხვილი ნაწილაკები უარყოფითად იმუხტება და მეტი სიმძიმის გამო ეშვება ღრუბლის შუა ნაწილში.

მეორე პროცესი მოქმედებს ღრუბლის ქვედა ნაწილში —0°-

იანი იზოთერმის ქვემოთ. ჰაერის ძლიერი ტურბულენტობით დანაწევრებული უმცირესი წყლის ნაწილაკები უარყოფითად იმუხტება და აღმავალი დენების მეშვეობით მაღლა აიტაცება, ხოლო მსხვილი — დადებითად დამუხტული წვეთები ღრუბლის ქვედა ნაწილში რჩება და ქმნის დადებითად დამუხტულ არეს.



ნახ. 87. ელექტრომუხტების და დენის ხაზების განაწილება გროვა-წვიმის ღრუბლებში.

ამგვარად, გროვა-წვიმის ღრუბლებში ადგილი აქვს დადებითი და უარყოფითი მუხტების გაყოფას და ძლიერი ელექტროველების წარმოშობას. საწინააღმდეგო ნიშნის ელექტრომუხტები, როგორც ცნობილია, მიისწრაფვიან ერთმანეთისაკენ. მუხტების ეს შეერთება იწვევს ღრუბლების ცალკეულ ნაწილებსა და ღრუბლებსა და დედამიწას შორის სწრაფ განმუხტვას, ე. ი. პოტენციალთა სხვაობის სწრაფ გათანასწორებას და ელექტრული ნაპერწკლის ანუ ელვის წარმოშობას.

განმუხტვის შედეგად ჰაერში წარმოიშობა არხი, რომლის სიგრძეც (ელვის სიგრძე) საშუალოდ 2—3 კმ-ს შეადგენს, მაგრამ ღრუბლებს შორის განმუხტვა შეიძლება 10—15 და ზოგჯერ 40 კმ-ს აღწევდეს. ელვა ცალკეული იმპულსებისაგან შემდგარი წყვეტილი განმუხტვაა, რომელსაც ადამიანი აღიქვამს, როგორც ერთ მთლიან

განათებას (ხშირად 2—3, ხოლო იშვიათად 40—50). ყოველი ცალკეული იმპულსი ორ სტადიას მოიცავს: 1. წინასწარი ან დასაწყისი სტადია, რომელიც შედარებით სუსტი განმუხტვით ხასიათდება. ამ სტადიას ლიდერს უწოდებენ. ლიდერი მხოლოდ გზას იკაფავს ღრუბლებიდან დედამიწამდე და 2. მთავარი ან შებრუნებული განმუხტვა, რომელიც დიდი სიჩქარით და სიძლიერით ვრცელდება ინდუქციით დადებითად დამუხტული დედამიწიდან უარყოფითად დამუხტული ღრუბლებისაკენ. ღრუბლებს შორის შებრუნებულ განმუხტვას, როგორც ფიქრობენ, ადგილი არ უნდა ჰქონდეს.

ლიდერი, რომელიც ელვის გზის გამკვალავია დედამიწისაკენ, თავის გზაზე ჰაერის ძლიერ იონიზაციას იწვევს; თვით არხში ხდება დიდძალი უარყოფითი მუხტების დაგროვება, რომლებიც დიდი სისწრაფით მოედინება დედამიწისაკენ და უერთდება დადებით მუხტებს. უარყოფითი მუხტები დედამიწაზე მთლიანად იცლება. ელვის არხი იმიტომ ჩანს კარგად, რომ აქ ჰაერი ძლიერ ხურდება (25.000—30.000°) და მოწითალო-იისფრადაა შეფერადებული. განმუხტვის სიჩქარე იმდენად დიდია, რომ ელვის ხანგრძლივობა წამის მეათედ ნაწილს შეადგენს.

არჩევენ ხაზოვან, ბრტყელ, მძივისებრ და ბურთისებრ ელვას. მათ შორის ყველაზე გავრცელებულია ხაზოვანი ელვა. იგი ნათელია, ვიწრო ზოლად მოჩანს და ძლიერაა განშტოებული.

ბრტყელი ელვა ღრუბლის შიგნით, მის ცალკეულ ნაწილაკებს შორის წარმოიშობა, იგი ღრუბლებში მოჩანს ნათელი აფეთქების სახით.

საინტერესო მოვლენაა ბურთისებრი ელვა; იგი აზოტისა და ჟანგბადის არამდგრადი შენაერთია; მას მოლურჯო ფერი აქვს, მისი ზომა 10—30 სმ-ს შეადგენს, იგი ძალზე მსუბუქია და ჩვეულებრივ მოძრაობს ჰაერის დინებებთან ერთად. ზოგჯერ იგი სკდება და შეუძლია უბედურება გამოიწვიოს, განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც შენობის შიგნით მოხვდება; ზოგჯერ კი შეუმჩნეველად ქრება. ამ ელვის წარმოშობის პირობები და მისი ბუნება საბოლოოდ არ არის შესწავლილი.

იშვიათად შეინიშნება ე. წ. მძივისებრი ელვა, რომელიც რამდენიმე პატარა ბურთულისაგან შედგება და მძივის მსგავსად ეწყობა.

ელვას, ჩვეულებრივ, თან სდევს ჭექა-ქუხილი. ჭექა-ქუხილი გამოწვეულია იმით, რომ ელვის არხში სწრაფად გაფართოებული

ჰაერი (გაფართოება წამის მემილიონედ დროში ხდება) იწვევს აფეთქების ეფექტს.

ელვის ღარში დენის ძალა ძალზე დიდია. დენის ძალის უდიდესი მნიშვნელობა, რომელიც შენიშნული იყო ჭექა-ქუხილის დროს, შეადგენდა $2 \cdot 10^5$—$3 \cdot 10^5$ ამპერს.

ელექტრული განმუხტვის ჩუმი ნათება. ჭექა-ქუხილის, თოვლისა და ქვიშის ქარბუქის დროს ატმოსფეროს ელექტრული ველის ძაბვა ზოგჯერ მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს. ამ დროს წაწვეტებულ მაღალ საგნებზე, მთის მწვერვალზე, ხე-მცენარეულობის წვეროზე და სხვაგან ელექტროგანმუხტვის შედეგად წარმოიშობა ცეცხლოვანი ნათება როგორც ცალკეულ კონებად, ისე ენების სახით. აღნიშნული ნათება შეიძლება შევნიშნოთ ადამიანის აწეული ხელების თითების ბოლოებზე ან მის თავზეც. ნათების დროს ისმის ჩუმი შრიალი და ტკაცუნი. ამ მოვლენას წმინდა ელმას[1] ნათებას უწოდებენ. ეს მოვლენა პირველად მეზღვაურებმა შენიშნეს თავიანთი გემების ანძებზე.

ელმას ნათების მიზეზი ის არის, რომ გროვა-წვიმის ღრუბლებში და დედამიწაზე თავს იყრის საწინააღმდეგო ნიშნის მუხტები, მაგრამ მცირე დაწნევის გამო ძლიერ განმუხტვას (რომელიც ელვაში გადადის) არ განიცდიან. ასეთ შემთხვევაში მუხტები ძირითადად თავს იყრის წაწვეტებულ საგნებზე (ისინი ელექტროდის როლს ასრულებენ) და მცირე რადიუსის გამო აქ ელექტრონელის ძაბვა მნიშვნელოვნად მატულობს. ძაბვა მიაღწევს რა კრიტიკულ სიდიდეს, წაწვეტებული სხეულების მახლობლად ჰაერი ელექტროგამტარი ხდება, მუხტები გადადის ჰაერში და წარმოიშობა ნათება.

იგივე ნათება შეიძლება შევამჩნიოთ ღამით მაღალი ძაბვის ელექტროგადამცემი ხაზის მახლობლად. აქაც, მსგავსად ელმასი, ჰაერში ელექტრობის გაბნევის პროცესს აქვს ადგილი.

როგორც აღვნიშნეთ, თოვლისა და ქვიშიანი ქარბუქის დროს ნაწილაკთა ურთიერთხახუნისას წარმოიშობა უეცარი აალება იისფერი — მტრედისფერი ნათებით. იგი განსაკუთრებით მთებში იცის ძლიერი თოვლის მოსვლისას; ღამით კარგ სანახაობას წარმოადგენს.

პოლარული ნათება. პოლარული ნათება ღამაზი სანახაობაა. მას ადგილი აქვს პოლარული რაიონების ატმოსფეროს მაღალ ფენებში.

არსებობს პოლარული ნათების მოძრავი და უძრავი ფორმები. მოძრავ ფორმებს შეიძლება მივაკუთვნოთ რკალი, სხივები, ფარდა

---

[1] წმინდა ელმა — მეზღვაურთა მფარველი წმინდანი.

და შარავანდედი, უძრავს — ზოლები, რგოლები, დიფუზიური ციალი და ის ნათება, რომელსაც განსაზღვრული ფორმა არ გააჩნია. უძრავი ფორმები უფრო გავრცელებულია, მაგრამ მოძრავ ფორმებთან შედარებით ფერების მნიშვნელოვნად ნაკლები სიმკვრივით გამოირჩევა.

პოლარული ნათების შეფარდებაში მონაწილეობს სპექტრის ყველა ფერი. სუსტი ნათება, ჩვეულებრივ, თეთრი ფერისაა და მის გაძლიერებასთან ერთად მოყვითალო-ოქროსფერი ტონი სჭარბობს. ფარდის ფორმის ნათებაში ერთმანეთში გადადის შეინდის. მარჯნისა და ფირუზის ფერები. ნათების ხანგრძლივობა შეიძლება სხვადასხვა იყოს, ზოგჯერ იგი მთელი ღამის განმავლობაში შეინიშნება.

პოლარული ნათება რთული პროცესია და ის ჯერ კიდევ საბოლოოდ შესწავლილი არ არის. არსებობს პოლარული ნათების წარმოშობის მრავალი თეორია. მეცნიერთა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ იგი უნდა წარმოიშვას მზეზე მიმდინარე გრიგალისებრი პროცესების დროს. მართლაც, ასეთ პირობებში მზიდან გამოსხივდება დიდი ენერგიის მჭონე ელექტრობით დამუხტული ნაწილაკები (კორპუსკულები), რომელნიც დიდი სიჩქარით იჭრებიან ატმოსფეროს იონიზებულ და ძლიერ გაიშვიათებულ მაღალ ფენებში და აქ სხვადასხვა გაზების (ჟანგბადისა და აზოტის) მოლეკულებისა და ატომების დაბომბვის შედეგად იწვევენ ამ უკანასკნელთა ნათებას.

რიგმა გაზომვებმა ცხადყო, რომ პოლარული ნათება იწყება 80—100 კმ სიმაღლიდან; მისი ზედა ნაწილი 200—400 კმ-ს აღწევს, ზოგჯერ 1000—1200 კმ-მდე ვრცელდება.

მზის კორპუსკულარული გამოსხივება, რომელიც დედამიწაზე ხვდება, გადაიხრება ძლიერი მაგნიტური ველის ზეგავლენით მაგნიტური პოლუსებისაკენ და პოლარული ნათების კონცენტრაციაც მაგნიტური პოლუსის გარშემო ჩნდება (ჩ. გ. 60—70°-ის ჩათვლით). რაც უფრო გვშორდებით აღნიშნულ განედებს ტროპიკებისაკენ, მით უფრო კლებულობს პოლარული ნათების შემთხვევები.

პოლარული ნათება მსგავსად მაგნიტური ველის აქტივობის მსვლელობისა, დაბალ განედებზე ორი მაქსიმუმით ხასიათდება და იგი გაზაფხულისა და შემოდგომის ბუნიობას ემთხვევა. მაგრამ ნათების მაქსიმალური გამეორების ზონისაკენ (პოლარული სარტყელისაკენ) გადაადგილებისას, მაგნიტური აქტიურობისაგან განსხვავებით, ორივე მაქსიმუმი ერთმანეთს უერთდება და შუა ზამთარში ადგილი აქვს ერთ მაქსიმუმს.

დანართი 1

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა (E მბ- ში)

t°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
					ყინულის ზედაპირზე					
—30	0,38	0,34	0,31	0,28	0,25	0,22	0,20	0,18	0,16	0,14
—20	1,03	0.94	0,85	0,77	0.70	0,63	0,57	0,52	0,47	0,42
—10	2,60	2,38	2,17	1,98	1,81	1,65	1,51	1,37	1,25	1,14
—00	6,11	5,62	5,17	4,76	4,37	4,01	3,68	3,38	3,10	2,84
					წყლის ზედაპირზე					
—30	0,51	0,46	0,42	0,38	0,35	0,31	0,28	0,26	0,23	0,21
—20	1,25	1,15	1 05	0,97	0,88	0,81	0,74	0,67	0,61	0,56
—10	2,86	2,64	2.44	2,25	2.08	1,91	1,76	1,62	1,49	1,37
00	6,11	6,57	7,05	7.57	8,13	8,72	9,35	10,0	10,7	11 5
10	12,3	13,1	14,0	15,0	16,0	17,0	18,2	19.4	20,6	22,0
20	23,4	24,9	26,4	28,1	29,8	31,7	33,6	35,7	37,8	40,1
30	42,4	44,9	47.6	50,3	53,2	56,2	59,4	62,8	66,3	69,9
40	73.8	77,8	82,8	86,4	91,0	95,9	100,0	106.2		

ლიტერატურა

1. კელენჯერიძე კ., ჯიქია ე., მგელაძე ტ., — სასოფლო-სამეურნეო მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია. გამომც. „ცოდნა", თბილისი, 1959.
2. კორძახია მ.— საქართველოს ჰავა. საქართველოს სსრ მეც. აკად. გამომცემლობა, თბილისი, 1961.
3. კორძახია მ., ჯავახიშვილი შ. — საქართველოს ჰავა. თბილისი, 1971.
4. კოტარია ა. — ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია, ნაწ. II, კლიმატოლოგიის საფუძვლები. თსუ-ის გამომცემლობა, თბილისი, 1973.
5. მარუაშვილი ლ. — საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. გამ. „ცოდნა", თბილისი, 1964.
6. საბიცკი კ. — ლაბორატორიული სამუშაოები მეტეოროლოგიაში. ნაწ I, II, III. თსუ-ის გამომც. თბილისი, 1978—81.
7. საქართველოს ბუნება. საქ. კპ ცკ-ის გამომც. თბილისი, 1989.
8. სულაქველიძე გ., ხიდაშელი ნ. — ღრუბლების მიკროფიზიკა (ლექციების კურსი). თსუ-ის გამომც. თბილისი, 1985.
9. ქურდიანი ი. — მეტეოროლოგიის საფუძვლები. სამეც. მეთ. კაბინ. გამომც., თბილისი, 1950.
10. ქურდიანი ი., ჩხეტია მ. — მეტეოროლოგიის მოკლე კურსი. თსუ გამომც. თბილისი, 1959.
11. ხვედელიძე ზ. — ღრუბლების ფიზიკა (ლექციების კურსი). თსუ-ის გამომც., თბილისი, 1987.
12. ხმალაძე ო. — ჰიდროფიზიკა. თსუ-ის გამომც. თბილისი, 1978.
13. ჯავახიშვილი შ.—საქართველოს კლიმატოგრაფია. თსუ-ის გამომც. თბილისი, 1977.
14. ჯავახიშვილი შ. — ლექციების კურსი ზოგად მეტეოროლოგიაში და კლიმატოლოგიაში. თსუ-ის გამომც., თბილისი, 1987.
15. ჯავახიშვილი შ.—ატმოსფერული ნალექების განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე. თსუ-ის გამ. თბილისი, 1981.
16. ჯიქია ე. — სატყეო მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია. გამომც. „განათლება", თბილისი, 1969.
17. Аверкиев М. Е. — Метеорология. Часть I и II. Изд. МГУ, 1951. 1960.
18. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. — Курс климатологии. Часть I, II. Гидрометеоиздат, Л., 1952, 1954.
19. Ассман Д. — Чувствительность человека к погоде. Гидрометеоиздат, Л., 1966.
20. Белинский В. и др., — Ультрафиолетовая радиация Солнца и неба. Изд. МГУ, 1968.

21. Блютген И. — География климатов. Т. I и II. Изд. «Прогресс», М., 1972, 1973.
22. Богородский В. В., Доронин Ю. П. и др. — Физика океана. Гидрометеоиздат, Л., 1978.
23. Борзенкова И. И., Будыко М. И. и др.—Антропогенные изменения климата. Гидрометеоиздат, Л., 1987,
24. Бочкарева Т. В.—Экологический «джин» урбанизации. Изд «Мысль», М., 1988.
25. Бройдо А. Г., Зверева С. В. и др. — Задачник по общей метеорологии, Гидрометеоиздат, Л., 1984.
26. Будыко М. И. — Глобальная экология. Изд. «Мысль», М., 1977.
27. Будыко М. И., Берлянд Т. Г. — Тепловой баланс земли. Гидрометеоиздат, Л., 1978.,
28. Бурман Э. А.— Местные ветры. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
29. Вайман Г. М. — Автоматика и телемеханика в метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1967
30. Витинский Ю. И. и др. — Солнце и атмосфера Земли. Гидрометеоиздат, Л., 1976.
31. Воронцов П. А. — Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
32. Гаврилова М. К. — Радиационный климат Арктики. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
33. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л. и др. — Основы динамической метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
34. Герман М. А. — Спутниковая метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1975.
35. Гвасалия И. В. — Тепловой баланс Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1986.
36. Гвахария В. К. — Географическое моделирование испарения с водоемов горных стран. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1986.
37. Гогишвили К. С.—Исследования циркуляционных факторов генезиса климата Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1974.
38. Гунния С. У. — Грозовые процессы в условиях Закавказья. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
39. Гунния Г. С. — Вопросы мониторинга загрязнения атмосферного воздуха на территории Грузинской ССР., Гидрометеоиздат, Л., 1985.
40. Гуральник И. И. Дубинский Г. П., Мамиконова С. В. — Метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1972.
41. Давитая Ф. Ф., Тавартхиладзе К. А. — Проблемы борьбы с градобитием, морозами в субтропиках и некоторыми другими стихийными процессами. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1982.
42. Дроздов О. А., Григорьев А. С. — Влагооборот в атмосфере. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
43. Жуков Л. А. — Общая океанология. Гидрометеоиздат, Л., 1976.
44. Захаров В. М., Костко О. К. — Лазеры и метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1972.

45. Зверев А. С. — Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
46. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. — Электричество свободной атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
47. Кац А. Л. — Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
48. Качурин Л. Г. — Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Гидрометеоиздат, Л., 1973.
49. Кварацхелия И. Ф. — Аэрологические исследования в Закавказье. Гидрометеоиздат, Л., 1964.
50. Климат Антарктики. — Тр. комп. Антарк. эксп. АН СССР, Географгиз, М., 1959.
51. Климат и климатические ресурсы Грузии. — Тр. Зак НИГМИ, вып. 44 (50). Гидрометеоиздат, Л., 1971.
52. Кондратьев К. Я. — Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат., Л., 1954.
53. Константинов А. Р. — Испарение в природе. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
54. Костин С. И. Основы метеорологии и климатологии (для сельхозвузов). Гидрометеоиздат, Л., 1953.
55. Кричак О. Г. — Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
56. Матвеев Л. Т. — Основы общей метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1976.
57. Матвеев Л. Т. — Охрана окружающей среды (охрана атмосферы). Изд. Ленингр. политех. инст., Л., 1978.
58. Метеорологические аспекты загрязнения воздуха. Тр. инст. геофизики АН ГССР, т. XIV, Тб., 1979.
59. Митра С. К. — Верхняя атмосфера. Изд. иностр. лит-ры, М., 1955.
60. Монин А. С. Вращение земли и климат. Гидрометеоиздат. Л., 1972.
61. Пальмен Э., Ньютон Г. — Циркуляционные системы. атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1973.
62. Папинашвили К. И. — Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с маркоциркуляционными процессами над Евразией. Гидрометеоизд. Л., 1963.
63. Петелаборд П. — Муссоны. Изд. иностр. лит., М., 1963.
64. Пивоварова З. Н. — Радиационные характеристики климата СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1977.
65. Погосян Х. П. — Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1972.
66. Рамодж К. — Метеорология муссонов, Гидрометеоиздат, Л., 1976:
67. Ришбет Г., Гарриот О. К.—Введение в физику ионосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1975.
68. Ролль Г. У. — Физика атмосферных процессов над морем. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
69. Русин. Н. П. — Климат Антарктики. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

70. Русин Н. П. —Прикладная актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1979.
71. Седунов Ю. С. — Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере. Гидрометеоиздат, Л., 1972.
72. Смыт К. — Основы прикладной метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1978.
73. Стернзат М. С. — Метеорологические приборы и измерения. Гидрометеоиздат, Л., 1978.
74. Сулаквелидзе Г. К. — Ливневые осадки и град. Гидрометеоиздат, Л., 1967.
75. Сулаквелидзе Г. К. — Термодинамика тропосферы. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1980.
76. Сулаквелидзе Я. Г. — Ливневые осадки в горных странах на примере Закавказья. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1988.
77. Тараканов Г. Г. — Тропическая метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1980.
78. Тверской П. И. — Курс метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1962.
79. Тимофеев М. П.— Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
80. Уиттен Р., Попов И.—Основы аэрономии. Гидрометеоиздат, Л., 1977.
81. Хандажко Л. А. — Метеорологическое обеспечение народного хозяйства. Гидрометеоиздат, Л., 1981.
82. Хргиян А. Х. — Физика атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
83. Хромов С. П. — Метеорология и климатология для географических факультетов. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
84. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Гидрометеоиздат, Л., 1974.
85. Цуцкиридзе Я. А. — Радиационный и термический режимы территории Грузии. Тр. Зак НИГМИ, вып. 23 (29), 1967.
86. Чанышева С. Г. — Местные ветры Средней Азии. Гидрометеоиздат, Л., 1966.
87. Шишкин Н. С. — Облака, осадки и грозовое электричество. Изд. технико-теорет. литер., М., 1954.

შ ი ნ ა ა რ ს ი

ავტორისაგან 3
წინასიტყვაობა მეორე გამოცემისათვის 5
შესავალი: მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის საგანი და ამოცანები . 6
თ ა ვ ი I. ატმოსფეროს საერთო თვისებები 18
თ ა ვ ი II. ატმოსფერული წნევა და სიმკვრივე. ატმოსფეროს სტატიკა . 39
თ ა ვ ი III. მზის რადიაცია 56
თ ა ვ ი IV. სითბოს ბრუნვა ნიადაგსა და წყალში 113
თ ა ვ ი V. ატმოსფეროს სითბური რეჟიმი 142
თ ა ვ ი VI. ატმოსფეროს თერმოდინამიკის საფუძვლები 165
თ ა ვ ი VII. ტემპერატურის განაწილება ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით 196
თ ა ვ ი VIII. წყლის ბრუნვა ატმოსფეროში 215
თ ა ვ ი IX. წყლის ფაზური გარდაქმნის პირობები ატმოსფეროში და დედამიწაზე 241
თ ა ვ ი X. ნალექები 277
თ ა ვ ი XI. ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება და მისი დაცვა . . . 302
თ ა ვ ი XII. ჰაერის მოძრაობა 316
თ ა ვ ი XIII. ქარი 350
თ ა ვ ი XIV. ატმოსფეროს ცირკულაცია 367
თ ა ვ ი XV. ატმოსფეროს ოპტიკური და ელექტრული მოვლენები . . 421
ლიტერატურა 442

გამომცემლობის რედაქტორი ლ. გამცემლიძე
სამხატვრო რედაქტორი ი. ჩიქვინიძე
ტექნიკური რედაქტორი ფ. ბუდაღაშვილი
კორექტორები: ე. ხურცია,
ნ. ელიზბარაშვილი

გადაეცა წარმოებას 14.03.91. ხელმოწერილია დასაბეჭდად 14.12.92
საბეჭდი ქაღალდი № 60×90 1/16. პირობითი ნაბეჭდი თაბახი 28.
სააღრ.-საგამომც. თაბახი 23,68.
ტირაჟი 1000. შეკვეთის №217.
ფასი სახელშეკრულებო

თბილისი, 380028, ი. ჭავჭავაძის პროსპექტი, 14.
თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა,

თბილისი, 380028, ი. ჭავჭავაძის პროსპექტი, 1.
თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა,

Котария Андрей Фомич

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ

(на грузинском языке)

Издательство Тбилисского университета

Тбилиси 1992