

სოხუმის სახელმწიფო  
უნივერსიტეტი

მერაბ გონებაძე



ზოგადი  
მეტეოროლოგია

ლექციების კურსი

# ზოგადი მეტეოროლოგია

## 1. ატმოსფეროს შედგენილობა და აგებულება

დედამიწის გარშემო არსებული ჰაერის გარსი ატმოსფეროს სახელითაა ცნობილი. ატმოსფერო უდიდეს როლს ასრულებს გეოგრაფიულ გარსში. იგი იცავს მცენარეთა და ცხოველთა სამყაროს, ასევე ადამიანს დამღუპველი ულტრაიისფერი გამოსხივებისაგან, განაპირობებს სითბოსა და სინოტივის განაწილებას დედამიწის ზედაპირზე. ატმოსფეროს მიერ დედამიწა თითქოს თბილ საბანშია გახვეული, რითაც მზისაგან მიღებულ სითბოს ინარჩუნებს.

სუფთა და მშრალი ჰაერი ზღვის დონეზე წარმოადგენს სხვადასხვა გაზის მექანიკურ ნარევეს. ატმოსფეროს ჰაერი შეიცავს აზოტს (78,09%), ჟანგბადს (21%), არგონს (0,93%) და ნახშირბადის დიოქსიდს(ნახშირორჟანგი)-0,03%. ატმოსფეროში ასევე არის ჰელიუმის, წყალბადის, ოზონის, ნეონის, მეთანის, კრიპტონის, ქსენონის, იოდის უმნიშვნელო რაოდენობა (მთლიანობაში 0,1%). უმთავრესი შემადგენლების - აზოტისა და ჟანგბადის მოცულობითი თანათარდობა მუდმივია. გაზების შედგენილობა ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით იცვლება: 200-250 კმ-ის სიმაღლემდე ჭარბობს აზოტი და ჟანგბადი, ხოლო 250-დან 500-700 კმ-მდე სიმაღლეზე - ჟანგბადი ატომების სახით, უფრო გვეით - ჰელიუმი და წყალბადი. ამასთან ამ ფენების ქვედა საზღვრები მერყეობს მზის აქტივობის მიხედვით.

წყლის ორთქლის, ოზონისა და ნახშირორჟანგის ოდენობა იცვლება როგორც სივრცის, ასევე დროის თვართო დიაპაზონში. განსაკუთრებით საგრძნობია ეს წყლის ორთქლის შემთხვევაში, რომლის ოდენობის ცვალებადობა, ძირითადად, ტემპერატურის ცვლილებებზეა დამოკიდებული. პოლარული წრეების მიღმა

ჰაერი მხოლოდ 0,2% ტენს შეიცავს, ხოლო ეკვატორულ ზონაში - დაახლოებით 3%-ს. რაც უფრო მეტია ჰაერში წყლის ორთქლი, მით ნაკლებია სხვა გაზები, მაგრამ თანაფარდობა მათ შორის არ იცვლება. სიმაღლის ზრდასთან ერთად წყლის ორთქლის შემცველობა კლებულობს: 2 კმ სიმაღლეზე 2-ჯერ, 8 კმ სიმაღლეზე 100-ჯერ, ხოლო 10-15 კმ-ის სიმაღლეზე იგი უმნიშვნელო რაოდენობითაა.

გაზების გარდა ატმოსფეროში მუდმივად არსებობს სხვადასხვა წარმოშობის ნივთიერებათა უწვრილესი ნაწილაკები - კვამლი, მტვერი, წყლის ორთქლის კონდენსატები, რომელთაც აეროზოლური ნაერთები ეწოდება. ატმოსფეროში ისინი ხვდებიან დედამიწის ზედაპირიდან ასული ნიადაგის, ქანების გამოფიტვის პროდუქტების, ვულკანური ფერფლის, ზღვის მარილის, კვამლის, ორგანიკის უწვრილესი ნაწილაკების სახით. კოსმოსიდან ატმოსფეროში აღწევს კოსმიური მტვერი, რომლის რაოდენობა 100 კმ სიმაღლემდე 28 მლნ. ტონას აღწევს და თანდთან ეფინება დედამიწის ზედაპირს. აეროზოლების საერთო წონა არანაკლებ  $10^8$  ტონაა, მაგრამ მათი რაოდენობა მერყევია. აეროზოლები დიდ როლს ასრულებენ მთელ რიგ ატმოსფერულ პროცესებში. მათ შორის ყველაზე მცირეთა - კონდენსაციის ბირთვების მეშვეობით ხდება ნისლის ღრუბლებად გარდაქმნა. დამუხტულ აეროზოლებს უკავშირდება ატმოსფერული ელექტრობის მოვლენები.

ატმოსფერო არ წარმოადგენს იდეალურ იზოლიატორს; მას აქვს ელექტრობის გატარების უნარი ისეთი იონიზატორების ზემოქმედების შედეგად, როგორებიცაა მზის ულტრაიისფერი გამოსხივება, კოსმოსური სხივები, დედამიწის ქერქსა და ატმოსფეროში არსებულ რადიოაქტიურ ნივთიერებათა გამოსხივება.

ატმოსფეროს მთელი მასის დაახლოებით 50% კონცენტრირებულია მის ქვედა, 5 კილომეტრიან ფენაში, 75% - 10 კმ

სისქის, ხოლო 90% - 16 კმ სისქის ფენაში. 3000 კმ-ის ზევით ატმოსფეროს სიმკვრივე დიდად არ განსხვავდება კოსმოსური სივრცის სიმკვრივისაგან, მაგრამ მისი კვალი 10 000 კმ-ის სიმაღლეზეც შეინიშნება. დედამიწის ჰაერის გარსის ქვედა საზღვარი მკვეთრადაა გამოხატული, იგი პლანეტის ზედაპირს ემთხვევა, რაც შეეხება ატმოსფეროს ზედა საზღვრად პირობითად მიღებულია 1000-1200 კმ. მისი ქვედა ფენა უშუალოდ ეკვრის დედამიწის ზედაპირს და ტროპოსფეროს სახელწოდებითაა ცნობილი. ამ ფენის საშუალო სიმაღლეა 11 კმ-ს შეადგენს. სწორედ ტროპოსფეროშია მოქცეული ატმოსფეროს მასის ძირითადი (80%) ნაწილი. ტროპოსფეროს ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი მახასიათებელი ნიშანი, სიმაღლის ზრდასთან ერთად, ტემპერატურის თანდათანობით შემცირებაა, ყოველ 100 მ-ზე 0,5-0,6° - ით. ტროპოსფეროს უდიდესი როლის შესრულება უწევს ბუნებრივ გარსში, ამ მხრივ შეიძლება აღვნიშნოთ ცოცხალი ორგანიზმების არსებობა და ქანების გამოფიტვის პროცესის მიმდინარეობა, ნალექდაგროვება, აგრეთვე ჰაერის მასების წარმოშობა და მათი ინტენსიური მოძრაობა, როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტული მიმართულებით. ტროპოსფეროს ტენის სახეები - წყლის ორთქლი და წვეთები, ყინულის კრისტალები და ფიფქები, განაპირობებენ ატმოსფერული ნალექების (ნისლი, წვიმა, ნამი, ჭირხლი, თოვლი, სეტყვა) მრავალგვარობას. ტროპოსფეროში იბადება და ვითარდება პასატები და ბრიზები, მუსონები და გრივალი და ა.შ. ტროპოსფეროს ზედა საზღვართან გავრცელებულია საკმაოდ თხელი (1კმ-ის სისქის) გარდამავალი ტროპოპაუზის ფენა, რომლის ზემოთ ჰაერის ვერტიკალური დენების აღმასვლას ადგილი არა აქვს. აქვე იწყება ატმოსფეროს მეორე - სტრატოსფეროს ფენა. ქვედა სტრატოსფეროს იზოთერმულ ფენაში ჰაერის ტემპერატურა 60-70° - ით 0-ზე დაბლაა. უფრო მაღლა ტემპერატურის

თანდათანობითი მატება ძირითადად დაკავშირებულია, მოკლევალდიან რადიაციასთან და ოზონის გახურებასთან. ამ ფენას ზედა სტრატოსფეროს უწოდებენ.

მნიშვნელოვანია სტრატოსფეროს როლი მასში ოზონის შრის არსებობის გამო, რომლის ფენა 20 კმ-ის სისქისაა. ოზონის წარმოშობას განაპირობებს მზის ულტრაიისფერი რადიაციის ზემოქმედება უანგბადზე, რაც მის ატომებად დაშლას იწვევს. ოზონი მთლიანად შთანთქავს მზის ულტრაიისფერ გამოსხივებას და ამით იცავს დედამიწის ცოცხალ არსებებს უეჭველი განადგურებისაგან.

სტრატოსფეროს ფენის მაღლა მეზოსფერო მდებარეობს, იგი თითქმის 80კმ-ის სიმაღლემდე ვრცელდება, მეზოსფეროში ტემპერატურა ტროპოსფეროს მსგავსად კლებულობს. უფრო მაღლა კი იონოსფეროა გავრცელებული. ტემპერატურა აქ საკმაოდ მაღალია, ამიტომ ამ სფეროს თერმოსფეროსაც უწოდებენ. ჰაერის იონიზაციას აქ ულტრაიისფერი სხივების მაღალი შეღწევადობა განაპირობებს. იონიზაციის წყალობით რადიოტალღები მრავალჯერადად არეკლება, ამდენად ისინი დედამიწას გარს შემოუვლიან და აღწევენ ყველაზე დაშორებულ პუნქტებსაც კი. იონოსფეროს ამ თვისების გარეშე პირდაპირი რადიოკავშირი მხოლოდ 50-100 კმ-ის მანძილზე იქნებოდა შესაძლებელი. იონოსფეროში წარმოიქმნება, აგრეთვე, უნიკალური ატმოსფერული მოვლენა - პოლარული ციალი.

ატმოსფეროს გარე ფენა - ეგზოსფერო 800-1000 კმ-ის სიმაღლემდე მდებარეობს. მის ფარგლებში აირების, ატომებისა და მოლეკულების მოძრაობის სიჩქარე ძალზე მაღალია და მეორე კოსმოსურ სიჩქარეს (11,2 კმ/წმ) აღწევს. ამის გამო ეს სხეულები გადალახავენ რა დედამიწის მიზიდულობის ძალას, კოსმოსურ სივრცეში ივანტებიან.

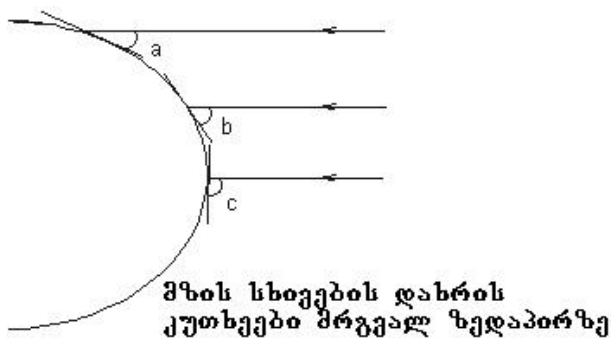
## 2. მზის რადიაცია

დედამიწა გამუდმებით იღებს მზის ენერჯიას. მიუხედავად იმისა, რომ ენერჯიის ეს ღირებულება მზის მთელი გამოსხივების მხოლოდ 2 მეგილიარდედ ნაწილს წარმოადგენს, მაინც  $1,36 \cdot 10^{24}$  კალორიას უტოლდება წელიწადში. ამგვარად, მზის ელექტრომაგნიტური გამოსხივება, ანუ მზის რადიაცია წარმოადგენს გეოგრაფიულ გარსში მიმდინარე ყველა ბუნებრივი პროცესის ენერჯიის წყაროს. დედამიწაზე მოსული მზის რადიაცია შედგება 46% ხილული და 54% უხილავი გამოსხივებისაგან. ამ უკანასკნელის 7% - ს ულტრაიისფერი გამოსხივება წარმოადგენს. მზის რადიაციის 99% მოკლევადიანი გამოსხივებისგან შედგება და მხოლოდ 1% მოდის გრძელვადიანი გამოსხივებაზე. მზის რადიაციის ინტენსივობის განსაზღვრისთვის მიჩნეულია სითბოს კალორიათა ის რაოდენობა, რომელსაც შთანთქმავს აბსოლუტურად შავი ზედაპირის  $1 \text{ სმ}^2$ , როცა მზის სხივი მასზე პერპენდიკულარულად ეცემა  $1$  წუთის განმავლობაში (კალ./სმ<sup>2</sup>/წუთი).

მზის სხივური ენერჯიის ნაკადი, რომელიც დედამიწის ატმოსფეროსკენ მოდის, დიდი მუდმივობით გამოირჩევა. მის ინტენსივობას მზის მუდმივას უწოდებენ ( $I_0$ ), რომელიც  $2$  კალ./სმ<sup>2</sup>/წუთში ტოლია. წლის განმავლობაში დედამიწიდან მზემდე მანძილის ცვალებადობასთან დაკავშირებით მზის მუდმივა მერყეობს: იანვრის დასაწყისისთვის იგი მატულობს, ხოლო ივლისის დასაწყისში - კლებულობს. მისი წლიური რყევა  $\pm 3,5\%$ -ს შეადგენს.

მზის სხივები დედამიწაზე ყველგან რომ შვეულად ეცემოდნენ და ატმოსფერო არ არსებობდეს, მაშინ დედამიწის ზედაპირის ყოველი კვადრატული სანტიმეტრი  $1000$

კილოკალორიას მიიღებდა წელიწადში. მაგრამ დედამიწა სფეროა და ამდენად სხივები მასზე ყველგან შვეულად არ ეცემა, ამასთან ისინი დედამიწის მხოლოდ ერთ ნახევარსფეროს ანათებენ. ამდენად, დედამიწის განათებული ზედაპირის ყოველ კვ. სმ-ზე მხოლოდ 260-მდე კილოკალორია მოდის წელიწადში (ნახ. 14).



ნახ. 14

აღსანიშნავია, რომ რაც უფრო მცირეა სხივის დაცემის კუთხე, მით უფრო მცირეა მზის რადიაციის ინტენსივობა. ეს დამოკიდებულება შემდეგი ფორმულით გამოისახება:  $I_1 = I_0 \sin h$ , სადაც  $I_0$  მზის რადიაციის ინტენსივობაა სხივების შვეული დაცემის დროს, ხოლო  $I_1$  - ინტენსივობა სხივების  $h$  კუთხით დაცემის დროს.

$I_1$  იმდენად ნაკლებია  $I_0$  - ზე, რამდენადაც  $a$  კვეთა ნაკლებია  $b$  კვეთაზე (ნახ.14ა).

$a/b = \sin h$ , შესაბამისად:  $I_1 = I_0 \sin h$ , მზის სხივების დაცემის კუთხე(მზის სიმაღლე) უდრის  $90^\circ$  -ს მხოლოდ ტროპიკებს შორის. სხვა განედებზე ის ყოველთვის ნაკლებია  $90^\circ$  -ზე, შესაბამისად, სხივების დაცემის კუთხის კლებასთან ერთად, იკლებს მზის რადიაციის ინტენსივობა დედამიწის ზედაპირზე. მზის რადიაციის ოდენობა პირდაპირპროპორციულია დედამიწის ზედაპირის მზის სხივებით განათებულობის ხანგრძლივობასთან. ეკვატორულ ზოლში წლის განმავლობაში შემოსული მზის სითბოს რაოდენობა თითქმის არ იცვლება, მაშინ როცა მაღალ განედებში ეს რყევა ძალზე მნიშვნელოვანია.

მზის რადიაციის იმ ნაწილს, რომელიც ატმოსფეროს გავლით ეფინება დედამიწის ზედაპირს, **პირდაპირი რადიაცია** ეწოდება. მზის სხივების იმ ნაწილს, რომელიც ატმოსფეროში იფანტება, **გაბნეული რადიაცია** ეწოდება, ხოლო ამ ორივეს ჯამს - ეწოდება **ჯამური რადიაცია**. თანათვარდობა პირდაპირ და გაფანტულ რადიაციას შორის მნიშვნელოვნად იცვლება ღრუბლიანობის, ატმოსფეროს გამტვერიანების, ასევე მზის სიმაღლის მიხედვით. ღრუბლიანი ცის შემთხვევაში გაბნეული რადიაცია შეიძლება აჭარბებდეს პირდაპირს. მზის მცირე სიმაღლისას ჯამური რადიაცია თითქმის მთლიანად შედგება გაბნეულისაგან. მზის 500 სიმაღლის დროს გაბნეული რადიაცია არ აჭარბებს 10-20%-ს.

დედამიწის ზედაპირზე მოხვედრილი მზის ჯამური რადიაცია ნაწილობრივ **აირეკლება** და უკან, ატმოსფეროში ბრუნდება. დედამიწის ზედაპირიდან არეკლილი რადიაციის რაოდენობის შეფარდებას ზედაპირზე შემოსულ რადიაციასთან **ალბედო** ეწოდება. ალბედო ასახავს ზედაპირის ამრეკლავ თვისებებს და გამოისახება პროცენტებში. 1 – a – სხივების შთანთქმის კოეფიციენტი. ალბედო დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის თვისებებსა და მდგომარეობაზე: ფერი, სინოტივე, უსწორმასწორობა. ყველაზე დიდი არეკვლის უნარიანობით ხასიათდება ახლადმოსული თოვლი - 0,90. ქვიშანი უდაბნოს ზედაპირის ალბედო 0,09-დან 0,34-მდე ცვალებადობს, თიხიანი უდაბნოს ზედაპირის ალბედო - 0,3-ია, მდელოები - 0,22, ფოთლოვანი ტყეებისა - 0,06-0,19, სახნავისა - 0,07-0,1. წყლის წყნარი ზედაპირის არეკვლის უნარი მზის სხივების შვეულად დაცემისას - 0,02-ია, ხოლო მზის პორიზონტთან ახლოს დგომისას - 0,35.

სუფთა ატმოსფერო აირეკლავს მზის რადიაციის 0,1-ს. პოლარული წრეების შიგნით არსებული დაბალი ტემპერატურების ძირითად მიზეზს თოვლით დაფარული ყინულების დიდი ალბედო წარმოადგენს.

მთლიანად დედამიწის ალბედო ძალზე რთული გამოსათვლელია, რამდენადაც პლანეტის ზედაპირი მეტად უსწორმასწოროა. ძალზე დიდი მნიშვნელობა აქვს ღრუბლიანობას - ღრუბლების ალბედო ცვალებადობს 0,5-დან 0,8-მდე. დედამიწის ალბედოდ მიჩნეულია 0,35.

გამოსხივება. ყოველი სხეული, რომლის ტემპერატურა აბსოლუტურ ნულზე ( $-273^{\circ}$  C-ით) დაბალია ასხივებს ენერჯის გარკვეულ რაოდენობას. აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივების უნარი(E) აბსოლუტური ტემპერატურის(t) მეოთხე ხარისხის პროპორციულია:  $E = Qt^4$  კალ/სმ<sup>2</sup> წუთში(სტეფან -

ბოლცმანის კანონი), სადაც  $Q$  მუდმივი კოეფიციენტია და  $= 8,26 \times 10^{-11}$  კალ/სმ<sup>2</sup> წუთში.

რაც უფრო მაღალია გამოსხივების წყაროს ტემპერატურა, მით უფრო მოკლეა მის მიერ გამოყოფილი სხივის ტალღის სიგრძე. სწორედ ასეთ გამოსხივებას ავზავნის ჩვენს კენ მზე. მიწის ზედაპირი შთანთქავს მას და რამდენადაც მისი ტემპერატურა რამდენიმე ათეულ გრადუსს არ აღემატება, გამოყოფს გრძელტალღოვან გამოსხივებას, ამდენად იგი უხილავია.

**რადიაციული და სითბური ბალანსი.** დედამიწა ერთდროულად იღებს და გასცემს მზის რადიაციას. სხვაობა მათ შორის წარმოადგენს რადიაციულ ბალანსს. დედამიწის რადიაციული ბალანსი იქმნება ზედაპირისა და ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსებისაგან. ზედაპირის რადიაციული ბალანსი განისაზღვრება შემდეგი განტოლებით:  $R = Q(1 - a) - I_{\text{ფ}}$ , სადაც  $Q$  ზედაპირის გარკვეულ ფართობზე შემოსული მზის ჯამური რადიაციაა,  $a$  - ალბედო, ხოლო  $I_{\text{ფ}}$  - ზედაპირის ეფექტური გამოსხივება. თუ შემოსული რადიაცია აჭარბებს გასულს, მაშინ ბალანსი დადებითია, ხოლო თუ მდგომარეობა პირიქითაა, მაშინ ბალანსი უარყოფითია.

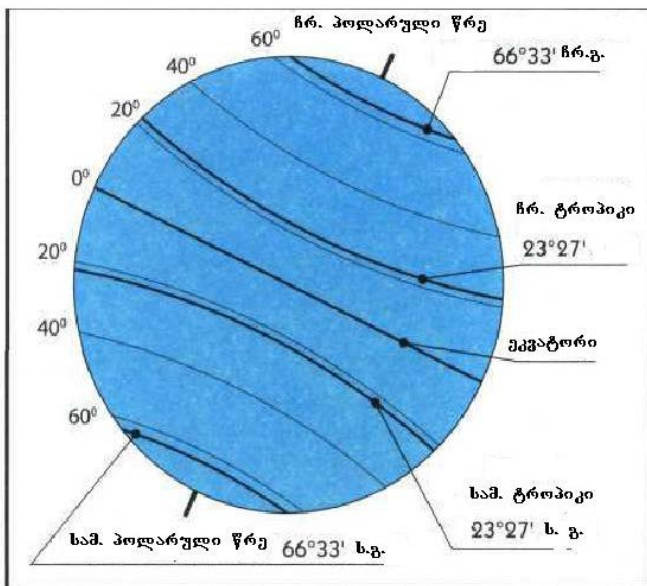
**სითბური სარტყლები.** ტროპიკები და პოლარული წრეები, რომლებიც განსაზღვრავენ განათებულობის სარტყლებს, არ წარმოადგენენ სითბური სარტყლების რეალურ საზღვრებს, რამდენადაც ზედაპირზე ტემპერატურის განაწილებაზე, გარდა დედამიწის ფორმისა, გავლენას ახდენს მთელი რიგი ფაქტორებისა: ხმელეთისა და წყლის განაწილება, თბილი და ცივი ოკეანური და ატმოსფერული დინებები, და სხვ. ამდენად, სითბური (ტემპერატურული) სარტყლების საზღვრებად მიჩნეულია იზოთერმები. ასეთი სარტყლები შვიდია:

**ცხელი სარტყელი,** რომელიც მოქცეულია ჩრდილო და სამხრეთი ნახევარ-სფეროების  $+20^{\circ}$ -ან წლიურ იზოთერმებს შორის;

ორი ზომიერი სარტყელი, რომლებიც შემოსაზღვრულია ეკვატორიდან  $+20^{\circ}$ -ანი იზოთერმით, ხოლო პოლუსებიდან ყველაზე თბილი თვის  $+10^{\circ}$ -ანი იზოთერმით;

ორი ცივი სარტყელი, რომლებიც ყველაზე თბილი თვის  $+10^{\circ}$ -ან და  $0^{\circ}$ -იან იზოთერმებს შორის იმყოფებიან;

ორი ყინულოვანი სარტყელი, რომლებიც პოლუსებთან მდებარეობენ და ყველაზე თბილი თვის  $0^{\circ}$ -იანი იზოთერმით ისაზღვრებიან. ჩრდილო ნახევარსფეროში ეს სარტყელი გრენლანდიასა და პოლუსის მიმდებარე ტერიტორიას მოიცავს, ხოლო სამხრეთში - სამხრეთ განედის  $60^{\circ}$ -იანი პარალელის შიდა სივრცეს (ნახ. 15).



ნახ. 15

ტემპერატურული სარტყლები კლიმატური სარტყლების საფუძველს წარმოადგენენ. ყოველი სარტყლის შიგნით ძალზე

ცვალებადია ჰაერის ტემპერატურები დედამიწის ზედაპირის თავისებურებებთან დაკავშირებით.

სითბური სარტყლების საფუძველზე დადგინდა ბუნებრივი ზონებისა და ზონალობის არსებობა დედამიწაზე. ეს იყო ერთერთი უმნიშვნელოვანესი მოვლენა XX საუკუნის გეოგრაფიულ მეცნიერებაში, რომელიც გახდა საფუძველი ზონალობის და აზონალობის თეორიის ჩამოყალიბებისა. ამ საკითხებზე ჩვენ შემდგომ სასწავლო კურსებში გვექნება საუბარი.

### 3. წყალი ატმოსფეროში

დედამიწის ატმოსფეროში დაახლოებით 14 000 კმ<sup>3</sup> წყლის ორთქლია, რომელიც ძირითადად დედამიწის ზედაპირიდან ადის. ატმოსფეროში ტენი კონდენსირდება, გადაიტანება საჰაერო დინებებით და ისევ უბრუნდება დედამიწას. ყოველივე ეს წყლის სხვადასხვა ფიზიკურ მდგომარეობაში ყოფნის უნარის წყალობით ხორციელდება. წყლის ორთქლის შემცველობა ჰაერში, ანუ ჰაერის ტენიანობა, ხასიათდება აბსოლუტური სინოტივით, ხვედრითი სინოტივით, შეფარდებითი სინოტივით, სინოტივის დეფიციტით, ნამის წერტილით.

წყლის ორთქლის შემცველობა ჰაერში ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ მცირდება. მაქსიმალური აბსოლუტური სინოტივე აღინიშნება წითელი ზღვის თავზე და მდ. მეკონგის დელტაში (30 გრ/მ<sup>3</sup>), უდიდესი საშუალო წლიური სინოტივე (67 გრ/მ<sup>3</sup>) - ბენგალის ყურეში, უმცირესი საშუალო წლიური სინოტივე (დაახლოებით 1 გრ/მ<sup>3</sup>-ზე), აბსოლუტური მინიმალური სინოტივე (0,1 გრ/მ<sup>3</sup>-ზე ნაკლები) - ატარქტიდაზე.

**კონდენსაცია და სუბლიმაცია.** ორთქლით გაჯერებულ ჰაერში, როცა ტემპერატურა ჩამოდის ნამის წერტილამდე, ან იზრდება ორთქლის რაოდენობა, მიმდინარეობს კონდენსაცია - წყალი ორთქლის მდგომარეობიდან გადადის თხევადში. ტემპერატურის  $C$ -ით  $0^{\circ}$ -ზე ქვევით დაწვევისას წყალი შეიძლება უშუალოდ მყარ მდგომარეობაში გადავიდეს. ამ პროცესს სუბლიმაცია ეწოდება. როცა დედამიწის ზედაპირის მიერ გაცემული ჰაერის ტემპერატურა აღწევს ნამის წერტილამდე, ცივ ზედაპირზე წარმოიქმნება ნამი, თრთვილი, ჭირხლი.

**ნამი** - წყლის უწვრილესი წვეთები და წარმოიქმნება ღამით მცენარეთა ფოთლებზე, მათ მიერ სითბოს გაცემისა და გადაცივების შედეგად.

**თრთვილი** - მყარი თეთრი ნალექია, რომლის წარმოქმნის მექანიზმი იდენტურია ნამისა, ოღონდ ეს პროცესი მიმდინარეობს ტემპერატურის  $0^{\circ}$  - ზე დაბლა დაწვევისას(სუბლიმაცია). ნამის წარმოქმნისას მცენარეებში არსებული სითბო გამოიყოფა, ხოლო თრთვილის წარმოქმნისას, პირიქით - სითბო შთაინთქმება.

**ჭირხლი** - თეთრი ფხვიერი ნალექია, რომელიც წარმოიქმნება ხეებზე, მავთულებზე, შენობების კუთხეებში, ორთქლით გაჯერებული ჰაერის  $0^{\circ}$  - ზე მნიშვნელოვნად დაბალი ტემპერატურის დროს.

კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტების(წყლის წვეთები, ყინულის კრისტალები) მიწის ზედაპირის სიახლოვეს დაგროვებისას წარმოიქმნება **ნისლი**.

თუ კონდენსაცია ან სუბლიმაცია მიმდინარეობს მიწის ზნდაპირიდან რამდენიმე ასეული მეტრის ან უფრო მეტ სიმაღლეზე, მაშინ წარმოიქმნება **ღრუბლები**. ისინი

წარმოიქმნებიან აღმავალი ჰაერის ნაკადის გაცივების შედეგად. ამ პროცესში ჰაერი აღწევს იმ საზღვარს, როცა მისი ტემპერატურა ნამის წერტილის ტოლია. ამ საზღვარს



დ) მაღალი-გროვა (Alto cumulus), ე) მაღალი-ფენოვანი (Altostratus)

III ოჯახი (ქვედა იარუსი)

ვ) ფენოვანი-გროვა (Stratocumulus), ზ) ფენოვანი (Stratus), თ) ფენოვანი-წვიმის (Nimbostratus)

IV ოჯახი (ვერტიკალური განვითარების ღრუბლები)

ი) გროვა (Cumulus) კ) გროვა-წვიმის (Cumulonimbus)

ღრუბლების ხასიათისა და ფორმის ჩამოყალიბება განპირობებულია პროცესებით, რომლებიც ვითარდება ჰაერის გადაცივების შედეგად. დედამიწის არაერთგვაროვანი ზედაპირის გათბობით განვითარებული კონვექციის შედეგად წარმოიქმნება გროვა ღრუბლები (IV ოჯახი).

**ნალექები.** ატმოსფერულ ნალექებად ითვლება ატმოსფეროდან დედამიწაზე წვიმის, თოვლისა და სეტყვის სახით მოსული წყალი. წყლის წვეთები და ყინულის კრისტალები ღრუბელში ძალზე მცირეა, მათ ადვილად იკავებს ჰაერი, მისი მცირე აღმავალი ნაკადები იოლად აიტაცებენ მათ ზევით. ნალექის წარმოსაქმნელად აუცილებელია ღრუბლის ელემენტების გამსხვილება იმდენად, რომ მათ წინააღმდეგობა გაუწიონ ჰაერის აღმავალ ნაკადებს. ნაწილაკების გამსხვილება მათი შეერთების შედეგად ხდება. წვეთებისა და კრისტალების შეჯახება ხდება მათი უნესრიგო (ტურბულენტური) მოძრაობის ან მათი სხვადასხვა სიჩქარით ვარდნის დროს.

ნალექების მოსვლის ხასიათს განაპირობებენ მათი წარმოქმნის პირობები.

გაბმული (ზომიერი) ნალექები გამოირჩევიან თანაბარი ინტენსივობითა და ხანგრძლივობით, ჩვეულებრივ მოდიან წვიმის სახით ფენოვანი-წვიმის ღრუბლებიდან.

თავსხმა ნალექები ხასიათდებიან ინტენსივობის სწრაფი ცვალებადობით და მცირე ხანგრძლივობით, მოდიან გროვა-ფენოვანი ღრუბლებიდან წვიმის, თოვლის, სეტყვის სახით.

ჰავაის კუნძულებზე დაფიქსირებულია თავსხმა წვიმა 21,5 მმ/წუთში ინტენსივობით.

წვრილი წვიმა ან თოვლი მოდის ფენოვანი და ფენოვანი-გროვა ღრუბლებიდან. შედგებიან წყლის უწვრილესი წვეთებისა ან კრისტალებისაგან(წლის დროის მიხედვით).

#### 4. ატმოსფერული წნევა

ჯერ კიდევ მე-17-ე საუკუნის შუა წლებში ჰაერი უწონო ეგონათ. მოგვიანებით, ცნობილი გახდა, რომ 45<sup>0</sup>-იან პარალელზე, ოკეანის ზედაპირზე, 0 გრადუსი ტემპერატურის დროს, 1 მ<sup>3</sup> მოცულობის ჰაერის წონა 1,033 კგ-ს შეადგენს. ამავე დროს დადგინდა, რომ 10,3 მ-ის სიმაღლის წყლის სვეტი განზონასწორებულია მიწისპირა ფენის ატმოსფერული წნევით. რადგან ვერცხლისწყალი 13,6-ჯერ მძიმეა წყალზე, ამიტომ, 10,3 მ (1030 სმ) :13,6 =75,74 სმ, შესაბამისად, ატმოსფერული წნევა ვერცხლისწყლის სვეტის 76 სმ-ის სიმაღლით წონასწორდება. ეს მოვლენა დაედო საფუძვლად ატმოსფერული წნევის გაზომვას. ამ მიზნით შემუშავებულ ხელსაწყოს ბარომეტრი უწოდეს, ამავე დროს დადგინდა, რომ სიმაღლის ზრდასთან ერთად ატმოსფერული წნევა კლებულობს.

ატმოსფერული წნევის გადანაწილების წარმოჩენა შესაძლებელია რუკაზე გავლებული ხაზებით, რომლებიც აერთებენ ერთი და იგივე წნევის წერტილებს. ამ ხაზებით შექმნილ სიბრტყეებს იზობარები ეწოდება.

ატმოსფერული წნევის ცვალებადობა ჰორიზონტული მიმართულებით ხასიათდება ბარიული გადიენტით. იგი წარმოადგენს გარკვეულ მანძილზე იზობარის პერპენდიკულარული მიმართულებით წნევის შემცირებისკენ ცვლილებას. ატმოსფერული წნევა ცვალებადობს ჰაერის გადაადგილების

შედეგად, რაც დაკავშირებულია ჰაერის სხვადასხვა სიმკვრივესთან, რაც თავის მხრივ განპირობებულია დედამიწის ზედაპირიდან მის არათანაბარ გათბობასთან. აშკარაა, რომ ჰაერის გათბობა ან გაცივება დედამიწის ზედაპირის მიერ არ გამოიწვევდა წნევის ცვლილებას, რომ არა ჰაერის გადაადგილება ვრტიკალურად და ჰორიზონტულად. ჰაერის აღმასვლა გამთბარი ზედაპირიდან და გადაადგილება ცივი უბნისკენ იწვევს მიწის ზედაპირზე ჰაერის წნევის ცვლილებას. ამგვარად, ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებების (თერმული მიზეზები) შედეგად წარმოიქმნება წნევის ცვლილების დინამიური მიზეზები (ჰაერის მასის შემცირება ან ზრდა უბნის თავზე).

## 5. ჰაერის მასები

ჰაერის შედარებით ერთგვაროვანი მასები ვრცელდებიან რამდენიმე ათას კოლომეტრზე ჰორიზონტულად და რამდენიმე კოლომეტრზე ვერტიკალურად. ისინი წარმოიქმნებიან შედარებით ერთგვაროვან ზედაპირზე (ოკეანის ან კონტინენტის) ჰაერის ხანგრძლივი დგომის შედეგად. თუმცა, მათ ყველა მონაკვეთში ერთნაირი თვისებები არ გააჩნიათ. ამ თვისებების მუდმივი ცვლა ქმნის განსხვავებულ მდგომარეობას ერთსა და იმავე ჰაერის მასაში. განსხვავებენ თბილსა და ცივ ჰაერის მასებს. თბილი ჰაერის მასა გადაადგილდება თბილი ზედაპირიდან შედარებით ცივისკენ; ცივი კი პირიქით - ცივი ზედაპირიდან შედარებით თბილისკენ. თბილი ჰაერის მასა ცივდება ცივ ზედაპირთან შეხებისას, ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტი მასში მცირდება, ხშირად შეიქმნევა ინვერსია. ჩვეულებრივ, ასეთი ჰაერის მასა მდგრადია. თუ იგი ძლიერ გაჭერებულია ტენით, ცივი ზედაპირისკენ მისი გადაადგილებისას, წარმოიქმნება ნისლი, რომლის თავზე

ხშირად ჩნდება ფენოვანი ღრუბლები, მათგან წვრილი წვიმა ცრის. ცივი ჰაერის მასა თბილ ზედაპირზე განფენისას თბება, ვერტიკალური გრადიენტი მატულობს და ჰაერის მასა არამდგრადი ხდება. ამ დროს წარმოიქმნება თერმული კონვექცია, კონვექციური ღრუბლები და მოდის თავსხმა ნალექები. გამოიყოფა ჰაერის მასების წარმოქმნის 4 კერა: დაბალი წნევის ეკვატორული ოლქი, მაღალი წნევის სუბტროპიკული ოლქი; ზამთრის მაქსიმუმები ზომიერ განედებში კონტინენტების

თავზე, რომლებიც ზაფხულში დეპრესიებით იცვლება; მაღალი წნევის პოლარული ოლქები(არქტიკული და ანტარქტიკული).

**ატმოსფერული ფრონტები.** ფიზიკური თვისებებით განსხვავებული ჰაერის მასებიმათი მუდმივი გადაადგილების შედეგად ერთმანეთს უახლოვდებიან. წარმოიქმნება გარდამავალი ზონა, სადაც იქმნება ენერჯის დიდი მარაგი და ატმოსფერული პროცესები განსაკუთრებით აქტიურდება. დაახლოებულ ჰაერის მასებს შორის ჩნდება ზედაპირი, სადაც მკვეთრად ცვალებადობს მეტეოროლოგიური ელემენტები. ასეთ ზედაპირს უწოდებენ ფრონტალურს, ანუ ატმოსფერულ ფრონტებს. ცივი ჰაერი ყოველთვის ამ ზედაპირის ქვეშ იმყოფება, ხოლო თბილი - მის ზემოთ. ეს ზედაპირი ყოველთვის დახრილია ცივი ჰაერისკენ, ხოლო დახრის კუთხე არ აჭარბებს 1 გრადუსს. საშუალო განედებზე ფრონტის ზედაპირი 8-12 კმ-ზე აღის; ფრონტის და დედამიწის ზედაპირების გადაკვეთისას წარმოიქმნება ატმოსფერული ფრონტის ხაზი, რომლის სიგანე დედამიწისპირა ზონაში ცვალებადობს რამდენიმე კმ-დან რამდენიმე ასეულ კმ-დე, ხოლო სიგრძე - რამდენიმე ასეულიდან რამდენიმე ათას კმ-დე.

**ციკლონები და ანტიციკლონები.** ატმოსფერო მუდმივ, მაგრამ არაერთგვაროვან მოძრაობაში იმყოფება. ატმოსფეროს

სამი ქვედა ფენა - ტროპოსფერო, სტრატოსფერო და მეზოსფერო - გაერთიანებულია საჰაერო დინებების ერთობლიობით, ჰაერის ერთიანი ცირკულაციით. უფრო ზედა ფენები - თერმოსფერო და ეგზოსფერო, თუმცა უკავშირდებიან ქვედა ფენებს, მაინც გააჩნიათ მკვეთრად გაიშვიათებული ჰაერის მიძრაობის თავისებურებანი. შედარებით უკეთაა შესწავლილი ტროპოსფეროს ცირკულაცია, რაც საჰაერო დინებების რთულ სისტემას წარმოადგენს. ჰაერის ნაკადში მიმდინარე ცვლილებები იწვევენ წნევის ცვალებადობას ზედაპირთან: ჰაერის გახლეჩვის ზონის ქვევით წნევა მკვეთრად ეცემა, ხოლო ჰაერის ნაკადების შერწყმის ზონის ქვევით კი მატულობს. შედეგად მიწის ზედაპირთან წარმოიქმნება მაღალი და დაბალი წნევის არეები, სადაც შეიძლება ჩამოყალიბდეს ციკლონები და ანტიციკლონები. ციკლონი - აღმავალი მბრუნავი ჰაერის ჭავლია დახრილი ღერძით, რომელიც დედამიწის ზედაპირთან დაბალი წნევის დახშული არეთი(ბარიული მინიმუმი) ვლინდება. ქარი ამ დროს არეს პერიფერიებიდან ცენტრისკენ უბერავს საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით(ჩრდილო ნახევარსფეროში). ანტიციკლონი - დაღმავალი მბრუნავი ჰაერის ჭავლია დახრილი ღერძით, რომელიც დედამიწის ზედაპირთან მაღალი წნევის დახშული არეთი(ბარიული მაქსიმუმი) ვლინდება. ქარი ამ დროს არეს ცენტრიდან პერიფერიებისკენ უბერავს საათის ისრის მიმართულებით(ჩრდილო ნახევარსფეროში). ჰაერის ეს ჭავლები საკმაოდ ბრტყელია, რამდენადაც მათი ჰორიზონტული ზომები 100-150-ჯერ მეტია ვერტიკალურზე (ღიამეტრი 1500-3000 კმ-ია, ხოლო სიმაღლე ძირითადად 2-4 კმ, მაქსიმუმ 15-20 კმ).

**ქარი** ეწოდება ჰაერის მოძრაობას ჰორიზონტული მიმართულებით. ქარის სიჩქარე იზომება მეტრობით წამში, ზოგჯერ კი კილომეტრობით საათში, ან ბალებში (ბოფორტის

სკალა 0-დან 12 ბალამდე). ქარის საშუალო სიჩქარე დედამიწის ზედაპირთან 5 – 10 მ/წმ-ში ტოლია. ქარის ძალა განისაზღვრება წნევით, რომლითაც ჰაერის მოძრაობის მასა აწვება საგნებს და იზომება კილოგრამობით კვ. მეტრზე. ქარის ძალა მის სიჩქარეზე დამოკიდებულია:  $P = 0,25 \cdot V^2$  კვ/მ<sup>2</sup>. სადაც P ძალაა, V - სიჩქარე, ხოლო 0,25 - კოეფიციენტი. ქარის სიჩქარე ბარიული გრადიენტის სიდიდებზე დამოკიდებულია: რაც უფრო დიდია ბარიული გრადიენტი, მით მეტია ქარის სიჩქარე. ჰაერის მოძრაობას აწვევს მისი ხახუნი მიწის ზედაპირთან, რაც მკაფიოდ ვლინდება ზედაპირიდან დაახლოებით 1000 მ-დე სიმაღლის ინტერვალში. ქარის სიჩქარეზე გავლენას ახდენს, ასევე, ჰაერის სიმკვრივე: რაც უფრო ნაკლებია სიმკვრივე, მით უფრო მეტია სიჩქარე. ზედაპირიდან სიმაღლის ზრდასთან ერთად ჰაერის ხახუნი ზედაპირთან და სიმკვრივე მცირდება და ქარის სიჩქარეც იზრდება. მაქსიმუმს იგი აღწევს მიწის ზედაპირიდან ზატყულში 100 მეტრიან და ზამთარში 50 მეტრიან ფენაში დღის 13-14 საათზე, ხოლო მინიმუმს ღამის საათებში. ატმოსფეროს უფრო მაღალ ფენებში ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლა საპირისპიროა. ასეთი მდგომარეობა აიხსნება ატმოსფეროში დღეღამის განმავლობაში ჰაერის ვერტიკალური გაცვლის ინტენსივობის ცვალებადობით. დღისით ინტენსიური ვერტიკალური გაცვლა დედამიწის ზედაპირთან უფრო მაღალ ფენებსაც მოიცავს და აწვევს ჰაერის ჰორიზონტულ გადაადგილებას. ღამით ჰაერის ინტენსიური ცვლის არარსებობის გამო მიწისზედა გადაცვივებული ფენის ზეგავლენა უფრო მაღლა არ ვრცელდება და აქ ჰაერი გადაადგილდება ბარიული გრადიენტის შესაბამისი სიჩქარით. ქარის მიმართულება განისაზღვრება იმ წერტილის მდგომარეობით, რომლიდანაც ქარი უბერავს. მისი მიმართულების დასადგენად ჰორიზონტი იყოფა 16 რუმბად. რუმბი არის ხილული ჰორიზონტის წერტილისკენ მიმართულება

ქვეყნის მხარეების მიმართ. მთავარი რუმბებია: ჩრდილოეთის(N), სამხრეთის(S), აღმოსავლეთის(E), დასავლეთის(W). ქარის მიმართულება შეიძლება გამოსახოს აზიმუტით, ანუ კუთხით მერიდიანსა და ქარის მიმართულებას შორის მოცემულ ადგილზე. აზიმუტი აითვლება ჩრდილოეთიდან აღმოსავლეთისკენ (0-დან 360<sup>0</sup> - მდე). ქარის მიმართულება დამოკიდებულია ბარიული გრადიენტის მიმართულებაზე, დედამიწის ლედის გარშემო ბრუნვის გადამხრელ ძალაზე, ხახუნზე, ცენტრიდანულ ძალებზე.

**გაბატონებული ქარები.** ატმოსფერული წნევის ზონალურ განაწილებას უკავშირდება დედამიწის ზედაპირთან გაბატონებული ქარების ზონალობა. პოლარული განედების მაღალი წნევის არეებიდან და სუბტროპიკებთან ჰაერი მოძრაობს დაბალი წნევის არეებისაკენ, ანუ ეკვატორისა და ზომიერი განედებისაკენ. სუბტროპიკებსა და ზომიერ განედებს შორის გაბატონებული ქარების მიმართულება სამხრეთ-დასავლეთური და დასავლეთურია ჩრდილო ნახევარსფეროში და ჩრდილო-დასავლეთური და დასავლეთური - სამხრეთ ნახევარსფეროში. **ჰასატები** ეწოდება ქარებს, რომლებიც სუბტროპიკული განედებიდან ეკვატორისკენ უბერავენ. უფრო ზუსტად - ისინი წარმოადგენენ სუბტროპიკული ანტიციკლონების ეკვატორისკენ მიმართულ ნაწილებში მქროლავ ქარებს. რამდენადაც ჰასატები დაკავშირებულია ზომიერი განედებიდან წამოსულ სუბტროპიკულ ანტიციკლონებთან, შესამჩნევია ზომიერ განედებში მიმდინარე ატმოსფერული პროცესების გავლენა მათზე. ჰასატების ვერტიკალური გავრცელება ეკვატორისკენ იზრდება: თუ 25 გრადუსიან განედთან იგი 1-2 კმ სიმაღლეს აღწევს, ეკვატორთან ისინი მთელს ტროპოსფეროს მოიცავენ. მათი სიჩქარე აღწევს 5-8 კმ/წმ-ში. ოკეანის თავზე, ეკვატორისკენ, ჰასატები მოძრაობენ ნაკლებად გამთბარიდან უფრო მეტად გამთბარი ზედაპირებისკენ, ამიტომაც მათში

ძლიერი კონვექცია წარმოიქმნება. თუმცა ეს პროცესი მხოლოდ დაბალ ფენებში მიმდინარეობს, რამდენადაც 1200-2000 მ-ის სიმაღლეზე რამდენიმე ასეული მეტრის სისქის ინვერსიული ფენაა გაწოლილი. პასატური ინვერსია წარმოადგენს შეკუმშვის ინვერსიას(ჰაერის დაღეჭვის შედეგს), რაც ანტიციკლონებს ახასიათებს, რომლებთანაც დაკავშირებულია პასატები. ინვერსიული ფენა ღრუბლების ვერტიკალურ განვითარებას უშლის ხელს, ამიტომ პასატებს ბრტყელი გროვა ღრუბლები და მცირე ნალექიანობა ახასიათებს. მოპირდაპირე ნახევარსფეროებიდან მქროლავი პასატები ერთმანეთს ეკვატორთან ხვდებიან. მათი შეერთების არემი(კონვერგენციის შიდატროპიკული ზონა) წარმოიქმნება ჰაერის მძლავრი აღმავალი ნაკადები, სქელი გროვა და გროვა-წვიმის ღრუბლები, მოდის უხვი, თავსხმა ნალექები, უბერავენ საშუალო სიძლიერის გამჭოლი ქარები.

მატერიკებისა და ოკეანეების არათანაბარ გათბობა-გაციებას უკავშირდება **მუსონების** წარმოქმნა. ისინი წარმოადგენენ საჰაერო დინებებს, რომლებიც წელიწადში ორჯერ იცვლიან მიმართულებას(ზამთრიდან ზაფხულში და პირიქით).ზაფხულში და ზამთარში ისინი საკმაოდ მდგრადია, ხოლო გარდამავალ პერიოდებში ამ თვისებას კარგავენ. ისინი ჩნდებიან მატერიკებსა და ოკეანეებს შორის სასაზღვრო ზოლში, იქ სადაც წნევის კონტრასტები განსაკუთრებით დიდია. ზამთარში მატერიკებზე ატმოსფერული წნვა ბევრად მაღალია, ვიდრე ოკეანეზე და ჰაერი მოძრაობს ბარიული გრადიენტის მიმართულების შესაბამისად ხმელეთიდან ოკეანისაკენ (ზამთრის მუსონი). ზაფხულში მდგომარეობა საპირისპიროდ იცვლება - ხმელეთზე წარმოქმნილი დაბალი წნევის გამო მუსონი ოკეანიდან მატერიკისკენ უბერავს (ზაფხულის მუსონი). მუსონები უშუალო კავშირშია ციკლონებთან და ანტიციკლონებთან. ისინი იქ ვლინდებიან, სადაც ციკლონები და

ანტიციკლონები მდგრადია და სეზონის მიხედვით სჯაბნიან ერთმანეთს. იმის გამო, რომ ზამთრის მდგრადი ანტიციკლონები და ზაფხულის ციკლონები ვითარდებიან ზომიერ განედებში, მატერიკების აღმოსავლეთ ნაწილებში, შესაბამისად მუსონებიც მატერიკების აღმოსავლეთ კიდეებში ავლენენ თავს. ისინი ტროპოსფეროს ქვედა, 1 კმ-იან ფენაში ვრცელდებიან, სანინალმდეგო საჰაერო დინება(ანტიმუსონი) მათ თავზე არ წარმოიქმნება. მუსონების გავრცელება არ შემოისაზღვრება ზომიერი განედებით, ისინი კარგად ვითარდებიან ტროპიკულ განედებშიც.

ჰაერის ადგილობრივ(ლოკალურ) ცირკულაციას მიეკუთვნებიან **ბრიზები, მთა-ხეობის ქარები და ფიონები**. ბრიზები ჩნდებიან ზღვების, დიდი ტბების, იშვიათად, დიდი მდინარეების ნაპირებზე და ხასიათდებიან დღე-ღამის განმავლობაში ქარის მიმართულების მკვეთრი ცვლილებებით. დღისით, როცა ხმელეთი კარგადაა გამთბარი, მის თავზე წარმოიქმნება ჰაერის აღმავალი მოძრაობა, რომელიც წყლისკენაა მიმართული. მინის ზედაპირთან კი ქარი 8-10 საათის განმავლობაში უბერავს ზღვიდან ნაპირისკენ - ეს **ზღვის(ანუ დღის) ბრიზია**. მზის ჩასვლის შემდეგ ხმელეთი სწრაფად ცივდება და ზღვიდან, რომელიც მთელი დღე ნელა თბებოდა, აღმავალი თბილი ჰაერის ნაკადი მოძრაობს, ხოლო ხმელეთიდან ზღვისკენ - ცივი, მინის პირა ჰაერის ნაკადი. ამას **სანაპირო(ანუ ღამის) ბრიზი** ჰქვია.

ჰაერის აღმავალი ნაკადების მოძრაობისას ღრუბლები წარმოიქმნება, ხოლო დაღმავლისას - ცა უღრუბლოა.

**მთა-ხეობის ქარებს** ბრიზების დარად 24 საათიანი პერიოდულობა გააჩნიათ. ეს არის ჰაერის ადგილობრივი ცირკულაცია, რომელიც ორი ურთიერთდაკავშირებული ნაწილისგან შედგება: ფერდობების ქარები და ხეობათა ქარები. ფერდობების ქარები წარმოადგენენ ჰაერის სხვადასხვანაირად

გათბობისა და გაცივების შედეგს ფერდობის ზედაპირისა და თავისუფალი ატმოსფეროს ერთსა და იმავე დონეზე. დღისით, უღრუბლო ამინდში, ჰაერი ფერდობებთან უფრო ძლიერად თბება, ვიდრე მათგან მოშორებით, მაგრამ იმავე დონეზე, ანუ თავისუფალ ატმოსფეროში. ამის შედეგად წნევებს შორის წარმოქმნილი განსხვავება ჰაერს უბიძგებს ზევით, ფერდობის აყოლებით, ხოლო თხემიდან - დაბლა, ხეობისაკენ. ხეობის თავზე ჰაერი დაბლა ეშვება ფერდობისკენ. ღამით სურათი იცვლება: ჰაერი ფერდობის გაყოლებით ეშვება, ქვევით კი, ხეობაში იგი ზევით იწევს, ფერდობისკენ. მთა-ხეობის ქარები გამოწვეულია იმით, რომ ხეობაში ჰაერის გათბობა-გაცივება უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს, ვიდრე მის მიმდებარე ვაკეზე იგივე სიმაღლეზე. ამიტომ ჰაერი დღისით ხეობის ფსკერს აუყვება ზევით(ხეობის ქარი), ხოლო ღამით ქვევით ეშვება(მთის ქარი). ყოველივე ეს ერთად, ანუ ფერდობისა და მთა-ხეობის ქარები, წარმოქმნის ჰაერის ადგილობრივი ცირკულაციის რთულ სისტემას.

**ფიონი** არის ხშირად თოვლითა და ყინულით დაფარული მთებიდან მქროლავი თბილი, მშრალი და გამჭოლი ქარი. იგი წარმოიქმნება მთის მოპირდაპირე ფერდობებზე მკვეთრად განსხვავებული ატმოსფერული წნევის შედეგად. ჰაერის ნაკადი, დაბალი წნევის არისაკენ ქედის თხემის გადალახვისას, ფერდობზე აღმავალი მოძრაობის დროს გრილდება(1 გრადუსით ყოველ 100 მეტრზე კონდენსაციის საზღვრამდე და 0,5 – 0,6<sup>0</sup>-ით ყოველ 100 მეტრზე კონდენსაციის საზღვრის ზევით) და კარგავს ტენს(წარმოიქმნება ღრუბლები, მოდის ნალექები). ქედის თხემთან მას გააჩნია უფრო დაბალი ტემპერატურა და აბსოლუტური სინოტივე, ვიდრე ფერდობის ძირში ჰქონდა. მოპირდაპირე ფერდობზე დაშვებისას ჰაერი თბება 1<sup>0</sup>-ით ყოველ 100 მეტრზე და იძენს ფიონისთვის დამახასიათებელ

თვისებებს: შედარებით მაღალ ტემპერატურას და დაბალ შეფარდებით სინოტივს.

ფიონი უბერავს ზამთარში და გაზაფხულზე. ზამთარში სინოტივის დიდი დეფიციტის დროს იგი იწვევს თოვლის სწრაფ დნობასა და აორთქლებას, ხოლო გაზაფხულზე - მცენარეთა გამოშრობას. ფიონის ხანგრძლივობა რამდენიმე საათიდან რამდენიმე დღე-ღამემდე მერყეობს, სიჩქარე - უმნიშვნელოდან 20 კმ/სთ - მდე.

**ამინდი და ჰავა.** ცნებები „ამინდი“ და „ჰავა“ ცალცალკე არ განიხილება, რამდენადაც ისინი ატმოსფეროს მდგომარეობას წარმოსახავენ.

**ამინდი** - ატმოსფეროს მდგომარეობაა განსაზღვრულ ადგილას მოცემულ მომენტში დროის მცირე მონაკვეთში. ცნება „დღე-ღამის ამინდი“ ძალზე მნიშვნელოვანია, რადგან დღე-ღამე ყველაზე მცირე ბუნებრივი პერიოდია ატმოსფეროს მდგომარეობის კანონზომიერ ცვლილებებში. ეს ცვლილებები გამოიხატება ამინდის ელემენტების - ჰაერი ტემპერატურის და სინოტივის, ღრუბლიანობის, ნალექების, ატმოსფერული წნევის, ქარის დღე-ღამურ სვლაში.

**ჰავა** - ატმოსფეროს მდგომარეობაა გარკვეული სივრცისა ან მთლიანად დედამიწისთვის. წარმოდგენა ამ მდგომარეობაზე შეიძლება შეგვექმნას ამინდის შესახებ მრავალწლიანი მონაცემების გაანალიზების შედეგად, რაც ჰავის ცვლილების კანონზომიერებათა, ანუ ამინდის რეჟიმის დადგენის საშუალებას იძლევა.

ამგვარად, ამინდი და ჰავა ერთმანეთთან მჭიდრო ურთიერთდამოკიდებულებაში იმყოფებიან.



## გამოყენებული ლიტერატურა

1. ალფენიძე მ., ელიზბარაშვილი ე., ხარაძე კ. ზოგადი ფიზიკური გეოგრაფია. თსუ-ს გამომცემლობა, თბილისი, 2003, 444 გვ.
2. დოჭერთი ჯ., ქლეიბორნი ა., დევიდსონი ს. გეოგრაფიული ენციკლოპედია და მსოფლიო ატლასი, ბაკურ სულაკაურის გამომცემლობა, თბილისი, 2010, 400 გვ.
3. კოტარია ა. ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია. I ნაწილი, თსუ-ს გამომცემლობა, თბილისი, 1972, 320 გვ.
4. ჯანელიძე ა. ზოგადი გეოლოგიის მოკლე კურსი. თსუ-ს გამომცემლობა, თბილისი, 1968, 465 გვ.
5. Неклюкова Н.П. Общее землеведение. Изд. «Просвещение», Москва, 1976, 336 с.
6. Географический энциклопедический словарь. Гл. редактор А.Ф.Т решников, изд. «Советская энциклопедия», Москва, 1988, 432 с.