

ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის
სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ხელნაწერის უფლებით

რუსუდან ვაინარის ასული ჩახაია

ატმოსფერული ფრონტების თავისებურებების მათემატიკური მოდელირება
მთაგორიან ტერიტორიისათვის

04.00.23 ---- გეოფიზიკა
ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს ფიზიკა

დისერტაცია

წარმოდგენილია ფიზიკა _ მათემატიკის მეცნიერებათა კანდიდატის
სამეცნიერო ხარისხის მოსაპოვებლად

მეცნიერ _ ხელმძღვანელი: ფიზ. _ მათ. მეცნიერებათა დოქტორი,
პროფ. ზ. ხვედელიძე

თბილისი
2006

ს ა რ ჩ ე ვ ი

შესავალი.

თავი I. საკითხის განვითარების მოკლე ისტორიული მიმოხილვა.

§1. ჰაერის მასები და მათი ძირითადი კლასიფიკაცია.

§2. ატმოსფეროს პროცესებზე ოროგრაფიული ზემოქმედების თეორიული გამოკვლევების ძირითადი შედეგები.

§3. ატმოსფეროს ჰაერის მასათა ტალღურ მოძრაობაზე ოროგრაფიის ფაქტორის გავლენის მოკლე დახასიათება.

თავი II ატმოსფერული მასების, ფრონტებისა და წყვეტის ზედაპირის დინამიკის მათემატიკური თეორია.

§ 1 ზოგადი თეორია.

§2 ატმოსფეროში გამყოფი ზედაპირების ძირითადი თვისებები.

§3 ჰაერის ორი სხვადასხვა თვისებების მასის გამყოფი ზედაპირის ჰორიზონტისადმი დახრის სიდიდის შეფასება.

თავი 3 ჰაერის ნაკადის ტურბულენტობისა და დედამიწის რელიეფის გავლენა ფრონტალური გამყოფი ზედაპირებისათვის.

§1 ტურბულენტური ნაკადის თავისებურებანი გამყოფი ზედაპირების სიახლოვეში.

§2 საკვლევ რეგიონზე ატმოსფერული პროცესების დინამიკა და მისი როლი ეკოლოგიურ პრობლემებში.

§3 ატმოსფერული მასების დინამიკაზე მთის მასივის გავლენის ანალიზი (ამიერკავკასიის მაგალითზე).

§4 მთის მასივის გავლენა ატმოსფერულ ტალღურ მოძრაობაზე.

§5 დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე ნალექების ინტენსივობის განაწილების სინოპტიკური თავისებურებანი.

დასკვნა.

გამოყენებული ლიტერატურა.

შესავალი

თემის აქტუალობა: დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე მრავალსახა პროცესების, დროის სხვადასხვა პერიოდით, ცვლილებების შესწავლა და ანალიზი იყო და რჩება კაცობრიობის ერთერთ აქტუალურ პრობლემად. პლანეტა დედამიწაზე სიცოცხლის გაჩენისთანავე დამყარდა ურთიერთ დამოკიდებულებანი მის მყარ ნაწილში, ჰიდროსფეროში, ატმოსფეროში და საერთოდ ორგანულ სამყაროსა და ბუნებაში მიმდინარე მოვლენებს შორის. ბუნება თვითონ ქმნის გარკვეულ პირობებს, რათა ცოცხალი ორგანიზმები უზრუნველყოფილი იყვნენ საარსებო პროდუქტებით. ამასთანავე ცოცხალი ორგანიზმებიც აქტიურ ზემოქმედებას ახდენენ დედამიწის სფეროების შემადგენლობაზე, ხელს უწყობს ორგანულ ნივთიერებათა დაგროვებას და სივრცულ გადანაწილებას. აღნიშნულ კავშირს ძირითადად განაპირობებს გლობალური და რეგიონალური კლიმატური პირობები და მიმდინარე ამინდის თავისებურებანი. აქედან გამომდინარე ცხადი ხდება ამინდითა და კლიმატით საზოგადოების დიდი დაინტერესება. ამინდი არის ადამიანსა და ბუნებაზე მუდმივმოქმედი ფაქტორი, რომელიც ცვლის ადამიანთა განწყობილებას, გავლენას ახდენს მათ შრომითუნარიანობაზე, და თვით სიცოცხლეზედაც კი.

ზემოთქმულიდან გამომდინარე, საინტერესოა და სასარგებლო ვიცოდეთ ამინდისა და კლიმატის განმსაზღვრელი მეტეოროლოგიური სიდიდეებისა და მოვლენების დღევანდელი რეალური სურათი. ამასთანავე, აუცილებელი ხდება აღნიშნული მოვლენების განსაზღვრული დროით წინასწარმეტყველება. ეს პირველ რიგში ეხება ატმოსფეროში სინოპტიკური ტალღების, ბუნების ცვლილების ჩასახვა-განვითარებას და სხვადასხვა ტიპის ბარიული წარმონაქმნების სიცოცხლისუნარიანობას. ამა თუ იმ ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების ბუნების განსაზღვრისათვის ძირითადია ჰაერის მასებისა, ფრონტებისა და ფრონტლური ზედაპირების თვისებების ცვლილების მიზეზების დადგენა-დაზუსტება. ეს განსაკუთრებით ეხება ისეთი რთულ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების მქონე ტერიტორიას, როგორცაა მთლიანად ამიერკავკასია და კერძოდ, საქართველო. თვით საქართველოს ტერიტორიაზე შემჩნეულია და დასაბუთებულია ამინდის პირობების მიხედვით ერთმანეთისაგან მკვეთრად

განსხვავებული რეგიონები. აღვნიშნავთ მარტო იმას, რომ გლობალური დათბობის ფონზე აღმოსავლეთ საქართველოში დაიკვირვება დათბობის, ხოლო დასავლეთში აცივების ტენდენცია. უკვე ცხადი ხდება, რომ ყოველდღიური ამინდის, და მისი სეზონური ცვლილების შესწავლა-წინასწარმეტყველება და დიაგნოსტიკა, მოცემულ რეგიონზე ატმოსფერული ტალღების (მასები) გადანაწილების ცოდნა არის მუდამ დროული და აქტუალური. ამრიგად, სადისერტაციო ნაშრომში დასმული ამოცანა გადაწყვეტის გზები და შედეგები პასუხობს საზოგადოების მოთხოვნას, და ერთხელ კიდევ ასაბუთებს სხვა ავტორების მიერ ამიერკავკასიის რეგიონისთვის დიაგნოსტიკის საფუძველზე მიღებულ დებულებას. .მოყვანილი მსჯელობიდან გამომდინარე თემის მიზანდასახულობა და აქტუალობა ცხადია.

სადისერტაციო ნაშრომის ძირითადი მიზანია: ატმოსფეროში ჰაერის ტურბულენტური დინების შემთხვევაში, ფრონტალური ზონის – წყვეტის ზედაპირების ბუნების განსაზღვრა, საქართველოს ტერიტორიაზე; სინოპტიკური მასშტაბის _ როსბის ტალღების მახასიათებლების შეფასება კავკასიის რეგიონის ფიზიკური რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით. დასავლეთ საქართველოს მიკროკლიმატური რეჟიმის დახასიათება. ამ მიზნით გამოიყენება ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა, სათანადო სასაზღვრო და საწყისი პირობებით, აგრეთვე მათემატიკური სტატისტიკის კანონები.

კვლევის მიზანი და ამოცანები:

* ატმოსფეროში ფრონტალური ზედაპირების ბუნების დაზუსტება, ჰაერის შემოჭრილ მასებში ტურბულენტური დინებების არსებობისას, სურამის ქედის გავლენის გათვალისწინებით.

* ფრონტალურ ზონაში ჰაერის ტურბულენტურ ნაკადში რელიეფის ჰორიზონდისადმი დახრის კუთხის გავლენის შეფასება და ანალიზი.

* საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს დინამიკის განტოლებების საფუძველზე ოროგრაფიული და სინოპტიკური ტალღების ფაზური სიჩქარის შეფასება და მისი

სიდიდის განსაზღვრა დედამიწის პარალელსა და მერიდიანის გასწვრივ რელიეფის მახასიათებელი პარამეტრებით.

* ბაროტროპიული ატმოსფეროს შემთხვევაში გეოპოტენციალის განსაზღვრისათვის ცნობილი გრინის ფუნქციის გამოთვლები და საპროგნოზო სიდიდეების დაზუსტება ოროგრაფიის გავლენის გათვალისწინებით.

* ატმოსფერული მასებისა და ფრონტების სეზონური კლასიფიკაცია დასავლეთ საქართველოსთვის სინოპტიკური შემოჭრების გათვალისწინებით, ძირითადი პარამეტრების განსაზღვრა ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიული განაწილების დიაგნოსტიკის მიზნით.

* დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე განლაგებული 8 მეტეოროლოგიური სადგურის მრავალწლიური მონაცემების გამოყენებით, რეგიონის მიკროკლიმატური რეჟიმის შეფასება.

მეცნიერული სიახლე:

* საქართველოს ტერიტორიაზე დაზუსტებულ იქნა ფრონტალური ზედაპირების ბუნება მიწისპირა ფენაში, ჰაერის შემოჭრილ ნაკადში, ტურბულენტობის გათვალისწინებით.

* ფრონტალურ ზედაპირებზე ნაკადის ტურბულენტური დინებისას გათვალისწინებულია ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხის ცვლილება. აღმოჩნდა, რომ კუთხის ზრდის მიხედვით ნაკადის სიჩქარე წყვეტის უბანზე იცვლება მცირედ, 4%-ის ფარგლებში. ასეთი შედეგი დაფიქსირებულია პირველად.

* შეფასებული და გაანალიზირებული იქნა საქართველოს ტერიტორიაზე სინოპტიკური და ოროგრაფიული ტალღების ფაზური სიჩქარის მნიშვნელობა, დედამიწის პარალელსა და მერიდიანის მიმართ რელიეფის დახრის მახასიათებელი პარამეტრების გათვალისწინებით.

* განსაზღვრულია ლიტერატურაში ცნობილი გრინის ფუნქციის მნიშვნელობები ატმოსფეროს გეოპოტენციალისათვის ბაროტროპიული გარემოს პირობებში, ოროგრაფიის გავლენის გათვალისწინებით. დადასტურებულ იქნა ის ფაქტი, რომ გავლენის ფუნქციები შედარებით დიდ სიდიდეებს ღებულობენ დასავლეთიდან და

ჩრდილი დასავლეთიდან შემოჭრებისას. ეს კი თეორიულად ამტკიცებს ოპერატიულ პრაქტიკაში ადრე შემჩნეულ მოვლენებს.

* მოხდენილია ატმოსფერული მასებისა და ფრონტების სეზონური კლასიფიკაცია, ძირითადი სინოპტიკური სიტუაციებისას. გაანგარიშებულია, ატმოსფერული ნალექების განაწილება დიაგნოსტიკის მიზნით; ძირითადი მეტეოროლოგიური სიდიდეები და მათი გრადიენტული მნიშვნელობები დასავლეთ საქართველოსათვის.

* მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდებზე დაყრდნობით, დასავლეთ საქართველოს რვა მეტეოროლოგიური სადგურის მრავალწლიური მონაცემების დამუშავებით და ანალიზით დაზუსტებული იქნა რეგიონის მიკროკლიმატური რეჟიმი. ატმოსფერული პროცესების დინამიკის გამოყენებით შეფასებული იქნა რელიეფის პარალელსა და მერიდიანის გასწვრივ გავლენის მახასიათებელი პარამეტრები და აღმოჩნდა, რომ ჰაერის მასები პარალელის გასწვრივ 1,5-ჯერ მეტ მანძილზე ვრცელდებიან, ვიდრე მერიდიანული მიმართულებით, რაც რეალურად დაიკვირვება.

საიმედობის ხარისხი:

დისერტაციაში ჩამოყალიბებული მეცნიერული დებულებები და გაკეთებული დასკვნები წარმოადგენენ დასაბუთებულ ფაქტებს. ამ ფაქტების უტყუარობა უზრუნველყოფილია სხვა ავტორების (როგორც საქართველოში ასევე მის გარეთ), მიერ და აღიარებულ შედეგებთან შესაბამისობით. დისერტაციაში ამოცანების ფიზიკურად გამართლებული დასმით და ადეკვატური მათემატიკური აპარატის გამოყენებით მიღებული დებულებების უმეტესობას, არა მარტო თეორიული, არამედ ოპერატიულ პრაქტიკაში გამოყენების მნიშვნელობა აქვს.

კვლევის მეთოდები:

შრომა განეკუთვნება როგორც ფუნდამენტალურ, ასევე გამოყენებით კვლევის კატეგორიას. დისერტაციაში შესრულებულია, როგორც თეორიული მნიშვნელობის საკითხები და ანალიზი, ასევე პრაქტიკული ღირებულების დებულებები. შესრულებულია შესაბამისი რიცხვითი გამოთვლები კარგად აპრობირებული

მეთოდებით. მოხდენილია მეტეოროლოგიური ელემენტების ველის სტატისტიკური ანალიზი, მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდების საფუძველზე. შემუშავებულია ცალკეული მითითებები და რეკომენდაციები. კვლევის ობიექტია საქართველოს ტერიტორიაზე და კერძოდ დასავლეთ საქართველოში განვითარებული ატმოსფერული პროცესების თავისებურებანი.

ნაშრომის პრაქტიკული ღირებულება:

სადისერტაციო ნაშრომში მიღებული შედეგები გამოყენებას პოვენს ატმოსფეროში სინოპტიკური ტალღების გავრცელების დადგენა_დაზუსტებაში, დედამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინების პირობებში.

ნაშრომის აპრობაცია:

სადისერტაციო ნაშრომში მიღებული ცალკეული შედეგები, კვლევის მეთოდები და შესაბამისი დასკვნები მოხსენიებული იქნა კონფერენციებზე და სამეცნიერო სემინარებზე. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მ. ნოდისას სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტის საქალაქო სემინარზე: "გეოფიზიკური და ეკოლოგიური პროცესების მათემატიკური მოდელირება" (2003წ. 13.06 და 2006წ. 19.05). ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის ფიზიკის მიმართულების ყოველწლიურ სამეცნიერო კონფერენციებზე (2001_2005წ.წ.). თსუ გეოფიზიკის გაფართოებულ სამეცნიერო სემინარზე (2006წ.) და ცალკეული ეტაპები ამავე კათედრის სემინარზე.

პუბლიკაცია:

შესრულებული და წარმოდგენილი ნაშრომის ძირითადი ნაწილი, მიღებული შედეგები და გაკეთებული დასკვნები გამოქვეყნებულია რეცენზირებად და საქართველოს სწავლულ ექსპერტთა საბჭოს მიერ რეკომენდირებულ ჟურნალებში ოთხი სტატიის სახით.

დისერტაციის სტრუქტურა და მოცულობა:

სადისერტაციო ნაშრომის შესრულების პერიოდში მოხმარებული მეთოდოლოგია, მიღებული შედეგები და დასკვნები წარმოდგენილია შესავალის, სამი თავისა და გამოყენებული ლიტერატურის სიისაგან, რომელიც შეიცავს 97 დასახელებას ქართულ, რუსულ და ინგლისურ ენაზე. საერთო მოცულობა შეადგენს 144 ნაბეჭდ გვერდს. ცხრილების რაოდენობაა 29, ნახაზებისა 15 – ს და სურათებისა კი _4.

ფორმულები ტექსტში დანომრილია თავების მიხედვით. პირველი ციფრი შეესაბამება თავის ნომერს, ციფრი წერტილის შემდეგ _მოცემულ თავში პარაგრაფის ნომერს, უკანასკნელი ციფრი _ ფორმულის ნომერს.

თავი I

საკითხის განვითარების მოკლე ისტორიული მიმოხილვა

§1 ჰაერის მასები და მათი ძირითადი კლასიფიკაცია

ატმოსფერო თავისი ფიზიკური მდგომარეობით ერთგვაროვანი არ არის. ეს განსაკუთრებით ატმოსფეროს ქვედა ნაწილზე – ტროპოსფეროზე ითქმის. აქ ყველაზე მეტად მჟღავნდება დედამიწის ზედაპირის გავლენა. დედამიწის ზედაპირი მზიდან სითბოს სხვადასხვა რაოდენობით იღებს; ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა ტროპოსფეროში წარმოშობს ფიზიკურად მკვეთრად განსხვავებულ ჰაერის მასებს. ჰაერის მასები თავიანთი ფორმირების პროცესში იღებენ იმ თვისებებს, რომელ გეოგრაფიულ პირობებშიც ისინი წარმოიშვნენ. მაგალითად, თუ ჰაერის მასა დიდი ხნის განმავლობაში იქნებოდა გრენლანდიის ყინულოვან პლატოზე, მაშინ იგი სრულიად სხვა თვისებებს შეიძენდა, ვიდრე ჰაერის მასა, რომელიც საჰარის უდაბნოში იწყებს ფორმირებას.

ერთი და იმავე ჰაერის მასის ფიზიკური თვისებები თითქმის ერთგვაროვნებით ხასიათდება; ეს ასე უნდა ყოფილიყო, რადგან მათი ფორმირების კერის ზედაპირი ხომ თითქმის ერთგვაროვანია (ზღვა, ხმელეთი, ყინული, უდაბნო და სხვა.).

ტროპოსფეროს შიგნით ასეთი ჰაერის მასები დიდ ტერიტორიას მოიცავს (მილიონი კმ²); ვერტიკალური მიმართულებით მათ შეიძლება სტრატოსფერომდეც კი მიაღწიონ.

ერთი ადგილიდან მეორეზე გადანაცვლებისას ჰაერის მასებს გადააქვს მათთვის დამახასიათებელი ამინდის პირობები. სხვადასხვა სეზონში ამა თუ იმ ტიპის ჰაერის მასის გაბატონებული მდგომარეობა ძირითადად განსაზღვრავს მოცემული რეგიონებისათვის დამახასიათებელ კლიმატურ რეჟიმს. მაშასადამე, ჰაერის მასების შესწავლა და კლასიფიკაცია ხდება მათი ფორმირების კერის გეოგრაფიული პირობების მიხედვით; აქედან გამომდინარე, არჩევენ ოთხი ტიპის ჰაერის მასას: [1,1',2,8,10,11,33]

1. **არქტიკულს** (ანტარქტიკულს), რომელიც წარმოიშობა პოლარული წრის გადაღმა არქტიკის (ანტარქტიკის) მუდმივი თოვლისა და ყინულის პირობებში;
2. **პოლარულს** – ზომიერი განედების ოკეანეების და კონტინენტების ზედაპირზე;
3. **ტროპიკულს** – ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყელის ოკეანეებსა 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.

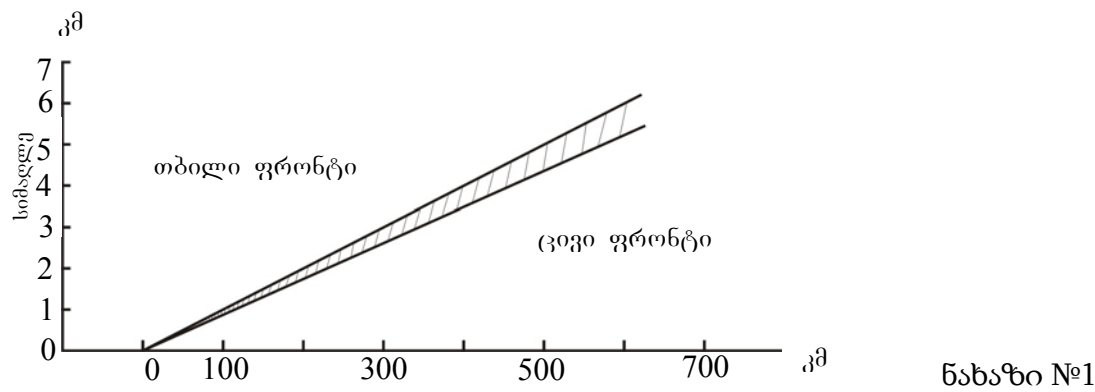
ჰაერის მასებს, რომელნიც გადაადგილდებიან ცივი ზედაპირიდან თბილისაკენ (მაღალი განედებიდან დაბალისაკენ). ცივი ჰაერის მასები ეწოდებათ. ცივი ჰაერი ახალ რაიონში აცივებას იწვევს, მაგრამ გზადაგზა თვითონაც განიცდის ქვედა ფენებში გათბობას. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება, წარმოიშობა მძლავრი კონვექციური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

ჰაერის მასება, რომელნიც გადაადგილდებიან თბილიდან ცივი ზედაპირისაკენ, თბილი მასები ეწოდებათ. თბილი ჰაერი მიწისპირა ფენებში ცივდება. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მცირდება, კონვექცია ძლიერ სუსტდება და ძირითადად ფენა ღრუბლები და ნისლი წარმოიშობა. Hჰაერის მასები, გარდა თერმოდინამიკური

დაყოფისა, მათი ფორმირების კერის ზედაპირის ხასიათის მიხედვით შეიძლება ზღვიურ დაკონტინენტურ ჰაერის მასებად დაიყოს. ასეთი დაყოფა ძირითადად შეეხება: არქტიკულ, პოლარულსა და ტროპიკულ ჰაერის მასებს.

ატმოსფერული ფრონტები. ჰაერის მასები ერთ ადგილას დიდხანს არ ჩერდება. ისინი გადაადგილდებიან ფორმირების კერებიდან საკმაოდ შორს, რის შედეგადაც განიცდიან ტრანსფორმაციას. ხშირად ერთი ტიპის ჰაერის მასა, თუ იგი დიდხანს გაჩერდება სხვა ადგილზე გარდაიქმნება მეორე ტიპად. [12,22,33,88]

თვითმფრინავით ან მატარებლით მგზავრობისას ხშირად მოწმენდილი ამინდიდან მოვხვდებით წვიმაში, ან პირიქით. არის ისეთი შემთხვევაც, როცა ამინდი არ იცვლება დიდი მანძილის გავლის დროს. პირველ შემთხვევაში ვხვდებით ერთი ტიპის ჰაერის მასიდან მეორეში, მეორე შემთხვევაში საქმე გვაქვს ერთგაროვან ჰაერის მასასთან. ჰაერის მასები მოძრაობის დროს ერთმანეთს ხვდებიან. ორი სხვადასხვა თვისების მქონე ჰაერის მასების გამყოფ ადგილს **ფრონტალური ზედაპირი** ან **ატმოსფერული ფრონტი** ეწოდება. ფრონტალური ზედაპირის გასწვრივ ჩვეულებრივ ხვდებიან თბილი და ცივი ჰაერის მასები. გარდამავალ ზონაში თავს იყრის ენერგიის დიდი რაოდენობა, ამიტომ აქ ატმოსფერული პროცესები აქტიურდება. ადგილი, სადაც ფრონტალური ზედაპირი ეყრდნობა დედამიწას **ფრონტის ხაზი** ეწოდება.

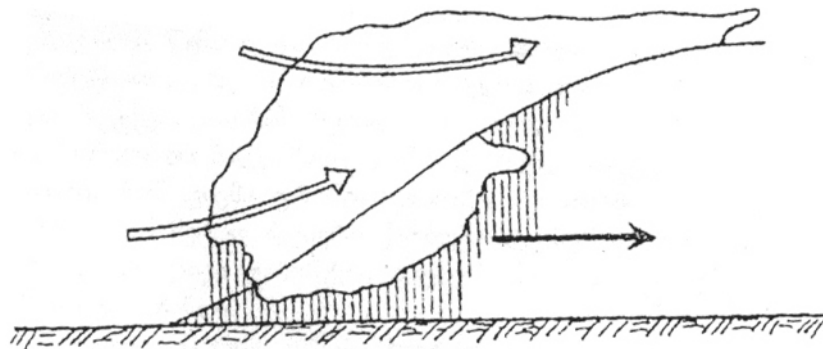


ფრონტალური ზედაპირი დედამიწის ზედაპირთან ყოველთვის დახრილია ცივი ჰაერისაკენ, ისე რომ, ცივი ჰაერი ფრონტალური ზედაპირის ქვევითაა მოქცეული, ხოლო, თბილი – ზემოთ. ფრონტალური ზედაპირის დახრის კუთხე მცირეა (ჩვეულებრივ 1°-ზე ნაკლებია).

ფრონტალური ზონის სიგანე მიწისპირა ფენებში ერთეულიდან რამდენიმე ათეულ კილომეტრზეა, სიმაღლე კი 10-11 კმ-მდე აღწევს. ხშირად იგი ტროპოპაუზამდე ადის.

იმის მიხედვით ორ ჰაერის მასას შორის რომელი უფრო აქტიურია, ფრონტი იქნება თბილი ან ცივი.

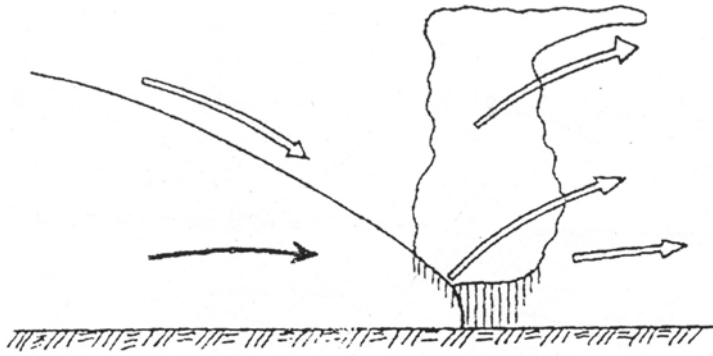
თბილი ფრონტი. წარმოვიდგინოთ, რომ თბილი, ჩვეულებრივ ტენიანი ჰაერის მასა დაეწია ცივ, მშრალ ჰაერის მასას, მათ გამყოფ ხაზს დედამიწის ზედაპირზე თბილი ფრონტი ეწოდება, რადგან თბილი ჰაერი ამ შემთხვევაში უფრო აქტიურია, ვიდრე ცივი. თბილი ჰაერი ადის მაღლა ცივი ჰაერის ზურგზე (ცივი ჰაერის სოლის გასწვრივ), აღმასრიალის გამო, თბილი ჰაერი ცივდება და ვითარდება ღრუბელთა მძლავრი სისტემა. სურათი 1.



სურათი 1

ფრონტის მიმართულება დაკავშირებულია იმ ჰაერის დინებასთან, რომელთაც ის ყოფს. ამ შემთხვევაში ცივი ჰაერი უკან იხევს და მის ადგილს იკავებს თბილი ჰაერის მასა. თბილი ფრონტის გავლა, რომელიმე პუნქტში იწვევს დათბობას, რადგან ცივი ჰაერის ადგილს იკავებს თბილი ჰაერის მასა.

თბილი ფრონტისათვის დამახასიათებელია წნევის დაცემა, თავისებური ტიპური ფრონტალური ღრუბლები და ნალექები. თბილი ფრონტის მოახლოების დროს პირველად ჩნდება ფრთისებრი ღრუბლები, რომლებიც სწრაფად გადადიან ფრთისებრ ფენა ღრუბლებში. ფრონტის შემდგომ მიახლოებასთან ერთად ფრთისებრი ფენა ღრუბლები გადადის მაღალგროვა ღრუბლებში, რომელიც იღებს ფენა წვიმის ღრუბლების სახეს.



სურათი 2

ამ ღრუბლებიდან გამოიყოფა გარემომცავი (გაბმული) წვიმა, ზამთარში _ თოვლი. ნალექები თბილი ფრონტის წინ მოდის. ნალექების ზონის სიგანე 300-400 კმ-მდე აღწევს. ფრონტის გავლის შემდეგ ნალექები წყდება, ცა იწმინდება, ატმოსფერული წნევა სუსტად, მაგრამ მაინც იზრდება, ქარი იცვლის მიმართულებას, როგორც წესი, იღებს სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებას, ტემპერატურა მკვეთრად იზრდება, რაც თბილი ამინდის მომასწავებელია.

ცივი ფრონტი. იმ შემთხვევაში, როცა ცივი ჰაერის მასა იჭრება თბილი ჰაერის ფარგლებში, მათ გამყოფ ხაზს მიწის პირთან **ცივი ფრონტი ეწოდება.** (სურ. 2). თბილი ჰაერი იხევს, ხოლო მას უკან მოყვება ცივი ჰაერი და იკავებს მის ადგილს. ამის გამო, ცივი ფრონტის გავლა ყოველთვის იწყებს აცივებას. ცივი ჰაერის მასა მოედინება თბილის ქვეშ, სოლივით იჭრება მასში და ენერგიულად სწევს მას მაღლა ფრონტალური ზედაპირის გასწვრივ. ამით ვითარდება ძლიერი აღმავალი დენა, იწყება ინტენსიური კონდენსაცია და ჩნდება ღრუბლები. ცივი ფრონტის ღრუბლებს და ნალექებს თბილ ფრონტთან შედარებით სხვა სახე აქვს. ცივი ფრონტის წინ წარმოიქმნება წვიმის გროვა ღრუბლები და ფრთისებრი ფენა ღრუბლები. ცივი ფრონტი უფრო ჩქარა მოძრაობს, ვიდრე თბილი ფრონტი, საშუალოდ 40-50 კმ საათში. რიგ შემთხვევებში, როდესაც ცივი ფრონტი საათში 100 კმ-ს გადის. ცივი ფრონტის გავლისას წყნარი და მოწმენდილი ამინდი იცვლება ღრუბლიანი და ნალექიანი ამინდით დამახასიათებელია თავსხმა წვიმა, ჭექა-ქუხილი და სეტყვა. მაგრამ წვიმამ გადაიღო აქა-იქ მტრედისფერმა ცამ გამოანათა და მალე მზეც გამობრწყინდა ეს ყველაფერი მაჩვენებელია იმისა, რომ ცივმა ფრონტმა გაიარა. ზამთარში ცივ ფრონტს მოაქვს თოვლი ან მეტად ძლიერი ქარბუქი,

ტემპერატურის მკვეთრი დაცემა. ზამთარში ცივი ფრონტის გავლის შემდეგ მყარდება უნალექო და ყინვიანი ამინდი.

თბილი ჰაერის მასის მდგრადობისას და ფრონტის მოძრაობის სიჩქარის მიხედვით, ცივი ფრონტი ორი სახისაა: **პირველი და მეორე გვარის**.

პირველი გვარის ცივი ფრონტი ნელა მოძრაობს, თბილი ჰაერი მაღლა შედარებით ნელა ადის, ღრუბლები თბილი ფრონტის ღრუბლების მსგავსია. **მეორე გვარის ცივი ფრონტი** წარმოიშობა მაშინ, როდესაც თბილი ჰაერი უფრო არამდგრადაა სტრატეფიცირებული, ვიდრე პირველი. აღმავალი დენა მხოლოდ ქვედა ნაწილებში ვრცელდება, ზევით ადგილი აქვს ჰაერის დაღმასრიალს. ეს ფრონტი სწრაფად მოძრაობს. ფრონტის იმ ნაწილს, სადაც ადგილი აქვს თბილი ჰაერის აღმასრიალს, **ანაფრონტი ეწოდება**. იმ ნაწილს კი, სადაც ადგილი აქვს დაღმასრიალს – **კატაფრონტი**. [88]

ჩვეულებრივ, ცივი ფრონტის სიჩქარე მეტია თბილი ფრონტის სიჩქარეზე, ამიტომ ხშირად ცივი ფრონტი ეწევა თბილ ფრონტს და ჩნდება საკმაოდ რთული ფრონტი, რომელსაც **ოკლუზია ეწოდება**. თბილი ჰაერი ამ შემთხვევაში ექცევა ორ ფრონტს შორის, იძულებულია აიწიოს მაღლა, ორივე ფრონტის ცივი ჰაერის მასა ერთდება და იკავებს თბილი ჰაერის ადგილს. **ოკლუზიის სახელწოდება** განისაზღვრება იმის მიხედვით, შეერთებული ჰაერიდან, რომელი უფრო თბილი აღმოჩნდება. თუ ცივი ფრონტის ცივი ჰაერი აღმოჩნდება უფრო თბილი, ვიდრე თბილი ფრონტის ცივი ჰაერი, მაშინ ჰაერი დაიწყებს მასზე აღმასრიალს ისევე, როგორც თბილი ფრონტის თბილ ჰაერს სჩვევია. ასეთ **ოკლუზიას თბილი ფრონტის ოკლუზია ეწოდება**.

თუ ცივი ფრონტის ცივი ჰაერი აღმოჩნდება უფრო ცივი, ვიდრე თბილი ფრონტის ცივი ჰაერი, მაშინ ასეთ **ოკლუზიას ეწოდება ცივი ფრონტის ტიპის ოკლუზია**.

ფრონტალურ ზონაში, სადაც ტემპერატურის გრადიენტი ძალიან დიდია, ჰაერის ნაკადებს მეტად დიდი სიჩქარე აქვს.

იგი სიმაღლეზე სწრაფად იზრდება და ტროპოპაუზის ფენაში მაქსიმუმს აღწევს. ჰაერის აღნიშნულ ნაკადს **ჰავლურ დინებას** უწოდებენ. მის ხაზს, რომელიც ავითარებს მაქსიმალურ სიჩქარეს, **ჰავლური დინების ღერძი** ეწოდება. ჰაერის სიჩქარე აქ 60-130 მ/წმ აღწევს.

იმ გარემოებათა გათვალისწინებით, რომ დისერტაციაში ფრონტალური ზედაპირები შესწავლილი იქნება სურამის ქედის გავლენის ფაქტორით და ამავე დროს ატმოსფერული პროცესების ტალღური ბუნება კი დახასიათებული იქნება საქართველოს ტერიტორიისათვის, მიზანშეწონილად მივიჩნიეთ აქ მოგვეყვანა მთელი კავკასიის, საქართველოსა და სურამის მასივის გეოგრაფიული დახასიათება:

კავკასიის ტერიტორია ფართობით 440 ათასი კმ², მოქცეულია შავი ზღვისა და კასპიის ზღვებს შორის. მთავარი კავკასიონი კავკასიას ყოფს იმიერკავკასიად (ჩრდილო კავკასია) და ამიერკავკასიად (სამხრეთ კავკასია). კავკასიონის აბსოლუტური სიმაღლე ზღვის დონიდან ცვალებადობს 28 მეტრიდან- 5642 მეტრამდე (იალბუზი, ქედები).

ამიერკავკასიის (საქართველოს) ძირითადი, ანუ პირველი თანრიგის ოროგრაფიული ერთეულები მსხვილი ალპური მორფოსტრუქტურების ნაწილებია. ეს ერთეულებია: 1. კავკასიონის მთიანეთი; 2. საქართველოს მთიანეთშორისი ბარი; 3. მცირე კავკასიონის მთიანეთი; 4. სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთი. ეს ცვლილებები გამოწვეულია შესაბამის ოროგრაფიისა და ჰიდრომეტეოროლოგიური პირობებით.

ამრიგად, ამ რეგიონის ცალკეული ქედების და მდინარეთა ხეობების ბუნების თავისებურებების ცოდნა აუცილებელი იქნება ატმოსფერული პროცესების დინამიკის შესწავლაში.

საქართველოს საზღვრებში შედის კავკასიონის შუა ნაწილი (უმთავრესად სამხრეთ კალთა), ამიერკავკასიის მთიანეთშორისი ბარის, მცირე კავკასიონისა და ამიერკავკასიის ზეგნის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილები. ჰიფსომეტრიული ნიშნულები რესპუბლიკის ტერიტორიაზე ნულიდან (შავი ზღვის სანაპირო) 5068-მდე (მწვერვალი შხარა) ცვალებადობს. სიმაღლეთა სხვაობა კავკასიონის მწვერვალებსა და უახლოეს (სწორხაზობრივად 9-16 კმ დაშორებული) დასახლებულ პუნქტებს შორის ზოგან 3000 მეტრი ჭარბობს (მწვერვალი დომბაი – ულგენი – სოფ: აჟარა, შხარა, უშგული, ბურცულა – ჭიორა, მყინვარწვერი – დაბა ყაზბეგი, ხოლო დარიალში 9 კმ მანძილზე 3500 მეტრს აღწევს (მყინვარწვერი სოფ: გველეთი). ანტიკავკასიონზე, რომელიც მოიცავს მცირე კავკასიონს და ამიერკავკასიის ზეგანს, ეს სხვაობა ნაკლებია 13 კმ-ზე 1600მ (მწვერვალი

დიდი აბული – ახალქალაქი). საქართველოს ზედაპირის საშუალო აბსოლიტური სიმაღლეა 1508 მ. (აღმოსავლეთ საქართველოში 1691მ, დასავლეთ საქართველოში 1314მ).

ლიხის ქედით ძირულის მასივით საქართველოს მთაშუეთი ან მთაშუა დეპრესია ოროგრაფიულად სამ სეგმენტად იყოფა. დასავლეთი ნაწილი უკავია კოლხეთის ბარს, აღმოსავლეთი ივერიის ბარს, ხოლო ცენტრალური, ამოზნექილი ნაწილი ქართლ-იმერეთის მაღლობს. ეს უკანასკნელი წარმოადგენს შავი და კასპიის ზღვების წყალგამყოფს. იგი ემთხვევა ლიხის ანუ სურამის ქედს, რომელიც აკავშირებს რაჭის ქედს აჭარა-იმერეთის (მესხეთის) ქედთან. ამგვარად, ლიხის ქედი წარმოადგენს კავკასიონისა და მცირე კავკასიონის მთათა სისტემების დამაკავშირებელ ხიდს. მაქსიმალური აბსოლიტური სიმაღლეები ზემო იმერეთის პლატოზე ფიქრდებიან ლიხის ქედისა და ძირულა – ჩხერიმელას წყალგამყოფის თხემურ ნაწილში, სადაც ცალკეული მთების (მწვერვალების) სიმაღლე ზღვის დონიდან 1200-1500 მ-ს აღწევს. პლატოს ზედაპირის დიდი ნაწილი 500-800მ აბსოლიტური სიმაღლეზე მდებარეობს.

ნიადაგური საფარი დასავლეთ კალთებზე ნეომომპალა კარბონატული, ყვითელწმინდა და წითელწმინდა კარბონატებითაა წარმოდგენილი, ხოლო ამაღლებულ ნაწილებში უმრავლესად ტყის- ნიადაგებით.

ჰიდრომეტეოროლოგიური მრავალწლიური ოპერატიული მონაცემების საფუძველზე მყარად არის დასაუთებელი, რომ ლიხის ქედი არსებითად ცვლის ჰაერის მასებში მიმდინარე პროცესებს ქედის ორივე მხარეს. დაიკვირვება მიკროცირკულაციური მოძრაობა, ჩაკეტილი გრიგალების წარმოშობა. ამ გრიგალებს უმეტეს შემთხვევაში დასავლეთის მხარეს აქვს ციკლონური ბრუნვა და აღმოსავლეთით კი, ანტიციკლონური. ამ პროცესებს თან ახლავს შესაბამისი სინოპტიკური სიტუაციები. დასავლეთით გრილი ჰაერის მასის დაბრუნება, ხოლო აღმოსავლეთის მხარეს ფიონური მოძრაობის გაგრძელება. კლიმატური თვალსაზრისითაც ლიხის ქედი წარმოადგენს კლიმატური ზონების გამყოფს. უფრო მეტიც, უკანასკნელი ეკოლოგიური მონაცემების მიხედვით გამოდის, რომ სურამის პლატო შეიძლება განხილული იქნას, როგორც ერთგვარი ეკოლოგიური საზღვარი.

§ 2. ატმოსფეროს პროცესებზე ოროგრაფიული ზემოქმედების თეორიული გამოკვლევების ძირითადი შედეგები

მრავალი თეორიული შრომები, რომლებიც დინამიკურ მეტეოროლოგიას შეეხება დამყარებულია იმ დაშვებაზე, რომ დედამიწის ზედაპირი არის ბრტყელი. ამასთანავე, მრავალრიცხოვანი და მრავალწლიური დაკვირვების მონაცემებმა აჩვენეს, რომ ფართომასშტაბიან ატმოსფერულ პროცესებზე არსებითად გავლენას ახდენენ მთები. როგორც დიდი ჰორიზონტალურად გავრცობის, ასევე შედარებით მცირე ლოკალური მთავრები. აქედან გამომდინარე, მთის გავლენის ეფექტის შესწავლა წარმოადგენდა (და დღესაც მნიშვნელოვანია) ატმოსფეროს ფიზიკის ერთ-ერთ მთავარ საკითხს. ბუნებრივია, მთის გავლენის შესწავლას ატმოსფერულ პროცესებზე აქვს არა მარტო თეორიული, არამედ გამოყენებითი მნიშვნელობა. ეს დაკავშირებულია თვითმფრინავების, შვეულმფრენების უსაფრთხო ფრენასთან, ამინდის ელემენტების პროგნოზის დაზუსტებასთან.

ფიზიკური თვისებების მიხედვით მთის წინააღმდეგობა და მათზე წარმოდგენილი პროცესები პირობითად შეიძლება დაიყოს სამ ჯგუფად: [23,24,25]

ა). მოკლე ტალღები; ბ). გრძელი ტალღები; გ). პლანეტალური ტალღები. მართლაც, მცირე მასშტაბის (100მ წინააღმდეგობები), მათზე გარდამავალი ჰაერის ნაკადი შეიძლება განვიხილოთ, როგორც ერთგვაროვანი უკუმშვადი სითხე, ასეთ ნაკადში დეფორმაცია გამოწვეული მთის გავლენით სწრაფად კლებულობს მანძილის მიხედვით და ქრება იმ მანძილზე, რომელიც წინააღმდეგობის რიგისაა. ასეთ პროცესებში, როგორც ფიზიკიდან ცნობილია, ძირითადი შინაგანი ძალა სიმძიმის ძალაა.

საშუალო მასშტაბების (10კმ) წინააღმდეგობები მოქმედებენ ვერტიკალურ სტრატეფიკაციაზე და ძირითადად განსაზღვრავენ მასათა ვერტიკალურ მდგრადობას, რომელიც ახასიათებს ერთეულოვან მასაზე მოქმედ ძალას. (იწვევს გადანაცვლებას ერთეულოვან მანძილზე). მთის გავლენით ვერტიკალურად გადაადგილებული ნაწილაკი არათუ სწრაფად უბრუნდება საწყის მდგომარეობას, არამედ ასრულებს მთელ

რიგ ტალღურ მოძრაობებს, წარმოიქმნება ე. წ. მთის ოროგრაფიული ტალღები (ბუნებით ეს ტალღები მიეკუთვნებიან გრავიტაციულს). [82].

რაც შეეხება დიდი მასშტაბის მთაგრეხილებს, როგორც არის კავკასიონი, ურალის ქედი (რუსეთში); კლდოვანი მთები (ჩრდილო-ამერიკაში); ანდი (სამხრეთ ამერიკაში); სკანდინავიის ქედი (სკანდინავიის ნახევარკუნძულზე), წარმოქმნიან გრძელ სინოპტიკური მნიშვნელობის ტალღებს. ასეთი მასშტაბის (100 კმ-ზე მეტი) ტალღების შეწავლისას დედამიწის ზედაპირი შეიძლება მიღებულ იქნას, როგორც სიბრტყე, რომელზედაც გავრცობილია მთის მასივები. ეს მასივები შეიძლება სტილიზირებული იყოს, როგორც სხვადასხვა სახის გეომეტრიული ფიგურები, მაგალითად, ჩრდილო კავკასიონი წარმოდგება სამკუთხა პირამიდის ფორმით, რომლის საშუალო სიმაღლე 4 კმ-ია და ჰორიზონტალური ზომები კი დედამიწის პარალელის გასწვრივ 1500 კმ, მერიდიანის გასწვრივ 160 კმ; სამხრეთ კავკასიონი უფრო მოსახერხებელია წაკვეთილი პირამიდის სახით იქნას წარმოდგენილი. მთის მასივების ოროგრაფიული გავლენა სინოპტიკურ პროცესებზე პირობითად იყოფა სამ ტიპად: 1. გრავიტაციული; 2. ინერციულ-გრავიტაციული; 3. სინოპტიკური ანუ როსბის ტალღები. ყველა ეს ტალღები თავისებურად მოქმედებენ იმ ატმოსფერულ პროცესებზე, რომლებიც ან აღნიშნულ ტერიტორიაზე იბადებიან ან მათზე ვრცელდებიან.

მეტეოროლოგიურ ასპექტში რელიეფის გავლენაზე პირველი თეორიული კვლევები მითითებულია პეკელსის [83] შრომაში. მან განიხილა ჰაერის ნაკადის მთის ზედაპირზე გარდენის სტაციონალური ამოცანა, გულისხმობდა მცირე ზომის მთებს და უშვებდა, რომ ატმოსფერო არის იდეალურ – ბაროტროპიული გარემო. შემდეგ აღსანიშნავია, ვინ-ის [82] შრომები, ხოლო მათი დასკვნები დამტკიცებული იქნა მრავალი დაკვირვების საფუძველზე ვაგნერის მიერ. [82]

ცალკე აღნიშვნას იმსახურებს 1937-38 წლებში კოჩინის [84,85] შრომები, რომლებიც იკვლევდა იმ ტალღებს, რომლებიც აღიძვრებოდა სხვადასხვა სიმკვრივის სითხეების გამყოფ ზედაპირზე, როცა ისინი გადაადგილდებოდნენ უსწორმასწორო (რელიეფურ) ფსკერზე. ამ ამოცანამ ჰპოვა გაგრძელება სწორედ დინამიკურ მეტეოროლოგიაში, სახელდობრ მთის გავლენის როლზე ზოგიერთი ღრუბლების [34]

ჩამოყალიბებაში. კოჩინი იხილავდა ბრტყელ ამოცანას, როცა ერთ ρ_1 – მუდმივი სიმკვრივის სითხე მოძრაობდა მეორე ρ_2 – სიმკვრივის სითხის გავლენის ქვეში. გამყოფ ზედაპირზე წარმოქმნილი ტალღები იყო მცირედი. (პატარა ამპლიტუდის).

ყველა განხილულ მაგალითში კოჩინმა მიიღო ერთნაირი შედეგი, სახელდობრ, თუ ქვედა სითხის ნაკადი ეჯახება რაიმე სახის წინააღმდეგობას, გამყოფი ზედაპირის წინ ტალღები თითქმის არ შეიმჩნევა. საწინააღმდეგოდ ამისა გამყოფი ზედაპირის მეორე მხარეს ნაკადი ღებულობს მკვეთრ ტალღურ სახეს. ამასთანავე, წინააღმდეგობებიდან დიდ მანძილზე ტალღები იძენენ სინუსოიდალურ ფორმას. კოჩინის ამ კვლევებში არსებითია ის გარემოება, რომ წინააღმდეგობის სიდიდე მიღებული იყო სასრულო ზომის და არა მცირე.

ყოფილი საბჭოთა სკოლის მეცნიერებიდან აღსანიშნავია დოროდნიცინის [86,87] ცდა, რელიეფის გარსდენისას კუმშვადი ჰაერის ყოფაქცევის ბუნების განსაზღვრისათვის. ამ შრომებში გამოყენებული იყო წრფივი თეორია ე. ი. რელიეფის უსწორმასწორობა ითვლებოდა მცირედ. მან აღმოაჩინა, რომ კუმშვადი ჰაერი ანუ ბაროკლინური ატმოსფერო თამაშობს გადამწყვეტ როლს ჰაერის ნაკადის მთის გარსდენის პერიოდში. აღმოჩენილი იყო, რომ მთის გავლენა ვრცელდება განსაზღვრულ სიმაღლემდე, შემდეგ ხდება ე. წ. “შემობრუნება”, რაც იმას ნიშნავს, რომ იქ, სადაც წინააღმდეგობა იზრდება ჰაერის ნაკადი ქვემოთ ეშვება და პირიქით, ამასთანავე, ასეთი ცვლილება ჰაერის ნაკადში შეიძლება მოხდეს არაერთხელ.

§3 ატმოსფეროს ჰაერის მასათა ტალღურ მოძრაობაზე ოროგრაფიის ფაქტორის გავლენის მოკლე დახასიათება

ათეული წლების განმავლობაში, დინამიკური მეტეოროლოგიის ძალისხმევა მიმართული იყო მთელი მეტეოროლოგიის (ასევე კაცობრიობის) ერთ-ერთი ურთულესი და უმნიშვნელოვანესი – ამინდის სხვადასხვა დროით წინასწარმეტყველების საკითხების გადაჭრაზე. ეს პრობლემა თავისებურ ინტერესს და განსაკუთრებულობას იძენდა და იძენს ლოკალურ_რეგიონალურ ფიზიკური პირობების გათვალისწინებისას.

მეცნიერთა ტიტანური შრომის შედეგად იქმნებოდა და დღესაც გრძელდება სულ ახალი და ახალი მიმართულების, ამინდის და ატმოსფეროს ცალკეული მოვლენების, რიცხვითი (ზუსტად, ჰიდროდინამიკური ან დინამიკური) მოკლევადიანი და შედარებით ხანგრძლივ დროით პროგნოზირებაში. [5,8,10,11,12,13,14].

იმ სხვადასხვა ფაქტორებიდან, რომლებიც ამინდის წინასწარმეტყველების ხარისხს ზრდიან ლოკალური პირობებიდან გამომდინარე უმნიშვნელოა დედამიწის რელიეფის გავლენა. რელიეფის გავლენის ფიზიკურ-დინამიკური ეფექტები, რომლებიც ცვლიან მეტეოროლოგიური ელემენტების ევოლუციის ხასიათს, დიდი ხანია მკვლევარ-მეცნიერთა ინტერესის სფეროში მოხვდა. ერთ-ერთი პირველი მკვლევარი ოროგრაფიული ფაქტორისა, გრძელტალღოვანი მეთოდით, ეკუთვნის ი. კიბელს [24]. შემდეგი გამოკვლევები შესრულებულია ა. დოროდიცინის [55]; გ. ბიკოვის [14,56]; ვ. სადოკოვის [24,53]; შ. მუსელიანის [37]; ვ. კოჟენიკოვის [66]; ს. ბუნიას [44]; რ. ნოზაძის [42]; ზ. ხვედელიძის [5,15,16]; თ. დავითაშვილის [48]; დ. დემეტრაშვილის [51]; ა. სურმავას [52]; რ. დანელიას [5,4]; ნ. ფავლენიშვილის [49] და სხვების მიერ იქმნებოდა და პრაქტიკაში რეალიზირებული ხდებოდა მრავალი სახის რიცხვითი სქემები რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით.

ცნობილია, რომ მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვალებადობაში დიდი განსხვავება გამოვლინდება ჰაერის მასები; ფრონტების; წყვეტის ზედაპირების; ციკლონების და ანტიციკლონების ზღვიდან ხმელეთზე დაბლობიდან მთიან რაიონებსა და პირიქით გადაადგილებისას. სხვადასხვა ზომისა და სისდიდის ზღვები, მდინარეთა ხეობები, წყალსაცავები (ტბები), დიდი ქალაქის კონფიგურაციები გავლენას ახდენენ მათ ზედაპირზე გადანაცვლებულ ჰაერის მასათა ტალღურ ბუნებაზე. თვით იმ ფაქტორების დასახელებაც კი, რომლებიც განაპირობებენ მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილების ხასიათს ხაზს უსვამს ადგილობრივი რელიეფური თავისებურებების მნიშვნელობას. როგორც ცნობილია, ასეთი ოთხი ძირითადი ფაქტორია: მასათა გადანაცვლება, ევოლუცია, დღედამური სვლა და ადგილობრივი პირობები.

მსოფლიოს მეცნიერთა დიდი ყურადღების ასპექტში, მეტეოროლოგიური სიდიდეების ევოლუციის შესწავლის საკითხებში, ფართო მონაწილეობას ღებულობენ

(უმეტესი მათგანი დღესაც აქტიურად მუშაობს) ქართველი მეცნიერები. ერთ-ერთი პირველი იყო პროფესორი ს. გუნია [44], რომელმაც შეიმუშავა დენის ფუნქციის გამოსათვლელი რიცხვითი სქემები ამიერკავკასიისათვის. რ. ნოზაძემ და მისმა თანამშრომლებმა დაამუშავეს ატმოსფერული წნევისა და ტემპერატურის რიცხვითი სტატისტიკური პროგნოსის სხვადასხვა ვარიანტები; ი. ჩოგოვამ და ბ. მიქაშვიძემ [43] შექმნეს ნალექების პროგნოზირების რიცხვითი სქემები, რომლებიც დანერგილი იყო ოპერატიულ პრაქტიკაში. ზ. ცქვიტინიძის სქემამ ნახევარსფეროსათვის (ბაროტროპიული მოდელი) [14,59,60]; ი. სულაქველიძის ნალექების პროგნოზის სქემა [29]; ატმოსფეროს გეოპოტენციალის პროგნოზური სქემა ბაროტროპიული ატმოსფეროსათვის, რომელშიც ოროგრაფიის გავლენა იყო ჩართული, შექმნეს და ოპერატიულ პრაქტიკაში დანერგეს ზ. ხვედელიძემ თ. დავითაშვილმა, პ. ჯანელიძემ [67, 68];

ზ. ხვედელიძისა და ზ. გეწაძის [69] სქემა. (თავისუფალ კონვექციაზე); ზ. ხვედელიძის ჯ. დოლიძის და დ. ჩიტალაძის შექმნილი ნალექების სინოპტიკურ-სტატისტიკური პროგნოზი აღმოსავლეთ საქართველოს რეგიონისათვის, რომელიც ამჟამად გადის ოპერატიულ საცდელ გამოცდას [46] ი. ალადაშვილის და ზ. ხვედელიძის მიერ ჰაერის მინიმალური ტემპერატურის განსაზღვრის მეთოდები [47]. ცალკე აღსანიშნავია ა. კორძაბიას [45], დ. დემეტრაშვილის, ა. სურმაგას[96], თ. იოსელიანის, გ. რობიტაშვილის [58], გ. ლაზარიევის და სხვათა შრომები, რომლებიც ეძღვნება ამიერკავკასიაზე მეტეოროლოგიური ელემენტებისა და ტალღური მოძრაობის ცვლილების შესწავლა-გაანალიზებას რიცხვითი მეთოდების საშუალებით.

ჰაერის მასათა გადაადგილებისას ატმოსფეროში ტალღური პროცესების, ფრონტებისა და ფრონტალური ზედაპირების თვისებები მკვეთრად არის დაკავშირებული ტურბულენტობასთან. სხვადასხვა მასშტაბების ხვეულები განუწყვეტლივ წარმოიშობიან ძირითადი მოძრაობის დარღვევის შედეგად. ნაკადიდან მოწყვეტის შემდეგ ხვეულები თავიანთი ენერჯის გამო ღებულობენ გამოკვეთილ ბუნებრივ სახეს და რა თქმა უნდა მოქმედებს, როგორც ძირითად ნაკადთან, ისე სხვა გრიგალურ წარმონაქმნებთან. ასეთი პროცესი გრძელდება მანამ, სანამ ხვეულების

ზომები იმდენად არ შემცირდება, რომ მათ შორის იმოქმედებს მოლეკულური ურთიერთქმედების ძალები, რის შედეგადაც ხდება ამ ხვეულების სრული დისოციაცია.

ტურბულენტური მოძრაობის ძირითადი როლი მდგომარეობს იმაში, რომ სწორედ მისი საშუალებით ხორციელდება ატმოსფეროსა და ხმელეთის ზედაპირს შორის მრავალსახა ურთიერთქმედება. აქედან გამომდინარე ტურბულენტობის მნიშვნელობა განსაკუთრებას იძენს ისეთი რთულ და ფიზიკურ გეოგრაფულ რეგიონებზე (ტალღური შეშფოთებების გადავლისას), როგორცაა საქართველოს ტერიტორია. ეს ტერიტორია დასერილია ასობით მდინარის ხეობებით, ათეულ მთათა სისტემით, მნიშვნელოვანი დაბლობებით, ტყის დიდი მასივით, თოვლიანი ზედაპირებით და ზღვის უშუალო სიახლოვით. ამიტომ ტურბულენტური მოძრაობის მათემატიკური აღწერა და მისი გათვალისწინება ჰიდროდინამიკის განტოლების ამოხსნაში, უთუოდ დააზუსტებს რელიეფური ფაქტორების გავლენის ბუნებას. ტურბულენტობის თეორიის განვითარებაში და მისი ატმოსფერული პროცესების შესწავლა-გამოყენებაში დიდი წვლილი მიუძღვის ი. კოლმოგოროვს, ა. ოზუხოვს, დ. ტეილორს, ა. მონის და სხვებს [5,9,31,25,63] გარკვეულწილად ეს პრობლემა დასმულია ჩვენს ნაშრომში- ტურბულენტური ნაკადის წყვეტის ზედაპირზე გადასვლისას მთიან რეგიონზე და წარმოადგენს ლოკალური ატმოსფერული პროცესების შესწავლის ერთ-ერთ მთავარ მიზანს (ზ. ხვედელიძე, რ. ჩახაია [70]).

ატმოსფეროს ფიზიკის ერთ-ერთ ძირითად საკითხს წარმოადგენს გამომსხივებელი “საგები” ზედაპირისა და თავისუფალ ატმოსფეროს შორის ენერჯის გაცვლის მექანიზმის შესწავლა, ჰაერის მასათა ტრანსფორმაცია, ტურბულენტური შერევა, ხახუნის გამო მექანიკური ენერჯის დაკარგვა, მოკლე ტალღოვანი რადიაციის გადასვლა გრძელტალღოვანში და სხვა დინამიკური პროცესები მიმდინარეობს წორედ ამ ფენაში [23,74]

ფართომასშტაბიანი ატმოსფერული მოძრაობის გათვალისწინებით უკვე დადგენილია, რომ ცალკეული ფრონტალური ტალღა შესაძლებელია რამოდენიმე დღე-ღამის ან კვირის განმავლობაში ჩამოყალიბდეს და მოთავსებული იყოს ლოკალურ რეგიონზე, როგორც არის მთელი საქართველო ან მისი დასავლეთი ან აღმოსავლეთი

ტერიტორია. ასეთი მოვლენები კი კარგად დაიმზირება ხელოვნური თანამგზავრებიდან. ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების ტალღური ბუნება ნათლად ჩანს ღრუბელთა სისტემის თანამგზავრული სურათების ანალიზიდან [16,30,36]. ზოგიერთ შემთხვევაში სხვადასხვა ტიპის ტალღების პერიოდი არის სამი-ხუთი დღე-ღამე და ისინიც გავრცობილი არიან მთავარი კავკასიონის გასწვრივ [16,73,74]. ყოველივე ზემოთ მოყვანილი გვაიძულებს უფრო დეტალურად ყოფილიყო შესწავლილი საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების ტალღური ხასიათი, რაც ნაწილობრივ მოყვანილია ჩვენს ნამუშევარში.

თავი II

ატმოსფერული მასების, ფრონტებისა და წყვეტის ზედაპირის დინამიკის მათემატიკური თეორია

§ 1 ზოგადი თეორია

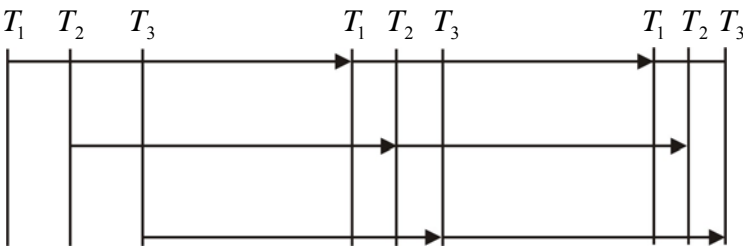
ყოველდღიური სინოპტიკური პრაქტიკიდან, დიდი ხნით ადრე (დაახლოებით 200 წელი), შემჩნეული იყო სხვადასხვა თვისების ატმოსფერული მასები ერთმანეთისგან გამოყოფილია “ვიწრო” ზონით. ამ ზონაში ხდება მეტეოროლოგიური ელემენტების ნახტომისებური – მკვეთრი ცვლილება და მათ, როგორც ეს აღნიშნული იყო I თავის 1 პარაგრაფში გარდამავალ ზონებს უწოდებდნენ. მშკაცრი მოთხოვნით ატმოსფეროში წყვეტა არ არსებობს ისე, რომ მოყვანილი განმარტება გარკვეული ზომით იდეალიზირებულია. ასე თუ ისე ხშირად ატმოსფეროში ადგილი აქვს შედარებით ვიწრო ზოლში ტემპერატურის დიდ გრადიენტს და მას აქვს იდეალიზირებული ზონის მთელი რიგი თვისებები. ამ თვისებებს თანდათანობით განვიხილავთ, თავდაპირველად შევხებით იმ პროცესებს, რომლებიც ახდენენ ატმოსფეროში ასეთი “ფრონტების” წარმოშობას.

ჯერ კიდევ ბერჟერონმა [1,1'] შემოიტანა ფრონტოგენეზისა (ახალი ფრონტების წარმოქმნის) და ფრონტოლიზის (ფრონტების დაშლის – შესაბამისი მეტეოროლოგიური ელემენტების გრადიენტების შესუსტება) ტერმინები. შემდეგ ამ ცნებების შინაარსი გაფართოებულ იქნა სამგანზომილებიან ველებისათვის პეტერსონის მიერ. [2]

მოყვანილი განმარტებების თანახმად ველის S – სკალარული მახასიათებლისათვის ფრონტოგენეტიკური F ფუნქცია მოიცემა ასე:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla s|; \nabla s = \frac{\partial s}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial s}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial s}{\partial z} \vec{k} \quad /2.1.1/$$

აქ x, y, z – საკოორდინატო ღერძებია, $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$ – ერთეულოვანი ვექტორები შესაბამისი მიმართულებით. თუ $F > 0$ ადგილი ექნება ფრონტის წარმოქმნას და თუ $F < 0$ ფრონტის დაშლას. ორგანოზომილებიან შემთხვევაში იმ ხაზს, რომლის გასწვრივ F – ფუნქცია მაქსიმალურია ეწოდება ფრონტოგენეზის ხაზი. სქემატურად ეს ნახაზი მოცემულია №2 - ზე, სამგანზომილებიანში ზედაპირი მიიღება და ამას ფრონტოგენეზის ზედაპირი ეწოდება. დაკვირვების მასალების დამუშავებით ნათელია, რომ წყვეტის ზედაპირზე ტემპერატურის ნახტომს აქვს ყველაზე მეტი მნიშვნელობა (სხვა მეტეოროლოგიური ელემენტების მიმართ ამიტომ შემდეგში მსჯელობას ჩავატარებთ მხოლოდ ტემპერატურაზე)



ნახაზი 12

ტემპერატურის ჰორიზონტალური ველის ფრონტოგენეზი.

ფრონტების წარმოშობა ან ქრობა, როდესაც სწრაფად მიმდინარეობს, მაშინ საკმარისი სიზუსტით შეიძლება მივიღოთ პროცესი ადიაბატურად, ამიტომ ჰაერის ინდივიდუალური ნაწილაკი შეინარჩუნებს პოტენციალურ ტემპერატურის (აორთქლებისა და კონდენსაციის პროცესები მხედველობაში არ მიიღება). მშორეს მხრივ, ძლიერი კონდენსაციის დროს მიზანშეწონილია ვისარგებლოთ სველი თერმომეტრის ჩვენებებით: θ პოტენციალური ტემპერატურისათვის გვექნება:

$$F = \frac{d|\nabla\theta|}{dt} = \frac{1}{2|\nabla\theta|} \frac{d(\nabla\theta \times \nabla\theta)}{dt} = N_0 \frac{d(\nabla\theta)}{dt}, \quad /2.1.2/$$

სადაც N_0 არის $\nabla\theta$ -ს მიმართულებით ერთნულოვანი ვექტორი ეილერის სიმბოლოს გამოყენებით

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + c\nabla f$$

(f - ნებისმიერი მეტეოროლოგიური ელემენტი) გვექნება:

$$\begin{aligned} \frac{d(\nabla\theta)}{dt} &= \frac{\partial(\nabla\theta)}{\partial t} + u \frac{\partial(\nabla\theta)}{\partial x} + v \frac{\partial(\nabla\theta)}{\partial y} + w \frac{\partial(\nabla\theta)}{\partial z} = \\ &= \nabla\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right) + \nabla\left(u \frac{\partial\theta}{\partial x}\right) + \nabla\left(v \frac{\partial\theta}{\partial y}\right) + \nabla\left(w \frac{\partial\theta}{\partial z}\right) - \frac{\partial\theta}{\partial x} \nabla u - \frac{\partial\theta}{\partial y} \nabla v - \frac{\partial\theta}{\partial z} \nabla w = \\ &= \nabla\left(\frac{d\theta}{dt}\right) - \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \nabla u + \frac{\partial\theta}{\partial y} \nabla v + \frac{\partial\theta}{\partial z} \nabla w\right). \end{aligned}$$

/2.1.3/

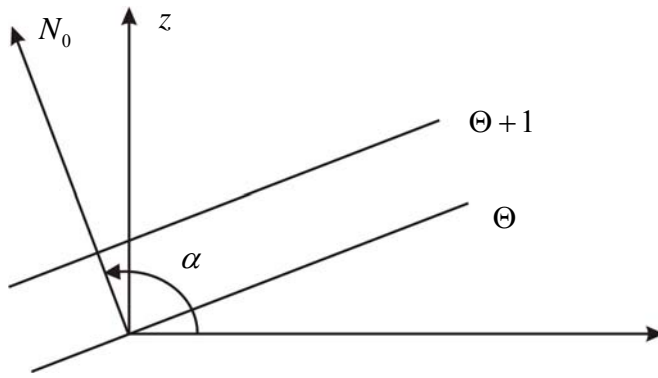
გამოსახულება /2.1.2/-ის გათვალისწინებით /2.1.3./ ასე გადაიწერება:

$$F = N_0 \nabla\left(\frac{d\theta}{dt}\right) - N_0 \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \nabla u + \frac{\partial\theta}{\partial y} \nabla v + \frac{\partial\theta}{\partial z} \nabla w\right) \quad /2.1.4/$$

მივმართოთ oy ღერძის პოტენციალური ტემპერატურის შემცირების მიმართულებით, მაშინ ox ღერძი იქნება პარალელური მოცემულ (განსაზღვრულ) დონეზე, ერთნაირი მნიშვნელობის პოტენციალური ტემპერატურის ხაზებისა. კოორდინატთა სისტემის ასეთი არჩევით, რომ $\frac{\nabla\theta}{\partial x} = 0$ და $\frac{\partial\theta}{\partial y} < 0$, ამასთანავე როგორც

ნახ. 3-დან ჩანს

$$N_0 = j \cos \alpha + k \sin \alpha \quad /2.1.5/$$



ნახაზი №3

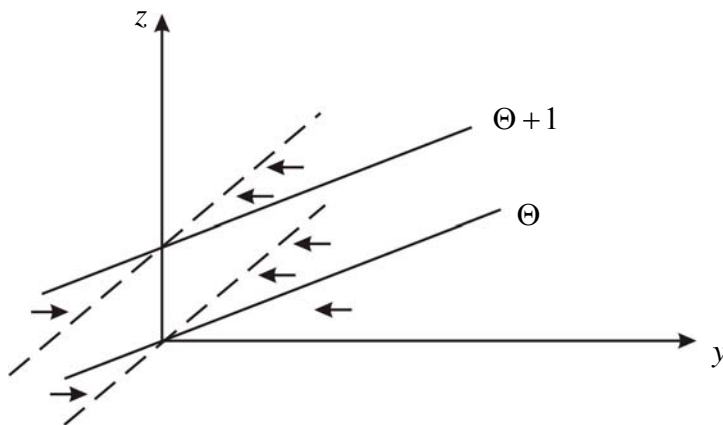
მივიღოთ დაშვება პოტენციალური ტემპერატურის კონსერვატიულობისა, ე. ი.

$$\frac{d\theta}{dt} = 0$$

და ფორმულა /2.1.4/- დან გამოვირიცხოთ N_0 /2. 1. .5/-ის გამოყენებით, მაშინ ჩვენ შეგვიძლია ფრონტოგენეტიკური ფუნქცია F წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

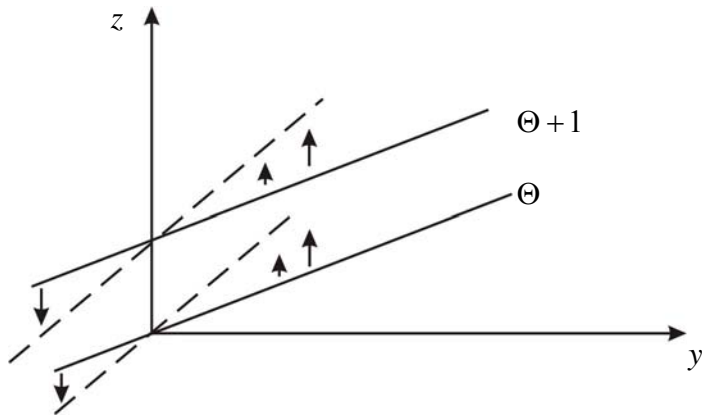
$$F = -\left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y}\right) \cos \alpha - \left(\frac{\partial\theta}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z}\right) \sin \alpha \quad /2.1.6/$$

F ფრონტოგენეტიკურ პროცესებში /2.1.6/ ფორმულის ცალკეული შესაკრების როლის შეფასებაში მივმართოთ შემდეგ სქემას ნახ. №4



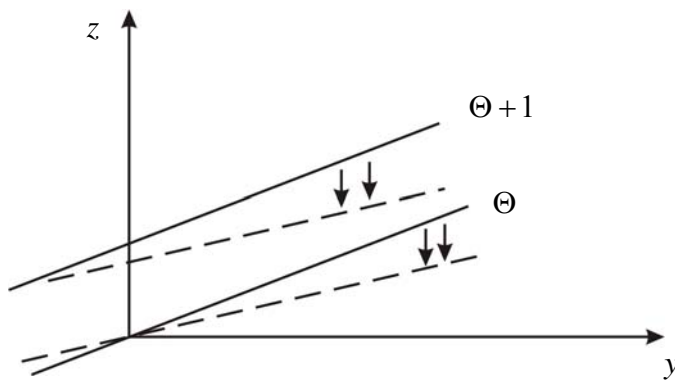
ა)

ნახაზი №4



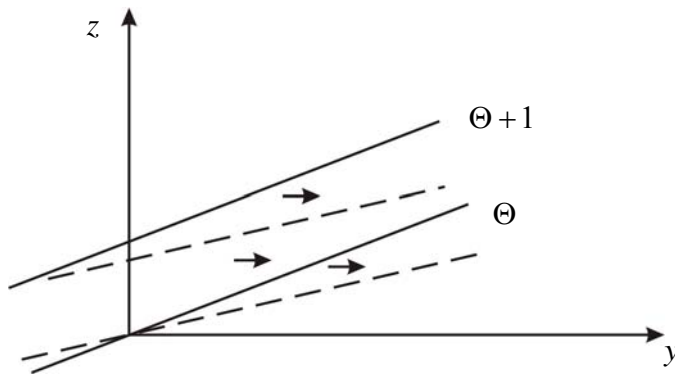
ბ)

ნახაზი №4



გ)

ნახაზი №4



დ)

ნახაზი №4

ამ სქემაზე ნაჩვენებია ფრონტოგენური ფუნქციის თითოეული შესაკრების გავლენა. H ჰორიზონტალური ისარი მიუთითებს სიჩქარის V - კომპონენტს, ხოლო ვერტიკალური W -ს. ყველა მაგალითი აღებულია ისე, რომ $F > 0$, პირველი ორი ა და ბ შეესაბამება პოტენციური ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტის ცვლილებას,

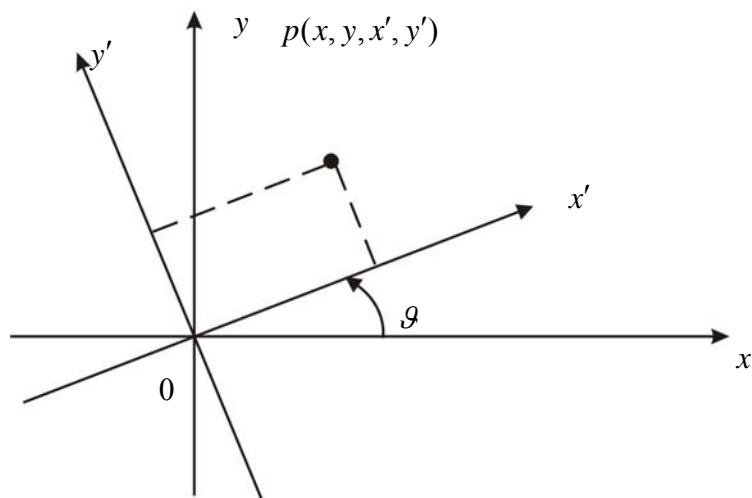
ხოლო ორი გ და დ ვერტიკალურ გრადიენტს. ამრიგად, ა. და ბ. შემთხვევაში ვითარდება ფრონტოგენეზი ჰორიზონტალურ ზედაპირებზე და გ. და დ. შემთხვევაში ვერტიკალურ სიბრტყეში.

ამ სისტემიდან ჩანს, რომ ფრონტოგენეზის განმარტებას მივყავართ ინვერსიული ნალექების წარმოქმნის ($W < 0$), ამავე დროს ჰაერის დაღმავალი მოძრაობისას მოღრუბლულობა როგორც წესი არ გვაქვს. ასეთ ინვერსიას სინოპტიკურ მეტეოროლოგიაში არ უწოდებენ ფრონტებს, ვინაიდან ფრონტი ჩვეულებრივ დაკავშირებულია ღრუბლიანობის და ნალექების მოსვლასთან.

ახლა განვიხილოთ ქარის სიჩქარის ველი რაიმე P წერტილის მიდამოში. სიჩქარის კომპონენტები ნებისმიერ x, y, z წერტილში შეიძლება წარმოვადგინოთ ტეილორის მწკრივის სახით [3, 72]

$$\begin{aligned}
 u &= u_0 + \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_0 x + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_0 y + \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_0 z + \dots \\
 v &= v_0 + \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_0 x + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_0 y + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_0 z + \dots \\
 w &= w_0 + \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_0 x + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)_0 y + \left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)_0 z + \dots
 \end{aligned}
 \tag{2.1.7}$$

სადაც u_0, v_0, w_0 არის სიჩქარის კომპონენტები P – წერტილში, სადაც მოთავსებულია კოორდინატა სათავე. მაღალი რიგის წარმოებულები შეიძლება უგულველვყოთ და შემოვისაზღვროთ ე.წ. სიჩქარის წრფივი ველით. კოორდინატა სისტემა ისე არის შერჩეული, რომ /2.1.7/ ფორმულამ მიიღოს შედარებით მოხერხებული სახე. სიმარტივისათვის შემოვისაზღვროთ ორგანზომილებიანი შემთხვევით. გადავიდეთ ახალ კოორდინატა სისტემაში x', y' .



ნახაზი №5

საწყისი სისტემა მოვაბრუნოთ ϑ კუთხით, როგორც ეს სურ. №5-ზე ჩანს. ძველ და ახალ კოორდინატებს შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება [13, 63, 72]

$$\begin{aligned} x' &= x \cos \vartheta + y \sin \vartheta \\ y' &= -x \sin \vartheta + y \cos \vartheta \end{aligned} \quad /2.1.8/$$

სიჩქარის კომპონენტები კი ასე გამოისახება:

$$\begin{aligned} u &= u' \cos \vartheta - v' \sin \vartheta \\ v &= u' \sin \vartheta + v' \cos \vartheta \end{aligned} \quad /2.1.9/$$

ამ გარდაქმნებით გამოდის, რომ სიჩქარის დივერგენცია (D) და გრიგალი (Ω) ინვარიანტულია: მართლაც,

$$\begin{aligned} D &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \\ \Omega &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v'}{\partial x'} - \frac{\partial u'}{\partial y'} \end{aligned} \quad /2.1.10/$$

სიჩქარის წრფივი ველისთვის წარმოებულები მუდმივია. ეგ. ი.

$$\frac{\partial v'}{\partial x'} + \frac{\partial u'}{\partial y'} = 2d; \quad \frac{\partial u'}{\partial x'} - \frac{\partial v'}{\partial y'} = 2a. \quad /2.1.11/$$

ამოგზნათ /2. 1. 10/ და /2. 1. 11/ წარმოებულების მიმართ გვექნება:

$$\frac{\partial u'}{\partial x'} = a + b \quad /2.1.12/$$

$$\frac{\partial u'}{\partial y'} = -\frac{\Omega}{2}; \quad \frac{\partial v'}{\partial x} = \frac{\Omega}{2}; \quad \frac{\partial v'}{\partial y'} = b - a \quad /2.1.13/$$

ახალ სისტემაში სიჩქარის კომპონენტები შეიძლება წარმოვადინოთ /2. 1. 7/ მწკრივის საშუალებით და მივიღებთ (შტრიხები მხედველობაში არ არის)

$$\begin{aligned} u &= u_0 + (a + b)x - \frac{\Omega}{2} y, \\ v &= v_0 + \frac{\Omega}{2} x + (b - a)y \end{aligned} \quad /2.1.14/$$

წრფივი მოდელის დროსაც სიჩქარეს შეიძლება ჰქონდეს სხვადასხვა კონფიგურაციის დენის ხაზები. მაგალითისათვის წმინდა გადატანითი მოძრაობისას ($u = u_0; v = v_0$) დენის ხაზები განისაზღვრება შემდეგი დიფერენციალური განტოლებით [13]

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{v_0}{u_0}$$

რომელსაც აქვს შემდეგი ამონახსნი:

$$y = \frac{v_0}{u_0} x + const$$

ეს განტოლება კი შეესაბამება პარალელური წრფეების ერთობლიობას. ასევე შეიძლება აიხსნას დევერგენციის, დეფორმაციის, ბრუნვის შემთხვევები [33] და ზოგადად ყველა შემთხვევის (ტიპის) ერთიანობა.

მივიღოთ სიჩქარის წრფივი ველი და ტემპერატურის კონსერვატიულობა $\left[\frac{dT}{dt} = 0 \right]$

და გავარკვიოთ ფრონტოგენეტიკური ფუნქციის ხასიათი. მოყვანილ დაშვებებში /2.1.4/ ფორმულას ექნება სახე:

$$F = -N_T \left(\frac{\partial T}{\partial x} \nabla_H u + \frac{\partial T}{\partial y} \nabla_H v \right) \quad /2.1.15/$$

კოორდინატთა ღერძები ისე იქნას შერჩეული, რომ ქარის სიჩქარის ველი წარმოდგებოდეს /2.1.4/ ფორმულებით. აუცილებელია იმავე კოორდინატებში გამოისახოს ტემპერატურის ველიც. დავუშვათ, β იყოს კუთხე ox ღერძსა და ტემპერატურის გრადიენტს $\nabla_H T$ შორის, მაშინ

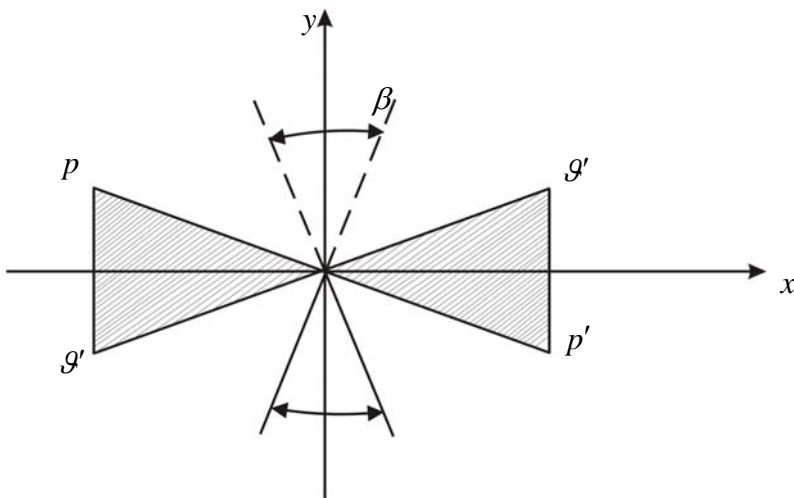
$$\frac{\partial T}{\partial x} = |\nabla_H T| \cos \beta; \quad \frac{\partial T}{\partial y} = |\nabla_H T| \sin \beta \quad /2.1.16/$$

ჩავსვათ /2.1.14/ და /2.1.16/, /2.1.15/ - ში გვექნება:

$$F = -(\cos \beta i + \sin \beta j) |\nabla_H T| \left\{ \cos \beta \left[(a+b)i - \frac{\Omega}{2} j \right] + \sin \beta \left[\frac{\Omega}{2} i + (b-a)j \right] \right\} = /2.1.17/$$

$$= |\nabla_H T| [(a+b) \cos^2 \beta + (b-a) \sin^2 \beta] = -|\nabla_H T| (a \cos 2\beta + b)$$

მიღებული დამოკიდებულებიდან გამომდინარეობს, რომ სიჩქარის ორგანზომილებიანი წრფივი ველი ფრონტოგენეზის ან ფრონტოლიზის დროს შეიძლება გავლენას ახდენდეს მხოლოდ დეფორმაციაზე ან დივერგენციაზე. ცხადია, რომ კონვერგენცია ($b < 0$) ხელს უწყობს ფრონტოგენეზს და დივერგენცია ($b > 0$) – ფრონტოლიზს. დეფორმაციის გავლენა ფრონტოგენეზზე დამოკიდებული იქნება β კუთხეზე.



ნახ. №6

ფრონტოგენეტიკური სექტორი $F > 0$.

ნახაზი №6-ზე სიბრტყე გამოყოფილია PP' და QQ' ხაზებით. ფრონტოგენეზისა და ფრონტოლიზის სექტორებად (დამოკიდებულია იმისა თუ როგორ არის ორიენტირებული იზოთერმები ამ სექტორების გამოყოფი საზღვრის მიმართ). /2.1.17/-დან ჩანს, რომ ქარის ვეილს ნებისმიერი მნიშვნელობისათვის, როცა $b < a$, გვექნება β კრიტიკული მნიშვნელობა $\beta_{კრ}$, რომლის დროსაც $F = 0$; მართლაც თუ გვექნება $F = 0$ ანუ

$$\beta_{კრ} = \frac{1}{2} \arccos\left(-\frac{b}{a}\right) \quad /2.1.18/$$

თუ იზოთერმის მიმართულება მოხვდება დაშტრიხულ სექტორში, მაშინ ადგილი ექნება ფრონტოგენეზს, საწინააღმდეგო შემთხვევაში ფრონტოლიზს. წყვეტილი ხაზები, რომლებიც PP' და QQ' ხაზების მართობულებია შესაბამისად განსაზღვრავს β კუთხის ცვლილების დიაპაზონს და როცა β ამ სექტორში გვექნება ფრონტოგენეზი. ნულოვანი დივერგენციის დროს ($b = 0$) ფრონტოგენეზის და ფრონტოლიზის სექტორები ერთნაირია. ამრიგად, იზოთერმების ორიენტაცია ox - ღერძიდან 45° იან სექტორში არის ფრონტოგენეტიკური. ზოგად შემთხვევაში დივერგენცია ($b > 0$) იწვევს ფრონტოგენეზის სექტორის შემცირებას ფრონტოლიზის სექტორთან შედარებით, ხოლო კონვერგენცია (პირიქით).

უკანასკნელი 50 წლის განმავლობაში მრავალი მეცნიერი ცდილობდა რიცხოზობრივად შეესაბამებინათ ის ფაქტორები, რომლებიც ხელს უწყობენ ფრონტოგენეზს. მიღებულია შემდეგი შეფასება: დედამიწის ზედაპირთან ახლოს (მიწისპირა ფენაში), ასევე მაქსიმალური ქარის სიჩქარის დონეზე (300-200მმ) შედარებით მნიშვნელოვანია ჰორიზონტალური გადატანის პროცესები; საშუალო ტროპოსფეროში (500მმ) დიდი ჰორიზონტალური გრადიენტის წარმოქმნისათვის თითქმის იგივე მნიშვნელობა აქვს ჰაერის ვერტიკალურ მოძრაობას; ასევე დადგინდა, რომ ტემპერატურის საშუალო გრადიენტის მატება, დედამიწის ზედაპირიდან 700მმ-ის დონემდე ჰაერის ფენაში, დაკავშირებულია 700მმ-იან დონეზე ქარის სიჩქარის გაზრდასთან. [5. 41. 75]

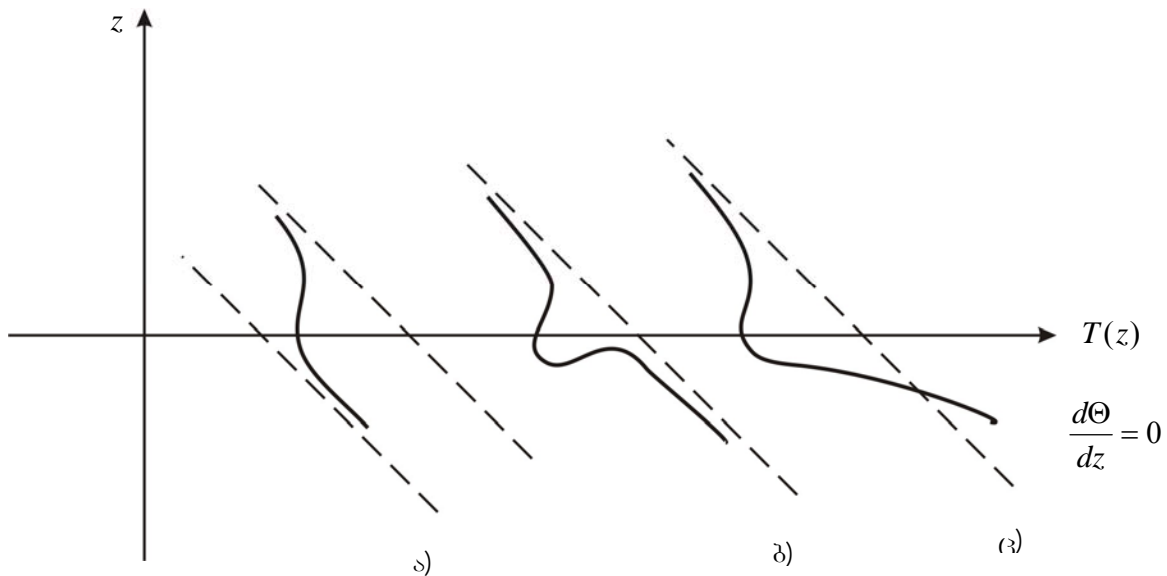
ასეთია ფრონტოგენური მოვლენების ზოგადი ბუნება, ცხადია იგი გამოყენებული იქნება ფრონტების ჩამოყალიბებაში საქართველოს ტერიტორიაზედაც, წყვეტის ზედაპირის შეფასების მიზნით – კერძოდ, სურამის პლატოს მიდამოებში.

§2 ატმოსფეროში გამყოფი ზედაპირების ძირითადი თვისებები

აეროლოგიური დაკვირვების ანალიზი აჩვენებს, რომ ატმოსფეროში არსებობს სხვადასხვა თვისების მქონე ჰაერის მასებს შორის ვიწრო ზოლი (სიგრძით ასეული და სიგანით ერთეული კილომეტრებია) სადაც ერთი ან რამდენიმე მეტეოროლოგიური ელემენტი განიცდის ნახტომისებურ ცვლილებას. ეს ზონა დახრილია დედამიწის ზედაპირისადმი და ხშირად უწოდებენ მეტეოროლოგიური ელემენტების სწრაფი ცვლილების ზონას. ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების (ტემპერატურის ქარი, სიმკვრივე, ტენიანობა) გრადიენტები ზონის მართობული მიმართულებით (როგორც უკვე იყო აღნიშნული თავი II §1-ში), რამდენიმე რიგით აღემატება მათ ჩვეულებრივ სიდიდეს. ვინაიდან ასეთი დონის სიგანე ხშირად ასეული მეტრია, ამიტომ მიზანშეწონილია მათი სტილიზაცია განხილულ იქნას, როგორც სხვადასხვა თვისების მქონე ჰაერის მასათა “გამყოფი ზედაპირი”.

ატმოსფეროში ასეთი განსაკუთრებული სტრუქტურა შეიძლება ჩამოყალიბდეს შემდეგ პირობებში:

- ა) სხვადასხვა თვისებების ჰაერის მასათა შეხების ზედაპირის გასწვრივ;
- ბ) ღრუბლების ზედა საზღვართან ახლოს;
- გ) სხვადასხვა ინტენსივობის ტურბულენტური შერევის მქონე გამყოფ ზედაპირზე. სქემატურად ეს პირობები შეიძლება ასე წარმოდგეს. ნახაზი 7.



ნახაზი №7

პირველ (ა) შემთხვევაში არაერთგვაროვნების აღძვრის მექანიზმი წარმოდგენილია, როგორც ინვერსიული ფენა თბილი და ცივი ჰაერის მასების შეხვედრისას; (ბ) სურათზე ინვერსია ღრუბლის ზედა საზღვარზე, განპირობებულია დიდი ეფექტური გამოსხივებით, ანომალურად მკვეთრი დაცემა ტემპერატურისა ორი მასის შეხვედრის ადგილზე (გ), რომელთაც აქვთ ტურბულენტური შერევის სხვადასხვა ინტენსივობა. სხვადასხვა ინტენსიობის ტურბულენტური შერევის შედეგად პოტენციური ტემპერატურის გათანაბრება (გრადიენტში უთანაბრდება ადიაბატურს), ინტენსიური ვერტიკალური გადაადგილების ფენაში. (ამ საკითხს ჩვენ ცალკე შევეხებით მე-3 თავში)

გამყოფ ზედაპირს, რომელზედაც წყვეტას თვით ფუნქცია განიცდის, უწოდებენ ძლიერი წყვეტის ზედაპირს (სურ. №4 (ა)) განსხვავებით სუსტი წყვეტის ზედაპირისა (სურ. №4 (ბ)), სადაც ფუნქცია უწყვეტია და ნახტომს განიცდის მისი გრადიენტი.

უნდა აღინიშნოს, რომ გამყოფი ზედაპირები ატმოსფეროში წარმოადგენენ ერთგვარ ჰიდროდინამიკურ ობიექტს და ბუნებრივია მისი თვისებების შესწავლის დროს უნდა დავყვარდნოთ ჰიდროდინამიკის კანონებს. განვიხილოთ შემდეგი მარტივი შემთხვევა (დიდი მათემატიკური გარდაქმნების თავიდან აცილებისათვის)

1. მოძრაობა იყოს ერთგანზომილებიანი ე. ი. ყველა საძიებელი ფუნქცია დამოკიდებულია მხოლოდ ერთ კოორდინატზე, მაგალითად x-ზე

2. გამყოფი ზედაპირი გადაადგილდება ox -ღერძის გასწვრივ, ამასთანავე

$$x = \zeta(t), \quad \frac{d\zeta}{dt} = \zeta < \infty$$

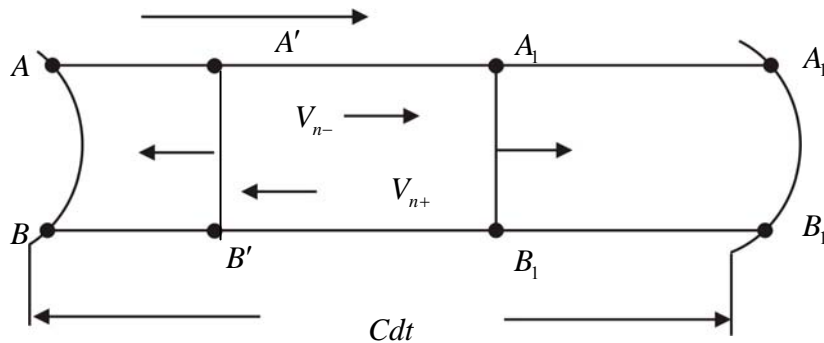
3. გამყოფ ზედაპირზე გავლისას სიჩქარე u , სიმკვრივე ρ და წნევა P იცვლებიან ნახტომისებურად. ე.ი. ნებისმიერი ფუნქცია წარმოდგება ასე:

$$f_i = f_+, \text{ როცა } x > \zeta \quad /2.2.1/$$

$$f_i = f_-, \text{ როცა } x < \zeta$$

გამყოფი ზედაპირების თვისებების დაზუსტების მიზნით, მსგავსად კოჩინის [84,85], ვისარგებლოთ მასისა და მოძრაობის რაოდენობის შენახვის კანონებით.

ავილოთ dS ფართის მქონე ცილინდრი, რომელიც ქმნის პერპენდიკულარულ გამყოფ ზედაპირს ნახ. 18



ნახაზი 18

ვთქვათ $d\tau$ დროის განმავლობაში გამყოფი ზედაპირი AB მდგომარეობიდან გადაადგილდა A_1B_1 სიტუაციაში ისე, რომ

$$AA_1 = cdt \quad /2.2.2/$$

სადაც c ფრონტის გადაადგილების სიჩქარეა; გამყოფი ზედაპირის მარცხნივ მდებარე არეს უწოდებენ “უარყოფით”, მაჯვნივ კი “დადებით” [84]. ზოგადობისათვის დაუშვათ, რომ გამოყოფილი არეები არ შედგება ერთნაირი ნაწილაკებისაგან და ფრონტის c სიჩქარით მოძრაობისას ნაწილაკები ჩამორჩება მას და დაიკავებს A_1B_1 მდგომარეობას. $d\tau$ დროის შემდეგ ეს ნაწილაკები იქნებიან არა A_1B_1 წერტილებში, არამედ A_1B_1 ამრიგად:

$$AA_1 = v_{n-} dt \quad /2.2.3/$$

ხოლო

$$A_1 A_1' = v_{v+} dt \quad /2.2.4/$$

v_{n-} და v_{n+} არის გამყოფი ზედაპირის მიმართ სიჩქარის ნორმალური მდგენელი, შესაბამისად უარყოფით და დადებით არეებში. მოყვანილი /2.2.2/ – /2.2.4/ ფარმულებიდან ვწერთ:

$$AA' = AA_1' - A'A_1' = (c - v_{n+})dt \quad /2.2.5/$$

$$A_1 A_1' = AA_1' - AA_1 = (c - v_{n-})dt \quad /2.2.6/$$

განვიხილოთ ის ნაწილაკები, რომლებიც საწყის მომენტში იკავებენ I არის მოცულობის, ხოლო dt დროის შემდეგ (მეოთხე გვერდი) II არის მოცულობას, (უწყვეტობის გამო შესაძლებელია $I=II$). აღებული მოცულობისათვის დავეწეროთ მასისა და იმპულსის შენახვის კანონები:

$$m_1 = \rho_+ dsAA'; \quad M_1 = \rho_+ v_{n+} dsAA'$$

ანდა

$$m_1 = \rho_+ (c - v_{n+}) dsdt \quad /2.2.7/$$

$$M_1 = \rho_+ v_{n+} (c - v_{n+}) dsdt \quad 2.2.8/$$

ანალოგიურად

$$m_2 = \rho_- (c - v_{n-}) dsdt \quad /2.2.9/$$

$$M_2 = \rho_- v_{n-} (c - v_{n-}) dsdt \quad /2.2.10/$$

მასის შენახვის კანონის მოთხოვნით

$$\rho_+ (c - v_{n+}) dsdt = \rho_- (c - v_{n-}) dsdt \quad /2.1.11/$$

სწორედ /2.2.11/ განტოლება არის უწყვეტობის განტოლების ანალოგი გამყოფი ზედაპირისათვის.

ახლა განვიხილოთ გარე ძალების იმპულსი, რომლებიც dt დროში მოქმედებენ აღებულ მოცულობაზე. ავიღოთ ისეთი მცირე ელემენტარული მოცულობა, რომ შესაძლებელი იქნას მილეკულური და ტურბულენტური სიბლანტის ძალები უგულველყოთ და

განვიხილოთ მხოლოდ ზედაპირული ძალები. ასეთ პირობებში თავისუფალ ატმოსფეროსათვის დაგვრჩება მხოლოდ წნევის ძალა.

$$F_- = P_- ds \quad \text{და} \quad F_+ = P_+ ds$$

ამ ძალების ტოლქმედი იქნება:

$$(P_- - P_+) ds$$

იმპულსი კი $(P_- - P_+) ds dt$, ამიტომ იმპულსის შენახვის კანონიდან გამომდინარე ვწერთ:

$$(P_- - P_+) ds dt = \rho_- v_{n-} (c - v_{n-}) ds dt - \rho_+ v_{n+} (c - v_{n+}) ds dt \quad /2.2.12/$$

/2.2.12/ განტოლება არის გამყოფი ზედაპირებისათვის იმპულსის მუდმივობის კანონი. (ზუსტად იმპულსის შენახვის კანონის პროექცია \vec{n} ნორმალის მიმართულებით). გარდავქმნათ მიღებული ფორმულები გამარტივების მიზნით. /2.2.11/ _დან გამომდინარე ვწერთ:

$$c(\rho_+ - \rho_-) = \rho_+ v_{n+} - \rho_- v_{n-} \quad /2.2.13/$$

ანდა

$$\frac{c(\rho_+ - \rho_-)}{\rho_-} = \frac{\rho_+}{\rho_-} v_{n+} - v_{n-} \quad /2.2.14/$$

კვლავ/2.2.11/_დან

$$\rho_- = \frac{\rho_+ (c - v_{n+})}{c - v_{n-}} \quad /2.2.15/$$

/2.2.15/ ჩავსვათ /2.2.14/_ში, გვექნება:

$$c \frac{\rho_+ - \rho_-}{\rho_-} = \frac{\rho_+ (c - v_{n-})}{\rho_- (c - v_{n+})} v_{n+} - v_{n-}$$

სადაც

$$c(\rho_+ - \rho_-)(c - v_{n+}) = \rho_+ (c - v_{n-}) v_{n+} - v_{n-} \rho_- (c - v_{n+})$$

ეს ტოლობა კი შეიძლება ასე ჩავწეროთ:

$$v_{n+} - v_{n-} = \frac{\rho_+ - \rho_-}{\rho_-} (c - v_{n+}) \quad /2.2.16/$$

იმპულსის მუდმივობის კანონი /2.2.11/_ის გამოყენებით შეიძლება გამოისახოს ასე:

$$v_{n-} \rho_- (c - v_{n-}) - \rho_+ v_{n+} (c - v_{n+}) = P_- - P_+$$

ანდა

$$\rho_+ (c - v_{n+})(v_{n+} - v_{n-}) = P_- - P_+ \quad /2.2.17/$$

ჩავსვათ /2.2.17/_ში /2.2.16/, მივიღებთ:

$$(c - v_{n+})^2 = \frac{\rho_- (\rho_+ - \rho_-)}{\rho_+ (\rho_+ - \rho_-)} \quad /2.2.18/$$

უმეტეს შემთხვევაში $\frac{\rho_-}{\rho_+} \approx 1$ და რადგან

$$\frac{P_+ - P_-}{\rho_+ - \rho_-} = \frac{dP}{d\rho}$$

ამიტომ

$$c - v_{n+} = \sqrt{\left(\frac{dP}{d\rho}\right)_{\rho_+ \approx \rho_-}} = c_0 \quad /2.2.19/$$

სადაც c_0 არის ბგერის გავრცელების სიჩქარე. რეალურ პირობებში $c_0 \gg c$ (გამონაკლისია სხვადასხვა აფეთქებების დროს წარმოქმნილი გამყოფი ზედაპირების მოძრაობა). აქედან გამომდინარე ატმოსფერული პროცესებისათვის დამახასიათებელი უნდა იყოს პროცესები აღწერილი /2.2.11/_ით და /2.2.17/_ით. მივიღოთ, რომ

$$P_+ = P_- = [P] \quad \text{ანუ} \quad \rho_+ - \rho_- = 0 \quad /2.2.20/$$

და

$$v_{n+} - v_{n-} = [v_n] = 0$$

$$c = v_{n+} = v_{n-} \quad /2.2.21/$$

ეს არის სწორედ დინამიკური და კინემატიკური პირობები, რომლებიც ფიზიკური მოსაზრებიდან გამომდინარე მოითხოვება, რომ შესრულდეს წყვეტის ზედაპირისათვის. /2.2.20/ პირობა დიფერენციალური სახით ასე ჩაიწერება [3]:

$$dP = 0$$

ანუ

$$\begin{aligned} & \left[\left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_+ - \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right)_- \right] dx + \left[\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_+ - \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_- \right] dy + \\ & + \left[\left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_+ - \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_- \right] dz = 0 \end{aligned} \quad /2.2.22/$$

ეს განტოლება არის გამყოფი ზედაპირების, ფრონტალური წყვეტის ზედაპირის განტოლება, რომელიც გამოყენებული იქნება შემდგომ პარაგრაფებში.

§3 ჰაერის ორი სხვადასხვა თვისებების მასის გამყოფი ზედაპირის ჰორიზონტისადმი დახრის სიდიდის შეფასება

წინა პარაგრაფში ნაჩვენებია იყო, რომ ატმოსფერული წნევა არ განიცდის წყვეტას ფრონტალურ ზედაპირზე მასათა გადაადგილებისას. ეს პირობა გამყოფ ზედაპირს გარკვეულ მოთხოვნილებას უყენებს. ცხადია, რომ გამყოფი ზედაპირი არ შეიძლება იყოს ვერტიკალურად დიდი, ვინაიდან სხვადასხვა მასაში განსხვავებული ტემპერატურები განაპირობებს წნევის არათანაბარ დაცემას სიმაღლის მიხედვით, (თბილ მასაში წნევა კლებულობს ნელა, შედარებით ცივი მასისა). აქედან გამომდინარე წნევა ვერ დარჩება ორივე მასაში ერთნაირი და უნდა დავუშვათ, რომ გამყოფი ზედაპირი დახრილია ჰორიზონტისადმი. გავარკვიოთ როგორი სიდიდისაა დახრის კუთხის მნიშვნელობა. დავუშვათ ყოფი სიბრტყეში გამყოფი ზედაპირის განტოლება არის $z = \zeta(y)$, მაშინ (z) წნევის უწყვეტობის პირობა გვაძლევს [13]

$$[P_+(z, y) - P_-(z, y)] \Big|_{z=h(y)} = P_+(h, y) - P_-(h, y) = 0 \quad /2.3.1/$$

ვიპოვოთ აქედან $\frac{dh}{dy}$, გვექნება:

$$\frac{\partial P_+}{\partial z} \Big|_{z=h} \frac{dh}{dy} + \frac{\partial P_+}{\partial y} - \frac{\partial P_-}{\partial z} \Big|_{z=h} \frac{dh}{dy} - \frac{\partial P_-}{\partial y} = 0 \quad /2.3.2/$$

/2.3.2/_დან გამომდინარეობს შემდეგი:

$$\frac{dh}{dy} = -\frac{\frac{\partial P_+}{\partial y} - \frac{\partial P_-}{\partial y}}{\frac{\partial P_+}{\partial z}\Big|_{z=h} - \frac{\partial P_-}{\partial z}\Big|_{z=h}} = \frac{\frac{\partial P_+}{\partial y} - \frac{\partial P_-}{\partial y}}{g(\rho_+ - \rho_-)} \quad /2.3.3/$$

$$= -\frac{RT_+T_-}{g} \frac{\frac{\partial \ln P_+}{\partial y} - \frac{\partial \ln P_-}{\partial y}}{T_+ - T_-}$$

სადაც ρ_+ და ρ_- არის ტემპერატურის სიდიდე თბილ და ცივ მასაში. შესაბამისად, განტოლება /2.3.3./ არ არის დაკავშირებული რაიმე შეზღუდვასთან, მაგრამ მას შეიძლება მიეცეს გამარტივებული სახე კერძო შემთხვევებში. ასე, მაგალითად გეოსტროფიულობის პირობით

$$\frac{\partial P_{+,-}}{\partial y} = -\ell(\rho u)_{+,-}$$

ჩავსვათ ეს /2.3.3./-ში და მივიღებთ:

$$\frac{dh}{dy} = -\frac{\ell}{g} \frac{\rho_+ u_+ - \rho_- u_-}{\rho_- - \rho_+} = \frac{\ell}{g} \frac{T_- u_- - T_+ u_+}{T_+ - T_-} \quad /2.3.4/$$

აქაც u_+ და ρ_+ არის მათი მნიშვნელობა თბილ მასაში, ხოლო u_- და ρ_- ცივში. შემოვიტანოთ ჰაერის ორივე მასაში საშუალო ტემპერატურა [9,13,62,72].

$$\bar{T} = \frac{T_- + T_+}{2}$$

მაშინ ცხადია

$$T_- = \bar{T} - \frac{\delta T}{2}; \quad T_+ = \bar{T} + \frac{\delta T}{2}$$

და

$$\frac{dh}{dy} = \frac{\ell}{g} \left(\bar{T} \frac{u_+ - u_-}{\delta T} - \frac{u_+ + u_-}{2} \right) \approx \frac{\ell}{g} \bar{T} \frac{u_+ - u_-}{T_+ - T_-} \quad /2.3.5/$$

თუ მეტეოროლოგიური ელემენტისათვის შემოვიტანთ მნიშვნელობას პრაქტიკული დაკვირვებებიდან განსაზღვრულს, სახელდობრ

$$\rho_+ - \rho_- = 5 \text{კგ}; \quad u_+ - u_- = 10 \text{მ/წმ}; \quad \rho_+ + \rho_- = 550 \text{კგ}; \quad \ell = 1.2 \times 10^{-4} \text{1/წმ}; \quad g = 9.8 \text{მ/წმ}^2 \text{ და}$$

შევიტანოთ /2.3.5./-ში, მივიღებთ:

$$\frac{dh}{dy} = 0,67 \times 10^{-2}$$

ამრიგად, ასეთია ზედაპირის დახრის კუთხის ტანგენსი (10^{-2} რიგისა) თავისუფალ ატმოსფეროში, როცა პირობები ძალიან ახლოს არის გეოსტროფიულთან. კუთხის ტანგენსის მცირე მნიშვნელობის გამო, ტანგენსი შეიძლება შეიცვალოს კუთხით $\alpha = 6 \times 10^{-3} \approx 20'$.

ამრიგად, ზედაპირისადმი დახრის კუთხის მახასიათებელი სიდიდე არის $20'$. (აღვნიშნოთ, რომ α კუთხის სიდიდე შეიძლება მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს). (იხ. ნახ 15)

/2.3.3/ და /2.3.5/ განტოლების ანალიზიდან გამომდინარეობს მნიშვნელოვანი შედეგი იზობარისა და ქარის სიჩქარის ველის ზოგიერთი თვისებების შესახებ, ფრონტალურ ზედაპირის მიდამოებში. ბუნებრივია, რომ სტაბილურ პირობებში თბილი ჰაერი მოთავსებული უნდა იყოს ცივი მასის ზემოდ. მივმართოთ იმ დერძი ფრონტის გასწვრივ ისე, რომ ცივი მასა იყოს $y < 0$ მხარეს, მაშინ

$$\frac{dh}{dy} < 0$$

ანუ $\frac{\partial P_+}{\partial y} > \frac{\partial P_-}{\partial y}$ და $u_+ < u_-$. გადავწეროთ /2.3.5/ შემდეგი სახით:

$$tg \alpha = \frac{dh}{dy} = \frac{\ell \bar{T}}{g} \frac{[u]}{[T]} \quad /2.3.6/$$

სადაც $[u] = u_+ - u_-$ და $[T] = T_+ - T_-$.

იმ დერძი ისე მივმართოთ, რომ $tg \alpha > 0$, მაშინ /2.3.6/ -დან გამომდინარე ყველა სიდიდე იქნება დადებითი გარდა $\frac{[u]}{[T]}$ - შეფარდებისა. მოყვანილი მსჯელობიდან გამომდინარეობს, რომ ფრონტის მართობული მიმართულებით (იხ. დერძის მიმართულებით) სიჩქარისათვის იქნება

$$u_+ - u_- > 0$$

აქედან გამომდინარე ფრონტალური ზედაპირის ზონის გადავლისას სწარმოებს ქარის მიმართულების მარჯვნივ შემობრუნება. მიღებულია მნიშვნელოვანი შედეგი, რომელიც

ასე ფორმულირდება: “დამკვირვებლისათვის, რომელიც მოძრაობს სახით ფრონტისაკენ რომელიმე მასასთან ერთად, მეორე მასა მისთვის იმოძრავებს მარცხნივ ჩრდილო ნახევარსფეროში, ხოლო მარჯვნივ სამხრეთ ნახევარსფეროში”. ბუნებრივია $u_+ - u_- > 0$ -ზე პირობა შეიძლება u_+ და u_- სხვადასხვა პირობებში სრულდებოდეს. არსებობს შემდეგი შესაძლებლობანი:

$$1) u_+ > 0; \quad u_- < 0.$$

$$2) u_+ > 0; \quad u_- > 0; \quad |u_+| > |u_-|.$$

$$3) u_+ < 0; \quad u_- < 0; \quad |u_+| < |u_-|.$$

ეს ფრონტი და შესაბამისი ანალიზი მოცემულია დეტალურად [13]. მიუხედავად აქ მოყვანილი გამარტივებული ვარიანტისა მიღებული ფორმულები საკმარისად კარგად აღწერენ იმ თავისებურებებს, რომლებიც მიღებულია ემპირიული მონაცემებით [72]

მსგავსად /2.3.6/ ფორმულის

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\varpi_z \bar{T} [u]}{g [T]}$$

მივიღოთ ფორმულა დამოკიდებულება წყვეტის ზედაპირის დახრის კუთხის ტანგენსისათვის მრუდწირულ იზობარისათვის (ციკლონურ და ანტიციკლონურ არეში). შემოვიფარგლოთ კვლავ სტაციონარობის პირობით და დავწეროთ გრადიენტური ქარისთვის ფორმულა [9,13,25].

$$\frac{v^2}{R_T} + 2\varpi_z v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad /2.3.7/$$

ეს დამოკიდებულება ჩავწეროთ თბილი და ცივი მასისათვის ცალცალკე:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_+ = -2\varpi_z \rho_+ u_+ - \frac{\rho_+ u_+^2}{R_T} \quad /2.3.8/$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_- = -2\varpi_z \rho_- u_- - \frac{\rho_- u_-^2}{R_T} \quad /2.3.9/$$

ამრიგად, მოძრაობის განტოლებაში ემატება სიმრუდითი წევრები და სტატიკის განტოლება კი იგივე რჩება.

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_+ = -g\rho_+; \quad \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_- = -g\rho_- \quad /2.3.10/$$

ამიტომ

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)}{\frac{\partial P}{\partial z}} \quad /2.3.11/$$

მოგვცემს

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{2\varpi_z}{g} \frac{\rho_+ u_+ - \rho_- u_-}{\rho_+ - \rho_-} - \frac{1}{gR_T} \frac{\rho_+ u_+^2 - \rho_- u_-^2}{\rho_+ - \rho_-} \quad /2.3.12/$$

გამოვიყენებთ აქაც საშუალო მნიშვნელობების დამიკვიდებულებებს მივიღებთ:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\varpi_z \bar{T}}{g} \frac{[u]}{[T]} + \frac{\bar{T}}{gR_T} \frac{[u^2]}{[T]} \quad /2.3.13/$$

ანდა

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\varpi_z \bar{T}}{g[T]} \left([u] \pm \frac{[u^2]}{2\varpi_z R_T} \right). \quad /2.3.14/$$

აქ მეორე შესაკრების წინ ნიშანი “+” ($\varpi_z > 0$) ჩრდილო ნახევარსფეროში და “-“ სამხრეთ ნახევარსფეროსათვის. R_T -დადებითია ციკლონში და უარყოფითი ანტიციკლონში; $[u^2]_-$ დადებითია თუ ქარის სიჩქარე თბილ მასაში აღემატება სიჩქარეს ცივ მასაში და უარყოფითი პირიქით. ყოველივე ამის გამო გამომდინარეობს, რომ ჩრდილო ნახევარსფეროში ციკლონური სიმრუდე იწვევს ფრონტალური ზედაპირების დახრის გაზრდას, თუ ქარის სიჩქარე თბილ მასაში მეტია, ვიდრე ცივში. ხოლო დახრის შემცირებას თუ ქარის სიჩქარე თბილ მასაში უფრო მცირეა ვიდრე ცივში. ანტიციკლონური სიმრუდე ფრონტალური ზედაპირის დახრაზე ახდენს საწინააღმდეგო გავლენას. ბუნებრივია ეს შედეგი სამხრეთ ნახევარსფეროში იქნება შებრუნებით. [8,9,10,11,22,25]

მიღებული შედეგებიდან კარგად ჩანს, რომ წყვეტის ზონაში ქარის სიჩქარის ძვრის სიდიდე იმდენად დიდია, რომ გამყოფი ზედაპირის მიდამოში ხდება ტურბულენტური ენერჯის მნიშვნელოვანი გენერაცია. ამის შედეგად წარმოიქმნება რამოდენიმე ასეული მეტრის სისქის ტურბულენტური ფენა. ამ ფენის შიგნით ტურბულენტობის მიზეზით,

ქარის მნიშვნელობა განსხვავდება გეოსტროფიულისაგან და უწყვეტად იცვლება სიმაღლის მიხედვით, უახლოვდება რა გეოსტროფიულს.

ეხლა შევაფასოთ ფრონტალური ზედაპირის გადაადგილებისას მისი სიჩქარის მნიშვნელობა.

სინოპტიკური პრაქტიკიდან გამომდინარე ფრონტისა და ფრონტალური წყვეტის ზონის გადაადგილების სიჩქარე შეიძლება შეფასებულ იქნას სხვადასხვა გზით. კერძოდ, სიჩქარე შეიძლება მივიღოთ უბრალო ორი თანმიმდევრული სინოპტიკური რუქების შედარებით. თუ ფრონტის გადაადგილება სწარმოებს აჩქარების გარეშე, მაშინ მიღებული სიჩქარე შეიძლება განისაზღვროს ფრონტის მდებარეობით, განსაზღვრული დროის შემდეგ. (პრაქტიკულად სინოპტიკოსი მართლაც ასე იქცევა). ამ გზით მიღებული შედეგი იქნება მცდარი თუ გადაადგილება ხდება აჩქარებით. აქედან გამომდინარე აუცილებელი ხდება ფრონტის გადაადგილების აჩქარების შეფასება, თუნდაც თვისობრივად_აჩქარების ნიშნის განსაზღვრით. ცხადია, რომ [13,21,26,34]

$$\vec{W}_j = \left. \frac{d\vec{N}_f}{dt} \right|_{\vec{v}=\vec{N}_f} = \frac{\partial \vec{N}_f}{\partial t} + (\vec{N}_f, \nabla) \vec{N}_f \quad /2.3.15//$$

აჩქარების აბსოლუტური სიდიდე გამოისახება ასე:

$$W_j = \sqrt{\left(\left. \frac{dN_f}{dt} \right|_{\vec{v}=\vec{N}_f} \right)^2 + N_f^2 \left(\left. \frac{d\theta}{dt} \right|_{\vec{v}=\vec{N}_f} \right)^2} \quad /2.3.16/$$

სადაც θ არის კუთხე ფრონტსა და ox ღერძს შორის, ხოლო [56,62,66,93]

$$W_{f\sigma} = -N_f \left(\left. \frac{d\theta}{dt} \right|_{\vec{v}=\vec{N}_f} \right) \quad /2.3.17/$$

არის აჩქარების ფრონტის მიმართულებით მდგენელი, დაკავშირებული θ კუთხით მობრუნებასთან. ფრონტის მობრუნება დაკავშირებულია გადაადგილების სიჩქარის მნიშვნელობაზე (ფრონტის გასწვრივ) სხვადასხვა წერტილში. ე.ი. ამ სიჩქარის ჰორიზონტალურ გრადიენტზე. ასე, რომ

$$\left(\left. \frac{d\theta}{dt} \right|_{\vec{v}=\vec{N}_f} \right) = \frac{\partial N_f}{\partial \sigma} \quad /2.3.18/$$

ამასთანავე შემოაქვთ ფრონტის გასწვრივ სიჩქარის ინდივიდუალური გრადიენტი, ე.ი.

$$\left(\frac{dN_f}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f} = N_f \left(\frac{dN_f}{dv}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f} \quad /2.3.19/$$

ამრიგად, ფორმულა /2.3.16/ ასე გადაიწერება:

$$W_f = W_f \sqrt{\left(\frac{dN_f}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f}^2 + \left(\frac{\partial N_f}{\partial \sigma}\right)^2} \quad /2.3.20/$$

უნდა შევნიშნოთ, რომ პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს არა აჩქარების სრულ სიდიდეს, არამედ მისი შემადგენელის მნიშვნელობას, გადაადგილების სიჩქარის გასწვრივ. ეს შემადგენელი არის სწორედ ფრონტის აჩქარება [84,85].

მეცნიერთა მთელი პლიადის მიერ ნაჩვენები იყო კავშირი აჩქარებასა და წყვეტის ზედაპირების სხვა მახასიათებლებს შორის. ეს დამოკიდებულება შედარებით მარტივ სახეს ღებულობს მიწისპირა ფრონტებისათვის (სადაც $W_+ = W_- = 0$). მიწისპირა ფრონტის გადაადგილების სიჩქარე უდრის ფრონტის მიმართ სიჩქარის ნორმალურ მდგენელს. ამიტომ

$$N_f = v_{v+} = v_{n-} \quad /2.3.21/$$

და

$$W_{f_v} = \left(\frac{dv_{v+}}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f} = \left(\frac{dv_{v-}}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f}$$

ანუ

$$W_{f_v} = \left(\frac{dv_v}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f} \quad /2.3.22/$$

სადაც მარჯვენა მხარე შეიძლება ეკუთვნოდეს, როგორც თბილ, ასევე ცივ მასას. თუ oy ღერძს მივმართავთ v _ს მიმართულებით, შესაბამისად ox _ σ _ს გასწვრივ, მაშინ $\mathcal{G} = 0$ და გვექნება:

$$W_{f_v} = \left|\frac{dv}{dt}\right|_{\bar{v}=\bar{N}_f} - u \left(\frac{d\mathcal{G}}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f} \quad /2.3.23/$$

შევცვალოთ $\left(\frac{d\mathcal{G}}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f}$ /2.3.18/ დან და გავითვალისწინოთ /2.3.21/, გვექნება:

$$\left(\frac{dv}{dt}\right)_{\bar{v}=\bar{N}_f} = \frac{\partial v}{\partial z} + v \frac{\partial v}{\partial y} \quad /2.3.24/$$

აქედან გამომდინარე /2.3.23/ ასე გადაიწერება:

$$W_{f_v} = \frac{\partial v}{\partial z} + v \frac{\partial v}{\partial y} - u \frac{\partial N_f}{\partial x} \quad /2.3.25/$$

ელიერის სიმბოლოს გამოყენებით [3,14,91] , გვექნება:

$$W_{f_v} = \frac{dv}{dt} - u \left(\frac{\partial N_f}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad /2.3.26/$$

ცხადია

$$\frac{\partial N_f}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} - u \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{u}{R_f} \quad /2.3.27/$$

სადაც

$$R_f = \frac{1}{\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial x}} = \frac{1}{\frac{\partial \sigma}{\partial x}} \quad /2.3.28/$$

გამოვიყენებთ /2.3.26/ _სა და /2.3.27/_ს, მივიღებთ:

$$W_{f_v} = \frac{dv}{dt} - 2u \frac{\partial N_f}{\partial x} - \frac{u^2}{R_f} \quad /2.3.29/$$

/2.3.29/_ში მესამე შესაკრები $\left(\frac{u^2}{R_f}\right)$ ჩვეულებრივად არის მცირე სხვებთან შედარებით

და შეიძლება უგულველყოფილ იქნას. მიღებული თეორიული ფორმულები გამოიყენება ფრონტალურ ზონაში სხვადასხვა მიმართულებებს შორის კავშირის დასამყარებლად. მაგალითად /2.3.26/_ის მიხედვით თბილი და ცივი მასისათვის შესაბამისად გვექნება: [9,13]

$$W_{f_o} = \frac{dv_+}{dt} - u_+ \left(\frac{\partial N_f}{\partial x} + \frac{\partial v_+}{\partial x} \right)$$

$$W_{f_v} = \frac{dv_-}{dt} - u_- \left(\frac{\partial N_f}{\partial x} + \frac{\partial v_-}{\partial x} \right)$$

და რადგან $\frac{\partial N_f}{\partial x} = \frac{\partial v_-}{\partial x} - \frac{u_-}{R_f}$, მივიღებთ:

$$W_{f_v} = \frac{dv_-}{dt} + \frac{u_- u_+}{R_f} - u_- \left(\frac{\partial v_-}{\partial x} + \frac{\partial v_+}{\partial x} \right) \quad /2.3.30/$$

ვისარგებლოთ საშუალო მნიშვნელობის აღვნიშნავთ, გვექნება:

$$\left[\frac{dv}{dt} \right] = 2[u] \frac{\partial v}{\partial x} \quad /2.3.31/$$

/2.3.31/ აკაშირებს აჩქარების ნორმალური მდგენელის ნახტომს, აჩქარების მხეზი მდგენელის ნახტომთან და სიჩქარის ნორმალური მდგენელის გასწვრივ გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობასთან.

ზოგად შემთხვევაში ფრონტალური ზედაპირის დახრის სიდიდე მოიცემა ფორმულით [25,63,64]

$$tg \alpha = \frac{1}{g} \frac{\left[\rho \frac{dv}{dt} \right]}{[\rho]} - \frac{2\sigma_z [\rho u]}{g [\rho]} \quad /2.3.32/$$

მიღებული ფორმულების ანალიზიდან და სინოპტიკური პრაქტიკიდან დგინდება, თვისობრივი შედეგი:

ა) ”ფრონტალური ზედაპირის ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხის დიდი მნიშვნელობისათვის აჩქარება თბილი მასის მხარეს არის მიმართული, ხოლო კუთხის მცირე სიდიდისას_ცივი მასის მხარეს”.

ბ) “ფრონტის მობრუნება საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგო მხარეს ხელს უწყობს აჩქარებას ცივი მასისკენ, ხოლო ბრუნვა საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით თბილი მასისკენ”

ამ შედეგებმა ოპერატიულ პრაქტიკაში ჰპოვა გამოყენება.

თავი 3

ჰაერის ნაკადის ტურბულენტობისა და დედამიწის რელიეფის გავლენა ფრონტალური გამყოფი ზედაპირებისათვის

§1 ტურბულენტური ნაკადის თავისებურებანი გამყოფი ზედაპირების სიახლოვეში

მეორე თავში აღნიშნული იყო, რომ გამყოფი ზედაპირების სიახლოვეში ბარიული გრადიენტი განიცდის წყვეტას, ამის გამო ხდება ძირითადი მოძრაობის კინეტიკური ენერჯის ინტენსიური გენერაცია და წარმოიქმნება ტურბულენტური ფენა. ჰაერის ტურბულენტობა კი როგორც ცნობილია იწვევს ქარის მიმართულების გადახრას გეოსტროფიული მნიშვნელობიდან. თეორიული მოსაზრებიდან გამომდინარე [62,84,85] წყვეტის ზედაპირზე შესაბამისი დიფერენციალური განტოლების ინტეგრირებისას საძიებელმა ამოხსნამ უნდა დააკმაყოფილოს ატმოსფერული წნევისა და ზედაპირისადმი სიჩქარის ნორმალური მდგენელის უწყვეტობა. პირველი წნევის უწყვეტობა თვით ზედაპირს ადებს პირობას, რომ რომ იგი არ შეიძლება იყოს ვერტიკალურად ძლიერ გავრცობადი. ე. ი. წნევის უწყვეტობა სამართლიანია გარკვეული ფორმისა და ზომის (ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხით) წინააღმდეგობის შემთხვევაში. ლიხის ქედის ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხე ორივე მხრიდან არ აღემატება 60° და იგი თითქმის ემთხვევა კუთხეს რეალურ და გეოსტროფიული ქარის მიმართულებებს შორის. გეოსტროფიულ მიახლოებაში სამართლიანია მარგულესის ფორმულა [8,9,13,26,33,64,72]

$$tg \alpha = \frac{2\sigma_z}{g} \mp \frac{u_+ - u_-}{T_+ - T_-} \quad /3.1.1/$$

ქარის პირველი გამყოფი ზედაპირების სიახლოვეში კარგად აღიწერება ლოგარითმული კანონით [5,70], სახელდობრ

$$u = u_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}} ; \quad v = v_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}} \quad /3.1.2/$$

z_1 სიმაღლეზე ქარის სიჩქარის u_1 და v_1 მდგენელები შეიძლება დაუკავშიროთ გეოსტროფიულს შემდეგი ფორმულებით [12,13,14,39,42,54,66,73,93,94]

$$u_1 = \lambda(u_g \cos \alpha - v_g \sin \alpha) \quad /3.1.3/$$

$$v_1 = \lambda(v_g \sin \alpha + u_g \cos \alpha)$$

სადაც $\lambda = \frac{v_1}{v_g} \approx 0,2 - 0,6$.

შეიძლება u_1 და v_1 დავაკავშიროთ ექსპოზიციის კუთხეს კომპლექსური სახით

$$e^{i\alpha_0} = \cos \alpha_0 + i \sin \alpha_0 \quad /3.1.4/$$

და დაიწეროს შესაბამისი შესწორებით დიუბუეკის ფორმულა. პირველი მიახლოებით ექსპოზიციის კუთხის მცირე სიდიდის დროს შეიძლება ავიღოთ, რომ

$$u_1 = \lambda u_g ; \quad v_1 = \lambda v_g \quad /3.1.5/$$

შემდეგ მიახლოებაში

$$u_1 = \lambda u_g \cos \alpha , \quad v_1 = \lambda v_g \sin \alpha \quad /3.1.6/$$

ე.ი. ქარის სიჩქარის კომპონენტები x და y ღერძის გასწვრივ პირველ მიახლოებაში არის სიდიდით ტოლი და იცვლის მხოლოდ მიმართულებას ან პირიქით, ე.წ. ექვიგეოსტროფიული პირობა. ასეთ დაშვებებში სტაბილურ რეჟიმში, თბილი მასა წყვეტის ზედაპირზე უნდა იყოს ცივის ზემოთ, თუ y ღერძი მიმართულია ქედის გასწვრივ $y < 0$, მაშინ $tg \alpha > 0$ და /3.1.1/_დან გამომდინარე გვექნება:

$$\frac{\partial P_+}{\partial y} > \frac{\partial P_-}{\partial y} \quad \text{და} \quad u_+ < u_- \quad v < 0$$

αx -ღერძის (x ღერძი ქედის მართობულად არის მიმართული) გასწვრივ $u_- - u_+ > 0$; აქედან გამომდინარეობს, რომ ფრონტის გავლისას სწარმოებს ქარის მაჯვნივ შემობრუნება. ე.ი. ხდება ანტიციკლონური ჩახვეულობის ზრდა. ამრიგად, მიიღება მნიშვნელოვანი პრაქტიკული დასკვნა, რომ მიკროციკულაციური ჩახვეულობის ხასიათი დამოკიდებულია ექსპოზიციის კუთხის სიდიდეზე და მასზე, თუ ქედის რომელი მხრიდან, როგორი სინოპტიკური პროცესი ვითარდება. კერძოდ, თუ დასავლეთიდან თბილი მასა მოედინება, მაშინ ლიხის ქედის შემხვედრ მხარეს ძლიერდება ციკლონური ბრუნვა, ხოლო აღმოსავლეთ მხარეს ანტიციკლონური, საწინააღმდეგო სურათი გვაქვს დასავლეთიდან ცივი მასის შემოდინებისას. იხილეთ ცხრილი №1 (წიფა და ხაშურის_გორი მონაცემები) [5,29,37,43,48,52]. როგორც მოყვანილი მრავალწლიური დაკვირვებიდან ჩანს, შედეგები საკმარისად კარგად ემთხვევა, როგორც ყოველდღიურ, ასევე ექსპერიმენტალური დაკვირვების დასკვნებს.

თვეები	Ps			$\frac{\partial P}{\partial n}$	G მ/წმ	Ro			χ			V _ა	V _ბ	V _გ	$\tau_{ა}$	$\tau_{ბ}$	$\tau_{გ}$	τ_{oy}	$\tau_{ოy}$	W სმ/წმ				
	საქარა	საზხერე	წიფა			Z _ა =10	Z _ბ =10 ⁻¹	Z _გ =10 ⁻²	Z _ა =10	Z _ბ =10	Z _გ =10 ⁻²									ა	ბ	გ		
იანვარი	0,0000	0,0100	0,0100	2,6x10 ⁻³	14,3	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	0,122	0,0988	0,0835	0,66	0,53		0,30	0,26	0,19	0,30	0,09	0,05	0,2	4	3	3
მაისი	0,0000	0,0000	0,0000	2,5x10 ⁻¹	13,7	9,8x10 ⁴	9,8x10 ⁵	9,8x10 ⁶	0,153	0,122	0,0998	0,79	0,64		0,44	0,38	0,24	0,44	0,14	0,06	0,1	5	4	4
აგვისტო	0,0000	0,0000	0,0000	2,4x10 ⁻³	13,4	9,6x10 ⁴	9,6x10 ⁵	9,6x10 ⁶	0,153	0,122	0,0998	0,78	0,62		0,41	0,36	0,24	0,41	0,13	0,01	0,1	5	6	4
ნოემბერი	0,0000	0,0000	0,0000	2,5x10 ⁻³	13,7	9,8x10 ⁴	9,8x10 ⁵	9,8x10 ⁶	0,153	0,122	0,0998	0,79	0,64		0,44	0,38	0,24	0,44	0,14	0,06	0,1	5	4	4

ცხრილი №1

თეორიაში დიდი ხნის წინ ცნობილია, რომ სიჩქარის გრიგალის კომპონენტები შეიძლება დაკავშირდეს წნევის ლაპლასიანთან. ჩვენ შემთხვევაში სიჩქარის გრიგალის z კომპონენტისათვის გეოსტროფიულ მიახლოებაში გვექნება [5,70]

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{1}{l\rho} \Delta P \quad /3.1.7/$$

ეს ცალსახად მიუთითებს, რომ არსებობს გრიგალური ჩახვეულობები სხვადასხვა სიძლიერის (PP-ზე) და (xy) სიდიდეზე დამოკიდებულებით. თუ გამოვიყენებთ ექსპოზიციის კუთხეზე აგეოსტროფიულობის η პარამეტრის დამოკიდებულებას, მაშინ /3.1.7/ ფორმულის ნაცვლად გვექნება [13,57,74].

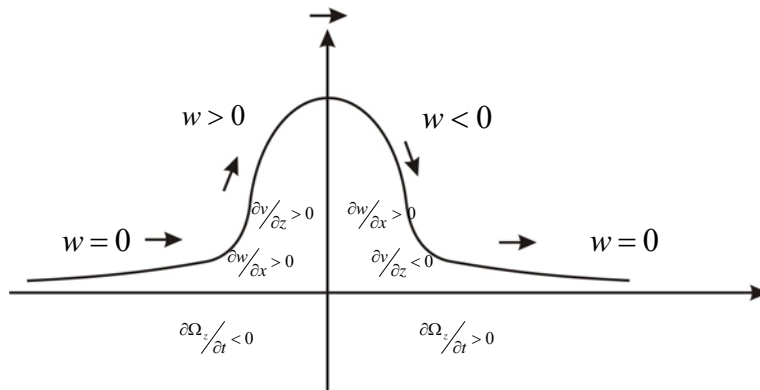
$$\Omega_z = \frac{D}{\eta} \left[\Delta P_0 - \frac{\partial \ln \eta}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial P}{\partial y} \right) - \frac{\partial (\ln \eta)}{\partial y} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} \right) \right] \quad /3.1.8/$$

სადაც D -მუდმივი სიდიდეა. შეფასებული დამატებითი წევრები იძლევიან გრიგალური ჩახვეულობის ინტენსივობის ზრდას 5-7%-ით. [74]

გრიგალების წარმოქმნაში გარკვეულ როლს ასრულებს ვერტიკალური დენების ჰორიზონტალური არამდგრადობაც. ამისთვის ავიღოთ მოძრაობის განტოლებები (ჰორიზონტალურ სიბრტყეში) და სტანდარტული წესით მივიღებთ:

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} \right)_w = \frac{\partial W}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial W}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} \quad /3.1.9/$$

ჰორიზონტალური მიმართულებით ვერტიკალური სიჩქარის ცვლილება უმთავრესად სწარმოებს ზედაპირის არაერთგვაროვნებით და დახრის მიხედვით. ამ თვალსაზრისით სურამის ქედი (ურალის ქედის მსგავსად) წარმოადგენს კლასიკურ მაგალითს [22,23,34,37,41,88]



ნახაზი №9

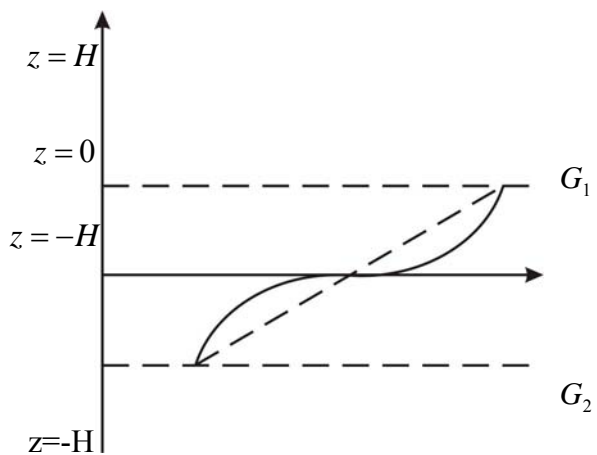
თუ დასავლეთის მხრიდან შემოდის ციკლონი $\frac{\partial W}{\partial x} > 0$, სიჩქარის წარმოებულიც

$\frac{\partial v}{\partial z} > 0$, სიმაღლის ზრდით ქარი ძლიერდება, ხდება v_g -ს ტოლი. ციკლონური ბრუნვა

სუსტდება დასავლეთის მხარეს, ხოლო აღმოსავლეთ მხარეს ციკლონური ბრუნვის გაზრდის პირობებში იქნება ე.ი. ლიხის ქედთანაც შეიძლება მოხდეს ციკლონური სიტუაციის გაორება, რომელიც ცნობილია სინოპტიკაში სეგმეტიზაციის სახელწოდებით. [22,87,88].

ახლა განვიხილოთ გამყოფ ზედაპირზე მოქმედი ერთ-ერთი ძირითადი ფაქტორი, კერძოდ ჰაერის ნაკადში ტურბულენტური შერევის გავლენა.

წარმოვიდგინოთ გამყოფი ზედაპირი, როგორც ჰორიზონტალური ზედაპირი, რომელზედაც გეოსტროფიული ქარი იცვლება ნახტომისებურად. გამყოფი ზედაპირის ზემოთ და ქვემოთ წნევის გრადიენტი სიმალლის მიხედვით სიდიდით და მიმართულებით არ იცვლება. გავითვალისწინოთ აღნიშნული ის გარემოება, რომ ტურბულენტობა იწვევს ქარის გადახრას გეოსტროფიულიდან, გადახრის სიდიდე დამოკიდებულია აგრეთვე რელიეფის ჰორიზონტისადმი დახრის α კუთხეზე. ავლნიშოთ, რომ ასეთი მიდგომა ჰაერის ნაკადის ტურბულენტობის და რელიეფის დახრის კუთხის ერთდროული გავლენა კეთდება პირველად. ვთქვათ, ქარის პროფილი წყვეტის ზედაპირის მიმართ არის ისეთი, როგორც წარმოდგენილია ნახ. №10-ზე. მიღებულია, რომ წყვეტის ზედაპირის ორივე მხარეს ქარის განაწილება სიმეტრიულია.



ნახაზი №10

ასეთი ფენის არსებობის გამო მოუწესრიგებელი ვერტიკალური მოძრაობა, რომელიც ფრონტიდან დიდ მანძილზე ჩაქრება, ე.ი. უნდა შესრულდეს პირობა (ბრტყელი მოძრაობისათვის)

$$W(z) = - \int_{-\infty}^z \frac{\partial v}{\partial y} dz \quad /3.1.10/$$

გავითვალისწინოთ ის გარემოებაც, რომ მოძრაობის რაოდენობის სიდიდე გადატანილი ტურბულენტური ნაკადით ბევრად აღემატება იმ სიდიდეს, რომელიც გადაიტანება მოუწესრიგებელი, ვერტიკალური მოძრაობით ე.ი.

$$\left| k \frac{du}{dz} \right| \gg Wu; \text{ და } \left| k \frac{dv}{dz} \right| \gg Wv.$$

აქ k არის ტურბულენტობის კოეფიციენტის სიმაღლის მიხედვით საშუალო მნიშვნელობა. ამრიგად, ამოცანა დადის შემდეგი დიფერენციალური განტოლების სისტემის ამოხსანაზე [5,14,72].

$$k \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega_z v = 0 \quad /3.1.11/$$

$$k \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\omega_z u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = 0 \quad /3.1.12/$$

ნახ. №10_დან ჩანს, რომ სასაზღვრო პირობა z _ის მიმართ მიიღებს ასეთ სახეს:

$$u|_{z \rightarrow \pm\infty} = 0$$

/3.1.13 /

$$u|_{z \rightarrow +\infty} = u_+ = -\frac{1}{\ell \rho_+} \frac{\partial P_+}{\partial y} = u_- + \frac{g}{\ell} \frac{\Delta T}{T_-} \frac{dh}{dy}$$

$$u|_{z \rightarrow -\infty} = u_- = -\frac{1}{\ell \rho_-} \frac{\partial P_-}{\partial y}$$

დასმული ამოცანა იხსნება სტანდარტული წესით. [5,13,14,62,63,72].

გავამრავლოთ /3.1.12/ ი_ზე და შევკრიბოთ /3.1.11/_თან, გვექნება:

$$\frac{d^2 M}{dz^2} - \frac{2\omega_z}{k} iM = \frac{\ell i}{k \ell \rho} \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{\ell i}{k} u_g,$$

სადაც $M = u + iv$. ამ განტოლების ამოხსნა არის შესაბამისი ერთგვაროვანი განტოლების ზოგადი ამოხსნისა და არაერთგვაროვანი განტოლების კერძო ამოხსნის ჯამი.

$$M = M_{\text{ზოგ}} + M_{\text{კერძ}}$$

ცხადია [5,13,72]

$$M_{ზოგ} = C e^{\pm \sqrt{\frac{\omega_z}{2k}} (1+i)z},$$

ხოლო $M_{კერძ} = u_g$.

ამრიგად

$$M = u + iv = u_g + C e^{(-1)^j \sqrt{\frac{\omega_z}{2k}} (1+i)z}$$

ავლნიშნოთ $a = \sqrt{\frac{\omega_z}{2k}}$ -ზე, მაშინ ამოხსნა მიიღებს სახეს:

$$u + iv = u_j + C_j e^{(-1)^j a(1+i)z} \quad /3.1.14/$$

აქ და შემდგომში $j = 1$, შეესაბამება $z = 0$ გამყოფი ფენის ზედა ნაწილს და $j = 2$ ქვედა უბანს. C_1 და C_2 მუდმივების საპოვნელად მოითხოვება სიჩქარის ვექტორისა და მისი ვერტიკალური გრადიენტის უწყვეტობა $z = 0$ -დონეზე. ეს ნიშნავს, რომ

$$\begin{aligned} u_+ + C_1 &= u_- + C_2 \\ -C_1 &= C_2 \end{aligned} \quad /3.1.15/$$

/3.1.13/_ის გამოყენებით მივიღებთ

$$C_2 = -C_1 = \frac{g}{C} \frac{\Delta T}{T_-} \frac{dh}{dy} \quad /3.1.16/$$

თუ გამყოფი ზედაპირი კოორდინატთა სათავის მიმართ გადაინაცვლებს $h(y)$ _სიდიდით, მაშინ ამოხსნა ასე დაიწერება:

$$u + iv = u_j + C_j e^{(-1)^j a(1+i)(z-h)} \quad /3.1.17/$$

ასეთი მიმართულება_გაფართოება სამართლიანია, ვინაიდან /3.1.17/ აკმაყოფილებს საწყის განტოლების შემდეგ სასაზღვრო პირობებს $|z| = \infty$ და უწყვეტობით $z = h$ _ს დროს. დავუშვათ, რომ $\frac{dh}{dy}$ მოცემულია, მაშინ /3.1.17/_დან

$$\frac{\partial v}{\partial y} = -I_m C_j (-1)^j a \frac{dh}{dy} (1+i) e^{(-1)^j a(1+i)(z-h)} \quad /3.1.18/$$

ჩავსვით /3.1.18/, /3.1.10/-ში და მივიღებთ:

$$W(z) = I_m G_j (-1)^j a \frac{dh}{dy} (1+i) \int_{-\infty}^z e^{(-1)^j a(1+i)(z-h)} dz = \frac{g}{2\ell} \frac{\Delta T}{T_-} \left(\frac{dh}{dy} \right)^2 e^{(-1)^j a(z-h)} \sin a(z-h) \quad \dots \dots \dots$$

/3.1.19/

ამ ფორმულის პრაქტიკული გამოყენების მიზნით გამოვრიცხოთ მისგან $\left(\frac{dh}{dy} \right)$, მაშინ დაგვრჩება:

$$W(z) = \frac{\ell}{2g} \frac{\bar{T}}{\Delta T} (\Delta u)^2 e^{(-1)^j a(z-h)} \sin a(z-h) \quad /3.1.20/$$

/3.1.19/-დან ნათლად ჩანს, რომ ვერტიკალური სიჩქარე მაქსიმუმს მიაღწევს გამყოფი ზედაპირიდან $\frac{\pi a}{4}$ - მანძილზე, ამრიგად

$$|W_{\max}| = \frac{g \Delta T}{4\varpi_z T_-} \left(\frac{dh}{dy} \right)^2 e^{-\frac{\pi}{4}} \sin \frac{\pi}{4} \approx 0,2 \frac{g \Delta T}{4\varpi_z T_-} \left(\frac{dh}{dy} \right)^2$$

თუ $\Delta T = 10^\circ k$, $\frac{dh}{dy} \approx 10^{-2}$. $\bar{T} = 280^\circ k$, მიიღება, რომ $W_{\max} \approx 4 \text{ სმ/წმ}$

W_{\max} ეს მნიშვნელობები ძირითადად ემთხვევა პრაქტიკაში დაკვირვებულ მნიშვნელობებს [33,49,64,88]. მოყვანილ მსჯელობაში შესაფასებელია ტურბულენტობის კოეფიციენტის მნიშვნელობა. ამისათვის თავდაპირველად ამოვხსნათ /3.1.11/ და /3.1.12/ განტოლებათ სისტემა იმ შემთხვევაში, როცა გათვალისწინებული იქნება რელიეფის ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხეც. ამრიგად, ამ განტოლებების ნაცვლად გვექნება შემდეგი სისტემა [49,70].

$$k \frac{d^2 u}{dt^2} + 2\varpi_z (v - c_g \sin \alpha) = 0 \quad /3.1.21/$$

$$k \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\varpi_z (u - c_g \cos \alpha) = 0 \quad /3.1.22/$$

სტანდარტული წესით ამ განტოლებებიდან მიიღება შემდეგი განტოლება:

$$\frac{d^2 \Phi_j}{dz^2} - 2a^2 i \Phi_j + 2a^2 i \Gamma = 0 \quad /3.1.23/$$

სადაც $\Phi_j = u_{g_j} + iv_j + \Gamma_j$, $a^2 = \frac{\omega^2}{k}$; $\Gamma_j = (c_{g_j} \cos a + ic \sin a)$; $j = 1, 2$ შეესაბამება

$z \geq 0$ და $z \leq 0$ შესაბამის სიტუაციას.

ვისარგებლოთ პირობით, რომ წვეტის ზედაპირზე სიჩქარისა და მოძრაობის რაოდენობის წვეტა არა აქვს. /3.1.23/ განტოლების სასაზღვრო პირობები ჩავწეროთ ასე:

$$|\Phi_1 - \Phi_2|_{z=\pm 0} = \Gamma_2 - \Gamma_1 = -\Delta\Gamma \quad /3.1.24/$$

და

$$\left. \frac{d\Phi_1}{dz} \right|_{z=+0} = \left. \frac{d\Phi_2}{dz} \right|_{z=-0}$$

წვეტის ზედაპირიდან დიდ მანძილზე ქარის სიჩქარე უტოლდება გეოსტროფიულს, რაც გვამღევს

$$\Phi|_{z=\pm\infty} = 0 \quad /3.1.25/$$

/3.1.24/ და /3.1.25/ პირობების გათვალისწინებით /3.1.23/ განტოლების ამოხსნა მიიღება შემდეგი სახით [13,72]

$$\Phi_j = \frac{\mp \Delta\Gamma}{2} e^{\mp az} (\cos az \mp i \sin az) \quad /3.1.26/$$

/3.1.26/_დან გამომდინარე u_{g_j} და v_{g_j} _სთვის გაშლილი სახით გვექნება:

$$u_j = \Gamma_j \mp \frac{\Delta\Gamma}{2} e^{\mp az} \cos az = C_{g_j} \cos a \mp \frac{\Delta c}{2} e^{\mp az} (a - az) \quad /3.1.27/$$

$$v_g = C_g \sin a \mp \frac{\Delta C_j}{2} e^{\mp az} \sin(a - az) \quad /3.1.28/$$

აღმოჩნდა, რომ ქარის პროფილი განისაზღვრება წნევის გრადიენტის ნახტომით, რელიეფის დახრის კუთხით და ტურბულენტური შერევის ინტენსიობით. ცხადია, როცა $\alpha a = 0$ ფორმულაში გადადიან ცნობილ დამოკიდებულებაში. ასეთი ზოგადი სახით დამოკიდებულება მიღებულია პირველად; u და v მნიშვნელობები α α კუთხეზე საკვლევი რეგიონისთვის მოყვანილია ცხრილი №2.

α	k მ/წმ	ϖ_z 1/წმ	u მ/წმ	v მ/წმ	c მ/წმ	r მ	C_g მ/წმ $z \leq 0$	C_g მ/წმ $z \geq 0$	H
0°	10	0.7×10^{-4}	8.89	8.56	12.34	10^{-2}	8	10	400
15°			8.73	1.90	8.93				370
30°			7.89	3.98	8.82				350
45°			6.69	5.89	8.64				300
60°			4.47	9.37	10.38				200

ცხრილი №2

იმისათვის, რომ დახასიათდეს წყვეტის ზედაპირზე ტურბულენტური ფენა და განისაზღვროს k კოეფიციენტი, ვისარგებლოთ ტურბულენტური მოძრაობის ენერგეტიკული ბალანსის განტოლებით [72,80].

$$\int_{-H}^H k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] dz - \int_{-H}^H kg \frac{d\theta}{dz} dz - \int \epsilon dz = 0 \quad /3.1.29/$$

სადაც θ პოტენციალური ტემპერატურაა, რომლის გრადიენტიც მივიღოთ შემდეგი სიდიდის ტოლად

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta_{+H} - \theta_{-H}}{2H} = \frac{\Delta H}{2H} \quad /3.1.30/$$

როგორც აღნიშნული იყო მოდელში განიხილება $z = 0$ დონის ზემოთ და ქვემოთ სიმეტრიულობა, ინტეგრირება $\pm H$ Hფენაში, შეიძლება შეიცვალოს ინტეგრირებით 0 და H _მდე. გამოვიყენებთ, რა /3.1.27/, /3.1.28/ და /3.1.30/ დამოკიდებულებებს /3.1.29/-ის ინტეგრირებით მივიღებთ [72] k _სათვის შემდეგ გამოსახულებას

$$k = \frac{m}{\varpi_z} \frac{\Delta\Gamma^2}{4} \left\{ 1 + \alpha_1^2 \frac{\Delta\theta}{\Delta\Gamma} \sqrt{1 + \alpha_1^2 \left(\frac{\Delta\theta}{\Delta\Gamma} \right)^2} - \frac{g^2}{T^2} \frac{m}{\varpi_z} \frac{\Delta\theta}{\Delta\Gamma} \right\} \quad /3.1.31/$$

სადაც $m = \frac{C_1^3}{C_2}$; $a_1 = \frac{g}{T} \frac{\sqrt{m}}{2\varpi_z}$, ხოლო HH სიდიდე განისაზღვრება პირობით, როცა $z = H$, $v = 0$. ე.ი. $H = \pi \sqrt{\frac{k}{\varpi_z}}$ H . ტურბულენტური შეშფოთების b ენერჯისთვის გვექნება მარტივი დამოკიდებულება:

$$b = \frac{\varpi_z k}{C_1^2 \pi^2} \quad /3.1.32/$$

ხოლო დისიპაციის ენერჯისათვის

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\varpi^2}{m\pi} k \quad /3.1.33/$$

ფორმულები /3.1.32/ /3.1.33/ იძლევა საშუალებას რეალური მონაცემების მიხედვით შეფასდეს ტურბულენტობის მახასიათებლები გამყოფ ზედაპირზე. საინტერესოა, რომ რელიეფის დახრის კუთხე უშუალოდ ფიგურირებს მხოლოდ k -ს გასათვლელ ფორმულებში, $\Gamma\Delta\Gamma$ -თან კავშირში, და რადგან b და ε -იც დამოკიდებულია k -ზე ვლტულობთ, რომ ტურბულენტობის მახასიათებელი სიდიდეები წყვეტის ზედაპირზე განიცდიან ცვლილებას გეოსტროფიული ქარის გრადიენტის მიხედვით, რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით. ის გარემოება, რომ რელიეფის კუთხის ზრდა იწვევს ქარის გადახრას გეოსტროფიულიდან, ფაქტიურად ყველა სიდიდეზე ახდენს პირდაპირპროპორციულ დამოკიდებულებას. ეს დამოკიდებულებაც საკვლევ რეგიონზე პირველადაა შემჩნეული. ტემპერატურის გრადიენტის გავლენა შედარებით უმნიშვნელოა და ისიც დამოკიდებულია $\Delta\Gamma$ -სიდიდეზე.

მოყვანილი თეორიული შედეგები შემოწმებული იქნა 1977_1981 წლებში რეალურად დაკვირვებულ მნიშვნელობებთან. მაგალითისათვის, აქ მოყვანილია ზუგდიდისა და სამტრედიის მონაცემები 1977 წლის დასავლეთის შემოჭრებისათვის.

გამოთვლებიდან ჩანს, რომ დასავლეთიდან შემოსული ნაკადის სიჩქარის გრადიენტის მნიშვნელობა კარგად ემთხვევა სურამის პლატოზე ქარის თეორიულად გათვლილ სიდიდეს 60°-იანი დახრის კუთხისთვის (ცხრილი №3).

ლიცხვები	$T_{საშ}$ $T_{ზუღდ}-T_{სამტ}$	გრადიენტული მნიშვნელობები	u $u_{სამტ}-u_{ზუღდ}$	გრადიენტული მნიშვნელობები
10	0,2	0,0026	0,8	0,0106
13	-0,2	0,0026	4,4	0,0586
14	0,4	0,0053	4,8	0,064
18	0,5	0,006	4,6	0,0613
24	-2,7	0,0013	0,8	0,0106
25	-2,7	0,036	5,0	0,06

ცხრილი 13

ეს კვლავ ადასტურებს იმ ფაქტს, რომ ტურბულენტური შერევა ძირითადად დედამიწის ზედაპირის მახლობლობაშია, ხოლო მიწისპირა ფენის ზემოთ განმსაზღვრელი ხდება წამყვანი ნაკადი პლატოს ორივე მხარეს. [5,89].

ამრიგად, თეორიულად მიღებული შედეგების გაზომილ მინაცემებთან შედარების კარგი თანხვედრა (1-1,5%-ით) ადასტურებს მოყვანილი მეთოდის სამართლიანობას. კერძოდ, რელიეფის დახრის კუთხის გავლენის გათვალისწინებას.

ვისარგებლებთ, რა /3.1.27/ და /3.1.28/ ფორმულებით და პროცესების მახასიათებელ პარამეტრებს მივცემთ რეგიონის შესაბამის მნიშვნელობებს, გავითვლით ქარის სიჩქარის მდგენელების სიდიდეს შეირჩა შემდეგი პარამეტრები; ტურბულენტობის კოეფიციენტი ღებულობდა მნიშვნელობას $1\text{მ}^2/\text{წმ}$ და $10\text{მ}^2/\text{წმ}$, სიმაღლე იყო 10^2მ ; $\varpi_z = 0,7 \times 10^{-4} 1/\text{მწმ}$; $u_{g_1} = v_{g_1} = 8\text{მ}/\text{წმ}$; $u_{g_2} = v_{g_2} = 10\text{მ}/\text{წმ}$; k _სა და ϖ_z _ის მიხედვით α ღებულობდა მნიშვნელობებს $0,84 \times 10^{-2} 1/\text{მ}$; $0,37 \times 10^{-2} 1/\text{მ}$; $0,26 \times 10^{-2} 1/\text{მ}$. მაგალითისათვის მოვიყვან ერთ_ერთ შემთხვევას. ($k = 5\text{მ}^2/\text{წმ}$, $\varpi_z = 0,7 \times 10^{-4} 1/\text{წმ}$, $z = 10^2\text{მ}$, $u_{g_1} = v_{g_1} = 8\text{მ}/\text{წმ}$, $u_{g_2} = v_{g_2} = 10\text{მ}/\text{წმ}$, $a = 0,37 \times 10^{-2}$, $az = 0,37$). a _ს მნიშვნელობები გავითვალეთ 0° , 15° , 30° , 45° , 60° გრადუსიანი კუთხისთვის. მაგალითისთვის კი მოვიყვანოთ

$$\alpha = 30^\circ$$

$$u_1 = 8 \cos 30 + 0,63(\cos 30 \cos az + \sin 30 \sin az) = 8,087 + 0,63(0,87 \times 0,93 + 0,5 \times 0,36) =$$

$$= 6,98 + 0,63(0,81 + 0,18) = 6,98 + 0,63 \times 0,95 = 6,98 + 0,63 = 7,61 \text{ m/wm}$$

$$v_1 = 8 \sin 30 + 0,63(\sin 30 \cos az - \sin az \cos 30) = 4 + 0,63(0,5 \times 0,93 - 0,36 \times 0,87) =$$

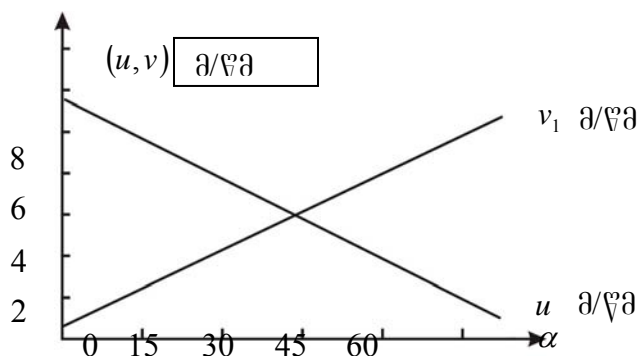
$$= 4 + 0,63(0,465 - 0,31) = 4 + 0,63 \times 0,155 = 4 + 0,07 = 4,07 \text{ m/wm}$$

$$c = \sqrt{7,61^2 + 4,07^2} = \sqrt{57,9 + 16,56} = \sqrt{74,46} = 8,63 \text{ მ/წ}$$

α	u	v	c
0°	8,59	0,23	8,59
10°	8,38	2,02	8,6
30°	7,61	4,07	8,63
45°	6,14	5,82	8,31
60°	4,49	7,38	8,65

ცხრილი 14

აღსანიშნავია, რომ ყველა განხილულ შემთხვევაში დაიკვირება ერთი გარემოება სახლდობრ ქარის სიჩქარის u მდგენელის ზრდას მოჰყვება v -მდგენელის შემცირება და პირიქით. მაგალითისათვის $k = 10 \text{ მ}^2/\text{წმ}^2$ შემთხვევისათვის u და v სიდიდეების α კუთხეზე დამოკიდებულების გრაფიკი მოყვანილია ნახ. №11



ნახაზი №11

**§2 საკვლევ რეგიონზე ატმოსფერული
პროცესების დინამიკა და მისი როლი
ეკოლოგიურ პრობლემებში**

ვინაიდან ვიკვლევთ დინამიკურ პროცესებს რეგიონზე, ამიტომ ვისარგებლოთ სიჩქარის გრიგალის ვერტიკალური მდგენელისათვის მიღებული ცნობილ განტოლებით:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} + u \frac{\partial (\Omega + \ell)}{\partial x} + v \frac{\partial (\Omega + \ell)}{\partial y} = -\ell D$$

სადაც

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

ℓ - კორიოლისის პარამეტრია; D - სიჩქარის ბრტყელი დივერგენცია. შემოვიტანოთ დედამიწის რელიეფის მახასიათებელი პარამეტრი:

$$\eta = \frac{P_z}{P_0},$$

სადაც P_z - არის ატმოსფერული წნევის მნიშვნელობა მთის ზედაპირზე, ხოლო P_0 - წნევის სტანდარტული მნიშვნელობა ზღვის დონეზე, მაშინ ქარის სიჩქარის კომპონენტები ასე გამოისახება [41,63]

$$u = -\frac{1}{\eta} \frac{\partial \Psi}{\partial y}; \quad v = \frac{1}{\eta} \frac{\partial \Psi}{\partial x}. \quad /3.2.1/$$

აქ Ψ არის დენის ფუნქცია. სიჩქარის გრიგალის ვერტიკალური მდგენელი კი მიიღებს მნიშვნელობას

$$\Omega = \frac{1}{\eta} \Delta \Psi - \frac{1}{\eta} \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} \frac{\partial \ln \eta}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial y} \frac{\partial \ln \eta}{\partial y} \right) = \frac{1}{\eta} \left(\Delta \Psi + a \frac{\partial \Psi}{\partial x} + b \frac{\partial \Psi}{\partial y} \right) \quad /3.2.2/$$

სადაც $a = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial x}$ და $b = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial y}$ არის მთის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრები

პარალელისა და მერიდიანის გასწვრივ შესაბამისად.

მივიღოთ დაშვება, მსგავსად [65,66,79,90] მოყვანილი მსჯელობისა, რომ დედამიწის ზედაპირთან ხახუნის ძალა პროპორციულია სიჩქარის გრიგალისა, ანუ დენის ფუნქციის ცვლილებისა პარალელის ან მერიდიანის გასწვრივ. ყოველივე ამის გათვალისწინებით /2.3.10/ განტოლება ასე გადაიწერება:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\Delta \Psi + a\Psi_x + b\Psi_y) + \eta k \Psi_x = \ell(\Psi, \Delta \Psi) - \ell(\Psi, \ln \eta); \quad /3.2.3/$$

სადაც გამოსახულება (A, B)-პუასონის ფრჩხილია.

ვეძებთ /3.2.3/ განტოლების ამოხსნა შემდეგი ბრტყელი ტალღის სახით:

$$\Psi = E_0 e^{i(mx+ny-\sigma t)} \quad /3.2.4/$$

სადაც m და n ტალღური რიცხვებია; E_0 -ამპლიტუდა; σ σ -სიხშირე.

განვიხილოთ ხახუნის ძალის გავლენის ორი შემთხვევა და ვიპოვოთ შესაბამისი ფაზური სიჩქარე [41, 54]

- a) ხახუნის ძალა პროპორციულია Ω_z ე.ი. $F_{\text{ხახ}} = k\Omega_z$, მაშინ /3.2.4/ ი /3.2.3/ ში ჩასმით მივიღებთ:

$$\sigma = \frac{[\ell(na - mb) - (am + bn)k]\rho^2 + \rho^2 k(am + bn)}{\rho^4 + (am + bn)^2} + i \frac{[\ell(na - mb) - (am + bn)k](am + bn) - \rho^4 k}{\rho^4 + (am + bn)^2} = \sigma_1 + i\sigma_2 \quad /3.2.5/$$

სადაც $\rho^2 = m^2 + n^2$

მოვითხოვოთ, რომ რელიეფის მახასიათებელი პარამეტრები და ტალღური რიცხვები აკმაყოფილებს პირობას, რომელიც დამტკიცებული იყო მე_2_ე თავში.

$$am + bn = 0 \quad /3.2.6/$$

ამის გათვალისწინებით ფაზური სიჩქარისათვის გვექნება:

$$C = \frac{\sigma}{m} = \frac{\ell}{\rho^2} \left[\left(a \frac{n}{m} - b \right) - i \frac{k}{m^2} \right] \quad /3.2.7/$$

აღმოჩნდა, რომ ფაზური სიჩქარის რეალური ნაწილი დამოკიდებულია მხოლოდ $(an - bm)$ კომბინაციაზე, წარმოსახვითი ნაწილი კი ხახუნის კოეფიციენტსა და წამყვანი ნაკადის მიმართ $\left(\frac{k}{m} \right)$ ტალღური რიცხვის შეფარდებაზე. ეს დამოკიდებულება პირველად არის მიღებული საკვლევი რეგიონისათვის და იძლევა მიკრორეგიონალური პროცესების დინამიკის შესწავლის კარგ საშუალებას; საჭიროა ვიცოდეთ მხოლოდ a და b პარამეტრები და ტალღური რიცხვების მნიშვნელობები კონკრეტული რეგიონისათვის.

- ბ) ხახუნის კოეფიციენტი პროპორციულია დენის ფუნქციის წარმოებულისა პარალელის გასწვრივ, ე.ი. $F F_{\text{ხახ.}} = k \Psi_x$

მაშინ სიხშირისათვის გვექნება:

$$\sigma = \frac{[\ell(na - mb) - k_1 m] \rho^2}{\rho^4 + (am + bn)^2} + i \frac{[\ell(na - mb) - \beta m](am + bn)}{\rho^4 + (am + bn)^2} = \sigma_3 + i \sigma_4 \quad /3.2.8/$$

/3.2.6/ პირობის შესრულება მოგვცემს:

$$C = \frac{\ell \left(a \frac{n}{m} - b \right) - k_1}{\rho^2} \quad /3.2.9/$$

განვიხილოთ ე.წ. ნეიტრალური ტიპის ტალღები, რომელთა არსებობა დაიკვირვება ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე. ამ შემთხვევაში $C = 0$ და განისაზღვრება ხახუნის კოეფიციენტი:

$$k_1 = k \ell = \ell \left(a \frac{n}{m} - b \right) \quad /3.2.10/$$

მივიღეთ თითქმის უცნაური, მაგრამ მნიშვნელოვანი შედეგი: ჰაერის შინაგანი ხახუნის კოეფიციენტი განისაზღვრება მხოლოდ მოცემულ რეგიონზე მთის მახასიათებელი პარამეტრებით და შესაბამისი ტალღური რიცხვებით.

მოყვანილი შედეგების სამართლიანობა შემოწმებულ იქნა სამეგრელოს რეგიონზე. შერჩეულ იქნა 8 მეტეოროლოგიური სადგური და ალებულ იქნა ყველა ძირითადი მეტეოროლოგიური სიდიდის მრავალწლიური მონაცემები. რეგიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გათვალისწინებით შეფასებულ იქნა a და b პარამეტრები. (ცხრილი 15)

აღმოჩნდა, რომ რეგიონში სხვადასხვა მიმართულებით (ცენტრი ზუგდიდი) a და b პარამეტრები იცვლება მცირედ. ეს ადასტურებს იმას, რომ რეგიონი არის დაბლობიანი, მცირე სიმაღლის ბორცვებით. გამონაკლისია ზუგდიდი-ლებარდეს მიმართულება, სადაც $a = 0.081/მ$ (იმიტომ, რომ ალებული გვაქვს დიდი მანძილი, ამიტომ გრადიენტი გამოდის მცირე.)

ტალღური რიცხვების განმარტების მიხედვით /3.2.6/ გამომდინარეობს, რომ

$$L_x = 1,5L_y \quad /3.2.11/$$

ცხრილი №5

სადგურები	სადგურებს შორის მანძილი	ზღვის დონიდან სიმაღლე	რელიეფის პარამეტრები	
ზუგდიდი გალი	18	110/48		0,20
ზუგდიდი ქუთაისი	80	110/306	0,24	
ზუგდიდი ქობულეთი	80	110/5		0,12
ზუგდიდი სენაკი	32	110/28	0,3	
ზუგდიდი ფოთი	40	110/3		0,11
ზუგდიდი ლეზარდე	50	110/161	0,08	
ზუგდიდი მარტვილი	60	110/170	0,10	
სოხუმი ქუთაისი	150	140/300	0,10	

ე.ი. ჰაერის პარალელის გასწვრივ 1,5-ჯერ მეტ მანძილზე ვრცელდება, ვიდრე მერიდიანის მიმართულებით. ასეთი პროცესები დაიკვირვება ოპერატიულ პრაქტიკაში. (მივიღეთ იგივე შედეგი [94]).

ამრიგად, პარალელის გასწვრივ სინოპტიკური პროცესების დაკვირვებულმა წაგრძელებამ ჰპოვა თეორიული დასაბუთება, რაც ამ რეგიონისათვის პირველად კეთდება.

ატმოსფერული პროცესების მოყვანილი დინამიკით გამოწვეული მიკროკლიმატის თავისებურებების გამოვლენის მიზნით შერჩეული მეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემებით განისაზღვრა კორელაციური კავშირები სხვადასხვა ელემენტებს შორის. გაითვალა კორელაციის კოეფიციენტი მეტეოროლოგიურ ელემენტთა სხვადასხვა წყვილებისათვის ერთიდაიმავე სადგურზე და ერთიდაიმავე ელემენტებისათვის სხვადასხვა სადგურზე (იხ. სქემა სადგურებისა ცხრილი №6).

r -კორელაციის კოეფიციენტი ტემპერატურისათვის

R კორ.კოეფ.	ზუგდიდი	სენაკი	ქუთაისი	ფოთი	სოხუმი	გალი	ქობულეთი
ბუგდიდი	1	0.77	0.78	0.61	0.71	0.72	0.64
შენაკი	0.77	1	0.70	0.55	0.63	0.60	0.71
ქუთაისი	0.78	0.70	1	0.87	0.97	0.82	0.92
ფოთი	0.61	0.55	0.87	1	0.93	0.81	0.46
შოხუმი	0.71	0.63	0.97	0.93	1	0.83	0.96
გალი	0.72	0.60	0.82	0.81	0.83	1	0.78
ქობულეთი	0.64	0.71	0.92	0.46	0.96	0.78	1

ცხრილი №6

რეგიონის თავისებურებების გათვალისწინებით ძირითად მეტეოროლოგიურ ელემენტებს შორის კორელაციური მატრიცა მოყვანილია ცხრილ №7 – ზე.

სადგურები	ზუგდიდი	სენაკი	ფოთი	მარტვილი	ლებარდე
ზუგდიდი	1	0,9	0,8	0,7	0,7
სენაკი	0,8	1	0,7	0,7	0,6
ფოთი	0,9	0,8	1	0,7	0,7
მმარტვილი	0,5	0,7	0,5	1	0,4

ლებარდე	0,9	0,8	0,7	0,7	1
---------	-----	-----	-----	-----	---

ცხრილი №7

თბილი და ცივი სეზონისათვის კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილ №8 – ზე

r _კორელაციის კოეფიციენტი ტემპერატურისათვის სეზონების მიხედვით

r კორ.კოეფ.	სენაკი	ქუთაისი	სოხუმი	ფოთი	გალი	ქობულეთი
ზუგდიდი (თბილი სეზონი)	0,93	0,96	0,93	0,93	0,94	0,94
ზუგდიდი (ცივი სეზონი)	0,99	0,97	0,98	0,88	0,98	0,99

ცხრილი №8

ცხრილის მონაცემებიდან ჩანს, რომ რეგიონი ხასიათდება თითქმის ერთნაირი სიდიდის მეტეოროლოგიური ელემენტების მნიშვნელობებით.ეს დასკვნა მიუთითებს სათანადო ეკოლოგიურ გაფრთხილებაზე, ვინაიდან ჰაერისა და ნიადაგის გაჭუჭყიანების კონცენტრანტები თანაბრადაა გავრცელებული მთელ რეგიონზე და მათი ცვლილება სივრცეში და დროში ხდება მცირე სიჩქარით.

პრაქტიკამ გვიჩვენა, რომ უმეტეს შემთხვევაში საკვლევ რეგიონზე სითბურ ელექტროსადგურებს, მეტალურგიულ და სხვა საწარმოო დაწესებულებებს აშენებენ დაბლობ ადგილზე, მდინარეებსა და წყალსაცავებთან ახლოს. ამასთან საცხოვრებელი მასივები განლაგებულია მაღალ ადგილზე. ადგილმდებარეობის უთანაბრობა იწვევს მოძრაობის ხასიათის და ტურბულენტობის ცვლილებას, რაც თავისთავად იწვევს დამატუჭიანებელი წყაროდან კონცენტრაციის განაწილების დარღვევას.

მცირე სიმაღლის რელიეფის შემთხვევაში მინარევის ტურბულენტური დიფუზია შეისწავლება ფორმულით:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 u_i \frac{\partial q}{\partial x_i} = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} k_i \frac{\partial q_i}{\partial x_i} - \alpha q_i, \quad /3.2.11'/$$

სადაც q -მინარევის ფარდობითი კონცენტრაციაა, x_i -კოორდინატები, k_i -ტურბულენტობის კოეფიციენტი შესაბამისი ღერძების მიმართ, α -მინარევის გარდაქმნის ხარჯზე კონცენტრაციის ცვლილება.

განტოლებას თუ ჩავწერთ პირობით, რომ ტურბულენტური ტენზორის მთავარი ღერძები ემთხვევა საკოორდინატო ღერძებს, მაშინ ნულისაგან განსხვავებული იქნება მხოლოდ დიაგონალური კომპონენტები. ეს გვადლევს საშუალებას u და k_y -ს შორის გამოვიყენოთ დამოკიდებულება

$$k_y = ku$$

კონცენტრაციის განსაზღვრისათვის ვისარგებლოთ წერტილოვანი წყაროს განტოლებით [5,31].

ვერტიკალური კოორდინატი წარმოდგება შეცვლილი სახით

$$z' = z - h(x),$$

სადაც $Z = h(x)$ აღწერს საგები ზედაპირის საზღვარს. სუფყვეტობის განტოლება აიღება შემდეგი სახით

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0$$

დაშვებით, რომ $u = u[(z - h(x))]$; $k_z = k_z[z - h(x)]$ მიიღება:

$$W = u \frac{dh(x)}{dx},$$

მაშინ, /3.2.11/ განტოლება პირობით $\alpha = 0$ მიიღებს სახეს:

$$u \frac{\partial q'}{\partial x'} + \left(W - u \frac{dh(x)}{dx'} \right) \frac{\partial q'}{\partial z'} = \frac{\partial}{\partial z'} k_z \frac{\partial q'}{\partial z'}$$

ეს ნიშნავს, რომ მცირე რელიეფი ვერ ახდენს არსებით გავლენას მინარევის გავრცელებაზე. აქედან გამომდინარეობს პრაქტიკული დასკვნა, რომ რელიეფის გავლენა თავს იჩენს მაშინ, როცა k_z დამოკიდებულია არა მარტო $(z - h(x))$ -ზე, არამედ x -კოორდინატზეც.

დღეისათვის შესრულებულია მრავალი მნიშვნელოვანი შრომა ოროგრაფიის გავლენისა ჰაერის ნაკადზე. ეს გამოკვლევები ძირითადად ეხებიან ფართომასშტაბურ პროცესებს და განსახილველ ამოცანაში უშუალოდ შეუძლებელია გამოყენება.

ამრიგად, ძირითადი ამოცანის ამოხსნა უნდა განხორციელდეს მასში შემავალი კოეფიციენტების მნიშვნელობების ერთდროულად განსაზღვრით. მიღებულია მრავალი მიახლოებითი შეფასება მინარევის გავრცელებაზე რელიეფის გავლენისა. ჩვენ განვიხილავთ შედარებით მარტივ სტაციონარულ ბრტყელ ამოცანას.

სამეცნიერო_ტექნიკურმა პროგრესმა და ენერჯის მოხმარების მაღალმა ტემპებმა განვითარებული მრეწველობის მქონე ქვეყნებში, აქტუალური გახადა გარემოს დაცვის, კერძოდ, ატმოსფეროს მავნე მინარევებისა და გამონაბოლქვებისაგან გაჭუჭყიანების პრობლემა.

მიუხედავად იმისა, რომ დედამიწის მრავალ ადგილას საჰაერო აუზი გაჭუჭყიანებულია მავნე გამონაბოლქვებით, ყოფილი საბჭოთა მეცნიერები მაინც არ თვლიან, თითქოს მსოფლიოს გლობალური გლობალური ეკოლოგიური კრიზისი დაუდგა. ამასთან, ითვალისწინებენ რა ადამიანის ბუნებრივ მზარდ ზემოქმედებას, გვაფრთხილებენ, რომ ბიოსფეროს მდგომარეობის შემდგომი გაუარესება საბსებით დაუშვებელია.

ცნობილი მეცნიერი ბერლიანდი იმ საკითხთან ფართო წრის განხილვისას, რომლებიც ზემოთ აღნიშნული პრობლემის თანამედროვე მდგომარეობას ახასიათებს, აღნიშნავს, რომ საჰაერო აუზის მავნე ნივთიერებებით /მიმართულებით/ გაჭუჭყიანების ხარისხი დამოკიდებულია არა მხოლოდ ტექნოლოგიურ და კონსტრუქციულ პარამეტრებზე /მაგალითად: წყაროს სიმაღლე და სიმძლავრე, გამონაბოლქვის ტემპერატურე და სხვა/, არამედ ისეთ ფაქტორებზეც, როგორცაა ქარის სიქარე, ატმოსფეროს სტრატეფიკაცია, ადგილმდებარეობის ოროგრაფია და სხვა, ამიტომ ბოლო ხანებში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება გარემოს დაჭუჭყიანების მეტეოროლოგიური ასპექტების შესწავლას.

ცნობილია, რომ გამონაბოლქვების ძირითადი მასა გამოიტყორცნება ატმოსფეროს ქვედა ფენებში, შემდეგ ლოკალური ცირკულაციის გავლენით, რომელიც აღძრულია ფართომასშტაბიანი მოძრაობის ფონზე ზედაპირის თერმული და ოროგრაფიული

არაერთგვაროვნების ხარჯზე, გამონაბოლქვი ტრანსფორმირდება ატმოსფეროს მეზომეტეოროლოგიურ სასაზღვრო ფენაში. ასე ვუწოდოთ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენას, რომლის ჰორიზონტალური მასშტაბი ხასიათდება 10-100 კმ. რიგით და რომელიც და რომელიც წარმოიქმნება თერმულად და ოროგრაფიულად არაერთგვაროვანი ზედაპირის გასწვრივ ჰაერის მასის მოძრაობისას.

როგორც ცნობილია, ატმოსფეროში შეღწეული ნარევი გადაიტანება ჰაერის ნაკადებით საშუალო სიჩქარით \vec{c} ჰორიზონტალურად და W სიჩქარით ვერტიკალურად და ვრცელდება ტურბულენტური ცვლის გავლენით. განივი მიმართულების ნაკადისაკენ გადატანის განტოლებას ტურბულენტურ ატმოსფეროში ზოგად შემთხვევაში აქვს სახე:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right) - (W - \bar{v}_g) \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} + k_s \left(\frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial y^2}\right) - \frac{q}{\tau},$$

სადაც q ნარევის მოცულობითი კონცენტრაციაა /გამჭუჭყიანებელი ნივთიერებების/, u და v ქარის სიჩქარის \vec{c} ვექტორის გეგმილება ჰორიზონტალურად x და y ღერძების გასწვრივ, w -ვერტიკალური სიჩქარე, \bar{v}_g -სიჩქარეზე ნაწილაკების დაცემისა სიმძიმის ძალის გავლენით /მხოლოდ მყარი და თხევადი ნარევებისათვის ნულისაგან განსხვავება/, k -ტურბულენტობის კოეფიციენტი ვერტიკალური მიმართულებით, k_s -ტურბულენტობის ჰორიზონტალური კოეფიციენტი, τ -ნარევის რელაქსაციის დრო. /მარჯვენა მხარის უკანასკნელი წევრი აღწერს ნარევის გარეცხვას ნარევებით/.

მივმართოთ x -ღერძი უპირატესი ქარის მიმართულებით (თბილისში მტკვრის გასწვრივ ჩრდილოეთ დასავლეთიდან სამხრეთ აღმოსავლეთისაკენ) და არ განვიხილოთ ჰორიზონტალური ცვლა. (შევნიშნოთ რომ მისი გავლენა უმეტესად არსებითია ნარევის გავრცელების y ღერძის გასწვრივ) და ნარევის გარეცხვა ნალექებით. აღწეროთ ჩვენი ძირითადი ამოცანისათვის გადატანის დიფუზიის განტოლება ტურბულენტურ ატმოსფეროში შემდეგი სახით:

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + (W - \bar{v}_g) \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \quad /3.2.12/$$

/3.2.1.2/ განტოლებაში შემავალი ქარის სიჩქარის მდგენელები და ტურბულენტობის კოეფიციენტი k ატმოსფეროს საზღვრულ ფენებში არსებითად დამოკიდებულია სიმაღლისაგან, ე.ი.

$$u = u(z); \quad k = k(z).$$

მართლაც, მინარევის კონცენტრაციის გავრცელების აღმწერი განტოლებებიდან (სტაციონარული შემთხვევა) გვაქვს [5,31].

აქედან გამომდინარეობს, რომ u და W -ს მცირე მნიშვნელობისათვის სტაციონარული რეჟიმი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში იქნება შენარჩუნებული, ე.ი. ჰაერის თვითგაწმენდის პერიოდი მნიშვნელოვნად იზრდება.

მსგავსად საქართველოს სხვა რეგიონებისა [49,90] ჩვენს საკვლევ ტერიტორიაზეც გამოთვლილ იქნა ატმოსფერული პროცესების დინამიკის მდგრადობის სეზონური მახასიათებელი, ე.წ. ტემპერატურის ამპლიტუდაზე ნორმირებული ფუნქცია.

$$A = \frac{t_{\max} - t_{\min}}{t_{sash}}$$

ცხრილი №9

თვეები	წლის თბილი სეზონი					თვეები	წლის ცივი სეზონი				
	t_s	t_{\max}	t_{\min}	სეზონური საშუალო	$A = \frac{t_{\max} - t_{\min}}{t_s}$		t_s	t_{\max}	t_{\min}	სეზონური საშუალო	$A = \frac{t_{\max} - t_{\min}}{t_s}$
IV	12.3	18.3	7.4	19.01	0.8	X	15.1	21.6	10.0	8.5	0.7
V	17.0	23.1	11.5		0.6	XI	10.5	16.3	6.1		0.9
VI	20.3	25.6	15.3	24.05	0.5	XII	6.8	11.9	2.9	13.9	1.3
VII	22.6	27.2	18.0		0.4	I	4.9	9.7	1.1		1.7
VIII	22.7	27.8	18.0	14.05	0.4	II	5.5	10.4	1.6	4.23	1.6
IX	19.2	25.1	14.1		0.5	III	8.2	13.6	3.7		1.2

აღმოჩნდა, რომ A პარამეტრიც იცვლება თბილი და ცივი სეზონის მიხედვით, მაგრამ სეზონში მისი მნიშვნელობა სტაბილურია. გათვლები გაკეთდა საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის 1990_2000 წლის მონაცემებზე (ცხრილი №9). ცხრილიში მოყვანილია A პარამეტრის მნიშვნელობები მთელი რეგიონისათვის. საიდანაც კარგად ჩანს, რომ ბოლო წლებში თბილი და ცივი სეზონური პერიოდები საკმარისად დიდი სიზუსტით მეორდებიან. A პარამეტრიც ახალია და მოითხოვს შემოწმებას სხვა პერიოდისათვის.

შეიძლება დასკვნის სახით აღინიშნოს, რომ სამეგრელოს რეგიონზე მიკროკლიმატის განმსაზღვრელი ორივე ფაქტორი, ზოგადი ცირკულაციური პროცესები და საგები ზედაპირის ფიზიკური მდგომარეობა, უზრუნველყოფს პროცესების სტაბილურობას.

საკვლევ ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების დინამიკის ჩამოყალიბებაში ერთ_ერთი მნიშვნელოვანია ჰაერის მასათა ვერტიკალური გადაადგილების სიჩქარის განსაზღვრა. ამ სიჩქარის სიდიდის ცოდნას გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს კონვექციური ღრუბლების ჩამოყალიბება_განვითარებაში და საერთოდ ამინდის ლოკალური პირობების პროგნოზირების დროს [12,22,23,25,27,30,33,34,59]

ამასთან ერთად ჰაერის მასების, ფრონტალური მოძრაობის დროს წინააღმდეგობის შეხვედრისას (დასავლეთ_აღმოსავლეთის შემოჭრებისას სურამის ქედი) ნაწილაკების ვერტიკალური მოძრაობა არის მთავარი მექანიზმი თავისუფალ ატმოსფეროსა და სასაზღვრო ფენის ურთიერთქმედებაში. ვისარგებლოთ მოძრაობის განტოლებით სიჩქარის u და v მდგენელებისათვის /2.3.1/ და /2.3.2/_დამოკიდებულებებით განსაზღვრული ჰორიზონტალური გრადიენტები, იმ პირობით, რომ მხედველობაში მიიღება მხოლოდ მოძრაობის სტაციონალურობის პირობა, გვექნება [49,72]

$$\ell \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial}{\partial z} \right) + \ell \frac{\partial u_g}{\partial x} \quad /3.2.13/$$

$$\beta v + \ell \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \ell \frac{\partial v_g}{\partial y} \quad /3.2.14/$$

სადაც u_g და v_g ქარის გეოსტროფიული მდგენელებია შესაბამისად, ხოლო β β -როსბის [38] პარამეტრია. მოვახდინოთ უკუმშვადი გარემოსათვის უწყვეტობის განტოლების

$$\frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

ინტეგრირება z -ით დედამიწის ზედაპირიდან $z=0$, სასზღვრო ფენის $z=H$ სიმაღლემდე. მივიღოთ, რომ როცა $z=0$, $w_0 = 0$ გვექნება

$$w_H = -\int_0^H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad /3.2.15/$$

ჩავსვათ /3.2.13/ და /3.2.14/_ტი /3.2.15/_ში, მოვახდინოთ ინტეგრირება და მივიღებთ;

$$\ell w_H = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial v}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]_{z=z_0} \quad /3.2.16/$$

დანარჩენი წევრები თავიანთი სიმცირის გამო (ამ წევრების სიდიდესთან შედარებით) უგულვებელყოფილია [49]. ეს დადგენილია ექსპერიმენტული (საველე) დაკვირვების დამუშავების საფუძველზე. შემოვიტანოთ რა ჰაერის შინაგანი დაძაბულობის მხებ მდგენელებს ox და oy ღერძის გასწვრივ, შესაბამისად τ_x და τ_y , ხოლო τ და ox ღერძს შორის კუთხეს ავღნიშნავთ δ δ -თი, შეიძლება დავწეროთ [72]

$$k \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z=0} = v^* \cos \delta; \quad k \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=0} = v^* \sin \delta; \quad /3.2.17/$$

/3.2.17/_ის გათვალისწინებით /3.2.16/ მიიღებს სახეს:

$$w_H = \frac{1}{\ell} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (v^* \sin \delta) - \frac{\partial}{\partial y} (v^* \cos \delta) \right\} = \frac{1}{\ell} \text{rot } \tau \quad /3.2.18/$$

სადაც v^* - არის დინამიკური სიჩქარე. მიღებული /3.2.18/ ფორმულიდან ჩანს, რომ თითოეულ წევრს ჩავწერთ ჰორიზონტალური კოორდინატების მიმართ სასრულო ნაზრდებში და გვეცოდინება v^* -სიდიდე მინიმუმ სამ პუნქტში. აგრეთვე გეოსტროფიული ქარის სიდიდე, დედამიწის ზედაპირის მოსილობს მახასიათებელი პარამეტრები (აილება სპეციალური ცხრილიდან №1) და ატმოსფეროს სტრატოფიკაციის ბუნება (შეფასებული სტანდარტული მეტეოტოლოგიური დაკვირვებებიდან) გაითვლება $H w_H$ - მნიშვნელობა ე.წ. "სამკუთხედის მეთოდით" [49,72,93].

სათვლელ პოლიგონად არჩეულ იქნა ქალაქ ზუგდიდი და მისგან 100კმ. რადიუსით (ძირითადად გაბატონებული ქარის მიმართულებით) შემოსაზღვრული ტერიტორია. მსგავსად შრომა [93]-ში მოყვანილი მდგომარეობისა. სათანადო გრადიენტი (ნებისმიერი მეტეოროლოგიური ელემენტისა, მაგალითად წნევისა) გაითვლება ფორმულით:

$$\frac{\partial f}{\partial h} = \sqrt{\frac{(f_c - f_a)^2}{(CA)^2} + \frac{(f_b - f_a)^2}{(AB)^2} + 2 \frac{(f_c - f_a)(f_b - f_a)}{AB \times AC} \cos \varphi} \quad /3.2.19/$$

თითოეული ელემენტის სიდიდე აღებულია მათი მრავალწლიური საშუალო (მინიმუმ 10 წელი). ასეთი მიდგომით გამოთვლილი w_H -ის საშუალო მნიშვნელობა რეგიონისთვის შეადგენს -0,618მ/წმ, ხოლო ვერტიკალური სიჩქარის დაკვირვებული (აეროლოგიური დაკვირვებიდან) ქ. ქუთაისისათვის საშუალოდ აქვს მნიშვნელობა ტოლია 0,705 მ/წმ. ფარდობითი ცდომილება დაახლოებით 12%. ეს ცდომილება დასაშვებია.

ჩატარებული სამუშაოს შედეგად აღმოჩნდა, რომ საკვლევ რეგიონზე შემოიჭრება რა დასავლეთიდან (ან ჩრდილო-დასავლეთიდან) ჰაერის მასები, რომლებსაც გამოვლილი აქვთ შავი ზღვა, გავრცელებას ჰპოვებენ ნელი სიჩქარით [57,58,70,71,95], როგორც ჰორიზონტალური, ასევე ვერტიკალური მიმართულებით. ეს გარემოება კი

აუცილებელია გათვალისწინებულ იქნას რეგიონის ეკოლოგიურ პრობლემებში. მართლაც, /3.1.12/ _ში შემავალი სიჩქარის კომპონენტების მცირე სიდიდეები ცხადია ამნელებენ ჰაერის მასებში შემავალი მინარევების სივრცულ გავრცელებას და შედარებით ხანგრძლივად რჩებიან განსაზღვრულ ტერიტორიაზე.

§3 ატმოსფერული მასების დინამიკაზე მთის მასივის გავლენის ანალიზი (ამიერკავკასიის მაგალითზე)

ყოველდღიური სინოპტიკური პრაქტიკიდან ცნობილია, რომ ძლიერი ინტენსიობის ნალექი და სხვა ატმოსფერული მოვლენები მთა_გორიან ტერიტორიაზე უმთავრესად დაიკვირვება ისეთი ფრონტალურ_ციკლონურ სიტუაციაში, რომლებსაც თან სდევს ატმოსფეროში აღმავალი დინებების ოროგრაფიული გამძლიერება. ეს ოროგრაფიული გავლენა ძირითადად დამოკიდებულია მთის მასივზე ჰაერის მასათა გადადინების პროცესზე [4,10,11,23,25,34,57,58,71]. ჰაერის მასათა შემოდინება (სხვადასხვა მიმართულებით) კი ატარებს ტალღურ ხასიათს და რამდენადაც ატმოსფერული დინებების კინეტიკური ენერგია თავმოყრილია ქვედა ფენებში (ტროპოსფერო, სტრატოსფერო), სადაც ჩაისახება და ვითარდება ძლიერი მეტეოროლოგიური წარმონაქმნები. სხვადასხვა ტიპის ფრონტები და ფრონტალური ზედაპირები, ციკლონები და ანტიციკლონები და მათთან დაკავშირებული ბარიული წარმონაქმნები. ამიტომ სრულიად ბუნებრივია დაუშვათ, რომ ტალღური პროცესების უმეტესი ნაწილი გენერირდება, სახელდობრ ამ ქვედა ფენებში. ამავე დროს ატმოსფერო სიმაღლის მიხედვით სტატიფიცირებულია ქარისა და ტემპერატურული ველით, რაც ახდენს გავლენას სხვადასხვა ტალღების ვერტიკალურ გავრცელებაზე. აღნიშნული მოვლენები განსაკუთრებით მკვეთრად მჟღავნდება რთული ფიზიკური რელიეფის მქონე ტერიტორიაზე, როგორც არის ამიერკავკასია მთლიანობაში და კერძოდ საქართველო.

ბუნებრივია ზოგიერთი მთის მასივი შეიძლება განხილულ იქნას, როგორც შემოდინებული ჰაერის მასათა გამყოფი_ფრონტალური ზედაპირი (დიდი და მცირე

კავკასიონი, რაჭა, ლეჩხუმის მთიანეთი, სურამის პლატო და სხვა). ყოველივე ზემოთ მოყვანილი მიუთითებს იმაზე, რომ იმ ატმოსფერული მოვლენების შესასწავლად, რომლებიც მიმდინარეობს საქართველოს ტერიტორიაზე, აუცილებელია გამოყენებულ იქნას ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა და შესაბამისი ოროგრაფიული ტალღების თეორია. ყოველივე ეს უნდა მოერგოს ცალკეულ სინოპტიკურ სიტუაციას და ატმოსფეროში წყვეტის ზედაპირების არსებობას. აქედან გამომდინარე მითითებული მთის მასივები შეიძლება განვიხილოთ, როგორც ცალკეული წყვეტის ზედაპირები, განსაკუთრებით კი სურამის ქედი, ვინაიდან აქ შედარებით ვიწრო ზილში ხდება მეტეოროლოგიური ელემენტების ნახტომისებური ცვლილება. ამრიგად, ოროგრაფიული ჰიდროდინამიკური ობიექტები არიან ერთგვარი გამყოფი ზედაპირები და აქედან გამომდინარე ოროგრაფიულ ტალღებს ახასიათებს მთელი რიგი თავისებურებანი. ამ თავისებურებების შესწავლა_ანალიზი აზუსტებს არა მარტო ზოგად ცირკულაციური მექანიზმის სურათს, არამედ მთელ რიგ შემთხვევაში აზუსტებს ამინდის პროგნოზის ხარისხს.

იმისათვის, რომ გამოკვლეულ იქნას ატმოსფერული ჰაერის მასათა მოძრაობაზე მთის მასივთა გავლენა, მივმართოთ ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემას. დედამიწასთან უძრავად დაკავშირებულ კოორდინატთა x, y, p, t _სისტემაში მითითებულ განტოლებათა სისტემა თავისუფალ ატმოსფეროსათვის ჩაიწერება ასე: [5,14,16,24,37]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \tau \frac{\partial u}{\partial P} = -g \frac{\partial H}{\partial x} + \ell v \quad /3.3.1/$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \tau \frac{\partial v}{\partial P} = -g \frac{\partial H}{\partial y} - \ell v \quad /3.3.2/$$

$$T = -\frac{g}{\ell} P \frac{\partial H}{\partial P} \quad /3.3.3/$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial P} = 0 \quad /3.3.4/$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial \tau}{\partial y} + = \frac{c^2}{RP} \tau \quad /3.3.5/$$

სადაც u, v არის ქარის სიჩქარის კომპონენტები შესაბამისად ox და oy ღერძებს შორის (შევნიშნოთ, რომ აღებულია ისეთი სისტემა, სადაც ox ღერძი მიმართულია დასავლეთიდან აღმოსავლეთით დედამიწის პარალელის გასწვრივ; oy _მერიდიანის გასწვრივ სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, oz _რადიუსის გასწვრივ ვერტიკალურად ზემოთ); τ ვერტიკალური სიჩქარის ანალოგია და უდრის $\frac{dp}{dt}$; p _ატმოსფერული წნევა, T _აბსოლუტური ტემპერატურა, $c = \sqrt{\alpha RT}$ _ბგერის გავრცელების სიჩქარე; g _სიმძიმის ძალის აჩქარება; R _გაზების უნივერსალური მუდმივა; H _შესაბამისი იზობარული ზედაპირის სიმაღლე; t _დრო, $\ell = 2\pi \sin \varphi$ _კორიოლისის პარამეტრი, χ _გეოგრაფიული განედი, ϖ _დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე; $\alpha = \frac{c_p}{c_v}$, c_p _კუთრი სითბო მუდმივი მოცულობის დროს.

მრავალი მეცნიერული თუ პრაქტიკული კვლევისათვის აქ მოყვანილი ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა ძირითადად იხსნება პირობით, როცა ვერტიკალური კოორდინატი $z=0$ ჰაერის მასები დედამიწის ზედაპირში არ ჩაედინება. ამრიგად, $z=0$ მიღებულია, რომ ვერტიკალური სიჩქარე ან მისი ანალოგია უდრის ნულს. რეალურად დედამიწის ზედაპირი მოცემულია სხვადასხვა ზომისა და მასშტაბის ფიზიკური რელიეფით ამიერკავკასიის ტერიტორიისაღვის. ამიტომ აღნიშნული პირობა პრინციპში მიუღებელია. ეს განსაკუთრებით ეხება ლოკალურ ატმოსფერულ პროცესებს, რომელთა ჩასახვა_განვითარება და ქრობის სტადიები მთლიანად ოროგრაფიული თავისებურებებით არის განპირობებული. [5,73,75,86,87].

პროგნოზური და დიაგნოსტიკური ამოცანის დასმისას ოროგრაფია შეიძლება გათვალისწინებული იქნას ორი გზით: უშუალო სასაზღვრო პირობების შეცვლით და ვერტიკალური კოორდინატის შერჩევით.

შეისწავლება რა ფართომასშტაბიანი მოძრაობა კვაზისტატიკურ მიახლოებაში, შესაძლებელი [14,15,16,17,18] ხდება ვერტიკალურ კოორდინატად მიღებულ იქნას

გეომეტრიული სიმაღლისაგან განსხვავებული სხვადასხვა ცვლადი. ძირითადად ცნობილია ოთხი ტიპი ვერტიკალური კოორდინატისა, რომლებიც გამოიყენება რიცხვით მოდელირებაში, ესენია: გეომეტრიული სიმაღლე z , ატმოსფერული წნევა p , პოტენციალური ტემპერატურა ψ და s -სისტემა. უშუალოდ ამ კოორდინატთა სისტემებს შორის პრინციპული განსხვავება არ სჩანს, მაგრამ გამოთვლითი ასპექტის სტატისტიკა აჩვენებს მნიშვნელოვან განსხვავებას.

აქვე აღსანიშნავია, რომ ψ -სისტემაში შემოყავთ მონდგომერის $M = c_p T + \Phi$ [20,24,32] ფუნქცია, რომლის საშუალებით მოძრაობის განტოლების მარჯვენა მხარე წარმოდგება ერთი წევრის სახიდ; ეს კი იძლევა გარკვეულ უპირატესობას. s -სისტემა კი ქვედა საკოორდინატო ზედაპირი ემთხვევა ტოპოგრაფიულ ზედაპირს, რაც მიუთითებს მის უპირატესობას. განტოლებათა სისტემის ჩაკეტისათვის ვერტიკალური სიჩქარე უნდა განისაზღვროს დიაგნოსტიკური განტოლებიდან, მაგალითად უწყვეტობის განტოლების ინტეგრირებით სიმაღლის მიხედვით. ეს უფრო მოსახერხებელია z და p სისტემაში. ვინაიდან აქ წნევის გრადიენტის ძალა მოძრაობის განტოლებებში მოიცემა ერთი წევრით; s -სისტემაში კი წნევის გრადიენტის ძალა მოიცემა ორი წევრის ჯამით და ეს კი საკმარის სირთულეს იწვევს. რელიევის გავლენის გათვალისწინებისათვის ვისარგებლოთ პროფ. ზ. ხვედელიძის მიერ შემოთავაზებული ორიგინალური [5,30,31] მიდგომით.

დავუშვათ, რომ ქარის სიჩქარის ჰორიზონტალური მდგენელები პროპორციულია გეოსტროფული ქარისა, მთის ზედაპირის ზემოთ და პროპორციულობის კოეფიციენტი არ არის დამოკიდებული z -ზე. ე.ი. მთის გავლენა ერთნაირია ყველა დონეზე. ვწერთ:

$$u = A(x, y, t)u_g$$

$$v = A(x, y, t)v_g$$

სადაც

$$u_g = \frac{1}{\ell \rho} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad v_g = \frac{1}{\ell \rho} \frac{\partial P}{\partial x};$$

გეოსტროფიული ქარის მდგენელებია შესაბამის ღერძებზე; ρ -ჰაერის სიმკვრივე, $\ell = 2\pi \sin \varphi$ კორიოლისის პარამეტრი, φ გეოსტროფიული განედი, π - დედამიწის

ბრუნვის კუთხური სიჩქარე, x, y ჰორიზონტალური კოორდინატები; ამასთანავე x მიმართულია პარალელის გასწვრივ, დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. y – მერიდიანის გასწვრივ სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. (x, y, t) სიდიდის განსაზღვრისათვის გამოვიყენოთ უწყვეტობის განტოლება, რომელიც z -ით ინტეგრირდება $z=z(x, y)$ -დედამიწის ზედაპირიდან z -მდე. გვაძლევს [44,53,88]

$$\varpi = u \frac{\partial z(x, y)}{\partial x} + v \frac{\partial z(x, y)}{\partial y}$$

ხოლო სიჩქარის კომპონენტისათვის გვექნება:

$$u = \frac{P_0}{P_z} u_g; \quad v = \frac{P_0}{P_z} v_g; \quad /3.3.6/$$

ავღნიშნოთ $\eta = \frac{P_0}{P_z}$, მაშინ

$$\Omega = \frac{1}{\ell \eta} \Delta \Phi - \frac{1}{\ell \eta} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \frac{\partial \ln \eta}{\partial y} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} \frac{\partial \ln \eta}{\partial x} \right)$$

$\Phi = gH$ გეოპოტენციალია. Ω -ს ჩასმით სიჩქარის გრიგალის განტოლებაში მივიღებთ [5,14,20]

სადაც

$$\Delta \frac{\partial \Phi}{\partial t} + a \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t \partial x} + b \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y} + \beta \frac{\partial \Phi}{\partial x} = F \quad /3.3.7/$$

არის მთის მასივის მახასიათებელი პარამეტრები. შესაბამისად მთის საშუალო დახრა

გეოგრაფიული განედისა და მერიდიანის გასწვრივ, $\beta = \frac{dl}{dy}$ – როსზის პარამეტრია.

ავღნიშნოთ, რომ ცალკეული წევრების რიგის შეფასების შემდეგ F -ფუნქცია ქარმოდგება შემდეგი სახით:

$$F = a_1(\Phi_0 \Delta \Phi) + a_2(\eta \Phi) \quad /3.3.8/$$

/2.3.7/ განტოლების ამოხსნა განსაზღვრულ საწყის და სასაზღვრო პირობაში შეიძლება ამოიხსნას ანალიზურად და ფუნქცია Φ – გამოვსახოთ გრინის ფუნქციით [5,26]. ხოლო პროგნოზი განხორციელდეს ფორმულით:

$$\Phi = \sum G_i F_i$$

კონკრეტული მთის მასივისათვის შერჩეული ბადის კვანძ წერტილებში გამოითვლება ფუნქციის რიცხვითი მნიშვნელობები. მაგალითად, თუ კავკასიონის მთაგრეხილს წარმოვადგენთ სამკუთხა პირამიდის სახით ($\Delta x = 1500$ კმ. და $\Delta y = 160$ კმ.) და ბადის ცენტრალურ წერტილს დავამთხვევთ თბილისს ($\chi=45$), მაშინ G _წონითი კოეფიციენტები 9 წერტილიან ბადის კვანძ წერტილებში იქნება (იხ. სურათი 4)

$$\begin{aligned} G_0 &= 0,407(0,375); & G_1 &= 0,143(0,125); & G_2 &= 0,120(0,125) \\ G_3 &= 0,139(0,125); & G_4 &= 0,165(0,125); & G_5 &= 0,062(0,0625); \\ G_6 &= 0,061(0,0625); & G_7 &= 0,083(0,0625); & G_8 &= 0,075(0,0625). \end{aligned}$$

ფრჩხილებში მითითებულია შესაბამისი მნიშვნელობები რელიეფის გავლენის გარეშე. გრაფიკულად G _ის დამოკიდებულება მანძილზე კავკასიის ტერიტორიაზე $t = 3$ საათისათვის 1000 და 850მმ. ზედაპირებისათვის მოცემულია ნახ. №13, №14_ის ანალიზიდან სჩანს, რომ გავლენის ფუნქციებს მაღალი მნიშვნელობები აქვთ, სამხრეთ დასავლეთის მიმართულებით. ამით ნათელი ხდება ის ფაქტი, რომ კავკასიონის მთაგრეხილი დიდ წინააღმდეგობას უწევს ჰაერის ნაკადის მოძრაობას სამხრეთ და ჩრდილოეთის მიმართულებით და გადაადგილება ძირითადად ხდება დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ან პირიქით. ეს ფაქტი სინოპტიკური პრაქტიკიდან დასაბუთებულია.

რეგიონალურ მეზო_მეტეოროლოგიურ თანამედროვე მოდელებში დედამიწის ოროგრაფიის გავლენა ხორციელდება სპეციალური კოორდინატთა სისტემის შემოღებით. განიხილება არე შემოსაზღვრული ქვემოდან $z = \zeta(x, y)$ დედამიწის ზედაპირით და ზემოდან $z = H = const$ სბრტყით. ატმოსფეროს ამ ნაწილისათვის შემოყვანილია კოორდინატთა სისტემა:

$$x_1 = x; \quad y_1 = y; \quad t_1 = t; \quad z_1 = \frac{z - \zeta}{H - \zeta} H$$

z_1 _კოორდინატის შემოტანით სასაზღვრო პირობები იქნება:

$$z_1 = 0; \quad (z = \zeta) \quad \text{და} \quad z_1 = H, \quad (z = H)$$

ჰიდროდინამიკის განტოლებების ინტეგრირება ხდება სწორკუთხოვან არეში, რომელიც ზემოდან და ქვემოდან შემოსაზღვრულია სიბრტყეებით, ეს კი ამარტივებს ამოცანის ამოხსნას.

ამიერკავკასიის რეგიონისათვის აქ მოყვანილი სისტემებიდან თეორიული და პრაქტიკული თვალსაზრისით უმეტესად გამოყენებულ იქნა p და σ სისტემები სხვადასხვა მიახლოებით სხვადასხვა ავტორის მიერ [35,37,39,43,48,56].

ამრიგად, შეირჩევა მათემატიკური მოდელი, ოროგრაფიული ეფექტის ყველა ვარიანტის სცენარის გათამაშებით დადგინდება ოპტიმალური ვარიანტი, რომელის გათვალისწინება ძირითად მოდელში აამაღლებს პროგნოზირების ხარისხს.

ტალღური პროცესების ანალიზისათვის, ძირითადად განტოლების მისაღებად, ვისარგებლოთ ბრუნვის (გრიგალის) სიჩქარის $\vec{\Omega} = \text{rot} \vec{v}$ განტოლებით, რომელიც სტანდარტული წესით [9,14,15,24,29] მიიღება /3.4.1/ და /3.4.2/ განტოლების გამოყენებით. ბრუნვის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელისათვის

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad /3.3.9/$$

აღნიშნულ განტოლებას აქვს სახე:

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} + u \frac{\partial (\Omega_z + \ell)}{\partial x} + v \frac{\partial (\Omega_z + \ell)}{\partial y} + \beta v = -\ell D \quad /3.3.10/$$

სადაც $\beta = \frac{dl}{dy}$ – როსბის პარამეტრია, $D = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ – სიჩქარის ბრტყელი დივერგენცია.

დაუშვათ, რომ მთის ზედაპირის პროფილი მოიცემა განტოლებით:

$$z = Z(x, y)$$

მაშინ ქარის სიჩქარის ჰორიზონტალური მდგენელები მიახლოებით ასეთი სახით წარმოდგება [5,22,28,32].

$$u = -\frac{g}{\ell} \frac{\partial H}{\partial y};$$

/3.3.11/

$$v = \frac{g}{\ell \eta} \frac{\partial H}{\partial x}$$

სადაც $\eta = \frac{P_z}{P_0}$, P_z -წნევის სიდიდეა z სიმაღლეზე; P_0 -წნევის სტანდარტული

მნიშვნელობა. /3.3.11/ -ის გამოყენებით ბრუნვის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი ასე გამოისახება:

$$\Omega_z = \Omega = \frac{g}{\ell \eta} \Delta H - \frac{g}{\ell \eta} \left(\frac{\partial \ln \eta}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \ln \eta}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad /3.3.12/$$

ხოლო ჰორიზონტალური დივერგენცია კი

$$D = \frac{g}{\ell \eta^2} (\eta, H) \quad /3.3.13/$$

სადაც Δ -ბრტყელი ლაპლასიანია, ხოლო (A, B) -ჰუასონის ფრჩხილი-იაკობიანი. ჩავსვათ /3.3.10/-ში /3.3.11/, /3.3.12/ და მიიღება დასმული ამოცანის ძირითადი განტოლებები:

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} + a(x, y) \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial x} + b(x, y) \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial y} + \beta \frac{\partial H}{\partial x} = F_1 \quad /3.3.14/$$

ბაროტროპიული ატმოსფეროსათვის:

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} + a(x, y) \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial x} + b(x, y) \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial y} + \beta \frac{\partial H}{\partial x} + c_1 \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\zeta^2 \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial \zeta} \right) = F_2 \quad /3.3.15/$$

ბაროკლინური ატმოსფეროსთვის, სადაც

$$a = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial x}, \quad b = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial y} \quad /3.3.16/$$

მთის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრებია შესაბამისად დედამიწის პარალელსა და მერიდიანის გასწვრივ, $\zeta = \frac{P}{p_0}$; /2.4.14/, /3.3.15/_ის მარჯვენა მხარე მიიღება /3.3.17/

პირველი წევრიდან $\beta \frac{\partial H}{\partial x}$ _ის გარეშე, ხოლო მარჯვენა მხარის მე_2_ე და მე_3_ე წევრს აქვს სახე:

$$u \frac{\partial(\Omega + \ell)}{\partial x} + v \frac{\partial(\Omega + \ell)}{\partial y} = \frac{g}{\ell \eta} \left(H, \frac{g}{\ell} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\eta} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{g}{\ell} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\eta} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \ell \right) \quad /3.3.17/$$

შევაფასებთ იმ წევრების რიგს, რომლებიც შედიან F_1 და F_2 _ს გამოსახულებაში. შევნიშნავთ, რომ შედარებით მნიშვნელოვანი წევრები, განპირობებულია მთის მასივის არსებობით. დანარჩენი წევრების სიდიდე ორი რიგით მაინც მცირეა.

ამრიგად, მივიღეთ, რომ (მსგავსად ფორმულისა (3.3.8))

$$F = -\frac{1}{\ell \eta} (H, \Delta H) - \frac{\ell}{\eta} (\eta, H) \quad /3.3.18/$$

რის გათვალისწინება მოგვცემს განტოლებას:

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} + a(x, y) \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial x} + b(x, y) \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial y} + \beta \frac{\partial H}{\partial x} =$$

$$c \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \Delta H}{\partial x} - c \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \Delta H}{\partial y} - \ell b \frac{\partial H}{\partial x} + \ell a \frac{\partial H}{\partial y} \quad /3.3.19/$$

სადაც $c = \frac{1}{\eta l}$ მისი საშუალო მნიშვნელობა ითვლება მუდმივად, ხილო a და b პარამეტრების რიცხვითი მნიშვნელობების მისაღებად განსახილველ ტერიტორიაზე მთაგრეხილი უნდა წარმოვადგინოთ რაიმე გეომეტრიული ფიგურის სახით. მთაგრეხილისათვის დიდი კავკასიონი კარგად აღიწერება სამკუთხა პირამიდის სახით. სამხრეთ კავკასიონი ოთკუთხა პირამიდით და ა.შ. მივიღოთ კავკასიონის სიმაღლე 4×10^3 მეტრი ($p_z = 600$ მმ) სიგრძე პარალელის გასწვრივ $\Delta x = 1500$ კმ. $= 1,5 \times 10^6$ და მერიდიანის მიმართ $\Delta y = 0,16 \times 10^6$ მ., მაშინ

$$a_{კავ} = -\frac{\partial}{\partial x} \ln\left(\frac{P_z}{P}\right) \approx 0,68 \times 10^{-6} 1/მ$$

$$b_{კავ} = -\frac{\partial}{\partial y} \ln\left[\frac{P_z}{P}\right] \approx 6,4 \times 10^{-6} 1/მ$$

/3.3.11/ და /3.3.12/ განტოლების ამოხსნისათვის მივიღოთ a და b პარამეტრების საშუალო მნიშვნელობები მუდმივებად და დედამიწის ზედაპირის რელიეფი მიახლოებით გაითვალისწინება ქვედა სასაზღვრო პირობით:

$$\text{როცა } t = 0 \quad H = H_0(x, y) \quad /3.3.20/$$

მთის მიმართ სიჩქარის ნორმალური მდგენელი

$$v_n = u \cos(n; x) - v \cos(n; y) + W \cos(n; z)$$

რაც გვაძლევს, რომ

$$W = u \frac{\partial z(x, y)}{\partial x} + v \frac{\partial z(x, y)}{\partial y}$$

/3.3.11/ განტოლების ამოხსნისათვის გამოვიყენოთ კარსონ-პევისაილის ოპერატორი გამოსახულების ფუნქციისთვის [3,5,24]

$$\bar{H} = P \int_0^t H e^{-Pt} dt \quad /3.3.21/$$

ჩავსვათ, მივიღებთ შემდეგ განტოლებას:

$$\begin{aligned}
& P\Delta\bar{H} + Pa\frac{\partial\bar{H}}{\partial x} + Pb\frac{\partial\bar{H}}{\partial y} + \beta\frac{\partial\bar{H}}{\partial x} = \\
& = F - \beta\frac{\partial H_0}{\partial x} + P\left(\Delta H_0 + u\frac{\partial H_0}{\partial z} + b\frac{\partial H_0}{\partial y}\right) = \quad /3.3.22/ \\
& F' + PF''
\end{aligned}$$

დაუშვათ, რომ

$$\bar{H} = \Psi e^{\frac{-(ap+\beta)x+by}{2p}}$$

მაშინ /3.3.19/_დან გვექნება:

$$\Delta\bar{\Psi} - \frac{(ap+\beta)^2 + b^2P^2}{4p^2}\bar{\Psi} = \frac{F'}{p}e^{\frac{-(ap+\beta)x+by}{2p}} \quad /3.3.23/$$

ამ განტოლების ამოხსნა ცნობილია მათემატიკური ფიზიკიდან [30,32,39], ე.წ. წყაროს მეთოდის გამოყენებით. ამიტომ შეგვიძლია დავწეროთ: [5,32]

$$\bar{\Psi} = -\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int \frac{F'}{P} e^{\frac{(ap+\beta)x'+by'}{2p}} k_0 \left(\frac{r}{2} \sqrt{\frac{(ap+\beta)^2 + b^2p^2}{p^2}} dx' dy' \right) \quad /3.3.24/$$

სადაც $k_0(\zeta)$ მაკდონალდის ფუნქცია (ამოიხსნას უსასრულოებაში სემოსაზრვრულობის დასაცავად), ხოლო

$$r = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2}$$

თუ გადავალთ პოლარულ კოორდინატებზე

$$x = x' = r \cos \vartheta, \quad y - y' = r \sin \vartheta$$

და დავბრუნდებით \bar{H} _ზე, მაშინ გვექნება [15,32,39]

$$\bar{H} = -\frac{1}{2H} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{F'(r, \vartheta)}{P} e^{-\frac{r}{2}(a \cos \vartheta + b \sin \vartheta)} e^{-\frac{r\beta \cos \vartheta}{2P}} \times$$

/3.3.25/

$$\times k_0 \left(\frac{r}{2} \sqrt{a^2 + b^2 + \frac{rab}{P} + \frac{r}{P^2}} \right) r dr d\vartheta$$

მოვახდინოთ შესაბამისი ანალიზი გამოსახულების ფუნქციისათვის. ცხადია, გავლენის (გრინის) ფუნქციას ექნება სახე: დეტალურად ეს გარდაქმნები მოყვანილია შრომებში [30,50,60,67]

$$G(r, \vartheta, t, ab) = e^{-\frac{r}{2}(a \cos \vartheta + b \sin \vartheta)} e^{-\frac{r\beta \cos \vartheta}{2P}} \times$$

$$k_0 \left(\frac{r}{2} \sqrt{a^2 + b^2 + \frac{2a\beta}{P} + \frac{\beta^2}{P^2}} \right)$$

როცა $|P|$ ძალზე დიდია (რაც შეესაბამება t -ს მცირე მნიშვნელობას, წევრი $\left| \frac{\beta^2}{P^2} \right|$ მცირეა, $|a^2 + b^2|$ და $\left| \frac{2a\beta}{P} \right|$ -სთან შედარებულ და შეგვიძლია უგულველყოთ. ამრიგად, ეს გამარტივება სამართლიანია t -ს შემდეგი სიდიდისათვის.

$$t \ll \frac{1}{ra} < \frac{2}{ar^2\beta} \quad /3.3.26/$$

/3.3.23/_დან ნათლად ჩანს, რომ როცა მეტია r (a და β მუდმივებით), მით ნაკლებია t , ე.ი. დიდი მთის მასივის გავლენა სწრაფად მქლავნდება, ვიდრე გავლენა მცირე გავრცელების მთისა. მაგალითად $r = 15 \times 10^5$ მ (კავკასიონის სიგრძე), მასინ $t < 2$ დღელამეზე და $r = 30 \times 10^5$ მ, მაშინ $t < 1$ დღელამეზე.

განვიხილოთ ასიმპტოტური ამოხსნა, როცა $t \rightarrow \infty$. ეს ნიშნავს, რომ $|p|$ მცირეა, ასეთ სემთხვევაში მაკდონალდის ფუნქციის არგუმენტი შეიძლება ჩავწეროთ ასეთი სახით:

$$\frac{r}{2} \sqrt{\frac{2a\beta}{P} + \frac{\beta^2}{P^2}}$$

ეს ნათლად გვიჩვენებს, რომ ასიმპტოტიკაში რჩება მხოლოდ კორიოლისის ძალის ცვლილების გავლენა, მთის გავლენის გარეშე (წევრი $\frac{\beta^2}{P^2}$), ხოლო სედარებით ადრე მჟღავნდება ერთდროული მოქმედება პარალელის გასწვრივ მთის დახრილობისა და კორიოლისის ძალის ცვლილებისა (წევრი $\frac{2a\beta}{P}$), მერიდიანის გასწვრივ მთის პროფილის გავლენა (პარამეტრი b) ასიმპტოტიკაში არ ვლინდება, იგი მხოლოდ საწყის მომენტში მჟღავნდება. ეს თეორიული შედეგები პრაქტიკულად იქნა შემოწმებული საკვლევი (დასავლეთ საქართველო) რეგიონისათვის და დამტკიცდა მათი სამართლიანობა (იხ. თავი 3 §3).

გამოსახულების ფუნქციიდან შეიძლება გადავიდეთ (მცირე t -ს მნიშვნელობისათვის ორიგინალზე), თუ ამოხსნას წარმოვადგენთ მწკრივის სახით p უარყოფით ხარისხებად.

$$e^{-\frac{r\beta \cos \theta}{2P}} k_0 \left(\frac{r}{2} \sqrt{a^2 + b^2 + \frac{2a\beta}{P} + \frac{\beta^2}{P^2}} \right) =$$

$$= E'_0 + \frac{1}{P} E'_1 + \frac{1}{P^2} E'_2 + \dots$$

ოპერატიული აღრიცხვის ცნობილი ფორმულის საშუალებით:

$$\frac{1}{P^n} = \frac{t^n}{\Gamma(n+1)^\sigma}$$

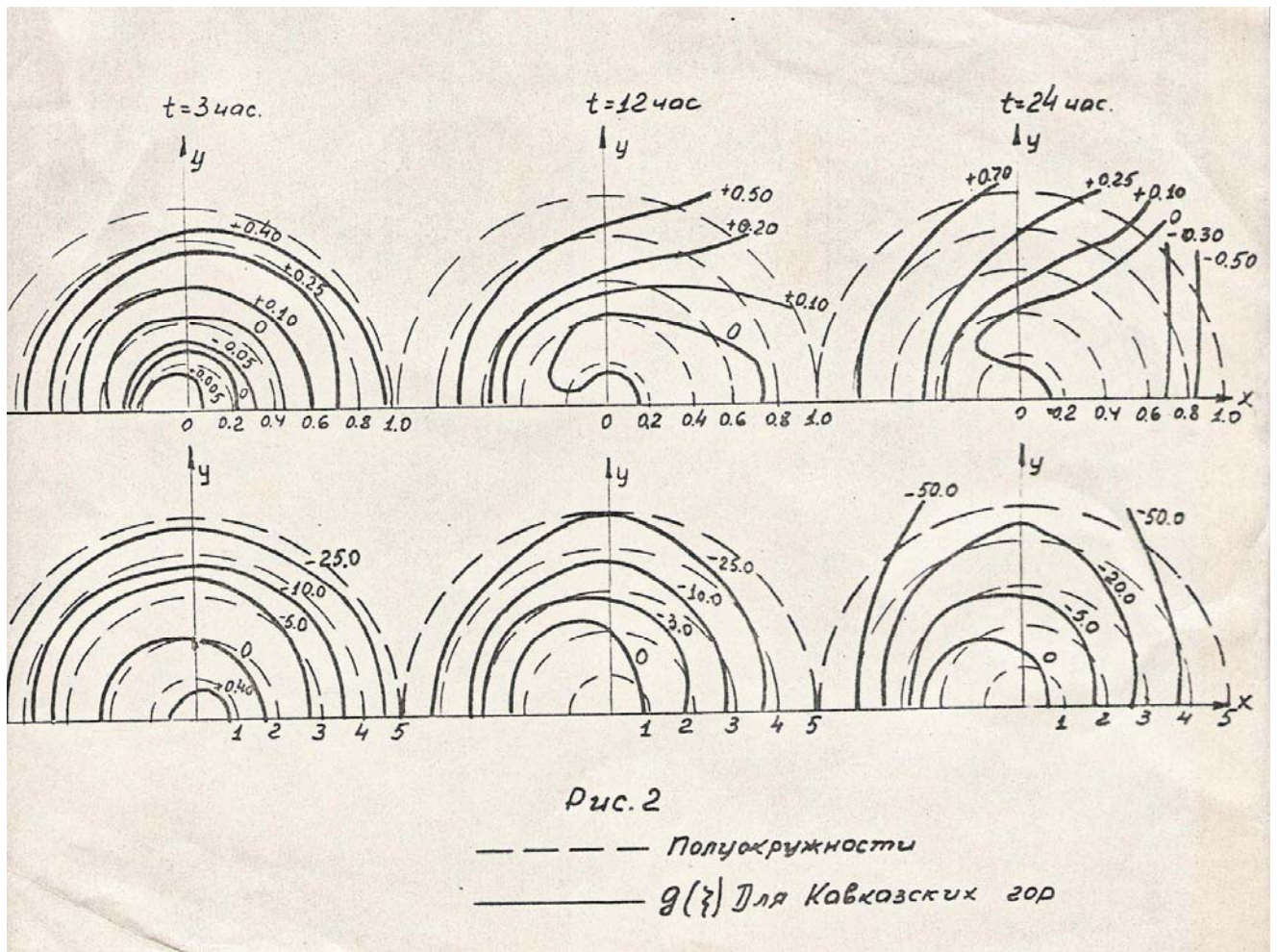
სადაც $\Gamma(x)$ – ეილერის ფუნქციაა, მოვწახოთ

$$g(r, \theta, t) = E_0 + E_1 t + E_2 t^2 + E_3 t^3 + \dots \quad /3.3.27/$$

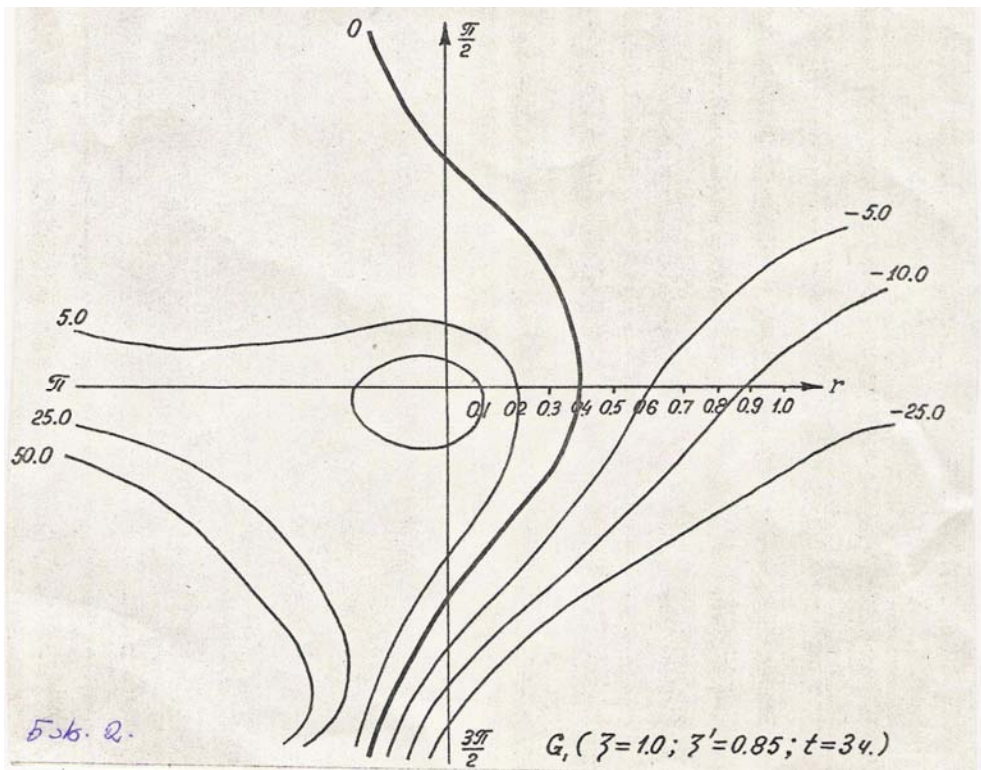
/3.3.27/_ის გამოყენებით შეიძლება აიგოს გავლენის ფუნქციის გრაფიკები (x, y) სიბრტყეში ან (r, ϑ) _ში z _ს სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის და მოხდეს შესაბამისი ანალიზი. ამ გრაფიკების სახე $t=1, t=12$ საათის მოყვანილი ნახ. №13, №14 - ზე. თუ ჩავატარებთ ანალოგიურ პროცედურას /3.3.12/ განტოლებაზე (ბაროკლინური მოდელი) მაშინ ანალოგიურად /3.3.24/ _ს, მივიღებთ:

$$G = E_1 t + E_2 t^2 + E_3 t^3 + E_4 t^4 \dots \quad /3.3.28/$$

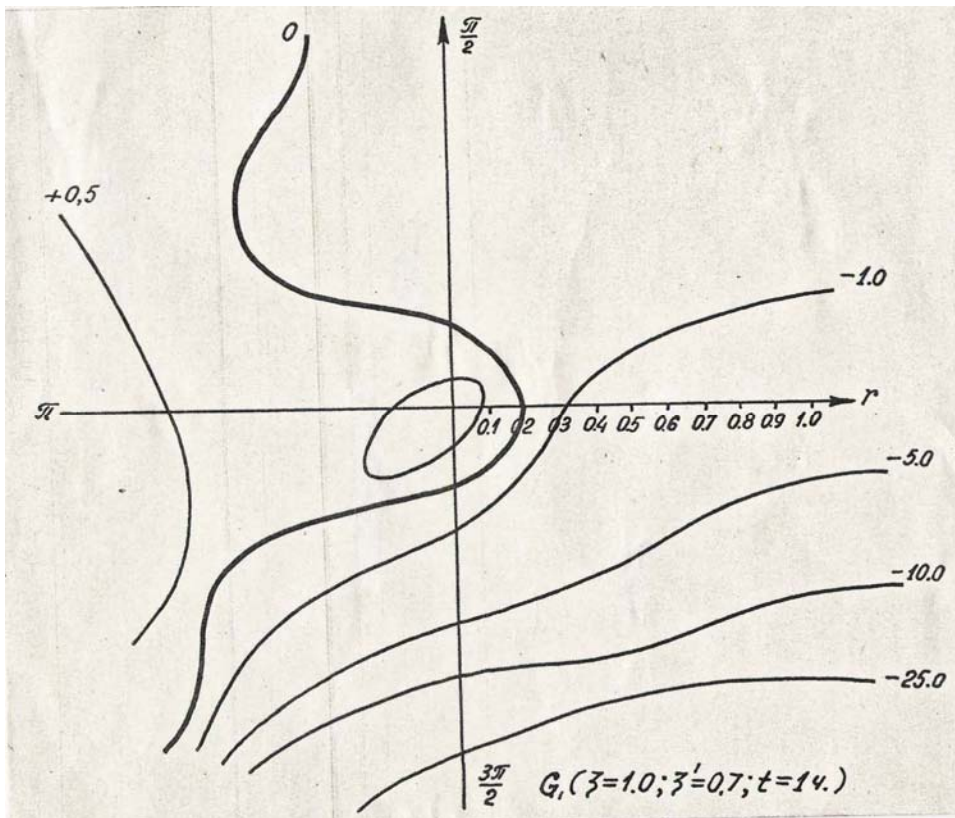
სადაც E_k _გამოსახულება იმ წევრების საშუალებით, რომლებიც მიიღებიან მწკრივად დაშლის შემდეგ. გამოთვლებში შემოივისაზღვრეთ t^4 ხარისხის ჩათვლით, ვინაიდან კოეფიციენტი t^5 _წინ არის 0,0012 საკმარისად მცირე. მანძილიც ერთდროულად აღებული იყო 250კმ. ϑ კუთხე იცვლებოდა 0^0 _დან 2π _მდე $\frac{\pi}{8}$ ბიჯით. ζ დონეები აიღებოდა 1,0, 0,85, 0,7, 0,5, 0,3 სიმაღლეების შესაბამისად. შესაბამისი გრაფიკები გამოთვლილი კომპიუტერული ტექნიკით მოყვანილია



Библѳо №12



Ենեթո №13



Եսբ. №14

ნახაზებიდან №12, №13, №14 ნათლად ჩანს, რომ 1) მთის გავლენა იზრდება დროის მიხედვით ($t=3$ საათს იზობარები თითქმის წრეხაზია, ხოლო $t=1$ საათისთვის უკვე საგრძნობლად განსხვავდება წრეხაზისაგან; 2) მთის გავლენა იზრდება ჰორიზონტალური სიდიდის გაზრდასთან ერთად (ეს ფაქტი საკვლევ რეგიონზე დასაბუთებულია); 3) მთის გავლენა, რომელიც უფრო მეტია, ვიდრე მთისა, რომელიც ვრცელდება პარალელის გასწვრივ. (ეს ნათლად გამოვლინდა ჩვენი გამოკვლევით, მაგალითად სურამის ქედისათვის)

ნახაზი №13, №14 _ დან გამომდინარეობს რომ სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროს ყველა დონეზე დაიკვირვება თითქმის ერთნაირი სურათი, სახელდობრ კავკასიის მთაგრეხილზე გავლენის ფუნქცია დებულობს მინიმალურ მნიშვნელობას, ჩრდილოეთის მიმართულებით ($\vartheta = \frac{\pi}{2}$), ხოლო სამხრეთ დასავლეთით და დასავლეთით _ მაქსიმალურს. იმისათვის, რომ ახსნილიყო სინოპტიკურ პრაქტიკაში შემჩნეული და დიდიხნის წინათ ცნობილი ეს მოვლენა, მოვახდინოთ მსგავსად [32] _სა იმ გამოსახულების ანალიზი, რომელიც გავლენის ფუნქციაში არის. გავლენის ფუნქციაში შედის შემდეგი სახის მამრავლები:

$$\text{ა) } e^{-\frac{r\beta \cos \vartheta}{2p}}; \quad \text{ბ) } e^{-\frac{r}{2}(\cos \vartheta + b \sin \vartheta)};$$

$$\text{გ) } \frac{1}{P} e^{-\sqrt{a^2 + b^2 + \frac{a\beta}{2p} + \frac{\beta^2}{4p^2}} \sqrt{k^2 + r^2}}$$

სადაც

$$k = \left(\frac{\zeta - \zeta'_1}{\eta_{sas}}, \frac{|\zeta'_1 - \zeta|}{\eta_{sas}}, \frac{\zeta'}{\eta_{sas}}, \frac{\zeta}{\eta_{sas}} \right)$$

განვიხილოთ თითოეულის გავლენა ცალცალკე.

ა) როცა $|p|$ დიდია, ე.ი. t _მცირე, მაშინ

$$e^{-\frac{r\beta \cos \vartheta}{2p}} \approx 1; \quad t > \frac{r\beta \cos \vartheta}{2}$$

ეს ნიშნავს, რომ ამ თანამამრავლის გავლენა გამოვლინდება არა უშუალოდ პროგნოზურ წერტილში, არამედ რაღაც მანძილის შემდეგ.

b) დაუშვათ, რომ $a = \rho \cos \theta_0$; $b = \rho \sin \theta_0$, სადაც

$$\rho = \sqrt{a^2 + b^2}, \quad \theta = \operatorname{arctg} \frac{b}{a} \text{ _სმ.წ.}$$

საწყისი ფაზა, განსაზღვრული მხოლოდ მთის პარამეტრებით. ასეთი აღნიშვნები ცხადია

$$a \cos \vartheta + b \sin \vartheta = \rho \cos(\vartheta - \theta_0)$$

ვისარგებლოთ ზემოთ მირებული a და b პარამეტრების მნიშვნელობებით და გვექნება, რომ

$$\theta_0^{\text{kavk}} = 83^{\circ} 50' \approx \frac{\pi}{2}$$

ამიტომ

$$e^{-\frac{r\beta}{2} \cos(\vartheta - \theta)} \approx e^{-\frac{2\rho \sin \vartheta}{2}};$$

ცხადია, როცა კუთხე ϑ მოთავსებული $0 \leq \vartheta \leq \pi$ შუალედში, r _ის გაზრდით.

$e^{-\frac{r \sin \vartheta}{2}}$ _სწრაფად მცირდება, ხოლო $\pi \leq \vartheta < \pi$ სწრაფად იზრდება. ამით აიხსნება სწორედ სიმეტრიულობის ძლიერი დარღვევა კავკასიონის მთისათვის (სხვა მთის მასივენისათვის ასეთი სურათი არ დაიკვირვება [15,16]). როგორც აღვნიშნეთ ანალოგიური სურათი დაიკვირვება ყველა იზობარულ ზედაპირზე, მაგრამ სიმეტრიულობის დარღვევის ხარისხი თანდათანობით სუსტდება სიმაღლის მიხედვით. მთლიანობაში რიცხვითი გამოთვლები აჩვენებენ, რომ მთის გავლენისა (დიდი მთის მასივები) და β _ეფექტის ერთდროული გავლენა აძლიერებს იზობარების სიმეტრიულობის დარღვევას. ეს გამომდინარეობს თვით /3.3.11/ და /3.3.12/ განტოლებების ბუნებიდან.

ამრიგად /3.3.11/ და /3.3.12/ განტოლებების ამოხსნა შეიძლება წარმოდგეს შემდეგი სახით [5,20,24,32].

$$H = -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} F_1(r, \vartheta) G(r, \vartheta, t) r dr - \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} F_2''(r, \vartheta) G_0(r, \vartheta, t) r dr d\vartheta \quad /3.3.29/$$

სადაც

$$F_2'' = \Delta H_0 + a \frac{\partial H_0}{\partial x} + b \frac{\partial H_0}{\partial y};$$

$G(r, \vartheta, t)$ და $G_0(r, \vartheta, t)$ შესაბამისი გავლენის ფუნქციებია. მთიან რეგიონებში a და b პარამეტრები მნიშვნელოვნად იცვლება წერტილიდან წერტილამდე (აღვნიხნოთ, რომ a და b პარამეტრებს აზრი აქვთ მხოლოდ მარტო მთის მასივის თავზე, მთიდან დაშორებით ისინი ნულის ტოლი ხდებიან). ასე, რომ η ღებულობს სხვადასხვა მნიშვნელობას. ჩვენს მიერ შეფასებული იქნა η -ს სიდიდე მრავალ წერტილში. წერტილები შეირჩა სპეციალური მოძრავი ბადის (9 წერტილიანი) მეთოდით. წერტილებს შორის დაშორება იყო 250კმ. მაგალითისათვის თუ ბადის ცენტრალურ წერტილს მოვათავსებთ ქ. თბილისში და მასზე გამავალ ვერტიკალურ ხაზს შეუსაბამებთ 45° -იან მერიდიანს, მაშინ შესაბამის წერტილებში იხ. სურ. 3. η -ს,

$$\gamma_i^{(1)} = \frac{g}{\ell \eta}; \quad \gamma_i^{(2)} = \frac{\ell}{\eta} (z_r - z_k) - \text{ს მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილ №10_11-ში,}$$

მთის სიმაღლე ყოველ წერტილში ისაზღვრებოდა ფორმულით:

$$z = \frac{1}{2} \left(z_0 + \frac{z_1 + z_2 + z_3 + z_4}{4} \right) \quad /3.3.30/$$

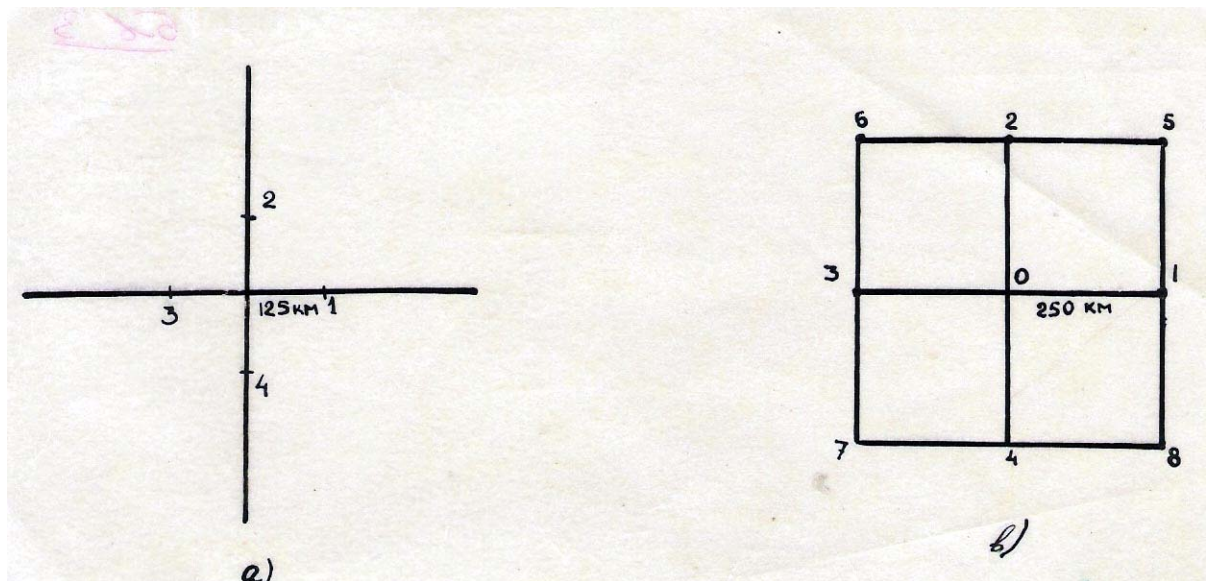
სადაც z_i აიღება ჰიპსომეტრული რუქიდან.

№	$\gamma_i^{(1)} \times 10^{-3}$	$\gamma_i^{(2)} \times 10^{-3}$	G_i	G_i (მთის გარეშე)
0	-40.6	0.15	0.409	0.375
1	-37.4	0.14	0.391	0.125
2	-37.6	0.13	-	0.125
3	-38.4	0.14	0.399	0.125
4	-40.9	0.15	0.420	0.125
5	-39.0	0.14	0.396	0.062
6	-44.3	0.16	0.444	0.062
7	-37.6	0.14	0.387	0.062
8	-40.9	0.15	0.390	0.062

ცხრილი №10

/3.4.30/ ფორმულით გამოთვლილი კავკასიონის მთის სიმაღლეში და შესაბამისი η -ს მნიშვნელობები მოცემულია ცხრ. №11 – ში.

აქ მითითებული წერტილები აღებულია შესაბამისად იმ პუნქტების, რომლებიც აღნიშნულია სურათ 3. ცხრა წერტილიანი მოძრავი ბადის გამოყენებით რუკაზე მითითებული პუნქტებისათვის გამოთვლილია წონითი კოეფიციენტები ან შესაბამისი გავლენის ფუნქციები, რომელთა სიდიდეები მოყვანილია ცხრილ №10 – ში.



სურათი 3

მთის სიმაღლე (მ)	№ წერტილები	η-მნიშვნელობა	ℓ ₁₇ -ს სიდიდე
1300	0	0.87	-0.14
600	1	0.94	-0.06
200	2	0.98	-0.02
800	3	0.92	-0.08
1400	4	0.86	-0.16
100	5	0.90	-0.10
2100	6	0.79	-0.23
600	7	0.94	-0.06
1400	8	0.86	-0.15
1800	9	0.82	-0.20
800	10	0.92	-0.08
2800	11	0.72	-0.33
600	12	0.94	-0.06

ცხრილი 111

აქ მითითებული წერტილები აღებულია შესაბამისად იმ პუნქტების, რომლებიც აღნიშნულია სურათ 4. ცხრა წერტილიანი მოძრავი ბადის გამოყენებით რუქაზე მითითებული პუნქტებისათვის გამოთვლილია წონითი კოეფიციენტები ან შესაბამისი გავლენის ფუნქციები, რომელთა სიდიდეები მოყვანილია ცხრილ №10 - ში.



სურათი 4

**§4 მთის მასივის გავლენა ატმოსფერულ
ტალღურ მოძრაობაზე**

იმისათვის, რომ გარკვეულ იქნას ჰაერის მასათა შემოჭრების მიხედვით ატმოსფერული ტალღების გავრცელებაზე, როგორ გავლენას ახდენენ, დიდი და მცირე მთის მასივები ან ცალკეული ბურცობები, მივმართოთ განტოლებას /3.3.14/ (სიმარტივისათვის ავიღოთ ბაროტროპიული გარემო). იმის გამო, რომ განტოლებაში

არის წევრები კენტი და ლუწი წარმოებულებით ცხადია, რომ “წმინდა” ტალღური ამოხსნა არ არსებობს. უნდა არსებობდეს რაღაც კრიტერიუმი, რომელიც განაპირობებს რეალურ, ტალღურ ამოხსნას. ასეთი პირობების მისაღებად ვეძიოთ /3.3.14/ განტოლების ამოხსნა ბრტყელი ტალღის სახით, რომელიც ცნობილია ლიტერატურაში [8,25,33,38,60,64,66] მარგულესის ტიპის ტალღად.

$$H = H_0 + Ne^{i(mx+ny+\alpha t)} \quad /3.4.1/$$

სადაც m და n ტალღური რიცხვებია; α – ფაზური სიხშირე. შევაფასებთ /3.3.14/ განტოლების მარჯვენა მხარეს აღმოჩნდება, რომ მთავარია გავითვალისწინოთ ბრუნვის ადვექცია ($H, \Delta H$) და წევრი (η, H) – განპირობებული რელიეფის გავლენით ჩავსვათ /3.4.1/–თი /3.3.14/ –ში, აღმოჩნდება, რომ ($H, \Delta H$) – იგივეურად იქნება ნულის ტოლი და α – სთვის მიიღება დისპერსიული განტოლება:

$$\alpha = i \frac{\ell a n - m(-\ell b + \beta)}{i \rho^2 + a m + b n} = \alpha_1 + i \alpha_2 \quad /3.4.2/$$

ამრიგად, /3.4.2/ ასახავს ამოხსნის არამდგრადობას, ამპლიტუდა ექსპონენციალურად იზრდება. (შევნიშნოთ, რომ თუ $a=b=0$, მაშინ $\frac{\alpha}{m} = \frac{\beta}{\rho^2}$ მიიღება როსბის სიჩქარე [5,31,38]). /3.4.2/–დან ჩანს, რომ

$$\alpha_1 = \frac{\rho^2 [\ell a n - m(\ell b + \beta)]}{\rho^2 + (a m + b n)^2} \quad /3.4.3/$$

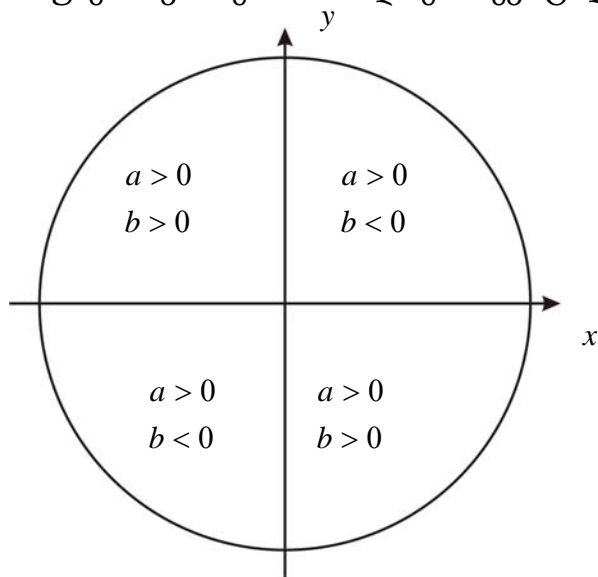
$$\alpha_2 = \frac{[\ell a n - m(\ell b + \beta)](a m + b n)}{\rho^2 + (a m + b n)^2} \quad /3.4.4/$$

ტალღებისათვის, რომლებსაც პირობით შეიძლება ეწოდოს ნეიტრალური [16,31,32,99] $\alpha_2 = 0$ –ს, თუ

$$a m + b n = 0 \quad \text{ან} \quad \frac{a}{b} = -\frac{n}{m} \quad /3.4.5/$$

ამ ფორმულებიდან გამომდინარეობს, რომ როცა a და b პარამეტრები ერთნაირი ნიშნისაა, მაშინ შესაბამისი ტალღური ვექტორები შეიძლება განლაგდეს მეორე და მეოთხე მეოთხედში, ხოლო a და b სხვადასხვა ნიშნის პირობებში, პირველში და მესამეში.

ბუნებრივია შესაბამისად შეირჩევა ტალღის გადაადგილების მიმართულებაც.



ნახაზი №15

ამრიგად, მიიღება დასკვნა (შედეგი), რომელიც უნდა გამოიყენებოდეს პრაქტიკაში: როცა სრულდება /3.4.5/ პირობა ტალღურ რიცხვებსა და მთის გავლენის მახასიათებელ პარამეტრებს შორის, შეიძლება არსებობდეს ნეიტრალური ტიპის ორგანოზომილებიანი ტალღები. ამ ტალღების სიგრძეების შეფარდება პარალელსა და მერიდიანის გასწვრივ, პროპორციულია მთის საშუალო დახრისა, იმავე მიმართულებით.

$$\frac{a}{b} = \frac{L_x}{L_y} \quad /3.4.6/$$

სადაც $L_x = \frac{2\pi}{m}$ და $L_y = \frac{2\pi}{n}$ არის შესაბამისი ტალღის სიგრძეები.

/3.4.3/, /3.4.4/ _დან ცხადია, რომ სტაციონალური ტალღის არსებობისათვის აუცილებელია შესრულდეს პირობა:

$$\ell a n = m(\ell b + \beta)$$

აანდა

$$\frac{n}{m} = \frac{1}{a} \left(b + \frac{\beta}{\ell} \right) \quad /3.4.7/$$

თუ შევადარებთ /3.4.7/_სა და /3.4.6/ ვნახანთ, რომ β ეფექტი არ ახდენს გავლენას ნეიტრალური ტიპის ტალღებზე, მაგრამ არსებითად მოქმედებს სტაციონალურ ტალღებზე. ვინაიდან $\frac{\beta}{\ell} = \frac{\cos \varphi}{r_0 \sin \varphi}$, β სადაც φ _გეოგრაფიული განედია, ხოლო r_0 _დედამიწის საშუალო რადიუსი. ამიტომ /3.4.6/ და /3.4.7/ ფორმულებიდან გამომდინარეობს:

სტაციონალური ტალღის სიგრძის შეფარდება განედის წრის გასწვრივ, მის მნიშვნელობასთან მერიდიანის მიმართ, უკუპროპორციულია მერიდიანის მიმართ მთის საშუალო დახრისა, (გამლიერებული β _ეფექტის ხარჯზე) პარალელის გასწვრივ მთის დახრასთან. ვინაიდან β ეფექტი ამიერკავკასიისათვის მცირეა და $a = 0,11b$ გამოდის, რომ სტაციონალური ტალღები კავკასიაზე გაწელილია განედური წრის მიმართ. ბურცობები მიდიან დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, ასეთი ტალღები მართლაც დაიკვირვება ბუნებაში, რაც კარგად ჩანს ღრუბელთა თანამგზავრული სურათების ანალიზიდან (მაგალითად, 2003 წელს, აგვისტოს ბოლო_სექტემბრის პირველი კვარტალი, 1991 წლის ოქტომბრის 15 დღიანი ანტიციკლონური ამინდი, 2005 წ. დეკემბრის თვის მშრალი ამინდები). მოყვანილი ამოხსნა ბაროტროპიული მოდელებისათვის შეიძლება გავაფართოოთ ბაროკლინური შემთხვევისათვისაც. მართლაც, ვეძიოთ განტოლება /3.3.15/_ის ამოხსნა, როცა F_2 გამოისახება /3.3.18/, შემდეგი ტალღის სახით:

$$H = H_0 + N \zeta^v e^{i(mx+ny-\alpha t)} \quad /3.4.8/$$

ჩასმით და სათანადო გარდაქმნების შემდეგ α _სათვის მივიღებთ კვლავ კომპლექსურ გამოსახულებას:

$$\alpha = \alpha_3 + i\alpha_4$$

სადაც

$$\alpha_3 = \frac{[\ell a n - m(\ell b + \beta)][\rho^2 - c\nu(\nu + 1)]}{[\rho^2 - c\nu(\nu + 1)]^2 + (am + bn)^2} \quad /3.4.9/$$

$$\alpha_4 = \frac{[\ell a n - m(\ell b + \beta)](am + bn)}{[\rho^2 - c\nu(\nu + 1)]^2 + (am + bn)^2} \quad /3.4.10/$$

მიღებული დამოკიდებულებიდან გამომდინარეობს, რომ ნეიტრალური ტიპის და სტაციონალური ტალღების არსებობის პირობა იგივეა, რაც ბაროტროპული ატმოსფეროსათვის, სახელდობრ, ავტობაროტროპიულობის მახასიათებელი ν აღმოჩნდა დამოკიდებული მთის მახასიათებელ პარამეტრებზე [31,80,92] და მისი რიცხვითი მნიშვნელობის დადგენა მოითხოვს ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში ცალკე ანალიზის ჩატარებას.

სინოპტიკური პრაქტიკიდან ცნობილია, რომ ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე (განსაკუთრებით დასავლეთ საქართველოში) ხშირია ზონალური შემოდინება, ამიტომ მოვახდინოთ ზონალური სიჩქარის გავლენის გამოკვლევა მიღებულ ამოხსნაში. ავიღოთ /3.4.8/ დამოკიდებულება ზონალური ნაკადის გათვალისწინებით [41,44]

$$H = H_0 - U_y + N\zeta^\nu e^{i(mx+ny-ct)} \quad /3.4.11/$$

სადაც $U = \nu\ell$; ჩავსვათ /3.4.11/, /3.3.15/_განტოლებაში და შესაბამის სასაზღვრო პირობებში, სადაც

$$F_2 = -\frac{1}{\ell\eta}(H, \Delta H) + R\frac{\ell^2}{c^2}\frac{\partial}{\partial \zeta}(\zeta A_T) \quad /3.4.12/$$

A_T _არის ტემპერატურეს ადვექცია და ასე გამოისახება:

$$A_T = \frac{g}{\ell}(T, H) \quad /3.4.13/$$

ხოლო /3.4.12/ განტოლებისათვის ქვედა სასაზღვრო პირობა კი, როცა $z=Z(x,y)$ მოიცემა ასე [24,48,50,60,65,66,78]

$$\zeta \frac{\partial^2 H}{\partial t \partial \zeta} + \alpha \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{RA_r}{\eta} + \frac{\ell^2}{\ell} (\ln \eta, H) \Big|_{z=Z(x,y)} \quad /3.4.14/$$

სადაც $\alpha=0,12$ _ის ტოლია. ფაზური სიხშირისათვის მიიღება გამოსახულება.

$$\begin{aligned} \alpha \rho^2 - i\alpha(am + bn) + \beta m - \ell_1 \alpha \nu(\nu + 1) = \\ = \frac{m}{\ell \eta} \rho^2 U - \frac{\ell^2}{c^2} \frac{m}{\ell} U \nu(\nu + 1) \end{aligned} \quad /3.4.15/$$

თუ ავიღებთ მარტო ნამდვილ ნაწილს (რაც რეალობიდან გამომდინარეობს), მაშინ ფაზური სიხშირისათვის მივიღებთ:

$$c_2 [\rho^2 - c_1 \nu(\nu + 1)] = -\beta + \left[\frac{\rho^2}{\ell n} - \frac{\ell}{c^2} (\nu + 1) \right]$$

ვინაიდან $c_1 = \frac{\ell^2}{c^2} \eta$, გვექნება:

$$c_2 = \frac{U}{\ell \eta} - \frac{\beta}{\rho^2 - c_1 \nu(\nu + 1)} \quad /3.4.16/$$

მივიღეთ როსბის ცნობილი ფორმულა სახემეცვლილი ფორმით. აქ უცნობია ν , რომლის განსაზღვრისათვის მოვახდინოთ ჩასმა /3.4.14/_ში და გვექნება:

$$c_2 = \frac{\nu}{\nu - \alpha_1} + \frac{\frac{\rho^2}{\ell} \times \frac{a^2 + b^2}{b}}{\nu - \alpha_1} \quad /3.4.17/$$

ამ ბოლო ორი განტოლებიდან განისაზღვრება c_2 და ν . ν _სათვის მიიღება შემდეგი სახის კვადრატული განტოლება.

$$v^2 \left[\frac{c^2}{\ell} c_1 \frac{a^2 + b^2}{b} + \frac{U}{\eta} c_1 \alpha_1 \right] + \left[\frac{\ell c_1}{\rho} \frac{a^2 + b^2}{b} + \frac{U c_1}{\eta} \alpha_1 - \beta \right] + \left[\frac{c^2}{c} \rho^2 \frac{a^2 + b^2}{b} - \frac{U \rho^2}{\eta} \alpha_1 + \alpha_1 \ell \beta \right] = 0 \quad /3.4.18/$$

შესაბამისი პარამეტრების რიცხვითი მნიშვნელობების ჩასმით კავკასიის რეგიონისათვის მიიღება:

$$v_1 = 8,4$$

$$v_2 = -9,4$$

v_2 – ფესვი უნდა უგულველყოთ, ვინაიდან $v_2 > 1$.

ამრიგად, როცა მოცემულია რელიეფის გავლენა, როგორც მთის საშუალო დახრა, ნეიტრალური ტიპის ტალღები სწრაფად ქრებიან (სუსტდებიან) სიმაღლის მიხედვით. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ნეიტრალური ტალღების არსებობა შესაძლებელია ატმოსფეროს ვიწრო ზოლში, ძირითადად მიწისპირა ფენაში. განხილული შემთხვევებიდან გამოდის მნიშვნელოვანი დასკვნა, რომ ატმოსფერული პროცესები_შემფოთებები ამიერკავკასიაზე ძირითადად გადაადგილდებიან (წაინაცვლებენ) პარალელის გასწვრივ. ამით თეორიულად დამტკიცდა ის ფაქტი, რაც სინოპტიკური პრაქტიკიდან დიდი ხნით ადრე არის ცნობილი. სახელდობრ, ამიერკავკასიაზე ჰაერის მასათა შემოჭრების დაახლოებით 70% არის დასავლეთი ან აღმოსავლეთის თითქმის პარალელის გასწვრივ [10,11,29,35,37]. ჩატარებული ანალიზით ეს ფაქტი კიდევ ერთხელ დადასტურდა. თეორიულად ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებების გარდაქმნების საფუძველზე ასეთი ფაქტი პირველადაა შემჩნეული და ახსნილი იქნა ზ. ხვედელიძის მიერ [15,16].

განასზღვრულ მთაგორიან ტერიტორიაზე, ატმოსფერული პროცესების დინამიკის შესწავლის მიზნით, აქ მოყვანილი ზოგადი თეორია შეიძლება იქნას გამოყენებული. კერძოდ, ნებისმიერი მთის მასივისთვის შეიძლება განისაზღვროს a და b პარამეტრების რიცხვითი მნიშვნელობები და შეფასდეს სხვადასხვა მიმართულებით შემოჭრების გავრცელების ბუნება. ამ მიზნით ჩვენს მიერ დასავლეთ საქართველოს ერთი მნიშვნელოვანი ნაწილისათვის შერჩეული მეტეოროლოგიური სადგურებისათვის

შეფასებულ იქნა a და b სიდიდეები. ეს მნიშვნელობები საკვლევი რეგიონისათვის მოყვანილია ცხრილში №5.

ცხრილი №5 – დან ჩანს, რომ განხილულ რეგიონზე a და b აქვთ მცირე სიდიდეები და ერთმანეთთან ახლოს. ეს კი იმის მაჩვენებელია, რომ დედამიწის პარალელის და მერიდიანის მიმართულებით ჰაერის მასათა შემოდინებას ექნება ერთნაირი გავრცელების უნარი (რაც ოპერატიული პრაქტიკიდანაც დაიკვირვება).

ამრიგად, დასავლეთ საქართველოში (გარდა კავკასიონის სანხრეთ მთიანეთის, სოხუმი_გალი), თითქმის ერთნაირი პირობების მასების მოძრაობაზე რელიეფის გავლენის თვალსაზრისით.

§5 დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე ნალექების ინტენსივობის განაწილების სინოპტიკური თავისებურებანი

ფრონტალური ზედაპირების არსებობასთან უშუალოდ არის დაკავშირებული ნალექების წარმოქმნა, მისი ინტენსივობა და ტერიტორიალური განაწილება. ამ მიზნით ჩვენს მიერ შერჩეული იქნა დასავლეთ საქართველოში რვა მეტეოროლოგიური სადგური (ოჩამჩირე, ზუგდიდი, ლეზარდე, სენაკი, ფოთი, მარტვილი, სამტრედია, ბათუმი) და ამოწერილ იქნა მრავალწლიური მონაცემები ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტებისა: p – წნევა, ტემპერატურა –T (საშ. მაქს. მინ.), ფარდობითი ტენიანობა –f (საშ.მინ.), \bar{v}, v_{max} , ნალექები (დღე, ღამე, დაწყების დრო).

რიცხვები	ზუგდიდი 1979 იანვარი ტალღური										
	p	T _s	T _{max}	T _{min}	f _s	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
4	998.4 1010.1	6.9	15.5	0.5	85	52	2.5	8	0.3 1.9	23.0 0.8	00.30–02.10 03.40–15.47
		-3.2	5.4	-7.4	71	43	0.3	1			

9											
19		15.0	19.5	11.1	34	31	8.9	20			

ცხრილი 12

რიცხვები	ზუგდიდი 1979 იანვარი დასაველი										
	p	T _{საშ}	T _{max}	T _{min}	f _{საშ}	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	აღმკები		
									დღე	ღამე	აწმების დრო
2	1006.2 1007.2	11.0	13.0	9.1	73	45	1.6	12	0.5	8.5 1.6	03.45–18.00
3	1000.7 1000.7	11.0	15.1	8.6	78	55	2.9	10	14.7 5.4	1.8 0.4	18.00–07.30 13.40–18.00
5	1024.1 1027.0	1.5	4.3	-0.9	69	54	1.5	6	1.3	0.0	05.10–07.10
8		-3.7	1.5	-6.9	81	56	0.1	1			
12		6.2	11.0	1.5	61	49	0.9	3			
22		4.5	8.5	1.6	90	73	0.6	3			
26		7.4	14.5	1.7	43	27	4.0	14			
27		9.4	17.4	2.1	28	10	4.6	14			
30		10.8	20.0	5.1	65	25	0.5	3			
31	1015.1 1012.5	11.9	16.5	8.6	81	73	0.8	3	0.0 2.3	2.1 0.0	21.30–22.50= 03.10–07.10 08.40–09.50 13.20–13.40 15.30–15.35

ცხრილი №13

რიცხვები	ზუგდიდი 1979 იანვარი აღმოსავლეთი										
	p	T _{საშ}	T _{max}	T _{min}	f _{საშ}	f _{min}	\bar{v}	V _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწვევის დრო
1	1007.2 1006.5	9.8	15.7	4.8	72	41	0.6	2	14		18.00–18.42
11		0.8	12.0	-7.4	66	36	2.0	2			
13		7.6	15.7	1.3	71	44	0.5	2			
14		7.2	19.0	0.5	72	33	0.4	2			
15		8.1	19.5	1.1	64	24	1.4	5			
17		8.1	15.0	3.7	64	41	3.1	10			
24	1018.4 1020.6	1.7	6.8	-1.6	75	47	1.5	5		1.0 3.5	12.08–18.00
25	1024.1 1022.5	4.7	12.3	0.1	74	36	1.3	4	3.6		18.00–20.30 20.45–22.15
29		11.0	19.7	4.1	53	22	1.1	5			

ცხრილი №14

რიცხვები	ზუგდიდი 1979 ივნისი დასავლეთი										
	p	T _S	T _{max}	T _{min}	f _S	f _{min}	\bar{v}	V _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
5	1011.7 1014.8	16.7	22.4	15.2	87	71	0.9	2	16.5 9.3	11.4	22.05–12.00
21	1006.4 1006.2	24.8	33.1	18.0	70	44	0.8	2	0.7		18.25–19.15

ცხრილი №15

რიცხვები	ზუგდიდი 1979 ივნისი აღმოსავლეთი										
	p	T _S	T _{max}	T _{min}	f _S	f _{min}	\bar{v}	V _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
3	1011.0 1011.1	19.6	23.2	14.7	81	66	1.5	4	1.6 2.4	0.0	22.55–23.36 00.00–07.55
10		21.3	30.1	14.5	76	54	1.3	4			
11		22.7	30.8	16.5	75	41	1.9	5			
12	1016.5 1015.6	20.9	25.4	17.0	81	64	1.5	6		2.0	09.18–10.10
22		24.8	33.0	18.3	72	43	1.1	6			
23	1006.7 1009.3	20.2	27.2	18.1	87	66	1.5	8	44.0 1.7	17.2	22.20–02.10 03.30–12.00 14.15–15.00

ცხრილი №16

რიცხვები	ზუგდიდი 1979 ივნისი ტალღური										
	p	T _S	T _{max}	T _{min}	f _S	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
6	1019.4 1017.3	17.5	22.0	13.5	78	54	1.5	5	11.2		18.35–20.23 21.12–22.15
7		17.5	23.1	11.5	74	52	1.5	5			
13		20.2	24.5	16.5	80	63	0.6	3			
14	1012.5 1012.3	18.8	22.0	16.9	86	70	1.5	5	5.0	0.0	00.25–02.13 06.50–08.00 10.00–11.30
15		20.9	28.5	14.5	72	48	1.0	5			
27	1011.7 1013.6	21.7	28.6	16.5	70	45	1.3	8	0.0	0.0	20.16–21.13 08.30–09.00

ცხრილი №17

მაგ. ლეზარდე

რიცხვები	ლეზარდე 1979 იანვარი დასაველეთი										
	p	T _S	T _{max}	T _{min}	f _S	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
2	830.4 828.8	0.5	1.7	-0.3	95	74	0.0	0	4.1 1.5	40.2 10.3	21.15–18.00
3	826.0	0.6	3.2	-0.1	100	96	0.0	0	33.2 8.2	21.2 8.5	18.00–18.40 19.00–10.15 12.30–...18.00

5	832.6 833.6	-9.4	-6.4	-11.1	80	52	1.5	7	2.9 0.5		18.00–04.30
8		-13.3	-9.3	-17.8	85	80	0.0	0			
12		1.5	6.7	-0.9	48	43	0.0	0			
22	835.2 838.2	-5.3	4.3	-5.7	99	95	0.1	1	1.0	0.4 0.3	04.30–08.20 11.15–18.00
26		-0.5	4.7	-4.5	31	18	2.1	5			
27		3.6	7.9	1.1	23	19	6.9	12			
30		3.6	9.4	1.3	64	53	0.3	2			
31	835.6 834.4	2.6	5.9	1.0	99	88	0.0	0	6.3 2.0	5.8 5.0	20.25–08.35 11.45–18.00

ცხრილი №18

რიცხვები	ლებარდუ 1979 იანვარი აღმოსავლეთი										
	p	T _S	T _{max}	T _{min}	f _S	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
1	830.9 833.9	-0.6	3.7	-4.0	72	44	1.0	6	1.9		18.00–19.50
11		0.1	6.2	-4.0	41	37	6.5	12			
13		0.8	7.3	-3.3	68	48	0.0	0			
14		2.3	7.6	-0.3	52	41	0.0	0			
15		3.8	8.5	0.2	45	38	2.8	7			
17		4.2	6.4	1.6	50	41	3.6	6			
24	832.1 833.2	-6.6	-2.7	-9.4	77	63	0.1	1		1.0 3.1	12.15–18.00
25	840.4 835.2	-6.3	0.5	-11.1	72	35	0.9	6	1.3		18.00–23.10
29		3.2	6.9	-0.5	57	51	2.5	6			

ცხრილი №19

ლიცხვები	ლებარდე 1979 იანვარი ტაღლური										
	p	T _s	T _{max}	T _{min}	f _s	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
4	827.0	-1.8	3.1	-7.2	95	80	2.1	6	2.2 1.8	18.4 3.2	18.00–18.40 04.10–18.00
9		-11.1	-3.0	-16.0	74	48	0.5	6			
17		4.2	6.4	1.6	50	41	3.6	6			
19		4.9	7.7	4.3	56	50	5.0	9			

ცხრილი №20

ლიცხვები	ლებარდე 1979 ივნისი დასაველი										
	p	T _s	T _{max}	T _{min}	f _s	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
5	837.3	7.0	9.6	5.6	92	83	0.0	0	16.3 10.3	8.9 0.8	18.00–18.00
21		16.1	22.7	11.0	59	38	0.4	4			

ცხრილი №21

ლიცხვები	ლებარდე 1979 ივნისი აღმოსაველი										
	p	T _s	T _{max}	T _{min}	f _s	f _{min}	\bar{v}	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
3	836.6 836.0	11.1	15.6	8.5	84	59	0.0	0	3.2 1.3	0.0	18.00–06.33
10	843.7	13.9	21.0	9.0	58	33	1.8	6	0.8		20.15–21.40
11		15.8	23.1	12.3	52	34	3.1	9			
12		11.8	16.2	7.5	79	69	1.1	4			
22	834.2 833.6	17.4	23.2	14.7	53	38	0.4	5		0.3 2.8	14.07–14.56 16.10–18.00
23	833.6	11.6	16.6	10.3	89	59	1.0	6	3.3 0.5	8.2 0.9	18.00–18.00

ცხრილი №22

ლიცხვები	ლებარდე 1979 ივნისი ტალღური										
	p	T _s	T _{max}	T _{min}	f _s	f _{min}	v	v _{max}	ნალექები		
									დღე	ღამე	დაწყების დრო
6	840.5	6.7	11.7	3.6	90	72	0.8	5	1.8		18.00–18.42
7		8.4	14.4	3.1	83	62	0.4	3			
13	836.7 836.6	10.6	15.2	7.4	91	74	0.8	4		1.2 0.7	13.10–16.10
14	838.7	9.8	11.6	8.0	98	96	0.0	0	1.3 0.5	10.2 2.2	19.10–20.15 02.10–04.10 08.10–18.00
15	839.5 839.4	11.7	17.1	7.2	86	61	0.4	4	0.9	1.0	18.00–18.20 16.10–17.40
27	838.6 838.8	13.2	17.1	10.4	70	57	4.4	8		1.6	10.00–11.35

ცხრილი №23

ცხრილ №12- დან №23 – ის ჩათვლით მოყვანილია ნალექების მნიშვნელობა მისი დაწყებისა და დამთავრების დროის მითითებით ტრადიციული შემოჭრებისათვის (დასავლეთი, აღმოსავლეთი, ტალღური).

გათვლი იქნა ტრადიციული შემოჭრების მიხედვით (დასავლეთი, აღმოსავლეთი, ტალღური) ნალექიან დღეების სტატისტიკა.

მაგალითისთვის მოყვანილია ზუგდიდი და ლეზარდის მეტეოროლოგიური სადგურის 1979 წლის იანვარისა და ივნისის თვის მონაცემები:

1979 ზუგდიდი იანვარი

შემოჭრები	საერთო რაოდენობა დღე/ღამე	დროის ხანგრძლივობა	დღე-ღამური ინტენსივობის საშუალო მნიშვნელობა		
			სუსტი დღე/ღამე	ზომიერი დღე/ღამე	ძლიერი დღე/ღამე
დასავლეთი	24.4	37	–	0.65	–
	14.4	35	0.26	–	–
აღმოსავლ.	5.0	6	–	0.83	–
	4.5	6	–	0.75	–
ტალღური	2.2	14	0.15	–	–
	23.8	14	–	1.7	–

ცხრილი №24

1979 ზუგდიდი ივნისი

შემოჭრები	საერთო რაოდენობა დღე/ღამე	დროის ხანგრძლივობა	დღე-ღამური ინტენსივობის საშუალო მნიშვნელობა		
			სუსტი დღე/ღამე	ზომიერი დღე/ღამე	ძლიერი დღე/ღამე
დასაველი	26.5	15	–	1.76	–
	11.4	14	–	0.87	–
აღმოსავლ.	49.7	22	–	–	2.25
	19.2	14	–	1.37	–
ტალღური	16.2	7	–	–	2.31
	–	–	–	–	–

ცხრილი №25

1979 ლეზარდე იანვარი

შემოჭრები	საერთო რაოდენობა დღე/ღამე	დროის ხანგრძლივობა	დღე-ღამური ინტენსივობის საშუალო მნიშვნელობა		
			სუსტი დღე/ღამე	ზომიერი დღე/ღამე	ძლიერი დღე/ღამე
დასაველი	59.7	89	–	0.67	–
	91.7	78	–	1.17	–
აღმოსავლ.	3.2	7	–	0.45	–
	4.1	6	–	0.68	–
ტალღური	4.0	16	0.25	–	–
	21.6	16	–	1.35	–

ცხრილი №26

1979 ლეზარდე ივნისი

შემოჭრები	საერთო რაოდენობა დღე/ღამე	დროის ხანგრძლივობა	დღე-ღამური ინტენსივობის საშუალო მნიშვნელობა		
			სუსტი	ზომიერი	ძლიერი

			დღე/ღამე	დღე/ღამე	დღე/ღამე
დასავლეთი	26.6	24	–	1.1	–
	9.7	24	–	0.4	–
აღმოსავლ.	9.1	38	0.23	–	–
	12.2	27	–	0.45	–
ტალღური	4.5	16	0.28	–	–
	16.9	20	–	0.84	–

ცხრილი №27

ამ მასალის ანალიზმა საშუალება მოგვცა დაგვედგინა, რომ სხვადასხვა ინტენსივობის ნალექების განმეორადობა უფრო ხშირია დასავლეთის შემოჭრების შემთხვევაში, რაც ბუნებრივია მოცემული რეგიონისთვის. მოსული ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა, ასევე დამოკიდებულია სადგურის განლაგებაზე და წლის პერიოდზე. აქაც მაგალითისთვის მოყვანილია ზუგდიდისა და ლეზარდეს მეტეოროლოგიური სადგურის 1979 წლის მონაცემები.

1979 ზუგდიდი

შემოჭრები	შემოჭრების რაოდენობა თვეების მიხედვით											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
დასავლეთი	4	2	1	3	1	2	7	1	2	2	5	4
აღმოსავლეთი	3	3	5	3	–	3	4	3	2	2	1	3
ტალღური	1	4	–	3	1	2	2	–	3	3	1	5

ცხრილი №28

1979 ლეზარდე

შემოჭრები	შემოჭრების რაოდენობა თვეების მიხედვით											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
დასავლეთი	5	4	2	3	2	1	7	2	2	4	5	4
აღმოსავლეთი	3	5	7	3	1	4	3	2	2	5	2	3
ტალღური	1	4	2	4	1	5	3	1	3	5	3	5

ცხრილი №29

აქ მოყვანილი ცხრილების მსგავსად დამუშავებული იქნა რეგიონზე მითითებული ყველა სადგურურისათვის შესაბამისი პარამეტრები, და მოხდენილი იქნა სათანადო კლასიფიკაცია. ყოველივე ამან საშუალება მოგვცა გაკეთდეს ასეთი დასკვნა, რომ საკვლევ რეგიონზე უპირატესობა აქვს დასავლეთის შემოჭრებს.

დასკვნები :

1. დაზუსტებული იქნა ატმოსფეროში "გამყოფი" ზედაპირების ბუნება მიწისპირა ფენის ჰაერის ნაკადში, ტურბულენტური შერევის გათვალისწინებით. პირველად განხორციელდა ფრონტალურ ზონაში, ჰაერის ტურბულენტურ ნაკადში რელიეფის ჰოროზონტისადმი დახრის კუთხის გავლენა. დადგენილი იქნა, რომ წყვეტის უბანზე რელიეფის დახრის კუთხის ზრდით ქარის სიჩქარე მცირედ იცვლება, კერძოდ კუთხის ცვლილებისას $0^{\circ} - 60^{\circ}$ _დიაპაზონში სიჩქარე შეიცვალა 1მ/წმ _ით. ეს სიდიდე მცირეა, მაგრამ არსებითია მიმართულების ცვლილება.

2. შეფასებულია საქართველოს ტერიტორიაზე სინოპტიკური ტალღების ფაზური სიჩქარის მნიშვნელობა, რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით და მიღებულია დასკვნა, რომ ატმოსფერულ პროცესებს კავკასიაზე აქვთ პარალელის მიმართ წაგრძელებული ბუნება. ეს ფაქტი ოპერატიულ პრაქტიკაში შემჩნეული იყო დიდი ხნით ადრე.

3. გამოთვლილი იქნა ატმოსფეროს გეოპოტენციალისათვის შესაბამისი (ლიტერატურაში ცნობილი) გავლენის ფუნქცია და ერთხელ კიდევ დაზუსტდა ამ ფუნქციის ასიმეტრიული ხასიათი, რაც გამოწვეულია დედამიწის რელიეფის გავლენით. ამით აიხსნება ის ცნობილი გარემოება, რომ კავკასიონის მთაგრეხილი ძირითადი ჯგებირია ჰაერის მასების ჩრდილოეთიდან შემოჭრისათვის. შემოდინება უმთავრესად ხდება დასავლეთიდან და აღმოსავლეთის მიმართულებით.

4. დასავლეთ საქართველოში შერჩეული რვა მეტეოროლოგიური სადგურის მრავალწლიური მონაცემების სტატისტიკური დამუშავების საფუძველზე, გამოთვლილი იქნა კორელაციური კავშირები ძირითად მეტეოროლოგიურ სიდიდეებს შორის, კორელაციური კოეფიციენტი საშუალოდ არის 0,95 რაც მიუთითებს იმაზე, რომ საკვლევ რეგიონზე ყალიბდება თითქმის ერთნაირი მიკროკლიმატური რეჟიმი. ეს დასკვნაც ამ რეგიონისთვის პირველად კეთდება.

5. დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიისათვის გაანალიზირებულ იქნა ატმოსფერული მასებისა და ფრონტების კავშირი ძირითადი სინოპტიკური სიტუაციებისათვის, რეგიონზე ატმოსფერული ნალექების განაწილების მიზნით. დიაგნოსტიკური ანალიზის მიზნით გათვლილ იქნა ნალექების დღიური, თვიური, სეზონური და წლიური მნიშვნელობები. მოხდენილ იქნა მისი ინტენსიობის განმეორადობის კლასიფიკაცია, სინოპტიკური შემოჭრების მიხედვით, ცალკეული თვეებისათვის. აღმოჩნდა, რომ ყველაზე მეტი ინტენსიური ნალექები შეესაბამება დასავლეთის შემოჭრებს, რაც ამ რეგიონისთვის ბუნებრივია.

6. დასავლეთ საქართველოს გამოყოფილ რეგიონზე შერჩეული სადგურების მიხედვით, პირველად იქნა გათვლილი ატმოსფეროს ტემპერატურის ველის ენერგეტიკული მახასიათებელი თბილი და ცივი სეზონისათვის. აღმოჩნდა, რომ აღნიშნული პარამეტრი ინარჩუნებს მუდმივ მნიშვნელობას სეზონების მიხედვით 1_2% -ის სიზუსტით. ეს კი იმას მიუთითებს, რომ უახლოეს პერიოდში საკვლევ რეგიონზე კლიმატის მკვეთრი ცვლილება მოსალოდნელი არ არის.

გამოყენებული ლიტერატურა:

1 .Вержерон. Т. „Трехмерно-связный синоптический анализ,, чю1 у2 гидрометиздат Л.М.1934г. ст 235

- 1/. Вечдегон. Т „Description of hidrometeors” International Meteorological Organistion, 1973
2. Петерсон С. „Анализ и прогноз погоди,, Гидрометиздат. Л. 1961г. С. 652
3. maTematikis snobili wigni an snobili (teiloris mwkrivi)
4. Холтинир. Дж. Мартин. Ф. „динамическая и физическая метеорология,, под редаксии А. Моница. 1960г. С43
5. ზ.ხვედელიძე “დინამიკური მეტეოროლოგია” თსუ. გამომცემლობა, 2002წ.გვ.535
6. Z. khvedelidze, R. danelia “Prognoz of Meteorologiial Elements Consdering He Effect of Meteorologiol elements consdering the effect of micro “Colypnal” Relief. Buhletin of the Georgian Academy of sciences, 163, №2, 2001, p. 273 – 276.
7. N.Ramishvili, Z.Khvedelidze “Mountain cangon circulation end local atmspere processes” Proceedings of Tbilisi State Universiti, Physics, 39, 2004, p. 3 – 12.
8. Брент Д. ”физическая и динамическая метеорология” Гидрометиздат. Л.М. 1938г.с.367
9. Белинский В. “Динамическая метеорология” М. Л. 1948г. с.605
10. Зверев. А. “Синоптическая метеорология” Гидрометиздат .Л. 1957г. с. 375
11. Погосян Х. “Высотные фронтальные зоны и струиние течениу в атмосфере” Миг. №7 1957
12. Хргиан Л. “Физика атмосфери” част. 1, 2 1983г. с. 502.
13. ”Основы динамической метеорологии” под редак. Д.Лаихтман и М.Юдин. Л. Гидрометиздат . 1955г. с. 647.
14. Белов П. “Численные методы прогноз и погоди” Гидрометиздат Л. 1975г. с.375

15. Хведелидзе З. “Исследование атмосферных движений в поле силы Кориолиса при Наличии гор” Известия АН. СССР Ф. Аио. том.18. №3. 1982г. с. 3-15
16. Хведелидзе З “Влияние орографии и β -эффекта на волновые движения атмосфере” Метеорология и гидрология №10. 1982г. с110-115.
17. Пененко В. Методы численного моделирования атмосферных просесов” Гидрометиздат Л. 1981г. с.346
18. Марчук Г. “Математическое моделирование в проблеме окружающей среды” Москва “Наука” 1982г. с.211
19. Фрнолд В. “Математические методы классической механики ” Изд. “Наука” 1979г. с.524
20. Гаидин Л., Дубов А. “Численные методы краткосрочного прогноза погоды” Гидрометиздат Л. 1968г. с.427
21. Гейгер Г. “Климат приземного слоя воздуха” пер. с англ. М. изд. во иност. лит. 1960г. с.486
22. Зверев А. “Синортическая метеорология” Л. Гидрометиздат 1977г. с.710
23. ხვედელიძე ზ. “სინოპტიკური მეტეოროლოგიის მოკლე კურსი” თსუ. გამომცემლობა, 1998წ. გვ.80
24. Кибель И. “Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогнози погоди” М. Госметиздат. 1973г. с.368
25. Курс метеорологии (физика атмосфери) под редакцией П. Тверского. Л. Гидрометудит 1951г. (1962г.) с.887
26. Лайхтман Д. “Физика пограничного слоя атмосферы” Л. Гидрометиздат 1970г. с.341

27. Лоренс Э. “Природа и теория общей циркуляции атмосферы” пер. с англ. Л. Гидрометиздат 1970г. с.259
28. Марчук Г. “Численные решения задач динамики атмосферы и щлеанна” Л. Гидрометиздат 1974г. с. 303
29. Сулаквелидзе Я. “Ливневые осадки в горных странах на примере Закавказья ” Изд-во ТГУ. 1988г. с. 268
30. ხვედელიძე ზ. ”ამინდის მოკლევადიანი პროგნოზის რიცხვითი მეთოდები”. თსუ. გამომცემლობა, 1978_1981წ.წ. სამ ნაწილად, გვ. 505.
31. ხვედელიძე ზ. ”ტალღური მოძრაობა ატმოსფეროს ქვედა ფენებში და დაჭუჭყიანების პრობლემა”. თსუ. გამომცემლობა, 1991წ. გვ. 201.
32. Хведелидзе З. ”Анализ функции Грина для баротропной модели атмосферы с учетом переменности силы Кориолиса при наличии гор”. Труды ГМНИ, СССР, вып. 103, 1972г. с. 87-94.
33. მატვევი ლ. ”ზოგადი მეტეოროლოგიის კურსი” ატმოსფეროს ფიზიკა. თსუ. გამომცემლობა. 1987წ. გვ. 705. (ქართული თარგმანის რედაქტორი პროფ. ზ. ხვედელიძე).
34. სალუქვაძე თ. ხვედელიძე ზ. ხელაია ე. “კონვექციური ღრუბლების რადიოლოგია” საქ. მეცნიერებათა აკადემიის მ. ნოდის სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. 7, 2002წ. გვ. 355.
35. ხვედელიძე ზ. ელიზბარაშვილი ე. “რელიეფის გავლენა ატმოსფერულ პროცესებზე”, თსუ. გამომცემლობა, 1987წ. გვ. 68.

36. “Использование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализе погоды” под редак. Н. Вельтишева, Л. Гидрометиздат. 1973г. с. 150.
37. Муселян Щ. “Волны препотствий в атмосфере” Л. Гидрометиздат. 1962. с. 143.
38. Россби К. “Современные проблемы метеорологии” в книге “Атмосфере и океана в движении”. М. Изд. иност. лат. 1982г. с.279.
39. Хведелидзе З. Давиташвили Т. “К численной модели краткосрочного прогнози георотенсиала баротропной атмосферы”. Сообщения АИ. Груз. СССР. 90. №3. 1978г. с. 17-20.
40. Хведелидзе З. Павленишвили Н. “Описание энергетических характеристик атмосферных просесов на примере Кавказного региона”. Метеоролгия и Гидрология. 1996г. №2. с. 48-53.
41. Khvedelidze Z. ”To the Study of Hydrodynamic Eguation of atmosphere Zonal Model on the Territory of the Caucasus”. Buhletin of the Georgian Academy of sciences, 155, №1, 1997y, p. 62-68.
42. Хведелидзе З. Рамишвили Н. Аладашвили И. “Математическое Моделирование микроциркуляционних процесов с учетом физико-географических условий Закавказья”. “Инжинерная экология”. Москва.
43. Микашавидзе Б. Нозадзе Р. “Опыт расчета вертикальных движений атмосфери с фронтальных разделов”. Труды зак. НИГМИ. Выпуск. 34(40). 1969г. с. 71-84.
44. Гуния С. “Переваливание воздушных потоков через горных хребти”. Метеорология и гидрология №10. 1958г. с. 3-8.
45. Кордзадзе А. “О разрешимости задач динамики океана с учетом ветровых течений”. ВАН. СССР. 1977г. №1. с. 52-53.

46. Khvedelidze Z. Amiranashvili A. Dolidze J. Chitaladze D. "Statistical structure of diurnal precipitation distribution on the territory of Eastern Georgia". Proceedings, Tb. State University, 2004, physics, 39 p. 79-87.

47. ხვედელიძე ზ. ალადაშვილი ი. "მინიმალური ტემპერატურის როლი ატმოსფეროს ჰაერის დაჭუჭყიანებაში, მიწისპირა ფენის თავისებურებების გათვალისწინებით". ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტომი №108, 2002წ. გვ. 180_186.

48. Давицашвили Т. "Об учете орографии в численных схемах прогноза погоды". Труды ТГУ. №5. 1988г. с. 118-131.

49. Shalamberidze T. "The Calculation of Velositi of the Air Uising nonlinear of the Atmosfere Bounderi Layer". Buhletin of the Georgian Academy of sciences, 2002. p. 272-275.

50. Микашавидзе Б. "Расчет вертикальных токов на разных уровнях атмосфери с учетом влияния орографии". Труд. Зак. НИГМИ. Вип. 24(30) 1967г. с. 67-87.

51. Kordzadze A. Demetrashvili D. "Numerical modeling of distribution of the oilpollution in the Blakh Sea". Journal of the Geogean Geophysical society. Tbilisi, 2000, vol 5B, p.120-121.

52. Surmava A. "The numerical inverstigation of air motion over Caucasian Region in Case of Background Southerm wind". Journal of the Georgian Geophysical society Tbilisi, 2000 vol 5B. p. 28-39.

53. Садоков В. "Избранные работы по динамической метеорологии". И.А. Кибеля. Гидрометиздат. Л. 1984г. с. 278.

54. Khvedelidze Z. Danelia R. "Prognosis of Meteorilogical Elament Considering of "Mikro polygonal" Relief". Bulleten of the Georgian Academy of sciences. Vol. 163. №2. Tbilisi 2001. p. 273-276.

55. Дородницын А. “Влияния рельефа земном поверхности на воздушные течения”. Труды цип. Вып. 21(48). 1950г. с.3-8.
56. Быков В. “Об учете отклонения ветра от геострофического в краткосрочном прогнозе”. Изд. АИ. СССР. Серия геофизики. №3. 1962г. с. 418-423.
57. ხვედელიძე ზ. დანელია რ. ალადაშვილი ი. თაგვაძე ე. “ატმოსფეროს ტემპერატურისა და სინოტივის ვეილს ცვლილების შესწავლა შავი ზღვიდან ჰერის ნაკადის ტრანსფორმაციისას”. თსუ. ფიზიკის ფაკულტეტის შრომები №40, 2006წ.
58. ბეგალიშვილი ნ. რობიტაშვილი გ. ჯაფარიძე ნ. ჩახაშვილი ნ. “კონვექციურ ღრუბელთა ურთიერთქმედების გამიკვლევა”. ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტის შრომები, 1998წ. ტ. 101, გვ. 118_130.
59. Цквитинидзе З. “Радиационных и термический режим территории Грузии”. Тр. Зак. НИГМИ. Вып. 23.24. 1974г.
60. Вейль И. “Гидродинамические схемы краткосрочного прогноза погоды”. Труды.ГНЦ, вып. 124. 1973г. с.87.
61. ხვედელიძე ზ. გურგენიძე მ. “ატმოსფეროს აეროზოლების დინამიკა ტროპოსფეროში” საქ. მეც. აკადემიის ცნობარი “მომბე” 1996წ. ტ.152, №3, გვ.520_525.
62. Кочин Н., Кибел И., Розе Н. “Теоретическая гидродинамика” час 1, 2 физматиздат. М. 1963г. с. 583.
63. Монин А., Яглом А. ”Статистическая Гидромеханика” част 1 и 2. Издательство ”Наука”. 1965г. ст. 639.
64. Прантль Л. ”Гидроаеромеханика” Изд. Иност. Лит. М. 1951г. с. 575.
65. Садоков В. ”Некоторые квазигеострофические модели прогноза с учетом орографии” Гидрометиздат, Л. 1969г. с. 262 – 293.

66. Кожевников В. "Орографические возмущения в двухмерной стационарной задачи" Изд. АН. СССР Т15, №1, 1968г. с. 107.

67. Давиташвили Т., Джanelидзе П., Крацашвили Л., Хведелидзе З. "О краткосрочном прогнозе геопотенциала по полным уравнениям гидродинамики с учетом орографии" Сообщения АН. Гру. СССР 96, №1, 1979г. с. 101 -105.

68. Давиташвили Т., Джanelидзе П., Хведелидзе З. "Некоторые результаты испытания численной схемы краткосрочного прогноза геопотенциала, учитывающие орографию Кавказа" Труды молодых научных работников ТГУ, (физика) 13, 1987г. с. 136 – 140.

69. Хведелидзе З., Ецадзе З. "Численное моделирование распространения реагента при воздействии на облачности ячейковой конвекции" Труды молодых научных работников, ТГУ (физика) 13, 1987г. с. 131 – 135.

70. Z. Khvedelidze, R. Chakhaia. "Investigation of Properties the Frontal – Dividing Surfaces Considering Influence of Likhi Mountain Ridge" Bulletin of the Georgian Academy of sciences. Vol. 173. №3. Tbilisi 2006. p. 278-281.

71. ხვედელიძე ზ., ჩიტაღაძე ა. "საქართველოს რეგიონის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სითბური რეჟიმის ბუნება". მეცნიერება და ტექნიკა, №10 – 12. 1999წ. გვ. 52 – 55.

72. "Динамическая метеорология" под редак. Д. Лаихтмана. Гидрометиздат, Л. 1976г. с. 607.

73. Khvedelidze Z., Khvedelidze R. "On the influence of the relief on the geopotential in the lower layers of the atmosphere". Journal of the Georgian Geophysical society, 1996. vol. 1, p. 51_58.

74. Khvedelidze Z., Topchishvili . "Calculation of Radiation Balance in view of Landscape Regularity" Bulletin of the Georgian Academy of sciences, 160, №2, 1999, p. 259-262.

75. Khvedelidze Z. "To the Study of Hydrodynamic equations of Hydrodynamic equations of atmosphere Zonal Model on the Territory of the Caucasus" Bulletin of the Georgian Academy of sciences, 155, №1. 1997 p. 62-68.

76. "Влияние человека на глобальные климатические условия". сер. с. англ. Гидрометиздат, Л. 1972г. с. 243.

77. Напетваридзе Е. "Общие черты атмосферной циркуляции". Труды Тб. Нигма, вип. 10, 1962г. с. 10 – 15.

78. Добрищман Е. "О решении уравнений для изменения геопотенциала". Труды цир. Вип. 78. 1958г. с. 92 – 104.

79. Хведелидзе З. "О точном решении прогностического уравнения краткосрочного прогноза погоды". Сообщения АН. Груз. СССР, 1965г. с. 75 – 80.

80. Modelling of atmospheric flow fields – Word Scientific. Theoretical physics 1996. p. 755.

81. Монин А. "Прогноз погоды как задачи физики". М. "Наука" 1969г. с. 184.

82. Вегнер А. "Термодинамика атмосферы". Перевод, ОНТИ. 1935г.

83. Pokels – "Theorie der Niederschlagbildung ein Gebirgen". Ann der Physik, 1901ya.

84. Кочин Н. "О влиянии рельефа на поверхности раздела двух жидкостей различной плотности". Собрание сочинений, Е.Г.Н.Л. 1947г.

85. Кочин Н. "Пространственная задача о волнах на поверхности раздела двух масс жидкостей разной плотности вызываемых неровностями дна" Собрание сочинений, Т.Г.М.Л. 1949г.

86. Дородницын А. "Возмущения воздушного потока вызываемые неровностями на поверхности Земли". Труды ГГО. Вип. 23161, 1938г.

87. Дородницын А. "Некоторые задачи обтекания неровностей поверхности земли воздушным потоком". Труды ГГО, вип. 31181. 1940г.

88. კოტარია ა. "ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია". ნაწილი 1, 2. თსუ გამომცემლობა, 1972 – 83წწ. გვ. 375.

89. Вон – Мигем, Ж. ”Энергетика атмосферы”. Перевод с английского, подредак. Л. Матвеева, Гидрометиздат. Л. 1977г. с. 327.
90. Tagvadze E. ”Dynamic of Atmospheric Motion and Ecological Problems for Samegrelo Region” (Nest Georgia). Bulletin of the Georgian Academy of sciences. Vol. 167. №3. 2003. p. 453 - 457.
91. Тихонов А. Самарский А. ”Уравнения Математической физики”. Издательство технико – теоретической Литературы М. 1953г. с. 680.
92. Хведелидзе З. ”Прогноз поля геопотенциала на среднем уровне при учете влияния переменности силы кориолиса и наличии гор”. труды вып. №103, 1963г. с. 100 – 105.
93. დანელია რ. ”ლოკალური ატმოსფერული პროცესების მათემატიკური მოდელირება ამიერკავკასიის რეგიონალური თავისებურებების გათვალისწინებით”. საკანდიდატო დისერტაცია. თბილისი 2003წ. გვ. 148.
94. თავვაძე ე. ”ჰაერის მასათა ტრანცფორმაცია და მიკროკლიმატური პირობების გამოკვლევა სამეგრელოს რეგიონზე”. საკანდიდატო დისერტაცია. თბილისი 2005წ. გვ. 147.
95. ციციშვილი მ., ერქომაიშვილი გ. ”აეროზოლური დაჭუჭყიანებისაგან ატმოსფეროს დაცვა”. გამომცემლობა მერმისი, 2006წ. გვ. 305.
96. სურმავა ა. რელიეფით შეპირობებული ჰაერის ნაკადების გადაადგილების თეორიული გამოკვლევა (რიცხვითი მოდელირების საფუძველზე). მოხსენებათა თეზისი, აკად. თ. დავითაიას 90 წ. მიძღვ. სამეც. კონფერ. მასალები, თბილისი, 17 – 19 IX. 2001, გვ. 27 -28.