

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

აღმოსავლეთ საქართველოს აჭტიური ზემოქმედების
რაციონებში ბარემოს კომპონენტებში მძიმე
ლითონების შემცველობის განსაზღვრა მათი
ფონური კონცენტრაციების დადგენის მიზნით



(პროექტის დასკვნითი ანგარიში, ტომი I)
2014-2016

2016

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

შიშრი № IHM-16-25-01, 16-25-02- GTU- CD-3395- CD-3394

“ვამტკიცებ”

დირექტორი, აკადემიური დოქტორი

————— თ.ცინცაძე

25 დეკემბერი 2016

აღმოსავლეთ საქართველოს აქტიური ზემოქმედების რაიონებში გარემოს
კონსერვაციის მიზნით ლიტონების შემცველობის განსაზღვრა მათი ფონური
კონსერვაციების დადგენის მიზნით

(პროექტის დასკვნითი ანგარიში, ტომი I)
2014-2016

სამეცნიერო საბჭოს თავჯდომარე ნ. ბეგალიშვილი
ფიზ. მათ. მეცნ. დოქტორი

პროექტის ხელმძღვანელი
ქიმ.აკად. დოქტორი

დ. ინჭკირველი

თბილისი
2016

რეფერატი

ანგარიში მოიცავს: 153 გვერდს, 132 ნახაზს, 37 ცხრილს, 49 ლიტერატურულ წყაროს

საკვანძო სიტყვები :ფონური კონცენტრაცია, მძიმე ლითონები, მთავარი იონები, ბიოგენური ელემენტები, ნიადაგები, ზედაპირული წყლები, ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაცია, აქტიური ზემოქმედება, რიცხვითი ინტეგრირება, სინოპტიკური სიტუაცია, მტვერი, ტურბულენტობა, ადვექტიური და ადვექციური გადატანა.

კახეთის რეგიონში სეტყვის დრუბლებზე აქტიური ზემოქმედების სამუშაოების განახლებასთან დაკავშირებით გარემოს ობიექტებში (ნიადაგი, წყალი) განსაზღვრულია მძიმე მეტალების და ზოგიერთი დამაბინძურებელი ინგრედიენტის კონცენტრაციები. დადგენილია, რომ გრუნტის წყლები ხასიათდება მაღალი მინერალიზაციით. აღინიშნება მთავარი იონების მაღალი შემცველობა. ხელოვნურ წყალსაცავებში კი მხოლოდ ამონიუმის იონის შემცველობა აღემატება ზღვრულად დასაშვებ კონცენტრაციას; მიკრობიოლოგიური თვალსაზრისით სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი დაბინძურებულია E-coli-ით. მძიმე ლითონების (მათ შორის ვერცხლის) კონცენტრაცია წყლებში უმნიშვნელოა და არც ერთ შემთხვევაში არ აღწევს შესაბამისი ზღვ-ს მნიშვნელობას. ნიადაგში კი მძიმე ლითონებიდან პრიორიტეტული დამაბინძურებელი ელემენტია სპილენძი. ამავე დროს ზაფხულის თვეებში მას აქვს ზრდის ტენდენცია ზამთრის თვეებთან შედარებით. ნიადაგის ზედა 0-10 სმ-იან ფენაში დაფიქსირებულია სპილენძის მაქსიმალური რაოდენობა, რომელიც დაახლოებით 10 ზდკ-ს ფარგლებშია, ტყვიის შემცველობა 2 ზდკ-ს ფარგლებში მერყეობს, ვერცხლის კი ბევრად ნაკლებია ზდკ-ზე.

კავკასიაში ატმოსფერული პოცესის განვითარების რეგიონალური მოდელის გამოყენებით და პასიური მინარევის გადატანა-დიფუზიის არასტაციონალური სამგანზომილებიანი განტოლების რიცხვითი ინტეგრირებით, შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე მტვრის გავრცელება ოთხი ძირითადი სინოპტიკური სიტუაციისა და დაბინძურების სტაციონალური წყაროების შემთხვევებში. მოდელირებით მიღებულია მტვრის კონცენტრაციის სურათები, რომლებიც თვისობრივად ეთანხმებიან ფიზიკური მოსაზრებებიდან გამომდინარე მტვრის განაწილებას.

ნაჩვენებია, რომ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის 10 მ ზონაში მტვრის გავრცელებას განსაზღვრავს ჰორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტობა. 100 მ სიმაღლეზე მტვრის გავრცელებაში ტურბულენტობასთან ერთად მნიშვნელოვანი წვლილი შეაქვს ადვექტიური გადატანის პროცესებს, ხოლო ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზედა ნაწილში უპირატესი როლი ენიჭება მტვრის ადვექციურ გადატანას.

მიღებული შედეგების საშუალებით შეიძლება განისაზღვროს ფონური კონცენტრაციების შემდეგი მნიშვნელობები: ქქ. თბილისისა და რუსთავეისათვის მიმდებარე 20-30 კილონეტრიანი არისათვის ფონურ კონცენტრაციად შეიძლება მივიღოთ 0.05 ზდკ, ხოლო სხვა ქალაქებისათვის 0.01 ზდკ.

პასუხისმგებელი შემსრულებლები:

მთავარი მეცნიერი თანამშრომელი	ა.სურმავა
ფიზ.მათ. აკადემიური დოქტორი	(თავები 2, 3, 4 დასკვნა)
მთავარი მეცნიერი თანამშრომელი	ნ. ბუაჩიძე
ქიმიის აკადემიური დოქტორი	(თავები 1, დასკვნა)
მთავარი მეცნიერი თანამშრომელი	ლ.შავლიაშვილი
სოფ/მეურნ აკადემიური დოქტორი	(თავები 1, დასკვნა)
მთავარი მეცნიერი თანამშრომელი	ნ.დვალიშვილი
ქიმიის აკადემიური დოქტორი	(თავე1, მონაცემთა ანალიზი)
მთავარი მეცნიერი თანამშრომელი	გ.გუნია
ფიზ. მათ. აკადემიური დოქტორი	(ტომი II)

შემსრულებლები:

უფროსი მეცნიერი თანამშრომელი	ნ.ბეგლარაშვილი
გეოგრაფიის აკად. დოქტორი	(თავე1.1, მონაცემთა ანალიზი)
უფროსი მეცნიერი თანამშრომელი	მ.ტაბატაძე
ქიმიის აკადემიური დოქტორი	(მონაცემთა ანალიზი)
მეცნიერი თანამშრომელი	გ.კუჭავა
ქიმიის აკად. დოქტორი	(ქიმიური ანალიზი)
მეცნიერი თანამშრომელი	გ.კორძახია
ფიზ.მათ. აკად. დოქტორი	(მონაცემთა ანალიზი)
მეცნიერი თანამშრომელი	ე.შუბლაძე
	(თავე1, ანგარიშის გაფორმება)
მეცნიერი თანამშრომელი	ს.მდივანი
	(ლიტერატურის დამუშავება)
წამყვანი იჟინერი	მ.ხატიაშვილი
	(ექსპედიციური სამუშაოები)
წამყვანი იჟინერი	ა.გიორგიშვილი
	(კომპიუტერული პროგრამები, ანგარიშის გაფორმება)
წამყვანი იჟინერი	თ.გიგაური
	(ექსპედიციური სამუშაოები)

შესავალი 5

1. აღმოსავლეთ საქართველოს ბუნებრივი წყლებისა და ნიადაგების ეკოლოგიური მდგომარეობის შეფასება 7-5

1.1. კახეთის რეგიონის ნიადაგების მოკლე დახასიათება. 7-9

1.2. კახეთის რეგიონის ჰიდროქსელი 9-16

1.3. ზედაპირული წყლების ჰიდროქიმიური დახასიათება 16-20

1.4. ზედაპირული წყლებისა და ნიადაგის ქიმიური ანალიზის შედეგები . 21-35

2. კახეთის კლიმატის და ატმოსფეროს დაბინძურების შესწავლის რიცხვითი მოდელების მოკლე დახასიათება 36-44

2.1. კახეთის რეგიონის გეოგრაფიული დახასიათება 36

2.2. კახეთის რეგიონალური კლიმატის მოკლე დახასიათება 36-40

2.3. რეგიონალური და ლოკალური ატმოსფერული და ეკოლოგიური პროცესების რიცხვითი მოდელების მოკლე დახასიათება 40-44

3. კახეთის ტერიტორიაზე მეზომასტაბის ატმოსფერული პროცესების განვითარების მათემატიკური მოდელი 44-54

3.1. ამოცანის მათემატიკური დასმა 44-46

3.2. საწყისი და სასაზღვრო პირობები 47-49

3.2. ამოცანის რიცხვითი ინტეგრირების ალგორითმი 49-54

4. კახეთის რეგიონში მეზომასტაბის ატმოსფერული პროცესების და დამტკვრიანების მოდელირების შედეგები 54-151

4.1. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს 54-77

4.2. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების და მტვრის დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური დასავლეთის ქარის დროს 77-98

4.3. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების და მტვრის დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური სამხრეთის ქარის დროს 98-120

4.4. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების და მტვრის დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს 120-142

4.5. მტვრის კონცენტრაციის დროითი და სივრცითი ცვლილება ფონური არასტაციონალური ემისიის დროს დასავლეთის ქარის პირობებში 142-151

დასკვნა 152-155

გამოყენებული ლიტერატურა 156-158

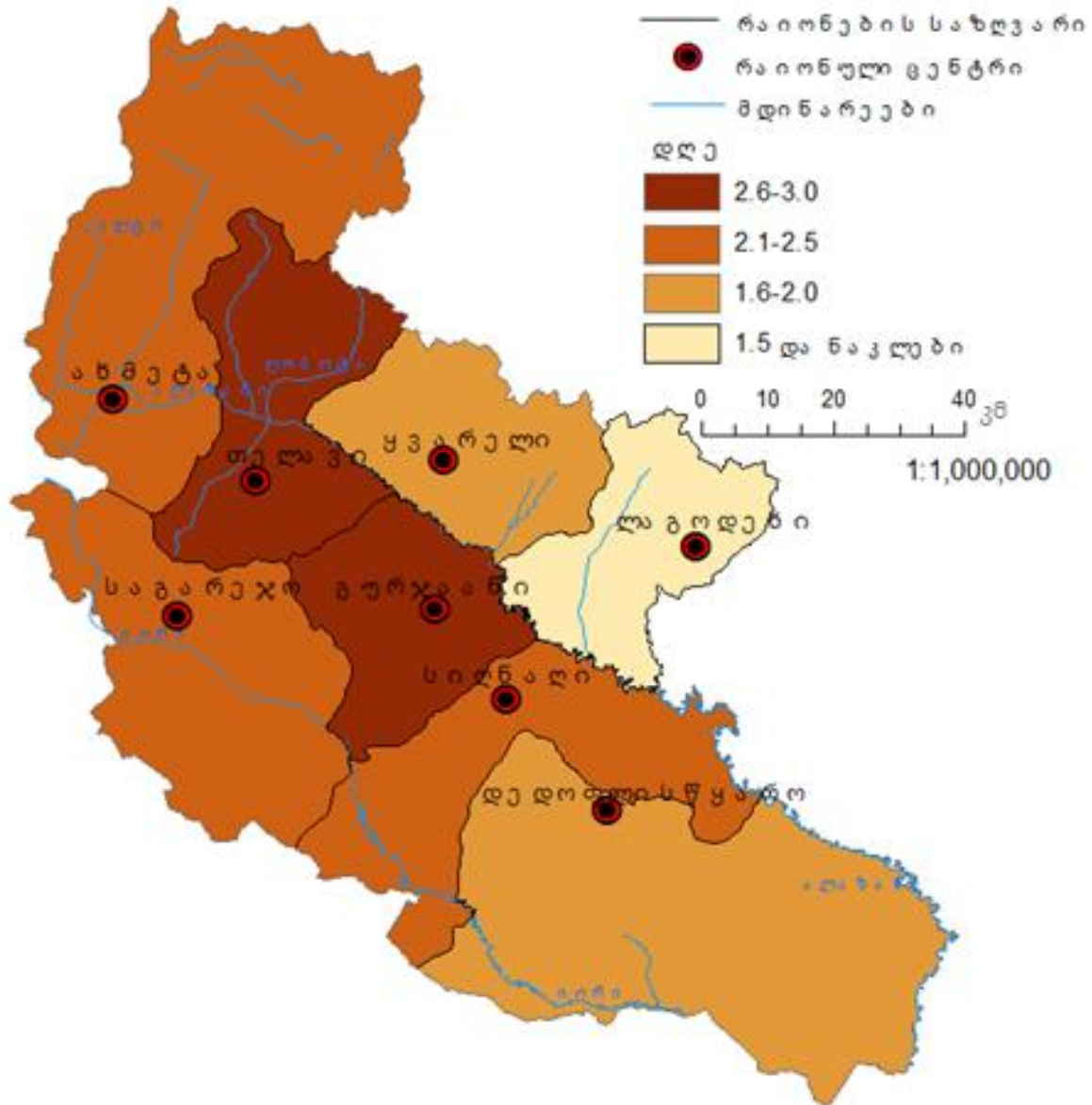
შესავალი

სტიქიური მოვლენებიდან სეტყვა ერთ-ერთი ყველაზე ვერაგი მტერია საქართველოს სოფლის მეურნეობისათვის. ნახ.1-ზე წარმოდგენილია სეტყვიან დღეთა საშუალო წლიური რაოდენობის განაწილება კახეთის რეგიონში. 25-წლიანი იძულებითი შესვენების შემდეგ 2015 წლის გაზაფხულიდან საქართველოში ამუშავდა ღრუბლებზე აქტიური ზემოქმედების სამსახური, რომელსაც ამჟამად სამხედრო სამეცნიერო-ტექნიკური ცენტრი “დელტა” ხელმძღვანელობს. მოქმედების პრინციპია სეტყვის ღრუბლებზე სარაკეტო სისტემით ზემოქმედება. რაკეტებში განთავსებულია 400 გრამი ვერცხლის იოდინი, რომლის გაფრქვევა სტარტიდან მე-7 წმ-ზე იწყება. სტარტიდან 41-ე წმ-ზე კი რაკეტა თვითლიკვიდაციას განიცდის. ბუნებრივია, ისმის კითხვა: რამდენად საშიშია ადამიანის ჯანმრთელობისა და გარემოსათვის რაკეტიდან გაფრქვეული რეაგენტი? თუ გავითვალისწინებთ, რომ დღეს მოქმედი სეტყვის საწინააღმდეგო სისტემა იყენებს თანამედროვე ტიპის უმართავ რაკეტებს, რომლებიც 41-ე წამზე თვითლიკვიდაციას განიცდიან პლასტმასის კორპუსის სამ ადგილზე აფეთქებით. სავარაუდოა, რომ ქვემოთ ძალზე მცირე ზომის ფრაგმენტები ცვივა, ხოლო რაკეტაში განთავსებული რეაგენტი-ვერცხლის იოდინი შედარებით უფრო ეკოლოგიურია, მაშინ დასმული კითხვის პასუხია – პრაქტიკულად ადამიანის ჯანმრთელობას და გარემოს ამ კუთხით საფრთხე არ ემუქრება. და მაინც, აუცილებელია სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის ამუშავებასთან ერთად ზემოქმედების რაიონებში მიმდინარეობდეს გარემოს ობიექტების ეკოლოგიური მონიტორინგი.

სწორედ ამ პრობლემას, კონკრეტულად კი კახეთის რეგიონში ეკოსისტემებში (ნიადაგი, წყალი) მძიმე ლითონების კონცენტრაციების განსაზღვრას ეხება წარმოდგენილი სამეცნიერო პროექტი. კვლევა დაწყებულია 2014 წლიდან, ამდენად მიღებული შედეგები შეიძლება ჩაითვალოს კახეთის რეგიონის ეკოსისტემებში (ნიადაგი, წყალი) მძიმე ლითონების ფონურ კონცენტრაციებად, რასაც მომავალში გამოვიყენებთ შედარებისათვის.

ცნობილია, რომ ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესები განაპირობებენ წარმოქმნილი შეწონილი ნაწილაკებისა და მტვრის გავრცელების არეალს, რაც უდაოდ დიდ როლს ასრულებს დამატუქციანებელ ნივთიერებათა გადატანა-დაღექვის პროცესში. ამ კუთხით ნაშრომში კავკასიაში ატმოსფერული პროცესის განვითარების რეგიონალური მოდელის გამოყენებით და პასიური მინარევის გადატანა-დიფუზიის არასტაციონალური სამგანზომილებიანი განტოლების რიცხვითი ინტეგრირებით, შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე მტვრის გავრცელება ოთხი ძირითადი სინოპტიკური სიტუაციისა და დაბინძურების სტაციონალური წყაროების შემთხვევებში. ჩატარებულია რიცხვითი ექსპერიმენტები. ექსპერიმენტების მიზანი იყო გამოკვლეულიყო კახეთის რეგიონში ბეტა- და გამა - მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების განვითარების ჰიდროთერმოდინამიკური თავისებურებები და კინემატიკით გამოწვეული ქალაქებში გაბნეული მტვრის მოდელირებით მიღებულია მტვრის კონცენტრაციის სურათები, რომლებიც თვისობრივად ეთანხმებიან ფიზიკური მოსაზრებიდან გამომდინარე მტვრის განაწილებას.

ჩატარებულმა კვლევებმა პასუხი გასცა კახეთის რეგიონის მეტეოროლოგიის მრავალ საკითხს და წარმოაჩინა საკითხები, რომლებიც მოითხოვენ შემდგომ დაზუსტებასა და გაუმჯობესებას.



ნახ. 1. სეტყვიან დღეთა საშუალო წლიური რაოდენობის განაწილება კახეთის რეგიონში

1. აღმოსავლეთ საქართველოს ბუნებრივი წყლებისა და ნიდაბების ეკოლოგიური მდგომარეობის შეფასება

1.1. კახეთის რეგიონის ნიადაგების მოკლე დახასიათება

საქართველო პატარა ქვეყანაა, მისი მთლიანი ტერიტორია 69 700 კმ²-ია. იგი გამოირჩევა მდიდარი ბუნებითა და მრავალფეროვანი ლანდშაფტით. რთული გეოლოგიური და ოროგრაფიული პირობები, არაერთგვაროვანი კლიმატი და მცენარეთა საფარი განაპირობებს საქართველოს ნიადაგწარმოქმნელი დედაქანების და ნიადაგების დიდ მრავალფეროვნებას. საქართველოში სულ 49 ნიადაგის ტიპს გამოყოფენ [1]. დასავლეთ საქართველოში კოლხეთის დაბლობზე გავრცელებულია, ჭაობიანი, ლებიან-ჭაობიანი და ეწერ-ლებიანი ნიადაგები. მაღლობ ადგილებში გვხვდება ყომრალი და ალუვიური ნიადაგები, ხოლო მთისპირა ადგილებში - ცალკეული ლაქების სახით გავრცელებულია წითელმიწები. კიდევ უფრო ზევით გავრცელებულია ყომრალი ნიადაგების ზონა რომელიც 1800-1900 მ სიმაღლეზე იცვლება მთა-მდელოს ნიადაგებით.

ბუნებრივია ლანდშაფტის ასეთი მრავალფეროვნება განაპირობებს ბუნებრივ წყლებსა და ნიადაგებში მიკროელემენტების სხვადასხვა შემცველობას. ქვევით მოცემულია აღმისავლეთ საქართველოში გავრცელებული ძირითადი ნიადაგური ტიპების დახასიათება:

ნეშომპალა კარბონატული ნიადაგები. გამოირჩევიან კარბონატების მაღალი შემცველობით და ტუტე არეს რეაქციით. pH მაჩვენებელი 7,7-8,0 ფარგლებშია. ჰუმუსისა და საერთო აზოტის შემცველობა ამ ნიადაგში საშუალო ან გადიდებული რაოდენობითაა და შესაბამისად ჰუმუსი 3,93-6,07, საერთო აზოტი კი 0,27-0,28 %-ის ფარგლებშია. ჰიდროლიზური აზოტი საშუალო რაოდენობითაა 7-15 მგ 100 გრ ნიადაგში, საერთო და მოძრავი ფოსფორით მცირედ ან საშუალოდ არის უზრუნველყოფილი. საერთო ფოსფორი 0,14-0,20 %, მოძრავი ფოსფორი მცირე ან საშუალო რაოდენობითაა და 1,0-2,8 მგ შეადგენს 100 გრ ნიადაგში. საერთო და გაცვლითი კალიუმის შემცველობა ამ ნიადაგში გადიდებული ან მაღალია, საერთო 1,5-1,8 %-ის, გაცვლითი 25-42 მგ 100 გ ნიადაგში ფარგლებშია, რის გამოც ამ ნიადაგზე კალიუმიანი სასუქები ეფექტს არ იძლევიან. ამ ნიადაგების მაღალი ნაყოფიერების შესანარჩუნებლად საჭიროა ორგანული და აზოტ-ფოსფორიანი სასუქების სისტემატური შეტანა [2,3].

ყავისფერი ნიადაგები. ეს ნიადაგები ფუძეებით მაძღარია, მისი pH მაჩვენებელი 7,0-7,4 ფარგლებშია, კარბონატების შემცველობა 3,0-11,0 %. ჰუმუსის რაოდენობა ამ ნიადაგში ძალზე ფართო ფარგლებში ცვალობადობს და ზოგიერთ ექსპოზიციაზე 2,3 % არ აღემატება, უფრო ხშირად კი საშუალო 3-5 % რაოდენობითაა. საერთო აზოტიც ფართო ფარგლებში ცვალობადობს 0,13-0,38 %. ჰუმუსით ღარიბ ნიადაგში ჰიდროლიზური აზოტის შემცველობა 6,6-8,1 მგ არ აღემატება 100 გ ნიადაგში, საშუალოდ უზრუნველყოფილში 10,0 მგ-ზე მეტია. საერთო და მოძრავი ფოსფორი მცირე, საშუალო ან გადიდებული რაოდენობითაა. საერთო 0,09-0,24 %-ის ფარგლებშია, მოძრავი 2,15-4,38 მგ შეადგენს 100 გ ნიადაგში. ეს ნიადაგი გამოირჩევა საერთო კალიუმის საშუალო 1,5-2,0 % და გაცვლითი კალიუმის 25-40 მგ 100 გ ნიადაგში გადიდებული ან მაღალი შემცველობით [2,3].

ყავისფერი ნიადაგები ღარიბია თუთიით, მდიდარია ბორით, სპილენძით. კობალტით საშუალოდ არის უზრუნველყოფილი. მიუხედავად იმის, რომ ეს ნიადაგები საშუალო ნაყოფიერებით გამოირჩევიან მაღალი მოსავლის მისაღებად აუცილებელია ორგანული და მინერალური სასუქების ერთობლივი გამოყენება.

მდელოს ყავისფერი ნიადაგები. ნეიტრალური ან სუსტ ტუტე არეს რეაქციით ხასიათდება, რომლის pH მაჩვენებელი 7,1-7,4 ფარგლებშია. ფუძეებით მაძღარია, CaCO₃ რაოდენობა ზედა ფენაში 2,0- 9,6 % ფარგლებშია. ეს ნიადაგები მცირე ან საშუალო ჰუმუსიან ნიადაგებს მიეკუთვნებიან, მისი შემცველობა აკუმულაციურ პორიზონტში 2,12-3,50 %. ეს ნიადაგი ბორით, სპილენძით და კობალტით უზრუნველყოფილია. თუთიას მცირე რაოდენობით შეიცავს, რაც განპირობებულია ამ ნიადაგში კარბონატების შემცველობით და მათ მიერ ამ ელემენტის ძნელადხსნად ფორმაში გადაყვანით. მდელოს ყავისფერი

ნიადაგების ფიზიკური თვისებების გაუმჯობესებისათვის დიდი ყურადღება უნდა მიექცეს ორგანული სასუქების გამოყენებას და სიდერატების თესვას. ამ ნიადაგებზე წამყვანი როლი ეკუთვნის აზოტიან სასუქებს [2,3].

რუხი ყავისფერი ნიადაგები. რუხი ყავისფერი ნიადაგები გამოირჩევიან დაბალი ნაყოფიერებით, დიდი სიმკვრივით და ტუტე არეს რეაქციით. მისი pH მაჩვენებელი 8,0-8,4 ფარგლებში მერყეობს, ზედაპირიდანვე კარბონატულია. ჰუმუსით, საერთო აზოტით და ფოსფორით ღარიბ კატეგორიის ნიადაგებს მიეკუთვნება. ჰუმუსის შემცველობა 2-3 % ფარგლებშია, საერთო აზოტი 0,14-0,15%, საერთო ფოსფორი 0,15-0,16 %. რუხი ყავისფერი ნიადაგები დაბალი ნაყოფიერების მძიმე მექანიკური შედგენილობის და დამლაშების გამო ორგანული და მინერალური სასუქების გამოყენებისა და სიდერატების თესვის გარეშე ვერ უზრუნველყოფს სასოფლო-სამეურნეო კულტურების საშუალო მოსავლის მიღებას. ამ ნიადაგებზე განსაკუთრებით მაღალ ეფექტს ამჟღავნებენ აზოტიანი და ფოსფორიანი სასუქები [2,3].

შავმიწისებრი ნიადაგები. საკმაოდ მაღალი ნაყოფიერებით გამოირჩევა. ახასიათებს ტუტე არეს რეაქცია. pH მაჩვენებელი 7,5-8,2 ფარგლებში მერყეობს. ჰუმუსის შემცველობა სახნავ ფენაში მაღალია და 3,88-7,0% ფარგლებში ცვალებადობს, ყამირზე 12 % აღწევს. საერთო აზოტის შემცველობა ჰუმუსის შესაბამისად 0,2-0,5 % ფარგლებშია. ჰიდროლიზური აზოტი საშუალო რაოდენობითაა 9-14 მგ 100 გრ ნიადაგში [2,3].

ბარის ანუ ჩვეულებრივი შავმიწები. ბარის შავმიწა ნიადაგები გამოირჩევიან მაღალი ბუნებრივი ნაყოფიერებით, ნეიტრალური არეს რეაქციით. ჰუმუსისა და საერთო აზოტის მაღალი შემცველობით. ჰუმუსის რაოდენობა ზედააკუმულაციის ჰორიზონტში 6,6-10,37 % ფარგლებშია, საერთო აზოტი 0,38-0,48 %. ამ ნიადაგის ზედა ფენაში ზოგჯერ CaCO_3 არ მოიპოვება, ქვედა ფენები როგორც წესი კარბონატულია. მიკროელემენტების მოძრავი ფორმებიდან მცირე რაოდენობით შეიცავენ მანგანუმს, მოლიბდენსა და თუთიას და მხოლოდ ბორით არიან უზრუნველყოფილი. შავმიწა ნიადაგებზე დიდი ყურადღება უნდა მიექცეს ფოსფორიანი და იმ მიკროსასუქების გამოყენებას რომელთა სიმცირეც იქნება აღმოჩენილი [2,3].

დამლაშებული ნიადაგები. ხასიათდებიან ადვილად ხსნადი მარილების დიდი რაოდენობით შემცველობით. არსებობს სუსტად, საშუალოდ და ძლიერ დამლაშებული ნიადაგები. სუსტად დამლაშებულ ნიადაგებში მშრალი ნაშთის ოდენობა 1%-ს აღემატება, ჰუმუსის შემცველობა 2-4% ფარგლებშია, მთლიანი აზოტი - 0,14-0,18, მთლიანი ფოსფორი - 0,12-0,20, მთლიანი კალიუმი-1,4% და მეტი. შთანთქმის ტევადობა 35-40 მილიგრამ ეკვივალენტი 100გ ნიადაგში, შთანთქმული ნატრიუმი ტევადობაში 5%-ია, რეაქცია სუსტი ტუტე [2,3,4].

ბიცობი ნიადაგები. ხასიათდებიან არახელსაყრელი ფიზიკური თვისებებით, ტუტე არეს რეაქციით, pH მაჩვენებელი 8,0-8,6 ფარგლებშია. ჰუმუსისა და საკვები ელემენტების შემცველობა საშუალო რაოდენობითაა. ჰუმუსის რაოდენობა 3,42-4,75 %. ბიცობი ნიადაგების არახელსაყრელი ფიზიკური თვისებების გასაუმჯობესებლად და ნაყოფიერების ასამაღლებლად პირველ რიგში საჭიროა მოთაბაშირების ჩატარება. [2,3,4].

მთა-მდელოს კორდიანი ნიადაგები. ეს ნიადაგები მაღალი პოტენციალური ნაყოფიერებით და ფუძეებით არამაძრობით გამოირჩევიან. მათი pH მაჩვენებელი 5,1-5,24 ფარგლებში მერყეობს. ჰუმუსის, საერთო აზოტის, ფოსფორის შემცველობა ამ ნიადაგში მაღალია [2,3].

ეკოქიმიური თვალთახედვით გარემოს დაბინძურების ძირითადი ანთროპოგენული წყაროებიდან აღსანიშნავია ტრანსპორტი (44,4%), სოფლის მეურნეობა (27,4%), ენერგეტიკისა (24,3%) და მრეწველობის (3,9%) სექტორი. განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ბენზინის ძრავაზე მომუშავე ავტომანქანები. მათზე მოდის გარემოს გლობალური დაბინძურების 40% და ატმოსფეროში მოხვედრილი ანთროპოგენული ნივთიერებების 75-80%. დიდი ქალაქებისა და ავტოტრასების მიმდებარე ტერიტორიების

დაბინძურებაში მათი წილი კიდევ უფრო დიდია. გზისპირა რაიონებში ტყვის კონცენტრაცია ნიადაგში დასაშვებ დონას რამდენიმე ათეულჯერ აღემატება [5]. რადგან კახეთი სასოფლო-სამეურნეო რეგიონია, აქ ხშირად გამოყენება პესტიციდები, მათი უმეტესობის ძირითადი შემადგენელი კომპონენტი სპილენძია, რომელიც ხვდება ჰაერში, წყალში, საკვებ პროდუქტებში და ადამიანის ორგანიზმში. სპილენძი თითქმის ყველა სახის სურსათსა და სასურსათო ნედლეულში გვხვდება. იგი მაღალი ტოქსიკურობით ხასიათდება და აქტიურად რეაგირებს ამინომჟავებთან და ცილებთან, წარმოქმნის მდგრად კომპლექსებს, რითაც არღვევს ფერმენტების კატალიზურ ფუნქციას. აღსანიშნავია ის ფაქტიც, რომ განისაზღვრება ისეთი მძიმე ლითონი, როგორცაა ვერცხლი, რომელიც შედის იმ რეაგენტის შემადგენლობაში (AgI), რომელიც ამჟამად გამოიყენება სეტყვის საწინააღმდეგო ზემოქმედების დროს. ეს სამუშაოები აღნიშნული რეაგენტით დაიწყო 2015 წელს. სოფლის მეურნეობის სამინისტროს მონაცემების მიხედვით ეს არის წარმატებული პროექტი და ის გაგრძელდება მრავალი წლის განმავლობაში. ამიტომ ეკოსისტემებში განსაზღვრული ვერცხლის კონცენტრაციები შეიძლება მივიჩნიოთ ფონურ მნიშვნელობებად, რაც მეტად მნიშვნელოვანია შემდგომი კვლევებისათვის.

12. კახეთის რეგიონის ჰიდროქსელი

კახეთის რეგიონის მდინარეთა დიდი ნაწილი მთის ტიპის მდინარეებს მიეკუთვნება. რელიეფის ზედაპირის დანაწევრების გამო, არ გვხვდება დიდი სიგრძისა და აუზის დიდი ფართობის მქონე მდინარეები. ივრის ზეგანზე გვხვდება უმთავრესად მშრალი ხეობები, რომლებშიც წყალი მიედინება თოვლის დნობის და თავსხმა წვიმების დროს.

კახეთის რეგიონის მთავარ მდინარეებს წარმოადგენს მდინარეები ალაზანი და იორი, ნახ.1.1.

წყლის რესურსებით მდიდარია ალაზნის აუზი (შიდა კახეთი), მის მეზობლად მდებარე იორის აუზთან შედარებით. აქ წყლის მთავარ არტერიას მდ. ალაზანი წარმოადგენს, რომელსაც ორივე მხრიდან მრავალი შენაკადი ერთვის.

ალაზნის სიგრძე 390 კმ-ს შეაგენს, აუზის ფართობი - 11 800 კვ.კმ-ია, წყლის საშუალო ხარჯი - 98 კუბ.მ/წმ. მდ.ალაზნის წყლით საზრდოობა შერეული ხასიათისაა, გამოიყენება სარწყავად. მდინარე ალაზანი სათავეს იღებს კავკასიონის სამხრეთ კალთებზე 825 მეტრის სიმაღლეზე, ორი მდინარის, წიფლოვანისხევისა და სამეურისწყალის შეერთებით სოფ. ყადორთან. ერთვის მინგეჩაურის წყალსაცავს გარე კახეთის ზეგანის სამხრეთ დაბლობებთან. საერთო ვარდნა 750 მ, საშუალო ქანობი 2,15 . ტერიტორიიდან; მნიშვნელოვანი შნაკადებია: მდ. ყარაჩაი (56 კმ), მდ. ნაჯაბ-კობუ (30კმ), მდ. ჯამპარაჩაი (28 კმ), მდ. კაპუჩაი (36 კმ), მდ. აჯიჩაი (28 კმ), მდ. კურმუხჩაი (55 კმ), მდ. ყარაჩაი (27 კმ), მდ. აგრიჩაი (134 კმ) და მდ. შირინსუ (36 კმ).

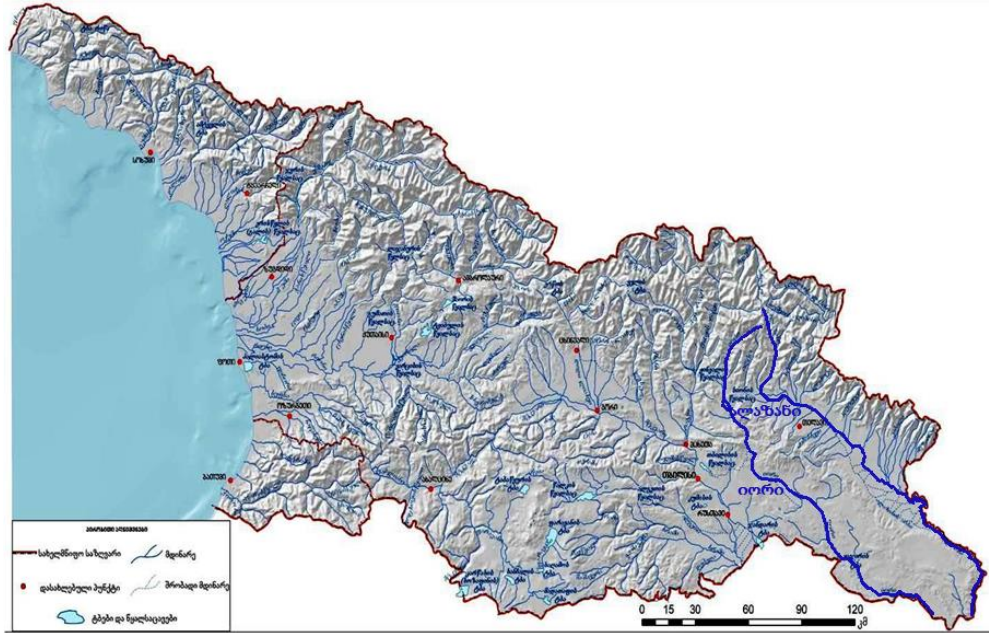
აუზის ზედა ნაწილი, სიგრძით დაახლოებით 20 კმ, სათავიდან ქ. ახმეტამდე, მდებარეობს კავკასიონის ქედის მაღალმთიან და საშუალომთიან ზონაში. აუზის დანარჩენი ნაწილი, სიგრძით დაახლოებით 330 კმ, ქ. ახმეტიდან შესართავამდე, მდებარეობს კახეთის მთათაშორისო დაბლობზე.

მდ. ალაზნის საშუალო წლიური ხარჯი, ზემო ქედის ჰიდროსაგუშავოზე 95.1 მ³/წმ-ია. ალაზნის ჰ/ს ზემო ქედთან 2999,1 მლნ მ³ შეადგენს.

ალაზნის აუზი ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან შემოსაზღვრულია კავკასიონის ქედით. აუზის დასავლეთი საზღვარი გადის კახეთსა და მის სამხრეთ გაგრძელება - გომბორის ქედზე. აუზის ქვედა ნაწილს სამხრეთ-დასავლეთიდან ესაზღვრება გარე კახეთის ზეგანი.

მდ.ალაზანი მდინარე საზრდოობს თოვლის, წვიმისა და გრუნტის წყლებით. მისი წყლიანობის რეჟიმი ხასიათდება გაზაფხულის თოვლის დნობით გამოწვეული წყალდიდობით, ზაფხულ-შემოდგომის წვიმებით გამოწვეული წყალმოვარდნებით და მეტნაკლებად გამოხატული ზამთრის წყალმცირობით. გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობის პერიოდში

მდინარის ჩამონადენი შეადგენს წლიური ჩამონადენის 65-72%-ს (გაზაფხულზე ჩამოედინება 35-40%, ზაფხულში 30-32%). შემოდგომაზე ჩამოედინება წლიური ჩამონადენის 20-23%, რაც ხშირად იცვლება მდინარის წყლიანობის შესაბამისად და ცალკეულ წლებში უტოლდება ზაფხულის ჩამონადენს. ზამთარში ჩამოედინება მხოლოდ 8-18%.



ნახ.1.1. კახეთის რეგიონის ძირითადი მდინარეები.

მდინარე ალაზანი გამოიყენება ირიგაციული და ენერგეტიკული დანიშნულებით. მდინარე ალაზანზე და მის შენაკადებზე არსებობს 23 ირიგაციული არხი, მათ შორის 3 მაგისტრალური და ერთი დიდი სატუმბი სადგური. სხვა არხები ლოკალური ხასიათისაა[6, 7].



ნახ.1.2. მდ. ალაზანი

მდ.იორი სათავეს იღებს კავკასიონის სამხრეთ კალთაზე, მწვერვალ ბორბალოსთან, ზღვის დონიდან 2600 მ. ზემოწელში მიედინება ხეობაში, შუაწელზე კვეთს სამგორის ქვაბულს და ერთვის მინგეჩაურის წყალსაცავს. იორის სიგრძე 320 კმ-ია, აუზის ფართობი - 4650 კვ.კმ, წყლის საშუალო ხარჯი - 12 კუბ.მ/წმ (შესართავიდან 43 კმ-ში), საერთო ვარდნა 2520 მეტრი, საშუალო ქანობი 7,9.

მდ. იორის საშუალო წლიური ხარჯი დალის მთის წყალსაცავთან 15.7 მ3/წმ-ა. ხოლო მდ. იორის საშუალო წლიური ჩამონადენი ასევე დალის მთასთან 495,1 მლნ მ3 შეადგენს.

მდ.იორს ერთვის სხვადასხვა რივის 509 შენაკადი საერთო სიგრძით 1777 კმ. მისი ძირითადი შენაკადებია მდ. ხაშრულა (სიგრძით 12კმ), საგომე (18კმ), ადედი (16კმ), გომბორი (13კმ), ლაფიანხევი (10კმ), რაგოლანთწყალი (12კმ), ლაკბე (32კმ) და ოლე (29კმ). მათ შორის მდ. იორს ქვემო დინებაში ერთვის მხოლოდ მდ. ოლე, რომელიც წლის ხანგრძლივი დროის მანძილზე მშრალია. მასში წყალი ჩნდება მხოლოდ თოვლის დნობისა და ინტენსიური წვიმების პერიოდში.

მდინარე იორის აუზის ქვედა ნაწილი მდებარეობს ქართლ-კახეთის ზეგანზე, სადაც მისი რელიეფი ხასიათდება ზედაპირის გლუვი ფორმებით და შედარებით დაბალი ნიშნულებით. მდინარე საზრდოობს თოვლის, წვიმის და გრუნტის წყლებით. მისი წყლიანობის რეჟიმი ბუნებრივ პირობებში ხასიათდება გაზაფხულის წყალდიდობით, ზაფხულ-შემოდგომის წყალმოვარდნებით და ზამთრის მდგრადი წყალმცირობით. გაზაფხულზე ჩამოედინება წლიური ჩამონადენის 40-44%, ზაფხულში 27-33%, შემოდგომაზე 16-17% და ზამთარში 8-14%.

მდინარე იორი გამოიყენება როგორც ირიგაციული, ისე ენერგეტიკული დანიშნულებით: ირიგაციული დანიშნულების სიონის წყალსაცავი (მდ. იორის ზედა წელზე) კომპლექსური ემსახურება აგრეთვე 4 ჰიდროელექტროსადგურის მუშაობას. ასევე კომპლექსური დანიშნულების დალის მთის წყალსაცავი, რომელიც დედოფლისწყაროს ტერიტორიაზე მდებარეობს. ამჟამად არ ფუნქციონირებს.

იორის წყლით ირწყვის 90 ათ. ჰა-ზე მეტი ფართობი იორის ზეგანზე. მდინარეზე აგებულია რამდენიმე სარწყავი სისტემა, რომელთაგან მთავარი სამგორის ზემო და ქვემო მაგისტრალური არხები. შუა საუკუნეების ქართული წყაროები იორს უწოდებენ „მცირე ალაზანს“.

მდ.იორის აუზის შუა და ქვემო წელი (გარე კახეთი) შედარებით ღარიბია. აქ წყლის რესურსების ძირითად წყაროს მდ.იორი წარმოადგენს, რომელსაც შუა და ქვემო დინებაზე არც ერთი მნიშვნელოვანი შენაკადი არ ერთვის.



ნახ.13. მდ.იორი (უჯარმის ციხესთან)

კახეთის რეგიონში დიდი მდინარეების წყალშემკრებ აუზში არსებული მდინარეთა რაოდენობა, მათი საერთო სიგრძე და სიმჭიდროვე, მოცემულია ცხრილ 1.1- ში.

ცხრილი 1.1. კახეთის რეგიონის მდინარეების (იორი, ალაზანი) წყალშემკრებ აუზებში მდინარეების რაოდენობა (მრიცხველში) და მათი საერთო სიგრძე (მნიშვნელში)

მდინარეები	წყალშემკრები აუზის ფართობი, კმ ²	მდინარეების სიგრძე, კმ							ჯამი	მდინარეთა ქსელის სიმჭიდროვე კმ/კმ ²
		<10	10-25	26-50	51-100	101-200	201-300	301-500		
იორი	4650	491 1134	13 197	4 127				1 320	508 1458	0.31
ალაზანი	10800	1694 4047	63 937	33 1116	4 260	1 134		1 351	1796 6845	0.63

ცხრილ 1.2-ში მოყვანილია კახეთის რეგიონის დიდი მდინარეების ძირითადი მორფოლოგიური მახასიათებლები.

ცხრილი 1.2. დიდი წყალშემკრები მდინარეების ძირითადი მორფომეტრიული მახასიათებლები

მდინარე	წყალშემკრები აუზის ფართობი, კმ ²		მდინარის სიგრძე, კმ	
	მთლიანი	საქართველოს ფარგლებში	მთლიანი	საქართველოს ფარგლებში
ალაზანი	10 800	5 943	351	318
იორი	4 650	4 190	320	284

მდინარეთა ჩამონადენის ფორმირების ძირითადი წყაროებია:

- მეტეოროლოგიური ფაქტორები – ატმოსფერული ნალექები, მზის რადიაცია, ჰაერის ტემპერატურა, წყლისა და ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლება და სხვ.

- აუზის ზედაპირული (ბუნებრივი პირობები) ფაქტორები – წყალშემკრები აუზის გეოლოგიური აგებულება, ნიადაგური და მცენარეული საფარი, რელიეფის დანაწევრება, ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარების ხასიათი, ტბები, ჭაობები, მდინარის სიგრძე და დახრილობა და სხვ.

მეტეოროლოგიური ფაქტორები გადამწყვეტ როლს ასრულებს ამა თუ იმ ტერიტორიის წყლიანობის ფორმირებაში, მის წლიურ და ტერიტორიულ განაწილებაში. ხოლო აუზის ბუნებრივი პირობები: ნიადაგები, მცენარეული საფარი, რელიეფის და სხვ. მუდმივ ურთიერთმოქმედებაშია. აღმოსავლეთ საქართველოს ბუნებრივი პირობები განსხვავებულია დასავლეთ საქართველოს ბუნებრივი პირობებისაგან. ეს განსხვავება კარგად ჩანს როგორც რელიეფის, კლიმატურ, ნიადაგურ-მცენარეული საფარის გავრცელებაში, ასევე წყლის რესურსების მხრივაც და მისი აგრადურ სექტორში გამოყენებით[6, 7].

კახეთის რეგიონის მდინარეების წყლის რეჟიმები მრავალფეროვნებით ხასიათდებიან. აქ ძირითადად შერეული საზრდოობის ტიპის მდინარეებია, რაშიც მონაწილეობენ წვიმის, თოვლის, მყინვარების და მიწისქვეშა წყლები. არ გვხვდება ისეთი მდინარეები, რომლებიც ერთი რომელიმე წყაროთი საზრდოობენ, გარდა დროებითი ნაკადებისა, რომლებიც მხოლოდ გაზაფხულზე თოვლის დნობისა და თავსხმა წვიმების დროს წარმოიშობიან. მდინარეთა საზრდოობაში ამა თუ იმ წყაროს მონაწილეობის წვლილი იცვლება აუზის სიმაღლის, კლიმატის თავისებურებისა და ტერიტორიის გეოლოგიურ აგებულების მიხედვით. აქ გამოიყოფა მდინარეთა რეჟიმის სამი ტიპი:

1. მდინარეები - გაზაფხულის წყალდიდობით და შემოდგომის წვიმის წყალმოვარდნებით.

2. მდინარეები - გაზაფხულის წყალდიდობით, ტბა-წყაროების და წვიმის წყლებით საზრდოობით.

3. მდინარეები - გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობით. სწორედ მდინარეების ამ ტიპს მიეკუთვნება მდინარეები: იორი, ალაზნის ზედა წელი და მათი შენაკადები.

მდ. ალაზნის საშუალო წლიური ხარჯი, ზემო ქედის ჰიდროსაგუშაგოზე 95.1 მ³/წმ-ა, ხოლო მდ. იორის საშუალო წლიური ხარჯი დალის მთის წყალსაცავთან 15.7 მ³/წმ-ა. მდ. ალაზნის ხარჯების ოფიციალურად გამოქვეყნებული მონაცემების მიხედვით საშუალო თვიური და წლიური ხარჯები მრავალწლიურ ჭრილში, მოცემულია ცხრ. 13-ში.

ალაზნის საშუალო წლიური ჩამონადენი ჰ/ს ზემო ქედთან 2999,1 მლნ მ³, ხოლო მდ. იორის დალის მთასთან 495,1 მლნ მ³. ცხრილ 14-ში მოცემულია მდინარეთა საშუალო თვიური და წლიური ჩამონადენის მოცულობების მნიშვნელობები.

ცხრილი 13. მდ. ალაზნისა და იორის საშუალო თვიური და წლიური ხარჯები (მ³/წმ) ჰ/ს-ის კვეთებში, მრავალწლიურ ჭრილში

F კმ ²	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წელი
ალაზანი ზემო ქედი													
7450	50.0	52.6	82.4	149	173	158	110	73.5	79.4	86.2	69.9	58.1	95.1
იორი დალის მთა													
3780	7.62	8.55	14.4	28.6	33.8	29.8	17.1	12.1	10.8	9.49	8.70	7.48	15.7

ცხრილი 14. მდ. ალაზნისა და იორის საშუალო თვიური და წლიური ჩამონადენის მოცულობები მრავალწლიურ ჭრილში

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წელი
მდ. ალაზანი-ჰ/ს ზემო ქედი; $F=7450$ კმ ² ; $M_0=12.8$ ლ/წმ კმ ² ;												
ხარჯი Q_0 მ ³ /წმ												
50.0	52.6	82.4	149	173	158	110	73.5	79.4	86.2	69.9	58.1	95.1
მოცულობა W_{10}^6 მ ³												
133.9	127.2	220.7	386.2	463.4	409.5	294.6	196.9	205.8	230.9	181.2	155.6	2999.1
მდ. იორი-დალის მთა; $F=3780$ კმ ² ; $M_0=4.15$ ლ/წმ კმ ² ;												

ამავე მდინარეების სხვადასხვა განმეორებადობის მაქსიმალური ხარჯები იმავე კვეთებში, მოცემულია ცხრილ 15-ში. სხვადასხვა უზრუნველყოფის წყლის მინიმალური ხარჯები კი - ცხრილ 16-ში.

ცხრილი 15 მდ. ალაზნისა და იორის სხვადასხვა განმეორებადობის მაქსიმალური ხარჯები ჰ/ს-ის კვეთებში

მდინარე	ჰიდრ/საგუშაგო	F კმ ²	განმეორებადობა, წელი					
			1000	100	50	20	10	5
ალაზანი	ზემო ქედი	7450	2210	1240	1050	775	660	510
იორი	დალის მთა	3780	2125	1195	1005	745	635	500

ცხრილი 16. მდინარეების ალაზნისა და იორის სხვადასხვა უზრუნველყოფის მინიმალური ხარჯები ჰ/ს-ის კვეთებში

მდინარე	ჰიდრ/საგუშაგო	F კმ ²	უზრუნველყოფა P %						
			75	80	85	90	95	97	99
ალაზანი	ზემო ქედი	7450	22.3	21.3	20.0	18.3	16.0	14.9	12.6
იორი	დალის მთა	3780	4.04	3.46	2.88	2.26	1.51	1.15	0.62

ცხრილი 17. მდ. ალაზნისა და იორის დედოფლიწყაროს მუნიციპალიტეტის ტერიტორიაზე არსებული სარწყავი სისტემები

წყალაღების წყაროს დასახელება	სარწყავი სისტემის დასახელება	მორწყვის მეთოდი	სარწყავი ფართობი ჰა-ში	შენიშვნა
მდ.იორი	თელეთწყლის	მექ. აწევით	1946	უმოქმედო
მდ.იორი	კუშისხევის	მექ. აწევით	3970	უმოქმედო
მდ.ალაზანი	ზილიჩის	მექ. აწევით	9648	უმოქმედო
მდ. ალაზანი	ქვ. ალაზნის	თვითდინებით	1815	მოქმედი

ცხრილი 1.8. მდ. ალაზნისა და იორის დედოფლიწყაროს მუნიციპალიტეტის ტერიტორიაზე არსებული ირიგაციული დანიშნულების წყალსაცავები

წყალსაცავის დასახელება	შეესების მეთოდი	შეესების წყარო	მოცულობა მლნ. მ ³		შენიშვნა
			მთლიანი	სასარგებლო	
დალის მთის	თვ.დინებით	იორი	180.0	140.0	არ მუშაობს
ყუშისხევის	ჩასასხმელი	იორი	5.00	4.00	არ მუშაობს
კრანჭისხევის	ჩასასხმელი	იორი	1.90	1.20	არ მუშაობს
თელათწყლის	ჩასასხმელი	იორი	1.30	1.20	არ მუშაობს
მწარეწყლის	ჩასასხმელი	იორი	1.50	1.30	არ მუშაობს
ზილიჩის	ჩასასხმელი	ალაზანი	4.50	4.00	არ მუშაობს

1.3. ზედაპირული წყლების ჰიდროქიმიური დახასიათება

ალაზნის წყალშემკრები აუზის ქვედაწელზე, წყლის მონიტორინგი წარმოებდა მხოლოდ ერთ წერტილში - ალაზანი-ქვემო ქედა. უახლესი მონაცემები მისაწვდომია მხოლოდ 1985-1989 და 2002 წლებისთვის. მონიტორინგის დროს, ჩვეულებრივ, იზომებოდა 33 ფიზიკური და ქიმიური პარამეტრი.

ზედაპირული წყლის ხარისხის მონიტორინგი არ წარმოებდა მდ. იორის ქვედაწელზე და შესაბამისად, მონაცემები ამ მდინარის სტატუსზე არ არსებობს.

ქვემო ქედას სამონიტორინგო სადგურზე მდ. ალაზნის წყლის ხარისხი შემდეგ 8 ქიმიურ კომპონენტთან მიმართებაში შეიძლება შეფასდეს: BOD₅, NH₄, NO₃, NO₂, PO₄, Cu, Fe, DO. უახლესი მონაცემები მისაწვდომია მხოლოდ 1985-1989 და 2002 წლებისთვის. შემოადნიშნულ წლებში, მდ. ალაზანს სოფ. ქვემო ქედას სიახლოვეს შემდეგი ცვლილებები ახასიათებდა: BOD₅-ის კონცენტრაციები 0.81-3.90მგ/ლ ფარგლებში (ზდკ უდრის 3მგ/ლ); NH₄ - 0.47-1.21მგ/ლ ფარგლებში (მდკ - 0.39მგ/ლ); NO₃, NO₂, PO₄, კონცენტრაციები, ძირითადად, არ ჭარბობდა ზდკ-ს და ამდენად, შემდეგ ფარგლებში იყო: NO₃ - 0.48-1.89მგ/ლ (ზდკ - 10მგ/ლ); NO₂ - 0.02-0.041მგ/ლ (ზდკ - 1.0მგ/ლ); და PO₄ - 0.007-0.020მგ/ლ (ზდკ - 3.5მგ/ლ). ამავე დროს, მძიმე მეტალების (Cu, Fe) კონცენტრაციებიც არ ჭარბობდა ზდკ-ს და შემდეგ ფარგლებში იყო: Fe - 0.130-23 მგ/ლ (ზდკ - 0.3მგ/ლ) და Cu - 0.001-0.01 მგ/ლ (ზდკ - 1.0 მგ/ლ). ამ წლებში წყალში გახსნილი ჟანგბადის (DO) კონცენტრაციებიც დამაკმაყოფილებელი იყო და 4.48-9.48მგ/ლ ფარგლებში მერყეობდა (ზდკ - 4-6 მგ/ლ).

შემოადნიშნულზე დაყრდნობით შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ 1985-1989 და 2002 წლებისთვის წყლის ხარისხში მნიშვნელოვანი ცვლილებები არ შეინიშნებოდა, თუმცა ამონიუმის კონცენტრაციები ხსირად სჭარბობდა შესაბამის ზდკ-ს.

როგორც უკვე აღინიშნა, მდ. ალაზნის ქვედაწელის წყლის ხარისხზე უფრო ახალი მონაცემები არ არსებობს. თუმცა, არსებულ მმართველ ძალებზე (სექტორულ საქმიანობებზე) და ბუნებრივ წყლებზე არსებული ზეწოლებიდან გამომდინარე, შესაძლებელია ვივარაუდოთ, რომ მდ. ალაზნისა და მისი შენაკადების წყალი ძირითადად დაბინძურებული იყოს ორგანული ნივთიერებებით, ბიოგენური ნივთიერებებით გადაუმუშავებელი საკანალიზაციო წყლებიდან, აგრეთვე - ლეგალური და არალეგალური ნაგავსაყრელებიდან და სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებიდან, სადრენაჟე და სანიაღვრე წყლებიდან.

ცხრილი 1.9. BOD5-ის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	BOD ₅ (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	1.85	1.00
1986	1.41	0.86
1987	2.90	1.09
1988	6.02	3.70
1989	6.02	3.90
2002		0.81

ცხრილი 1.10. ამონიუმის იონის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	ნიტრიტი, NO ₂ /N (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	0.108	0.020
1986	0.177	0.023
1987	0.120	0.041
1988	0.067	0.032
1989	0.033	0.023
2002		0.033

ცხრილი 1.11 ნიტრატ-იონის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	ნიტრატი, NO ₃ /N (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	2.75	1.42
1986	4.25	1.89
1987	2.35	0.96
1988	1.25	0.62
1989	0.55	0.48
2002		0.75

ცხრილი 1.12. ნიტრიტ-იონის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	ამონიუმი, NH ₄ /N (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	2.61	0.79
1986	1.14	0.82
1987	1.58	0.75
1988	2.33	1.21
1989	1.65	0.95
2002		0.47

ცხრილი 1.13. ფოსფატ-იონის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	ფოსფატი, PO ₄ (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	0.033	0.020
1986	0.050	0.020
1987	0.040	0.020
1988	0.030	0.011
1989	0.010	0.007
2002		0.020

ცხრილი 1.14. სპილენძის იონის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	სპილენძი, Cu (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	0.012	0.005
1986	0.040	0.007
1987	0.002	0.001
1988	0.009	0.002
1989	0.007	0.003
2002		0.020

ცხრილი 1.15. რკინის იონის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	რკინა, Fe (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	0.48	0.21
1986	0.35	0.22
1987	0.48	0.23
1988	0.22	0.13
1989	0.22	0.14
2002		0.15

ცხრილი 1.16. გახსნილი ჟანგბადის საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

წელი	გახსნილი ჟანგბადი (მგ/ლ)	
	მაქსიმალური	საშუალო
1985	6.57	4.48
1986	7.54	5.55
1987	7.48	4.75
1988	10.11	7.81
1989	11.0	9.48
2002	-	8.76

ცხრილი 1.17. მთავარი იონების საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

მდინარე/ნორმატივი	pH	მგ/ლ								ინდექსი
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Σ	
იორი	8.05	3.1	20.3	152	6.6	1.1	42	7.1	240.25	C _{Ca} ^{II}
ალაზანი	7.96	11.5	52.3	177	24.9	1.7	43.8	12.1	331.26	C _{Ca} ^{II}
ზღკ	6.5-8.5	350	500	1000	200	50	200	100	-	-

იორი და ალაზანი მიეკუთვნება მტკნარ სულფატური კლასის კალციუმის ჯგუფს. ყველა კომპონენტი ზღკ-ზე ნაკლებია.

ცხრილი 1.18. აზოტის ნაერთები საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია ყველა კომპონენტი ზღკ-ზე ნაკლებია.

მდინარე/ნორმატივი	მგ/ლ		
	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻
იორი	0.015	0.05	2.5
ალაზანი	0.01	0.02	3.1
ძღკ	2.5	0.1	45

ცხრილი 1.19. გახნილი ქანგბადი, კბმ, კქმ და ზოგიერთი მძიმე მეტალი საშუალო მარავალწლიური კონცენტრაცია

მდინარე/ნორმატივი	მგ/ლ						კბმ, მგO ₂ /ლ	კქმ, მგO ₂ /ლ
	Pb	Cu	Fe	Zn	Cd	გახსნილი ქანგბადი		
იორი	0.01	0.05	0.05	3	0	4.6	3	25
ალაზანი	0.01	0.05	0.05	2	0	5.5	2	18
ზღკ	0.01	1	0.3	5	0.001	<4	4	30

ყველა კომპონენტი ზღკ-ზე ნაკლებია, თუმცა იორი უფრო მეტად დაბინძურებულია როგორც მძიმე ლითონებით, ისე საერთო ორგანული ნივთიერებებით.

14. ზედაპირული წყლებისა და ნიადაგის ქიმიური ანალიზის შედეგები

კახეთის რეგიონში ჩატარებულია ზედაპირული წყლების და ნიადაგების ქიმიური ანალიზი მათში დამაბინძურებელ ნივთიერებათა კონცენტრაციების განსაზღვრის მიზნით. განსაკუთრებული ყურადღება ექცეოდა ამ ეკოსისტემებში მძიმე ლითონების შ მცველობას.

სიღნაღის მუნიციპალიტეტში - სოფ. ძველი ანაგის ტერიტორიაზე შევარჩიეთ ხელოვნური წყალსაცავების (ძველი და ახალი, სადაც ხდება სხვადასხვა ჯიშის თევზების მოშენება-კარპი, ბტყელ შუბლა, ალაზნის ლოქო და სხვა), სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენის და გრუნტის წყლის სინჯების აღების ადგილები. სინჯების აღება მოხდა შემდეგი წერტილებიდან: სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი, ახალი წყალსაცავი, ძველი წყალსაცავი, გრუნტის წყლის და ქვემო ალაზნის სარწყავი არხის წყალი. ქვემო ალაზნის სარწყავი არხის წყალი ზამთრის თვეებში იკეტება, ამიტომ სინჯის აღება ვერ მოხერხდა. ძველი და ახალი წყალსაცავები ივსება ქვემო ალაზნის სარწყავი არხის წყლით, რომელიც მარაგდება მდ.ალაზნის წყლით.

შერჩეული წყალსაცავების გარშემო 20 მ-ის დაცილებით სხვადასხვა ადგილები დან მოხდა ნიადაგის ნიმუშების აღება 0-10, 10-20; 0-20, 20-40, 40-60, 60-80 და 80-100 სმ სიღრმეზე. ანალიზური სამუშაოები ჩატარდა გურჯაანის მუნიციპალიტეტში. შერჩეულ იქნა ხელოვნური წყალსაცავი, სოფ.ახაშნის ტერიტორიაზე, სადაც ხდება კალმახის მოშენება. წყალსაცავი ივსება ალექსანდრეს წყაროს წყლით. აღება,

წყალსაცავიდან 20 მ-ს დაცილებით მოხდა ნიადაგის ნიმუშების აღება იგივე სიღრმეებზე (ცხრ.120).

ცხრილი 1.20 ალაზნის ველის ხელოვნური წყალსაცავების, სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენის და გრუნტის წყლის ფიზიკურ-ქიმიური და ჰიდროქიმიური ანალიზის შედეგები [8]თებერვალი, 2016 წ

№	გაზომილი პარამეტრები	ზღკ	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა				გურჯაანი
			ახალი წყალსაცავი	ძველი წყალსაცავი	გრუნტი წყალი	სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი	
1	ტემპერატურა, °C		6.2	6.3	6.5	7.0	6.8
2	სუნი, ბალი		0	0	0	0	0
3	გამჭირვალობა, სმ		11	10	12	11	10
4	pH	6.5-8.5	8.22	8.21	6.58	8.12	8.42
5	კარბონატი, მგ/ლ		3.0	3.3	-	2.9	3.1
6	ნახშირორჟანგი, მგ/ლ		-	-	0.88	-	-
7	ჰიდროკარბონატი, მგ/ლ		217.16	146.40	746.6	113.2	155.4
8	სიხისტე, მგექვ/ლ		3.92	4.22	11.53	5.24	3.22
9	ამონიუმი, მგN/ლ	0.39	0.562	0.684	-	0.496	0.368
10	კალციუმი, მგ/ლ	180	55.78	55.40	131.4	65.46	51.23
11	მაგნიუმი, მგ/ლ		13.78	17.69	60.5	15.61	14.12
12	ელექტროგამტარობა, $\mu\text{sms/cm}$		999	887	6030	520.2	645.3
13	გახსნილი ჟანგბადი, მგ/ლ		6.95	6.01	-	8.5	9.1
14	ჟმმ5, მგ/ლ	6.0	4.25	5.75	-	6.0	5.46
15	ნიტრატი, მგN/ლ	1.0	<0.001	<0.001	0.267	1.223	0.562
16	ნიტრიტი, მგ /ლ	10.0	0.003	0.006	-	0.025	0.014
17	ფოსფატი, მგ/ლ	3.5	0.063	0.020	-	0.124	0.095
18	ფტორი, მგ/ლ		0.107	0.133	1.229	0.111	0.075
19	ბრომი, მგ/ლ		0.328	0.135	-	0.325	0.124
20	სულფატები, მგ/ლ	500	396.26	606.59	3160.8	324.62	415.34
21	ქლორიდები, მგ/ლ	350	41.95	40.83	528.9	37.94	35.61
22	ნატრიუმი, მგ/ლ	200	64.0	280.0	580.0	46.5	36.5
23	კალიუმი, მგ/ლ		2.6	4.5	2.7	2.1	1.9
24	მინერალიზაცია, მგ/ლ		791.55	1051.2	5212.3	599.55	678.45
25	სპილენძი, მგ/ლ	1.0	0.0058	0.0044	0.0042	0.0041	0.0029
26	ტყვია, მგ/ლ	0.03	0.0016	0.0036	0.0024	0.0069	0.0017
27	ვერცხლი, მგ/ლ	0.05	0.0006	0.0006	0.0003	0.0003	0.0002

როგორც ცხრილი 1.20-დან ჩანს წყალსაცავების წყლის pH ოდნავ ტუტეა, მერყეობს 8,12-8,42 ფარგლებში. ბუნებრივი წყლების ერთ-ერთი ძირითადი მაჩვენებელი არის pH, რომელიც ბუნებრივი თუ ანთროპოგენული ფაქტორების მიხედვით საკმაოდ ცვლადია. იგი განსაზღვრავს ჟანგვა-აღდგენით პოტენციალს და მასზეა დამოკიდებული წყლის თვითგაწმენდის უნარი.

მინერალიზაცია ახალ წყალსაცავში შეადგენს 791,55 მგ/ლ, ხოლო ძველში - 1051,2 მგ/ლ. გახსნილი ნივთიერებების მიხედვით (მგ/ლ-ით) წყალსაცავები მიეკუთვნებიან ზომიერ (500-1000 მგ/ლ) და მაღალ (>1000-ზე) მინერალიზაციის მქონე წყლებს [5]. ხოლო სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენის მინერალიზაცია გაცილებით ნაკლებია და ტოლია 599,55 მგ/ლ.

გურჯაანის წყალსაცავის წყალში წყლის მინერალიზაცია სიღნაღის რაიონის წყლებთან შედარებით შედარებით ნაკლებია, თებერვლის თვის მონაცემებით მინერალიზაცია შეადგენს 678,45 მგ/ლ-ს.

რაც შეეხება გრუნტის წყლებს, მისი მინერალიზაცია გაცილებით მეტია ყველა წყალსაცავის მინერალიზაციაზე (5212,3 მგ/ლ) და ის მიეკუთვნება მაღალ მინერალიზირებულ წყლებს. ამავე დროს აღსანიშნავია ის ფაქტიც, რომ ალაზნის ველზე გრუნტის წყალი ამოსულია მაღლა 1,5-2,5 მ-მდე და შესაძლებელია მათი შეღწევა წყალსაცავის წყლებში.

როგორც ცხრ. 1.20-დან ჩანს, აღინიშნება ნატრიუმის, ქლორისა და სულფატების იონების მაღალი შემცველობა, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ წყალსაცავები გაშენებულია დამლაშებულ ნიადაგებზე.

ბიოგენური ნივთიერებებიდან მხოლოდ ამონიუმის იონები აღემატებიან შესაბამის ზღვრულად დასაშვებ კონცენტრაციას და აღნიშნულ წყლებში მერყეობს 0,368-0,684 მგ/ლ-ს ფარგლებში. ამავე დროს შეინიშნება ტენდენცია, რომ ამონიუმის იონები უფრო მეტი რაოდენობით არის ძველ წყალსაცავში, ვიდრე ახალში, ხოლო გურჯაანის წყალსაცავში არ აღემატება ზღვრულად დასაშვებ კონცენტრაციას.

რაც შეეხება მძიმე ლითონების შემცველობას წყალსაცავების წყლებში, ისინი ნორმის ფარგლებში დაფიქსირდა და ამ მხრივ დაბინძურებას არ აქვს ადგილი.

ცხრილი 1.21. ხელოვნური წყალსაცავების, გრუნტის წყლის და სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენის მიკრობიოლოგიური ანალიზის შედეგები [9] 02.2016 წ.

გაზომილი პარამეტრები	ძღკ	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა				გურჯაანი ს.ახაშნის ხელოვნური წყალსაცავი
		ახალი წყალსაცავი	ძველი წყალსაცავი	გრუნტი წყალი	სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი	
ტოტალური კოლიფორმები	1 დმ ³ -ში	8 000	9 000	5 200	10 200	6 000
E-coli	1 დმ ³ -ში	5 000	7 000	3 400	9.800	4 500
ფეკალური სტრეპტოკოკები	1 დმ ³ -ში	600	750	540	850	340

წყლის დაბინძურების შედეგად იცვლება მისი ფიზიკური თვისებები (ფერი, სუნი, სიმღვრივე), ქიმიური შედგენილობა (ორგანული და ბიოგენური ნივთიერებები, მძიმე ლითონები და სხვ), მიკროფლორა. წყლის ბაქტერიოლოგიურ სისუფთავეს აფასებენ ნაწლავის ჩხირების (E-coli) რაოდენობით 1 ლიტრ წყალში. კოლი ინდექსის მაღალი მნიშვნელობა წყლის ფეკალური დაბინძურების მაჩვენებელია. ცხრ.1.21-ში მოცემულია მიკრობიოლოგიური ანალიზის შედეგები, საიდანაც ჩანს, რომ ძველი წყალსაცავის წყალი დაბინძურებულია და E-coli-ი შეადგენს 1,4 ზდკ-ს, ხოლო სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენში შედარებით უფრო მაღალია და შეადგენს 2 ზდკ-ს.

ლაბორატორიაში ჩამოტანილი ნიადაგის ნიმუშები დამუშავება მოხდა ქიმიური ანალიზებისათვის: გაშრობა, დაფხვნა-დაქუცმაცება, დაფქვა, გაცრა და ა.შ.

ნიადაგის ნიმუშებში 0-10 და 10-20 სმ სიღრმეზე მოხდა მძიმე ლითონების (Cu, Pb, Ag) განსაზღვრა. ცხრ. 1.22-ში მოცემულია ანალიზის შედეგები.

ცხრილი 1.22. ხელოვნური წყალსაცავების მიმდებარე ტერიტორიების ნიადაგის ნიმუშებში Cu, Pb, Ag შემცველობა [10] თებერვალი, 2016 წ.

#	ინგრედიენტები	სიღრმე, სმ	Cu	Pb	Ag
			მგ/კგ		
1	სიღნაღი, ს.ძველი ანაგა	0-10	59.53	14.05	0.53
		10-20	29.72	8.63	0.24
2	გურჯაანი, ს.ახაშენი	0-10	21.45	5.45	0.51
		10-20	27.68	5.72	0.24

როგორც ცხრ.1.22-დან ჩანს სპილენძის შემცველობა ზედა 0-10 სმ-იან ფენაში შეადგენს 59,53 მგ/კგ, ხოლო ქვედა 10-20 სმ-იან ფენაში შეადგენს 29,72 მგ/კგ-ზე. გურჯაანის ნიადაგებში მისი შემცველობა შესაბამისად შეადგენს 21,45-27,68 მგ/კგ.

ცხრილი 1.22 ა. ალაზნის ველის ხელოვნური წყალსაცავებისა და სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენის წყლის ფიზიკურ-ქიმიური და პირობითი ანალიზის შედეგები მაისი, 2016 წ.

№	გაზომილი პარამეტრები	ზღვ	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა					გურჯაანი
			ახალი წყალსაცავი, შესასვლელთან	ახალი წყალსაცავი, შუაში	ძველი წყალსაცავი	სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი	ახალი წყალსაცავი	ს.ახაშენის ხელოვნური წყალსაცავი
1	ტემპერატურა, °C		12.4	12.5	12.3	11.8	12.0	11.6
2	გამჭირვალობა, სმ		9	6	7	7	9	8
3	pH	6.5-8.5	7.64	7.54	7.41	7.49	6.88	7.44
4	ელექტროგამტარობა, $\mu\text{sms/cm}$		289	528	486	658	219	428
5	მინერალიზაცია, მგ/ლ		284.72	527.28	502.36	660.24	209.52	442.30
6	კარბონატი, მგ/ლ		-	-	-	-	-	-
7	ნახშირორჟანგი, მგ/ლ		2.0	3.0	2.7	1.32	2.11	2.23
8	მარილიანობა, ppt		0.13	0.25	0.24	0.26	0.10	0.20
9	სიხისტე, მგ.ქქვ/ლ		2.47	4.27	4.20	7.86	2.42	5.67
10	ამონიუმი, მგN/ლ	0.39	0,569	0,541	0,685	0,452	0,421	0,401
11	ნიტრიტი, მგN/ლ	1.0	0.424	0.018	0.006	0.016	0.060	0.016
12	ნიტრატი, მგN/ლ	10.0	0.715	0.033	0.003	1.094	0.446	3.032
13	ფოსფატი, მგ/ლ	3.5	0.160	0.435	0.022	0.031	0.020	0.025
14	სულფატები, მგ/ლ	500	75.18	233.91	237.40	387.85	15.63	46.22

15	ქლორიდები, მგ/ლ	350	5.82	34.43	37.33	20.18	2.36	8.76
16	ფტორი, მგ/ლ		0.138	0.259	0.192	0.112	0.144	0.386
17	ჰიდროკარბონატები, მგ/ლ		124.44	173.24	170.8	180.56	122.0	313.54
18	კალიუმი, მგ/ლ		0.9	2.0	2.2	1.2	1.1	1.4
19	ნატრიუმი, მგ/ლ	200	11.5	40.5	42.5	28.5	5.5	18.5
20	კალციუმი, მგ/ლ	180	31.10	54.38	54.02	105.75	35.08	78.08
21	მაგნიუმი, მგ/ლ		11.22	18.92	18.27	31.47	8.14	21.60
22	სილიციუმჟავა, მგ/ლ		7.1	13.2	12.2	14.2	8.1	10.1
23	სპილენძი, მგ/ლ	1.0	0.0043	0.0039	0.0048	0.0057	0.0033	0.0041
24	ტყვია, მგ/ლ	0.03	0.0016	0.0023	0.0012	0.0019	0.0021	0.0015
25	ვერცხლი, მგ/ლ	0.05	0.0002	0.0003	0.0002	0.0004	0.0003	0.0003

სპილენძის შემცველობა კლარკში შეადგენს 47, ხოლო ნიადაგში მისი საშუალო შემცველობა - 20 მგ/კგ. როგორც მიღებული შედეგებიდან ჩანს, სპილენძის შემცველობა აღემატება როგორც კლარკის, ისე ნიადაგში მის საშუალო შემცველობას. გურჯაანის ნიადაგებში სპილენძის შემცველობა ნაკლებია ძველი ანაგის ნიადაგებთან შედარებით. ტყვიის შემცველობა მხოლოდ ზედა 0-10 სმ-იან ფენაში აღემატება მის საშუალო მნიშვნელობას ნიადაგში. ვერცხლის შემცველობა ნორმის ფარგლებშია. რაც შეეხება ტყვიას, მისი კლარკში შემცველობა შეადგენს 16 და ნიადაგში მისი საშუალო შემცველობა -10 მგ/კგ-ზე. ამრიგად, ტყვიის რაოდენობა ს.ძველი ანაგის ნიადაგების მხოლოდ ზედა ფენაში აღემატება ნიადაგში მის საშუალო შემცველობას (14,05მგ/კგ).

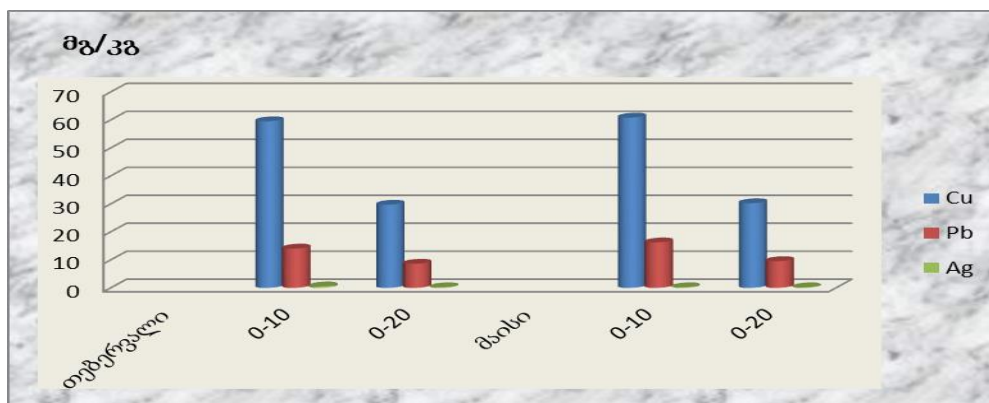
მეორე კვარტალში 25-31 მაისს ჩატარდა ექსპედიციური სამუშაოები საკვლევ რეგიონში. მოხდა წყლის სინჯების და ნიადაგის ნიმუშების აღება შერჩეული ობიექტებიდან. წყლის სინჯებში მობილური აპარატის საშუალებით მოხდა ადგილზე გაზომვების ჩატარება. ლაბორატორიაში კი განისაზღვრა დანარჩენი ანალიზები. ცხრილ 1.22 ა, 1.23 და 1.24 - ში მოცემულია ანალიზის შედეგები.

ცხრილი 1.23. ხელოვნური წყალსაცავებისა და სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენის მიკრობიოლოგიური ანალიზის შედეგები 05.2016 წ

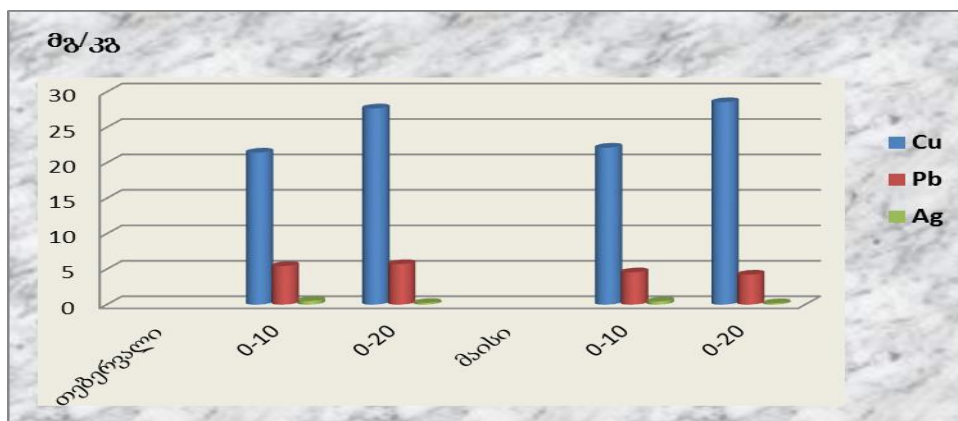
ერთეული	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა					გურჯაანი ს.ახაშნის ხელოვნური წყალსაცავი
	ახალი წყალსაცავი, შესასვლელთან	ახალი წყალსაცავი , შუაში	ძველი წყალსაცავი	სასოფლო- სამეურნეო ჩამონადენი	ახალი წყალსაცავი	
ტოტალური კოლიფორმები						
1 ღმ ³ -ში	7500	8500	9000	6500	7000	6200
E-coli						
1 ღმ ³ -ში	6500	5500	3000	4500	4000	3200
ფეკალური სტრეპტოკოკები						
1 ღმ ³ -ში	500	450	300	500	350	300

ცხრილი 1.24. ხელოვნური წყალსაცავების მიმდებარე ტერიტორიების ნიადაგის ნიმუშებში Cu, Pb, Ag შემცველობა 05.2016 წ.

№	ინგრედიენტები	სიღრმე, სმ	Cu	Pb	Ag
			მგ/კგ		
1	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა	0-10	60.86	16.25	0.23
		10-20	30.25	9.56	0.21
2	გურჯაანი ს.ახაშნის	0-10	22.14	4.56	0.45
		10-20	28.56	4.23	0.20



სურათი 14. სიღნაღის რაიონის სოფ.ძველი ანაგის ნიადაგის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა (თებერვალი, მაისი-2016)



სურათი 15. გურჯაანის რაიონის სოფ.ახაშნის ნიადაგის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა (თებერვალი, მაისი-2016)

როგორც სურათი 14 და 15-დან თვალნათლივ ჩანს, ნიადაგში მძიმე ლითონების შემცველობის ცვალებადობა თებერვალ - მაისის თვეებში. აღსანიშნავია ის ფაქტი, რომ შესწავლილი მძიმე ლითონებიდან პირიორიტული გამაბინძურებელი ელემენტი სპილენძია, ამავე დროს ნიადაგის ზედა 0-10 სმ ფენაში დაფიქსირებულია მისი მაქსიმალური რაოდენობა.

ანალოგიური სამუშაოები ჩატარდა 2016 წლის მე-3 და მე-4 კვარტალში (ცხრ.1.25-1.16).

ცხრილი 1.25. ალაზნის ველის ზედაპირული წყლებისა და გრუნტის წყლის ფიზიკურ-ქიმიური და ჰიდროქიმიური ანალიზის შედეგები. აგვისტო, 2016წ

№	დასახელება	ზღვ	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა						გურჯაანი
			ახალი წყალსაცავი, შესასველეთთან	ახალი წყალსაცავი, შუაში	ძველი წყალსაცავი	სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი	ქვემო ალაზნის სარ-წყავი არხი	გრუნტის წყალი	სახაშნის ხელოვნური წყალსაცავი
1	ტემპერატურა, °C		22.0	22.5	22.8	22.5	22.1	23.0	23.5
2	გამჭირვალობა, სმ		10	10	9	8	9	11	10
3	pH	6.5-8.5	8.02	8.12	7.45	7.22	8.05	7.51	7.50
4	ელექტროგამტარობა, $\mu\text{sms/cm}$		522	543	602	612	341	11522	521
5	მინერალიზაცია, მგ/ლ		582.4	595.12	584.14	522.08	299.13	12958.0	487.30
6	კარბონატი, მგ/ლ		1.23	1.35	-	-	-	-	-
7	ნახშირორჟანგი, მგ/ლ		-	-	2.2	1.45	2.09	6.34	1.33
8	მარილიანობა, ppt		0.31	0.33	0.29	0.38	0.20	1.89	0.20
9	სიხისტე, მგ.ექვ/ლ		3.32	4.02	3.17	2.81	2.29	20.22	4.64
10	ამონიუმი, მგN/ლ	0.39	0.735	0.746	0,654	0,555	0,439	0.624	0,435
11	ნიტრიტი, მგN/ლ	1.0	0.125	0.132	0.251	0.116	0.114	<0.001	0.111
12	ნიტრატი, მგN/ლ	10.0	1.423	2.025	1.025	1.412	2.025	0.061	2.489
13	ფოსფატი, მგ/ლ	3.5	0.122	0.178	0.161	0.142	0.099	<0.001	0.088
14	სულფატები, მგ/ლ	500	322.21	333.82	299.89	311.25	39.48	1365.87	74.20
15	ქლორიდები, მგ/ლ	350	40.21	45.01	22.78	19.45	11.08	297.24	11.05
16	ფტორი, მგ/ლ		0.148	0.111	0.147	0.147	0.088	1.105	0.127
17	ჰიდროკარბონატები, მგ/ლ		181.5	192.24	174.12	180.22	129.0	253.76	314.08
18	კალიუმი, მგ/ლ		1.1	2.1	1.1	1.4	1.1	6.0	1.3
19	ნატრიუმი, მგ/ლ	200	45.6	40.9	15.5	31.5	8.5	350.0	20.5
20	კალციუმი, მგ/ლ	180	74.12	74.38	69.11	85.41	36.04	295.22	69.15
21	მაგნიუმი, მგ/ლ		15.14	17.15	16.45	18.07	9.48	66.08	19.21
22	სილიციუმჟავა, მგ/ლ		9.5	10.2	10.1	9.2	8.1	11.5	9.5
23	სპილენძი, მგ/ლ	1.0	0.0122	0.0133	0.0147	0.0163	0.0146	0.0220	0.0135
24	ტყვია, მგ/ლ	0.03	0.0068	0.0089	0.0079	0.0064	0.0055	0.0012	0.0022
25	ვერცხლი, მგ/ლ	0.05	0.0002	0.0002	0.0001	0.0002	0.0002	0.0001	0.0002

ცხრილი 1.26. ალაზნის ველის ზედაპირული წყლებისა და გრუნტის წყლის მიკრობიოლოგიური ანალიზის შედეგები აგვისტო, 2016 წ.

განსაზღვრული ინგრედიენტები	ერთეული	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა						გურჯაანი
		ხალი ყალსაცავი, ქსასვლელთან	ახალი წყალსაცავი, შუაში	ძველი წყალსაცავი	სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი	ქემო ალაზნის სარწყავი არხი	გრუნტის წყალი	ს.ახაშნის ხელოვნური წყალსაცავი
ტოტალური კოლიფორმები	1 დმ ³ -ში	8000	9500	9500	7500	8500	7000	7500
E-coli	1 დმ ³ -ში	7000	6500	4000	6500	3500	6200	3500
ფეკალური სტრეპტოკოკები	1 დმ ³ -ში	550	650	400	550	250	350	450

ცხრილი 1.27. ხელოვნური წყალსაცავების მიმდებარე ტერიტორიების ნიადაგის ნიმუშებში Cu, Pb, Ag შემცველობა 08.2016 წ.

№	ინგრედიენტები	სიღრმე, სმ	Cu	Pb	Ag
			მგ/კგ		
1	სიღნაღი, ს.ძველი ანაგა	0-10	62.25	18.27	0.25
		10-20	40.05	10.16	0.19
2	გურჯაანი, ს.ახაშენი	0-10	25.10	6.96	0.30
		10-20	23.06	5.17	0.25

ცხრილი 1.28. ალაზნის ველის ზედაპირული წყლებისა და გრუნტის წყლის ფიზიკურ-ქიმიური და ჰიდროქიმიური ანალიზის შედეგები ოქტომბერი, 2016 წ.

№	დასახელება	ზღკ	სიღნაღი, სოფ.ძველი ანაგა					გრუნტის წყალი	ს.ახაშნის ხელოვნური წყალსაცავი
			ახალი წყალსაცავი, შუაში	ძველი წყალსაცავი	სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი	ქემო ალაზნის სარწყავი არხი	გრუნტის წყალი		
1	ტემპერატურა, °C		11.8	11.5	12.5	12.1	12.0	12.5	
2	გამჭირვალბობა, სმ		9	10	11	12	10	10	
3	pH	6.5-8.5	7.84	7.97	7.56	7.40	7.28	7.34	
4	ელექტროგამტარობა, $\mu\text{sms/cm}$		315	548	420	299	2522	280	
5	მინერალიზაცია, მგ/ლ		315.39	546.13	453.05	210.11	2423.23	258.25	
6	კარბონატი, მგ/ლ		-	-	-	-	-	-	
7	ნახშირორჟანგი, მგ/ლ		1.58	1.23	1.26	3.10	4.28	1.24	

8	მარილიანობა, ppt		0.19	0.31	0.30	0.12	1.03	0.15
9	სიხისტე, მგ.ექვ/ლ		3.77	5.04	2.10	2.60	9.13	268
10	ამონიუმი, მგN/ლ	0.39	0,342	0,677	0,450	0,455	0.436	0,422
11	ნიტრიტი, მგN/ლ	1.0	0,169	0,147	0.110	0.248	0.023	0.136
12	ნიტრატი, მგN/ლ	10.0	0,008	0,329	1.522	2.750	1.259	3.243
13	ფოსფატი, მგ/ლ	3.5	0,485	0,194	0.138	0.039	0.086	0.123
14	სულფატები, მგ/ლ	500	80,62	153,47	298.15	29.31	899.55	69.56
15	ქლორიდები, მგ/ლ	350	7,14	53,31	17.22	7.09	123.12	6.98
16	ფტორი, მგ/ლ		0,140	0,155	0.088	0.0142	0.125	0.089
17	ჰიდროკარბონატები, მგ/ლ		146.44	183.0	165.75	139.25	205.71	156.50
18	კალიუმი, მგ/ლ		1.0	2.0	1.2	1.1	2.5	1.2
19	ნატრიუმი, მგ/ლ	200	14.5	65.5	25.5	9.5	280.0	15.5
20	კალციუმი, მგ/ლ	180	46.53	65.16	77.40	42.15	212.36	45.35
21	მაგნიუმი, მგ/ლ		17.57	21.75	16.10	11.20	48.50	12.91
22	სილიციუმჟავა, მგ/ლ		5.1	7.1	5.2	5.1	9.5	5.5
23	სპილენძი, მგ/ლ	1.0	0,0029	0,0031	0.0058	0.0235	0.0530	0.0369
24	ტყვია, მგ/ლ	0.03	0,0009	0,0019	0.0012	0.0022	0.0042	0.0056
25	ვერცხლი, მგ/ლ	0.05	0,0004	0,0018	0.0002	0.0002	0.0003	0.0001

ცხრილი 129. ალაზნის ველის ზედაპირული წყლებისა და გრუნტის წყლის მიკრობიოლოგიური ანალიზის შედეგები ოქტომბერი, 2016 წ.

განსაზღვრული ინგრედიენტები ერთეული	სიღნაღი, სოფელი ძველი ანაგა		გურჯაანი
	ახალი წყალსაცავი, შესასვლელთან	ძველი წყალსაცავი	სოფელ ახაშნის ხელოვნური წყალსაცავი
ტოტალური კოლიფორმები 1დმ ³ -ში	6400	8700	7300
E-coli 1დმ ³ -ში	5000	6800	4200
ფეკალური სტრეპტოკოკები 1დმ ³ -ში	450	500	390

როგორც ცხრილებიდან ჩანს:

- წყალსაცავების წყლები მიეკუთვნებიან საშუალოდ მინერალიზირებულ წყალსაცავების კატეგორიას.
- გრუნტის წყლები ხასიათდებიან მაღალი მინერალიზაციით და მიეკუთვნებიან მაღალი მინერალიზაციის მქონე წყლებს; აღინიშნება ნატრიუმის, ქლორისა და

სულფატების იონების მაღალი შემცველობა, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ წყალსაცავები გაშენებულია დამლაშებულ ნიადაგებზე.

- სიღნაღის რაიონის სოფ. ანაგის და გურჯაანის რაიონის სოფ.ახაშნის ტერიტორიაზე არსებულ ხელოვნურ წყალსაცავებში ბიოგენური ნივთიერებებიდან მხოლოდ ამონიუმის იონების კონცენტრაციები აღემატებიან ზღვრულად დასაშვებ მნიშვნელობებს, ამავე დროს არის ტენდენცია, რომ მათი რაოდენობა ძველ წყალსაცავებში მეტია ახალ წყალსაცავებთან შედარებით.
- მიკრობიოლოგიური თვალსაზრისით სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი დაბინძურებულია E-coli 1-ით.
- მძიმე ლითონების კონცენტრაცია უმნიშვნელოა, დაფიქსირებულია ნორმის ფარგლებში და არ ხდება ამ ლითონებით წყალსაცავების დაბინძურება.

ცხრ. 1.30-1.34 მოცემულია ნიადაგის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა 2016 წლის ოქტომბრის თვეში.

ცხრილი 1.30. სიღნაღი, ს.ძველი ანაგა - ნიადაგი (0-10 სმ), ოქტომბერი, 2016

№	ინგრედიენტები	ერთეული	მიღებული შედეგები	გამოყენებული მეთოდები
1	pH		6.45	ISO 10523:2010
2	სპილენძი	მგ/კგ	60.29	ISO 11885:2007
3	ტყვია		13.65	
4	ვერცხლი		0.30	

ცხრილი 1.31. სიღნაღი, ს.ძველი ანაგა - ნიადაგი (10-20 სმ), ოქტომბერი, 2016

№	ინგრედიენტები	ერთეული	მიღებული შედეგები	გამოყენებული მეთოდები
1	pH		6.48	ISO 10523:2010
2	სპილენძი	მგ/კგ	35.02	ISO 11885:2007
3	ტყვია		7.98	
4	ვერცხლი		0.20	

ცხრილი 1.32. გურჯაანი, ს.ახაშენი - ნიადაგი(0-10 სმ), ოქტომბერი, 2016

№	ინგრედიენტები	ერთეული	მიღებული შედეგები	გამოყენებული მეთოდები
1	pH		7.02	ISO 10523:2010
2	სპილენძი	მგ/კგ	24.25	ISO 11885:2007
3	ტყვია		5.19	
4	ვერცხლი		0.25	

ცხრილი 1.33. გურჯაანი, ს.ახაშენი - ნიადაგი(10-20 სმ), ოქტომბერი, 2016

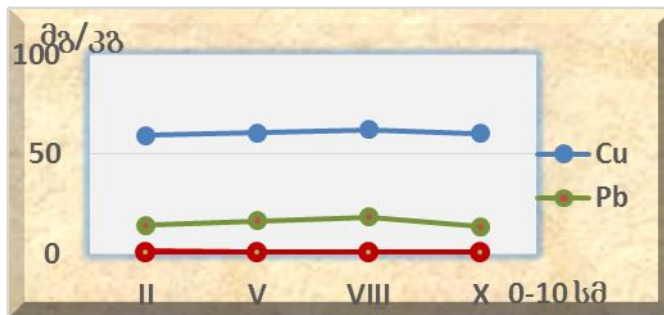
№	ინგრედიენტები	ერთეული	მიღებული შედეგები	გამოყენებული მეთოდები
1	pH		7.43	ISO 10523:2010
2	სპილენძი	მგ/კგ	25.60	ISO 11885:2007
3	ტყვია		5.00	
4	ვერცხლი		0.21	

ცხრილი 1.34. ხელოვნური წყალსაცავების მიმდებარე ტერიტორიების ნიადაგის ნიმუშებში Cu, Pb, Ag შემცველობა, ოქტომბერი, 2016

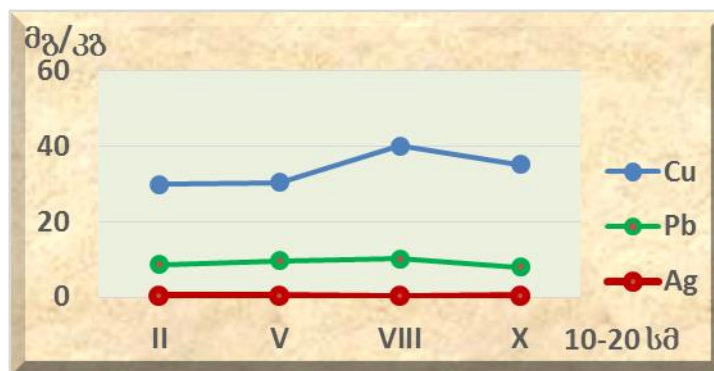
№	ინგრედიენტები	სიღრმე, სმ	Cu	Pb	Ag
			მგ/კგ	მგ/კგ	მგ/კგ
1	სიღნაღი, ს.ძველი ანაგა	0-10	60.29	13.65	0.30
		10-20	35.02	7.98	0.20
2	გურჯაანი, ს.ახაშენი	0-10	24.25	5.19	0.25
		10-20	25.60	5.00	0.21

ცხრ.1.35-ში მოცემულია სიღნაღის რაიონის სოფ.ძველი ანაგისა და გურჯაანის რაიონის სოფ.ახაშენის ნიადაგის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობები 2016 წლის თებერვალი, მაისი, აგვისტოსა და ოქტომბრის თვეებში.

სურ. 1.6-1.7-ზე მოცემულია სიღნაღის რაიონის სოფ.ძველი ანაგის ნიადაგის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა დინამიკაში. სურ.1.8-1.9-ზე კი მოცემულია გურჯაანის რაიონის სოფ.ახაშენის ნიადაგის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა დინამიკაში.



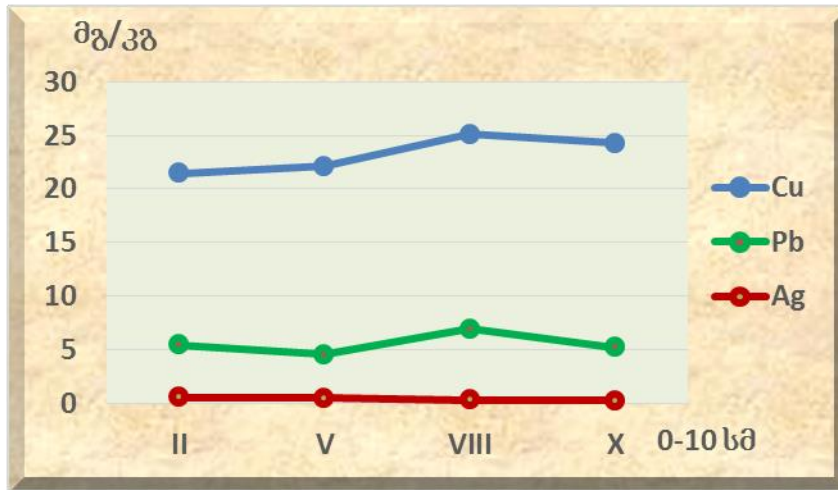
სურათი 1.6. სიღნაღის რაიონის სოფ.ძველი ანაგის ნიადაგის 0-10 სმ სიღრმის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა (II, V, VIII, X, 2016)



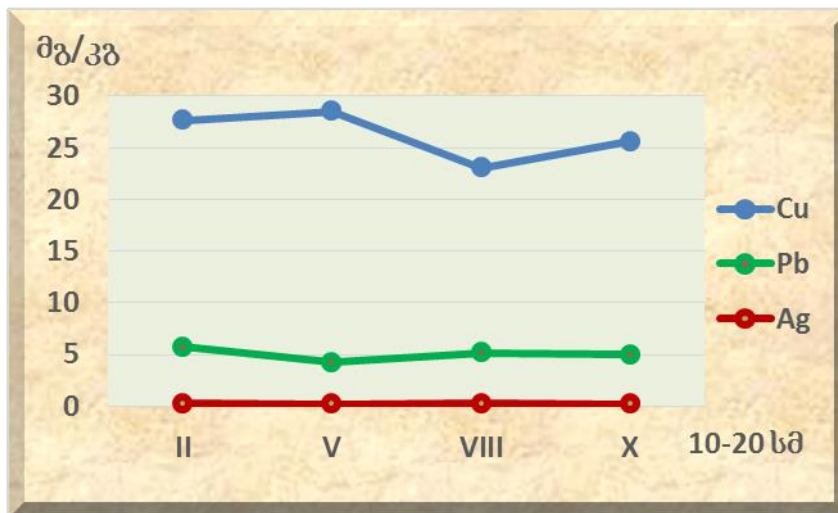
სურათი 1.7. სიღნაღის რაიონის სოფ.ძველი ანაგის ნიადაგის 10-20 სმ სიღრმის ნიმუშებში მძიმე ლითონების შემცველობა (II, V, VIII, X, 2016)

ცხრილი 1.35. ხელოვნური წყალსაცავების მიმდებარე ტერიტორიების ნიადაგის ნიმუშებში Cu, Pb, Ag შემცველობა თებერვალი, მაისი, აგვისტო, ოქტომბერი, 2016

№	ინგრედიენტები	სიღრმე, სმ	თებერვალი			მაისი			აგვისტო			ოქტომბერი		
			Cu	Pb	Ag	Cu	Pb	Ag	Cu	Pb	Ag	Cu	Pb	Ag
			მგ/კგ											
1	სიღნაღი, ს.ძველი ანაგა	0-10	5 9.53	14.05	0.53	60.86	16.25	0.23	62.25	18.27	0.25	60.29	13.65	0.30
		10-20	2 9.72	8.63	0.24	30.25	9.56	0.21	40.05	10.16	0.19	35.02	7.98	0.20
2	გურჯაანი, ს.ახაშენი	0-10	21.45	5.45	0.51	22.14	4.56	0.45	25.10	6.96	0.30	24.25	5.19	0.25
		10-20	27.68	5.72	0.24	28.56	4.23	0.20	23.06	5.17	0.25	25.60	5.00	0.21
	ზღკ		3	6	0.1	3	6	0.1	3	6	0.1	3	6	0.1



სურათი 1.8. გურჯაანის რაიონის სოფ. ახაშნის ნიადაგის 0-10 სმ სიღრმის ნიმუშებში იმჰიმე ლითონების შემცველობა (II,V,VIII,X, 2016)



სურათი 1.9. გურჯაანის რაიონის სოფ. ახაშნის ნიადაგის 10-20 სმ სიღრმის ნიმუშებში იმჰიმე ლითონების შემცველობა (II,V,VIII,X, 2016)

როგორც გრაფიკებიდან ჩანს, ნიადაგში იმჰიმე ლითონებიდან პრიორიტეტული დამაბინძურებელი ელემენტია სპილენძი. ამავე დროს ზაფხულის თვეებში მას აქვს ზრდის ტენდენცია ზამთრის თვეებთან შედარებით. ჩვენი მოსაზრებით ეს განპირობებულია ქიმიკატების გამოყენებით ზაფხულის თვეებში. ამავე დროს ნიადაგის ზედა 0-10 სმ-იან ფენაში დაფიქსირებულია სპილენძის მაქსიმალური რაოდენობა, რომელიც დაახლოებით 20 ზდკ-ს ფარგლებშია, ტყვიის შემცველობა 2-3 ზდკ-ს ფარგლებში მერყეობს, ხოლო ვერცხლის შემცველობა ყოველთვის ნაკლებია შესაბამის ზდკ-ზე.

2. კახეთის კლიმატის და ატმოსფეროს დაბინძურების შესწავლის რიცხვითი მონაცემების მოკლე დახასიათება

2.1 კახეთის რეგიონის გეოგრაფიული დახასიათება

კახეთი საქართველოს აღმოსავლეთ საზღვრისპირა რეგიონია. მისი ფართობი 11.3 ათასი კმ²-ია და შეადგენს მთელი საქართველოს ტერიტორიის 15.3%. კახეთის რეგიონში შედის 8 ადმინისტრაციული ერთეული - ახმეტის, გურჯანის, დედოფლის წყაროს, ლაგოდეხის, თელავის, საგარეჯოს, სიღნაღის და ყვარელის რაიონები. ისტორიული კახეთის 3 რაიონი (ბელქანის, ზაქათალა და კახის) აზერბაიჯანს ეკუთვნის. კახეთის მოსახლეობა 407.2 ათასი ადამიანია.

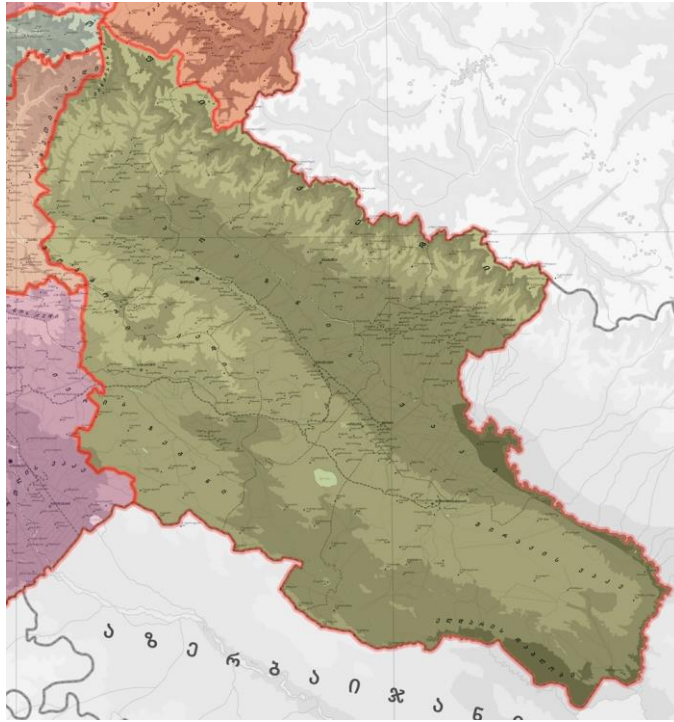
კახეთის აღმოსავლეთით მდებარეობენ ქალაქები თბილისი და რუსთავი, ქვემო ქართლისა და მცხეთა მთიანეთის მხარის რაიონები, ჩრდილოეთით რუსეთის ფედერაციის, აღმოსავლეთითა და სამხრეთით აზერბაიჯანის რესპუბლიკის ტერიტორიები.

კახეთის ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრული და გარკვეულწილად იზოლირებულია მთავარი კავკასიონის ქედით, დასავლეთიდან - სამხრეთ საქართველოს მთიანეთით. კახეთი, ჩრდილო დასავლეთის მხრიდან, მდ. მტკვრის ვიწრო ხეობით უკავშირდება შიდა ქართლის ვაკეს, კახეთის სამხრეთით მდებარეობს შირვანის სტეპის ჩრდილოეთი ნაწილი (ნახ. 2.1-2.2). თვით კახეთის ტერიტორია ხასიათდება მეტად რთული რელიეფით, სადაც მაღალ ქედებს ენაცვლება ქედთაშორისი ხეობები, მალელობები, ვაკეები და დაბლობი ტერიტორიები. მათგან, მთავარი კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ქედების შემდეგ, განსაკუთრებული პიდრომეტეოროლოგიური და კლიმატგანმსაზღვრელი როლი გააჩნიათ ქართლის, კახეთისა და ცივ გომბორის ქედებს. ქართლის და კახეთის ქედები მთავარი კავკასიონის ქედიდან ეშვებიან სამხრეთით, მცირედებიან სიმაღლეებში, უერთდებიან ცივ გომბორის ქედს და აღწევენ ივრის ზეგანამდე. კავკასიონის ქედზე იწყებიან და ვაკეებისაკენ ეშვებიან მერიდიანულად და პარალელურად გასწვრივ მიმართული უფრო მცირე სიგრძის სოხის, დვალეთ-მთიულეთის, თუშ-ფშავ-ხევსურეთის, ჯავის, ლომის-ალევის, გუდამაყრისა ქედები.

ცივ გომბორის ქედი და ივრის ზეგანი არის მთავარი წყალგამყოფები კახეთის მთავარ მდინარებს – ალაზანს, იორსა და მდ. მტკვარს შორის. ალაზნის ვაკე სამკუთხედის სახით განფენილია მთავარი კავკასიონის აღმოსავლეთ ნაწილის სამხრეთ ფერდობსა და ცივ გომბორის ქედს შორის მდ. ალაზნის ორივე ნაპირის გასწვრივ. ვაკის სამხრეთით, სამხრეთ-აღმოსავლეთით და დასავლეთით მდებარეობენ შირაქის ვაკე, ელდარის დაბლობი და ქართლის ვაკე. ამრიგად, თავისი ოროგრაფიით კახეთი ატმოსფეროს ქვედა ფენებში დაცულია ჩრდილოეთიდან და დასავლეთიდან ჰაერის შემოჭრისაგან და ღია სამხრეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის დინებებისათვის, რაც მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს რეგიონის კლიმატს.

2.2. კახეთის რეგიონალური კლიმატის მოკლე დახასიათება

კახეთისა და მიმდებარე ტერიტორიის რელიეფი დაქანებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ. ყველაზე დაბალი ადგილია მინგეჩაურის წყალსაცავის მიმდებარე ტერიტორია. იქ რელიეფის სიმაღლე ზღვის დონიდან დაახლოებით 70 მ-ია. ყველაზე მაღალ რაიონს წარმოადგეს მთავარი კავკასიონის ქედი, სადაც ცალკეული მწვერვალები ზღვის დონიდან 3.5-4.5 კმ-ს აღწევენ. ამასთან, კახეთი შავი და კასპიის ზღვების მხრიდან დაშორებულია დაახლოებით 290 კმ და 220 კმ-ით, შესაბამისად. ზღვებთან სიახლოვე, მისი ქედებით შემოსაზღვრულობა კახეთს პიდრომეტეოროლოგიურ თავისებურებასა და მახასიათებელ რეგიონალურ კლიმატს უქმნის. კახეთი მიეკუთვნება კონტინენტური სუბტროპიკულიდან ზღვის სუბტროპიკულ კლიმატზე გარდამავალ ოლქს, რომელიც ცალკეული კლიმატური ზონებისაგან შედგება.

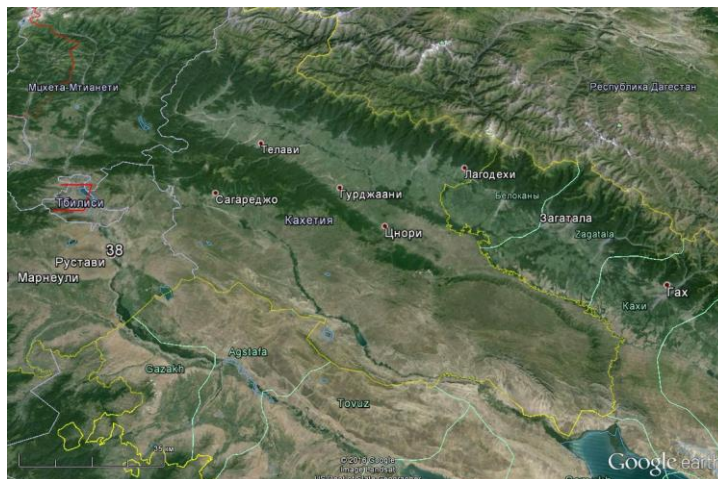


ნახ. 2.1. კახეთის ადმინისტრაციული რეგიონის რუკა.

ზემო და ქვემო ქართლის ვაკეების, იორისა და შირაქის ზეგანებსათვის 550 მ-დან 600 მ-მდე დამახასიათებელია მშრალი სუპტროპიკული (ტრამალეების) კლიმატი შედარებით ცივი ზამთრით და ცხელი ზაფხულით [11]. რაიონში აღინიშნება მნიშვნელოვანი სიმშრალე და ჭარბი სითბო. ზონის გარეუბნის მთაგორიან არეში დაიკვირვება სუსტი აერაცია და აგრილება. ზამთარი ზომიერად ცივია, ზაფხული ცხელი და დახუთული [12].

გარე კახეთის ზეგნი 600-800 მ სიმაღლის ფარგლებში და შიდა ქართლის აღმოსავლეთ ნაწილი 600-650 მ-მდე ხასიათდება მშრალი სუპტროპიკულიდან ზომიერად ნოტიო სუპტროპიკულზე გარდამავალი კლიმატით, ზომიერად ცივი ზამთრითა და ცხელი ზაფხულით.

ივრის ზეგანისა და მისი მიდებარე სტეპებისათვის დამახასიათებელია მშრალი სუპტროპიკები მკაფიოდ გამოხატული წყლის დეფიციტით, ზომიერად ცივი ზამთრითა და ცხელი ზაფხულით. იანვრის საშუალო ტემპერატურა $0-2^{\circ}\text{C}$ -ია ივლისის $22^{\circ}\text{C}-24^{\circ}\text{C}$. წლიური ნალექების ჯამი 400-600 მმ-ის ფარგლებშია. [12].



ნახ 2.2. კახეთის რეგიონისა და მიმდებარე ტერტორიების ოროგრაფია

ალაზნის ვაკე ხასიათდება ზომიერი ტენიანობით. სინოტივე მეტია ვაკის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში და თანდათანობით მცირდება სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწიში. ალაზნის ვაკე დამატებით სინოტივეს დებულობს სამხრეთ-აღმოსავლეთის დინებების კავკასიონის ქედზე კონვექციის შედეგად. ვაკის ჩრდილოეთ ნაწილში ნალექები იზრდება 700-800 მმ-დე, ხოლო კახეთის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობებზე 1000-1100 მმ-დე. იანვრის საშუალო ტემპერატურა 0° C-ის ფარგლებშია, ხოლო ივლისის 22° C - 24° C-ის ინტერვალში. ტერიტორია მიეკუთვნება სუსტად ნოტიო სუბტროპიკულ კლიმატურ ზონას ცხელი ზაფხულითა და ზომიერად ცივი ზამთრით.

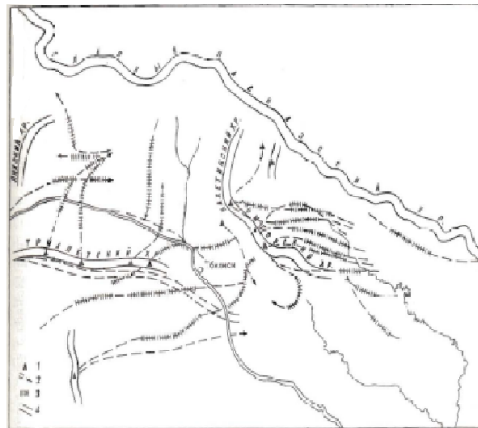
კახეთის რეგიონის რელიეფურ მრავალფეროვნებასთან დაკავშირებულია ჰიდრომეტეოროლოგიური ველების სივრცული განაწილებების თავისებურებები.

კახეთის ვაკე არ გამოირჩევა ქარის სიჩქარის დიდი მნიშვნელობებით. იქ ქარის სიჩქარის მაქსიმალური საშუალო თვიური მნიშვნელობები არ აღემატება 3.1 მ/წმ-ს. 0 - 2 მ/წმ სიჩქარის ქარის ალბათობები 77% - 91%-ის ფარგლებშია. ქვემო ქართლის ვაკის ტერიტორიაზე ქარის მაქსიმალური საშუალო თვიური მნიშვნელობები 3.7 მ/წმ - 6.9 მ/წმ-ის ფარგლებშია. განსაკუთრებით ძლიერი ქარები დაიკვირვება ქ. თბილისის სამხრეთ ნაწილის მიდამოებში. იქ 10-17 და 18 მ/წმ -ის ტოლი და მასზე მეტი სიჩქარის ქარის ალბათობები 7,1 - 14,4%-ის ფარგლებშია. ცივგომბორის ქედისათვის საკმაოდ ხშირია ძლიერი ქარები. 6 - 8 მ/წმ სიჩქარის ქარების ალბათობა 4,7-7,6%-ია. 18 მ/წმ-ზე მეტი სიჩქარის ალბათობა მეთექვსმეტის რიგისაა. ძლიერი ქარები ძირითადად ჩრდილოეთის მიმართულებებისაა. იშვიათ შემთხვევებში დაიკვირვება ძლიერი აღმოსავლეთის ქარები [12].

კახეთის ვაკისათვის დამახასიათებელია მთა-ბარის ცირკულიაციები. აღმოსავლეთის ქარების შემთხვევებში ალაზნის ვაკისათვის დაიკვირვება ბარის აღმავალი დინებები, ხოლო დასავლეთის ქარის დროს - დასავლეთის მთის დაღმავალი დინებები. ამასთან განმეორადობით მთის დაღმავალი დინებები ჭარბობენ ბარის აღმავალ დინებებს.

კახეთის ტერიტორიაზე აღინიშნება ელჭექის მოვლენები, როგორც შიდა მასიური ასევე ფრონტალური პროცესების დროს. ფრონტის ცივგომბორის ქედზე გასვლისას წარმოშობილი ელჭექები ვრცელდებიან ქ.ქ. თელავისა და გურჯაანის მიმართულებით. ხშირად, მოძრაობენ რა მდ. ალაზნის ორივე ნაპირის გასწვრივ ისინი მიემართებიან ქ.ქ. ყვარელისა და ლაგოდეხის მიმართულებით.

საშიში ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენებიდან კახეთისა და ქვემო ქართლის ტერიტორიებისათვის დამახასიათებელია განსაკუთრებით ჭარბი სეტყვიანობა. სეტყვის წარმოშობა, განვითარება და დედამიწის ზედაპირზე ცვენა დაკავშირებულია როგორც ფრონტალურ, ასევე შიდამასიურ კონვექციური პროცესების განვითარებასთან. ნახ.2.3-ზე და ცხრილ 2.1-ში ნაჩვენებია ინტენსიური სეტყვათცვენის გავრცელების ტრაექტორიები და სეტყვიანობის მახასიათებელი მონაცემები აღმოსავლეთ საქართველოში.



ნახ. 2.3. სეტყვის წარმოშობის კოეფი და სეტყვათცვენის ტრაექტორიები აღმოსავლეთ საქართველოში [12].

ცხრილი 2.1. სექციური დღეების საშუალო და მაქსიმალური წლიური მნიშვნელობები

მეტეოსადგური	დღეთა რიცხვი	
	საშუალო	მაქსიმალური
თბილისი	1,6	7
ახმეტა	1,8	4
თელავი	2,7	5
ნაფარეული	1,4	5
წინანდალი	1,6	5
ზეგანნი	2,1	5
გურჯაანი	1,8	6
ყვარელი	2,1	8
კარდანახი	3,0	6
ალაზანი	1,3	4

ამრიგად, კახეთის რეგიონი ხასიათდება მეტად საინტერესო და მრავალფეროვანი ლოკალური კლიმატით. თუ გავითვალისწინებთ იმას, რომ ის წარმოადგენს საქართველოს სასოფლო-სამეურნეო და საექსპორტო დანიშნულების პროდუქტების წარმოების ერთ-ერთი ძირითად რაიონს, მისი ჰიდრომეტეოროლოგიური და ეკოლოგიური პრობლემების შესწავლას გააჩნია მნიშვნელოვანი პრაქტიკული და თეორიული მნიშვნელობა.

2.3. რეგიონალური და ლოკალური ატმოსფერული და ეკოლოგიური პროცესების რიცხვითი მოდელების მოკლე დახასიათება

მათემატიკური მოდელირება არის ამინდის პროგნოზირების, ლოკალური და რეგიონალური ატმოსფერული პროცესების კვლევის ერთ-ერთი ყველაზე უფრო ეფექტური საშუალება. ის ემყარება α , β და γ მეზომასშტაბური მოდელების ფართო გამოყენებას. მათში განხორციელებულია ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის სამგანზომილებიანი არასტაციონალური არაწრფივი განტოლებათა სისტემების რიცხვითი ინტეგრირება თანამედროვე ცხადი და არაცხადი რიცხვითი სქემების საშუალებით.

ლოკალური მასშტაბის რეგიონებში ატმოსფერული პროცესების ევოლუციის თეორიული კვლევის ორი მიმართულებაა გამოკვეთილი:

I-კვლევა, რომელიც ტარდება ამინდის მოკვლევადიანი და ზემოკვლევადიანი პროგნოზის ოპერატიული პროგნოზირების სქემების ფუნქციონრებისას მიღებული შედეგების ანალიზის საშუალებით;

II-კვლევები, რომლებიც ტარდება კონკრეტული ტერიტორიებისათვის სპეციალურად დამუშავებული β და γ მეზომასშტაბის პროცესების ჰიდროთერმოდინამიკული მოდელების საშუალებით. ორივე მიმართულებით მიღებულია მნიშვნელოვანი თეორიული შედეგები.

დღეისათვის, ჰიდრომეტეოროლოგიური კვლევების თვალსაზრისით წამყვან სამეცნიერო ცენტრებში დამუშავებულია და ოპერატიულად გამოიყენება ათამდე რეგიონალური პროგნოსტიკული სისტემები (ცხრ. 2.2).

მეზომეტეოროლოგიური მასშტაბის ოპერატიული პროგნოზული სისტემის ექსპლუატაციისა და გაუმჯობესებისათვის ევროპის ქვეყნების მეტეოროლოგიური სამსახურები დაიყვნენ რამდენიმე ჯგუფად. ეს ჯგუფებია:

-- ALADIN (Aire Limitee Adaptation dynamique Developpement Inter-National)- სისტემის დამუშავებელ ძირითად ქვეყანას წარმოადგენს საფრანგეთი. ავსტრიამ, უნგრეთმა რუმინეთმა, სლოვაკეთმა, სლოვენიამ, ჩეხეთმა და ხორვატიამ შექმნეს ALADIN-ის ქვეჯგუფი LACE (Limited Area modelling in Central Europe). ქვეჯგუფის ცენტრი მდებარეობს ქ. პრადაში;

-- COSMO (Consortium for Small-scale Modelling) — სისტემის ძირითადი შემქმნელი ქვეყანაა გერმანია [17, 22]; პოლონეთი და რუმინეთი ერთდროულად მონაწილეობდნენ ALADIN-ის ასევე COSMO-ს შექმნის პროცესში.

ცხრილი 2.2. ატმოსფეროს ოპერატიული რეგიონალური მოდელების დახასიათება 2007 წლის დასაწყისისათვის [13].

ქვეყანა	გვერდითი სასაზღვრო და საწყისი პირობები	მოდელი	ბადის ბიჯი, კმ
HIRLAM	ISF	HIRLAM UK708	5-20
დიდი ბრიტანეთი	UM	NAE38	12
რუსეთი	GFS	L31	75
		MM5	15
		Z-model	10
აშშ	GFS	NAML60 NMML60	12 5-8
საფრანგეთი	ARPEGE/ ALADIN	AROMEL41	2.5
გერმანია	GME COSMO-EU	COSMO-EUL40	7
		COSMO-DEL50	2.8
შვეიცარია	ISF	COSMO-7L60	6,6
		COSMO-2L60	2,2
იაპონია	GSM RSM	PSMI40	20
		MSML50	5

- HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) — სისტემის ძირითად შემქმნელი ქვეყანებია სკანდინავიური ქვეყნები და ესპანეთი. პროექტის დამუშავებაში მონაწილეობს საფრანგეთი. დიდი ბრიტანეთი დამოუკიდებლად თავისი ძალებით ამუშავებს პორიგნოსტიკულ სისტემებს. ისინი ამასთანავე თანამშრომლობენ სხვა ქვეყნებთან და სისტემებთან.

რუსეთის ჰიდრომეტეოროლოგიური კომიტეტი 2007 წლიდან იმყოფება COSMO-ს შემადგენლობაში და მონაწილეობს პროგნოსტიკული სისტემის გაუმჯობესებაში.

აღნიშნული პროგნოსტიკული სისტემები შედგებიან 6 ტოლფასოვანი ქვესისტემებისაგან. ეს სისტემებია:

- დაკვირვებათა ქვესისტემა;
- ტელეკომუნიკაციური ქვესისტემა;
- გამოთვლიტი ქვესისტემა;
- მონაცემთა ათვისების ქვესისტემა;
- ატმოსფეროში ნიადაგსა და ოკეანეში (ზღვაში) მიმდინარე პროცესების ქვესისტემა;
- პროცესების შემდგომი ქვესისტემა;

ყველა ამ ქვესისტემების მუშაობაზე ერთნაირადა დამოკიდებული მიღებული შედეგები.

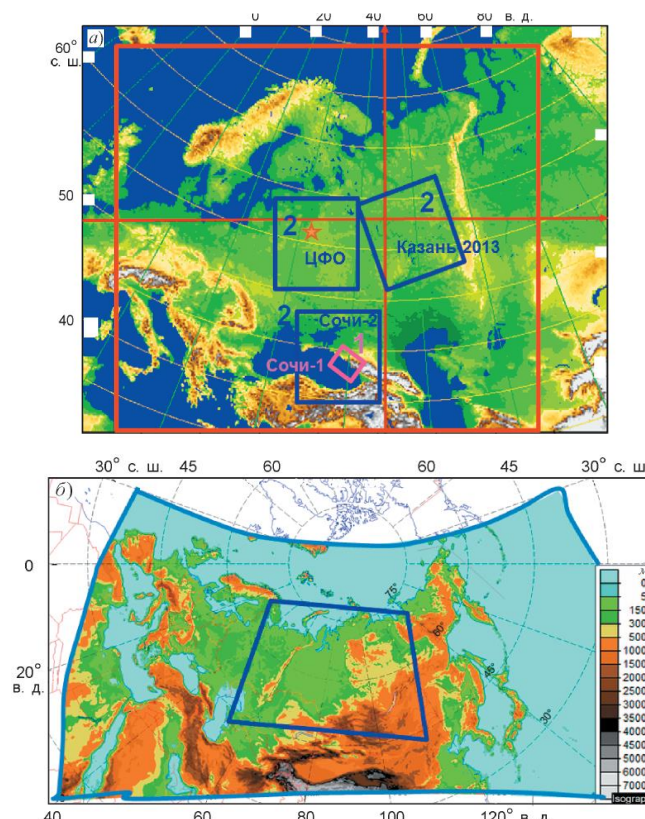
რუსეთის ჰიდრომეტეო 2009 წლიდან გახდა კონსორციუმ COSMO-ს წევრი და კონსორციუმის წესდების შესაბამისად რუსეთისათვის დაამუშავა COSMO-Ru ვარიანტი. დღეისათვის შექმნილია COSMO-Ru7 ვერსია [14] (ნახ. 2.4.) დღეისათვის რუსჰიდრომეტის გამოთვლითი სისტემებისათვის მოსკოვსა და ნოვოსიბირსკში ექსპლუატირებს მეზომეტეოროლოგიური პროგნოზირების საზები [12]:

COSMO-Ru –ს რიცხვითი ინტეგრირებისათვის გამოიყენება გ. ი. მარჩუკის მიერ დამუშავებულ გახლჩის მეთოდი [15 -17]. სივრცითი ჰორიზონტალური ბიჯები სხვადასხვა ვერსიებში ვარირებს რამდენიმე ათეული კმ-დან რამდენიმე კმ-მდე, ვერტიკალური კმ-დან რამდენიმე ასეულ მეტრამდე, დროითი ბიჯები - რამდენიმე ათეული წმ-დან რამდენიმე წმ-მდე. მაგალითად, გამოთვლებს 78 სთ-იანი პროგნოზირებისათვის SGI ICE-X სუპერკომპიუტერზე

288 ბირთვის პარალელური გამოყენებით, $700 \times 620 \times 40$ წერტილებისაგან შემდგარ ბადეზე პორიზონტალური ბიჯით 7 კმ, სჭირდება 50 წთ ფიზიკური დრო.

პროგნოსტიკული მოდელების გამოყენებით ჩატარებული კვლევებით მიღებული იქნა მთელი რიგი საინტერესო შედეგები [17, 18]. მათი გათვალისწინება იძლევა საშუალებას გაუმჯობესდეს პროგნოსტიკული სისტემები და რიცხვითი მოდელები.

მეზომეტეოროლოგიური მოდელები, რომლებიც მიზნად არ ისახავენ ამინდის პროგნოზირებას, დამუშავებულია სხვადასხვა ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების წარმოშობის და ევოლუციის კანონზომიერების კვლევებისათვის. განსაკუთრებული ყურადღება ეთმობა რთული რელიეფის პირობებში მეზომასშტაბის პროცესების განვითარების მოდელირებას. ამოცანა რთულია და მისი გადაწყვეტა პირდაპირაა დაკავშირებული დინამიკური მეტეოროლოგიის სხვადასხვა პრობლემებთან - მათ შორის სხვადასხვა მასშტაბის ატმოსფერული ტურბულენტობის განვითარებასთან მთიან რეგიონებში. მთიან ტერიტორიებზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის შესწავლა ძირითადად ფოკუსირებულია მათ გლობალურ თვისებებზე. ისეთებზე, როგორცაა ატმოსფეროს თერმიული სტრატეფიკაცია, სასაზღვრო ფენის სისქის ცვლილება. უკანასკნელ პერიოდში გამოქვეყნებულ ზოგიერთ ნაშრომში [19, 20] შესწავლილია მთიან ტერიტორიაზე ტურბულენტობის სტრუქტურა, ტურბულენტობის კინეტიკური ენერჯის განაწილება შევიცარიაში არსებულ ვიწრო და დიდი დახრილობის მქონე ხეობაში, მიღებული იქნა მჭიდრო კორელაცია სითბოს ზედაპირულ ნაკადსა და მთა-ბარის ქარებს შორის. მოდელირების და დაკვირვების მონაცემების ანალიზმა აჩვენა, რომ რთული რელიეფის ტერიტორიაზე წარმოშობილი ტურბულენტობის სტრუქტურა მნიშვნელოვნად განსხვავდება კლასიკურ კონვექციურ სასაზღვრო ფენის სტრუქტურისაგან. კვლევებმა აჩვენა, რომ მიზანშეწონილია მიღებული შედეგების შემდგომი განზოგადოება სხვადასხვა სივანისა და ორიენტაციის ხეობებისა და მთავორიანი ტერიტორიებისათვის.



ახ. 2.4. COSMO-Ru –ს ინტეგრირების არე: a) COSMO-Ru1 (სოჩა),) COSMO-Ru2- (ცენტრალური ფედერაციული ოლქი, სოჩი 2,) COSMO-Ru7 (წითელი ხაზით შემოსაზღვრული არე); b) COSMO-RuEna (mTeli are) da COSMO-RuSib (შიდა არე).

ნაშრომებში [21-24] მოდელირებულია რთული რელიეფის მქონე ტერიტორიებზე რეგიონალური ლოკალური ცირკულაციების განვითარება და დამაბინძურებელი ნივთიერებების გავრცელება. მოდელირებისათვის გამოყენებულია რეგიონალური მასშტაბის ატმოსფერული პროცესისა და მეზომასშტაბის სასაზღვრო ფენის რიცხვითი მოდელები. მოდელირებით გამოკვლეულია ლოკალური ცირკულაციის თავისებურებები და ატმოსფეროს დამაბინძურებელი ნივთიერებების გადატანის ტრაექტორიები, შეფასებულია ნიადაგზე დალექილი დამაბინძურებელი ნივთიერებების ზედაპირული კონცენტრაციები.

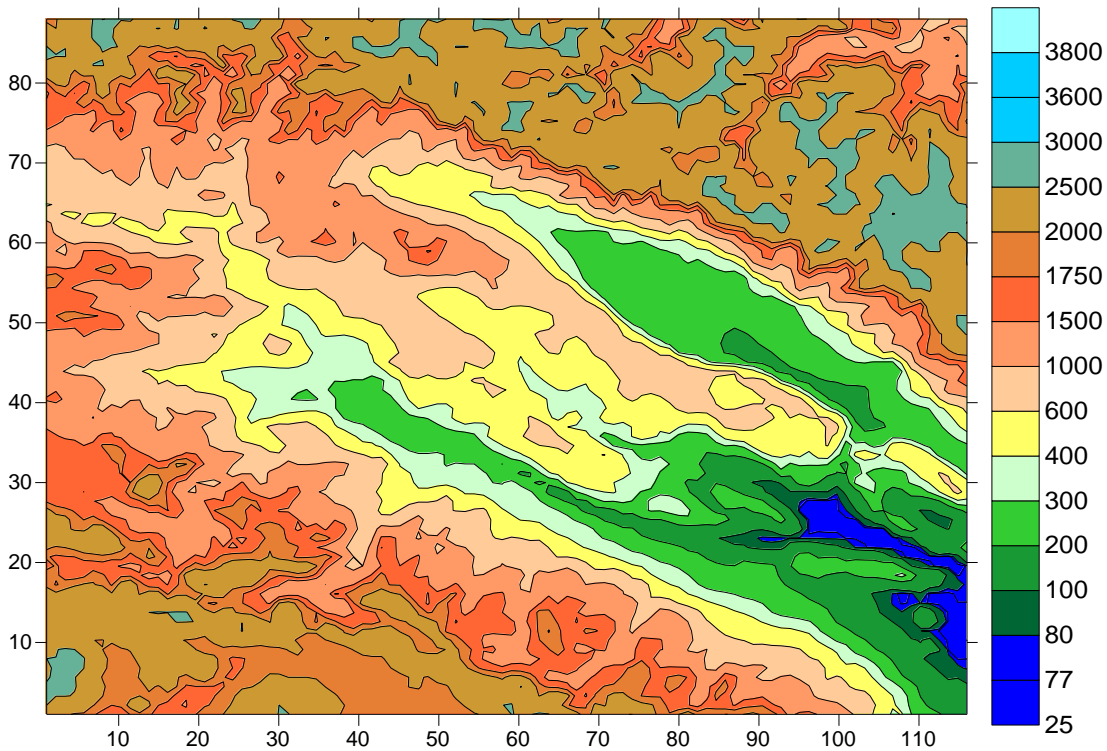
კავკასიის ტერიტორიაზე α- მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების განვითარება და დამაბინძურებელ ნივთიერებათა ტრანსსაზღვრო გადატანა მოდელირებულია ნაშრომებში [25-28]. გამოკვლეულია მერიდიანულად პარალელების გასწვრივ მიმართული ქედების გავლენა რეგიონალურ დინებებზე და პასიურ დაბინძურებელ ნივთიერებათა გადატანაზე.

3. კახეთის ტერიტორიაზე მიწისმოქმედების ატმოსფერული პროცესების განვითარების მათემატიკური მოდელი

3.1. ამოცანის მათემატიკური დასმა

იმისათვის, რომ შევისწავლოთ ლოკალური ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების განვითარება კახეთის ტერიტორიაზე განვიხილოთ არე ზომებით 236 კმ × 180 კმ. არის რომლის ცენტრში მოთავსებულია კახეთი. ნახ. 3.1 -ზე ნაჩვენებია მათემატიკური მოდელირებისათვის გამოყენებული რელიეფი. ნახ. 3.1 - დან ჩანს, რომ კახეთის რეგიონის დასავლეთიდან, ჩრდილოეთიდან, ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და დასავლეთიდან ეკერის მთავარი და მცირე კავკასიონის ქედების ნაწილები, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან შირვანის სტეპის დაბლობის ნაწილი. რელიეფი მეტად რთულია და მისი სიმაღლე იცვლება 77 მ-დან 34 კმ-მდე.

ძირითადი განტოლებები, რომლების აღწერენ მეტეოროლოგიური ველების და პასიური დამაბინძურებელი ნივთიერების კონცენტრაციის ცვლილებას გარემოში არიან შედეგი:



ნახ. 3.1 მოდელირების კახეთისა და მიმდებარე ტერიტორიის რელიეფი.

a) ატმოსფეროსათვის [29, 30] :

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + g(1+0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu \Delta u + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + g(1+0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu \Delta v + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial v}{\partial \zeta}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{RT} (1+0.61q)\vartheta h, \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w}h}{\partial \zeta} + \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} wh = 0, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathcal{G}'}{\partial t} + u \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial x} + v \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial \zeta} + S w = \mu \Delta \mathcal{G} + \frac{I}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p} \phi_{con} - \frac{\partial \theta}{\partial t},$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \mu \Delta q + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial q}{\partial \zeta} - \phi_{con},$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial m}{\partial \zeta} = \mu \Delta m + \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \phi_{con} - \frac{\partial N}{\partial t},$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + (\tilde{w} - \frac{w_0}{h}) \frac{\partial c}{\partial \zeta} = \mu \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial c}{\partial \zeta} - \frac{\partial C}{\partial t}$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \Delta = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2}, \quad w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \tilde{w} h$$

ბ) ნიადაგის აქტიური ფენისათვის[31, 32]:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(V) \frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial E(V)}{\partial z}, \quad \frac{\partial T_{soil}}{\partial t} = K_{soil} \frac{\partial^2 T_{soil}}{\partial z^2}, \quad \text{სადაც } \delta_0 > z > Z_{soil}; \quad (2)$$

გ) ზღვის წყლის ზედა ფენისათვის[21]:

$$\frac{\partial T_{sea}}{\partial t} = K_{sea} \frac{\partial^2 T_{sea}}{\partial z^2} + \frac{I}{C_{sea} \rho_{sea}} \frac{\partial I}{\partial z}, \quad \text{სადაც } \delta_0 > z > Z_{sea}, \quad (3)$$

სადაც t დროა; x, y დაზღვევის კოორდინატები, ჩრდილოეთით და ვერტიკალურად ზევით მიმართული დეკარტეს კოორდინატა ღერძებია, შესაბამისად; $\zeta = (z - \delta) / h$ განუზომადი ვერტიკალური კოორდინატა; $\delta = \delta(x, y)$ მიწისპირა ფენის სიმაღლეა; δ_0 რელიეფის სიმაღლეა; $h = H - \delta$; $H(t, x, y)$ ტროპოსფერის სიმაღლეა; u, v , w და \tilde{w} ქარის სიჩქარის მდგენელებია x, y, z და ζ ღერძების გასწვრივ; $\mathcal{G} = T' / \bar{T}$ და $\phi = P' / \bar{P}(z)$ ტემპერატურისა და წნევის ანალოგებია; $\bar{T} = 300K$; T', P' ტემპერატურის და წნევის გადახრებია მათი სტანდარტული ვერტიკალური განაწილებებიდან $T(z) = \bar{T} - \gamma z$ და $\bar{P}(z)$, შესაბამისად; γ - ტემპერატურის სტანდარტული ვერტიკალური გრადიენტი; \mathcal{G} და θ ტემპერატურის ანალოგის მუდმივი დაფონური შემადგენელი ნაწილებია; q და Q წყლის ორთქლის მასური ნაწილი და ფონური მასური ნაწილებია; m და M ღრუბლის წყლის მასური ნაწილი და ფონური მასური ნაწილებია; T_{soil} და T_{sea} ნიადაგისა და ზღვის წყლის ტემპერატურებია; C_{sea} და ρ_{sea} ზღვის წყლის სიმკვრივის და მასობრივი სითბოტევადობაა; D ნიადაგში წყლის მოცულობითი შექცევადობაა; $\rho(z)$ და ρ_{sea} მშრალი ჰაერის სიმკვრივის სტანდარტული ვერტიკალური განაწილება და ზღვის წყლის სიმკვრივეა; g თავისუფალი ვარდნის აჩქარებაა; R უნივერსალური გაზური მუდმივაა მშრალი ჰაერისათვის; C_p და C_{sea} მშრალი ჰაერის კუთრი სითბოტევადობაა მუდმივი წნევის პირობებში და ზღვის წყლის კუთრი სითბოტევადობაა; S თერმული მდგრადობის პარამეტრია; L კონდენსაციის ფარული სითბოა; ϕ_{con} კონდენსაციის სიჩქარეა; μ და ν პორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტობის კოეფიციენტი; $\partial N / \partial t$ - ნალექების მოსვლის ინტენსივობაა; D ნიადაგში წყლის დიფუზიის კოეფიციენტი; E - ნიადაგის ფილტრაციის კოეფიციენტი; I ზღვაში მზის ჯამური რადიაციის ნაკადია; K_{soil} და K_{sea} ნიადაგისა და ზღვის წყლის ტემპერატურაგამტარებლობის კოეფიციენტებია. μ და ν განსაზღვრულნი არიან შემდეგი ფორმულებით [33, 34]:

$$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2}; \quad v = (0.05 \Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}};$$

სადაც Δx და Δy -ჰორიზონტალური ბიჯებია, Δz - ვერტიკალური ბიჯია.

(1), (2) და (3)-ში არსებული კონდენსაციის სინქარის, სტატიკური მდგრადობის, დიფუზიისა და ფილტრაციის კოეფიციენტები განისაზღვრებიან ცნობილი ფორმულებით [35-37]:

$$S = \begin{cases} (\gamma_a - \gamma) / \bar{T}, & \text{თუ } q < q_{sat} \\ (\gamma_a - \gamma) / \bar{T}, & \text{თუ } q \geq q_{sat} \end{cases}; \quad \Phi_c = \begin{cases} 0, & \text{თუ } q < q_{sat} \\ \frac{\rho c_p}{L} (\gamma_a - \gamma_m), & \text{თუ } q \geq q_{sat} \end{cases}, \quad (4)$$

სადაც, γ_m ტემპერატურის ნოტიო ადიბატური გრადიენტი; q_{sat} ნაჯერი წყლის ორთქლის მასური წილია, რომელიც განისაზღვრება ფორმულით [38]

$$q_{sat} = 0.622(\exp(17.5/(T - 273.2)/(T - 31.8)))/P. \quad (5)$$

ნიადაგში წყლის დიფუზიის და ფილტრაციის კოეფიციენტები განისაზღვრება ფორმულებით [22]:

$$D(C) = D_{max} \left(\frac{C - C_{con}}{C_{por} - C_{con}} \right)^{3,5}, \quad E(C) = E_{max} \left(\frac{C - C_{con}}{C_{por} - C_{con}} \right)^{3,5}, \quad (6)$$

სადაც D_{max} , E_{max} დიფუზიისა და ფილტრაციის კოეფიციენტების ცნობილი მაქსიმალური მნიშვნელობებია; C_{con} , C_{por} - ნიადაგში ბმული წყლის მოცულობითი შენცველობა და ნიადაგის ფორიანობაა, შესაბამისად.

ნალექების ინტენსივობა განისაზღვრება ფორმულით

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \begin{cases} (m - m_{max}) / \delta / \delta & \text{თუ } m \geq m_{max} \\ 0 & \text{თუ } m < m_{max} \end{cases} \quad (7)$$

სადაც m_{max} წყლის მაქსიმალური წილია ღრუბელში; δt - ნალექის მოსვლის დროითი ინტერვალია.

(1), (2) და (3) განტოლებათა სისტემებისათვის განვიხილოთ შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობები.

დავუშვათ, რომ დროის საწყისს $t = 0$ მომენტში საძიებელი ფუნქციები ($u, v, \theta', q, m, h, C, T_{sea}, T_{soil}$) ცნობილი სიდიდეებია. მათ კონკრეტულ მნიშვნელობებს განესაზღვრავთ ქვემოთ რიცხვითი ექსპერიმენტის განმარტების დროს.

3.2. საწყისი და სასაზღვრო პირობები

ამოცანის ამოხსნის არეს გვერდით საზღვრებზე მივიღოთ შემდეგი სასაზღვრო პირობები:

$$v = \left(\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \phi}{\partial x} - g(1 + 0.61q) \theta' \frac{\partial z}{\partial x} \right) / 1, \quad u = \left(-\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \phi}{\partial y} + g(1 + 0.61q) \theta' \frac{\partial z}{\partial y} \right) / 1,$$

$$\mathcal{G}' = 0, \quad q = q(0, x, y, \zeta), \quad m = m(0, x, y, \zeta), \quad c = c(0, x, y, z), \quad \text{როცა } t = 0 \quad (8)$$

$$h = h(0, x, y, \zeta) \quad T_{\text{sea}} = T_{\text{sea}}(0, z), \quad T_{\text{soil}} = T_{\text{soil}}(0, z),$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial h}{\partial y} = \frac{\partial \mathcal{G}'}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial m}{\partial y} = 0, \quad \text{როცა } y = 0,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial \mathcal{G}'}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial m}{\partial x} = 0, \quad \text{როცა } x = 0, X \quad (9)$$

ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები შემდეგია:

(1) განტოლებათა სისტემისათვის:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial \zeta} = \frac{\partial v}{\partial \zeta} = \frac{\partial \mathcal{G}'}{\partial \zeta} = \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \frac{\partial m}{\partial \zeta} = \tilde{w} = 0 \\ \varphi = \bar{\phi}(t, x, y, \zeta) + \frac{g}{RT} \Delta\theta(h(1, x, y) - h(0, x, y)) \end{aligned} \right\} \quad \text{როცა } \zeta = 1; \quad (10)$$

$$u = u_{10m}, \quad v = v_{10m}, \quad \mathcal{G}' = \mathcal{G}'_{2m}, \quad q = q_{2m}, \quad m = 0 \quad \text{როცა } \zeta = 0. \quad (11)$$

სადაც $\bar{\phi}(t, x, y, \zeta)$ წნევის ანალოგის ფონური მნიშვნელობაა; $\Delta\theta$ - ტროპოპაუზაზე ტემპერატურის ანალოგის გრადიენტი; T_{δ} - ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურა; მუდმივი კოეფიციენტებია; $u_{10m}, v_{10m}, \mathcal{G}'_{2m}, q_{2m}$ მოცემული ფუნქციების მნიშვნელობებია ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის 10მ და 2მ სიმაღლეებზე. შესაბამისად q_{δ} - წყლის ორთქლის მასური წილია ქვეფენილ ზედაპირზე:

$$q_{\delta} = \begin{cases} q_{\text{sat}} & \text{zRvis zedapirze} \\ q_{\text{sat}} C/C_{\text{por}} & \text{niadagis zedapirze} \end{cases};$$

$u_{10m}, v_{10m}, \mathcal{G}'_{2m}, q_{2m}$ ფუნქციების მნიშვნელობები განისაზღვრებიან ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის პარამეტრიზაციული მოდელის საშუალებით [ლაზრივეი] რომელიც აღიწერება შემდეგი განტოლებათა სისტემის საშუალებით;

$$\frac{\partial |\mathbf{u}|}{\partial z} = \frac{u_*}{\chi z} \phi_u(\zeta), \quad \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{p_*}{\chi} \phi_g(\zeta), \quad (p = \mathcal{G}, q), \quad \zeta = \frac{z}{L}, \quad L = \frac{u_*^2}{\lambda \chi^2 \mathcal{G}_*^2}$$

$$|\mathbf{u}| = \frac{u_*}{\chi} f_u(\zeta, \zeta_u), \quad p - p_0 = p_* f_g(\zeta, \zeta_0), \quad \zeta_u = \frac{z_u}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_0}{L}, \quad \text{if } z \leq z_{\text{sur}}, \quad (12)$$

$$v_i = \frac{u_* \chi z}{\phi_i(\zeta)}, \quad (v_i)_h = \frac{u_* \chi h_s}{\phi_i(\zeta_h)}, \quad (i = u, \mathcal{G}), \quad \zeta_h = \frac{h_s}{L},$$

სადაც $|\mathbf{u}| = (u^2 + v^2)^{0.5}$ ქარის სიცქარის მოდულია; u_* ხახუნის დინამიკური სინქარვა; \mathcal{G}_* და q_* არიან პოტენციალური ტემპერატურისა და წყლის ორთქლის მოცულობითი სემცველობა ხორკლიანობის დონეზე; χ კარმანის მუდმივაა; z_0 და z_u არიან ხორკლიანობის პარამეტრი ქარის სიქარისა და ტემპერატურისათვის შესაბამისად; L სიგრზის მასშტაბია; $\lambda = g/\bar{T}$ კონვექციის პარამეტრია; $\phi_u(\zeta), \phi_g(\zeta), f_u(\zeta, \zeta_u)$, and $f_g(\zeta, \zeta_0)$ უნივერსალური ფუნქციებია [39].

(2) და (3) განტოლებათა სისტემებისათვის ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები $\mathbf{z} = \delta(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ ზედაპირზე და $\mathbf{z} = \mathbf{Z}_g$ დონეზე შემდეგია:

$$\rho_g c_g K_g \frac{\partial T_g}{\partial z} - \rho c_p v_{2m} (T - T_\delta) / 2 - \rho c_p v_{2m} (q - q_g) / 2 = I_g \quad \text{როცა } z = \delta(x, y)$$

$$C = \begin{cases} C_{por} & \text{if } \int_0^1 \partial N / \partial t d\zeta > 0 \\ D \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\rho_w}{\rho} v_{2m} (q - q_\delta) , & \text{if } \int_0^1 \partial N / \partial t d\zeta \leq 0 \end{cases} ; \quad (13)$$

$$\frac{\partial T_g}{\partial z} = \frac{\partial C}{\partial z} = 0, \quad \text{როცა } z = Z_g,$$

სადაც, ინდექსი „ g ” აღნიშნავს „sea”-ს ზღვის ზედაპირისთვის და „soil”-ს – ხმელეთის ზედაპირის შემთხვევაში; $I_g = I_{sum} - J$; I_{sum} არის ქვეფენილი ზედაპირზე ჯამური რადიაციის ნაკადი, რომელიც გამოითვლება ფორმულით:

$$I_{sum} = \begin{cases} r(1 - A_\lambda) I & , \text{ ნიადაგის შემთხვევაში} \\ r[(1 - A_\lambda) I \exp(\text{rad} \times z)] & , \text{ ზღვის შემთხვევაში} \end{cases} \quad (14)$$

სადაც, r არის ატმოსფეროში დრუბლიანობით გამოწვეული ჯამური რადიაციის ნაკადის შემცირების კოეფიციენტი; I - მოკლეტალღური რადიაციის ნაკადი; J - დედამიწის ეფექტური გამოსხივების ნაკადი; rad -ჯამური რადიაციის ზღვის წყალში შთანთქმის კოეფიციენტი.

ფუნქცია r გამოითვლება ფორმულით [24]

$$r = 1 - 0,08H_c - 0,05(L_c - H_c),$$

სადაც H_c და L_c არის მაღალი და დაბალი დრუბლიანობის ბალი.

I ნაკადის გამოსათვლელად გამოიყენება ალბრესტის ფორმულა, რომელიც დახრილი ზედაპირისათვის ჩაიწერება შემდეგი სახით [15]:

$$I = a_0 \cos \alpha - b_0 \sqrt{\cos \alpha} \quad ,$$

$$\cos \alpha = \sinh_s \cos \alpha_g + \cos \Psi_a (\sin \chi \cos \Omega - \sin \Psi \cos \Psi_a \cos \psi) \times$$

$$\sin \alpha_g + \sin \Psi_a \cos \Psi \sin \Omega \sin \alpha_g \quad ,$$

$$\sinh_s = \sin \chi \sin \psi + \cos \chi \cos \psi \cos \Omega,$$

სადაც, h_s არის მზის ზენიტური კუთხე, Ψ - მზის მისრილობა; χ - გეოგრაფიული განედი,

$$\Omega = (1 - 12)\pi / 12 - \text{მზის საათობრივი კუთხე}; \quad \Psi_a = \arctg\left(\frac{\partial \delta}{\partial x} / \frac{\partial \delta}{\partial y}\right) + k\pi \quad \text{არის რელიეფის}$$

ნორმალის ჰორიზონტალურ ზედაპირზე პროექციის აზიმუტი, რომელიც აითვლება მერიდიანის ზედაპირიდან (ის ითვლება დადებითად სამხრეთის მიმართულებიდან საათის

მოდრაობით ათვლისას); $\alpha_g = \arctg\left(\left(\frac{\partial \delta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \delta}{\partial y}\right)^2\right)^{1/2}$ -ზედაპირზე მზის სხივების დაცემის

კუთხეა; a_0 და b_0 არიან ცნობილი მუდმივი სიდიდეები.

J გამოითვლება ბრენტის ცნობილი ფორმულით [40], რომელშიც გათვალისწინებულია ეფექტური გამოსხივების დამოკიდებულება რელიეფის სიმაღლისაგან კავკასიის რეგიონისათვის:

$$J = (1 + \beta(\delta)) \sigma_{\text{stbol}} f_g T_g (A_c - B_c q^{0.5}) ,$$

სადაც, A_c და B_c არის ემპირიული მუდმივები; σ_{stbol} სტეფან-ბოლცმანის მუდმივაა; f_g პარამეტრით განისაზღვრება თუ რამდენადაა ნიადაგის ზედაპირი რუხი; პარამეტრი $\beta(\delta)$ ასახავს ეფექტური რადიაციის ცლილებას რელიეფის სიმაღლის მიხედვით. ის გამოთვლება, ნაშრომში [41] მოყვანილი ცხრილების გამოყენებით მიღებული, კვადრატული ინტეგრაციული ფორმულების საშუალებით.

ამრიგად ამოცანა მდგომარეობს (1) – (3) განტოლებათა სისტემის ამოხსნაში (8) საწყისი და (9) - (13) სასაზღვრო პირობების გამოყენებით.

3.3. ამოცანის რიცხვითი ინტეგრირების ალგორითმი

ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის ამოცანის რიცხვითი ინტეგრირების ოპტიმალური სქემის შესარჩევად საჭიროა გათვალისწინებული იყოს როგორც ზოგადი, ასევე კონკრეტული მეტეოროლოგიური პროცესის დამახასიათებელი ჰიდროდინამიკური კრიტერიუმები. კერძოდ, სქემა უნდა იძლეოდეს ტალღების გავრცელებისა და ურთიერთქმედების, დიდი გრადიენტების მქონე ველების დროში ევოლუციის აღწერის საშუალებას მნიშვნელოვანი ხელოვნური სიბლანტის და არაწრფივი, არამდგრადი მოკლე ფიქტიური ტალღების ინდუცირების გარეშე, აწარმოებდეს ინტეგრირებას საკმაოდ დიდი დროის განმავლობაში, იყოს თვლის დროის მხრივ ეკომონიური და სხვა. ერთერთ ასეთ სქემას წარმოადგენს ფ. შუმანის და ჯ. ჰოვერმეილის მიერ დამუშავებული რიცხვითი სქემა [42,43]. ის არის დისპერსიული და არადისიპაციური, აკმაყოფილებს ზევით მოყვანილ ზოგიერთ თვისებებს და ამასთან, არის მეტად მოსახერხებელი რიცხვითი გამოკვლევების ჩატარებისათვის. აღნიშნული სქემის გამოყენებით შესრულებულმა გამოთვლებმა აჩვენეს, რომ ის ინახავს სისტემის სრულ ენერგიას დაახლოებით 5% სიზუსტით

აღნიშნულის შესაბამისად, (1) სისტემაში მოძრაობის, სითბოსგადატანის და უწყვეტობის განტოლებები იხსნება ფ. შუმანის ცხადი რიცხვითი სქემით [42, 43]. სინოტივის, წყლიანობისა და მტვერის კონცენტრაციის გადატანა-დიფუზიის და (2), (3) განტოლებები იხსნება კრანკლ-ნიკოლსონის არაცხადი სქემითა და გახლენის მეთოდის გამოყენებით [44]. (12) განტოლებათა სისტემის ინტეგრირებისათვის გამოყენებულია [39]-ში მოცემული მეთოდიკა.

ატმოსფეროში სასრულ სხვაობათა ბადე შედგება $118 \times 90 \times 31$ წერტილისაგან, ნიადაგში და ზღვაში - $118 \times 90 \times 20$ წერტილისაგან. ჰორიზონტალური ბიჯებია 2 კმ, ვერტიკალური ბიჯებია 1/31. ნიადაგში და ზღვაში ვერტიკალური ბიჯი უდრის 10 სმ-ს, დროითი ბიჯი 10 წმ-ია.

ჩამოვყალიბოთ ამოცანის ინტეგრირების რიცხვითი სქემა. ატმოსფეროში ამოცანის განსაზღვრის არე დაფვაროთ შემდეგი დროითი – სივრცითი ბადით:

$$x_k = k\Delta x; y_l = l\Delta y; \zeta_m = m\Delta \zeta; t_n = \Delta t; k = 0, 1, \dots, K - 1, K; \\ l = 0, 1, \dots, L - 1, L; m = 0, 1, \dots, M - 1, M; n = 0, 1, \dots, N - 1, N, \quad (15)$$

და (1) განტოლებათა სისტემის აპროქსიმაცია (15) ბადეზე მოვახდინოთ შემდეგი ალგორითმის სახით:

$$\bar{u}_t^n + \overline{u^{xy} u_x^y}^{xy} + \overline{v^{xy} u_x^x}^{xy} + \overline{\tilde{w}^{xy} u_\zeta^{xy}}^{xy} = -R \overline{T \bar{\phi}_x^y}^{xy} + g \overline{\Theta^{xy} \bar{z}_x^y}^{xy}$$

$$\begin{aligned}
& +\bar{u}^{xyxy} + \mu(\bar{u}_{xx}^{yy} + \bar{u}_{yy}^{xx}), \\
\bar{v}_t^t + \bar{u}^{xy} \bar{v}_x^{xy} + \bar{v}^{xy} \bar{u}_y^{xy} + \bar{w}^{xy} \bar{v}_\zeta^{xy} &= -RT \bar{\varphi}_y^{xy} + g \bar{\vartheta}^{xy} \bar{z}_y^{xy} \\
& - I \bar{v}^{xyxy} + \mu(\bar{v}_{xx}^{yy} + \bar{v}_{yy}^{xx}), \\
\varphi_\zeta &= \frac{g}{RT} \bar{\vartheta}^\zeta, \quad z_{k,l,m}^n = \zeta_m h_{k,l}^n + \delta_{k,l}, \quad (16)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\bar{\vartheta}_t^t + \bar{u}^{xy} \bar{\vartheta}_x^{xy} + \bar{v}^{xy} \bar{u}_y^{xy} + \bar{w}^{xy} \bar{u}_\zeta^{xy} &= S \bar{w}^{xyxy} + \mu(\bar{\vartheta}_{xx}^{yy} + \bar{\vartheta}_{yy}^{xx}) - \bar{\theta}_t^t, \\
w_{k,l,m}^n &= \zeta_m \bar{h}_t^{xyxy} + \bar{u}^{xy} z_x^{xy} + \bar{v}^{xy} z_y^{xy} + \bar{w}^{xy} h^{xy}.
\end{aligned}$$

უწყვეტობის განტოლების ინტეგრირებისა და ვერტიკალური სიჩქარის ანალოგის განსაზღვრისათვის გამოვიყენოთ სიჩქარეთა ბაროტროპული და ბაროკლინური მდგენელებად დაშლის მეთოდი [19]. ამ მიზნით შემოვიღოთ აღნიშვნები:

$$U = ue^{-\sigma}, V = ve^{-\sigma}, \bar{U} = \int_0^1 U d\zeta, \bar{V} = \int_0^1 V d\zeta, U' = U - \bar{U}, V' = V - \bar{V}.$$

მაშინ, (1) სისტემის მეოთხე განტოლებიდან და (10) ვერტიკალური სასაზღვრო პირობის გამოყენებით მივიღებთ:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = e^{\sigma h} (F(\bar{U}, \bar{V}) - \int_0^1 F(U', V') d\zeta), \quad (17)$$

$$\tilde{w} = \frac{1}{h} (\zeta (e^{\sigma h} - e^{\sigma h}) F(\bar{U}, \bar{V}) + e^{\sigma h} \int_0^1 F(U', V') d\zeta - e^{\sigma h} \int_0^1 F(U', V') d\zeta) \quad (18)$$

სადაც

$$F(a, b) = a \frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial a}{\partial x} - \sigma h a \frac{\partial \delta}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial y} + h \frac{\partial b}{\partial y} - \sigma h b \frac{\partial \delta}{\partial y}.$$

წარმოვადგინოთ (17) და (18) სასრულსხვაობიანი ანალოგები შემდეგი სახით:

$$\begin{aligned}
\bar{h}_t^{xyxy} &= \lambda^{\sigma h_{k,l}} (F_{k,l}(\bar{U}, \bar{V}) - \int_0^1 F_{k,l,m}(U', V') d\zeta), \\
\tilde{w}^{k,l,m} &= \frac{1}{h^{xyxy}} (\zeta_m (\lambda^{\sigma h_{k,l}} - \lambda^{\sigma_m h_{k,l}}) F_{k,l}(\bar{U}, \bar{V}) + e^{\sigma_m h_m} \int_0^{\zeta_m} F_{k,l,m}(U', V') d\zeta - \\
& e^{\sigma h_{k,l}} \int_0^1 F_{k,l,m}(U', V') d\zeta), \quad (19)
\end{aligned}$$

$$F_{k,l,m}(a, b) = \bar{a}^{xy} \bar{h}_x^{xy} + \bar{h}^{xy} \bar{a}_x^{xy} - \sigma \bar{h}^{xy} \bar{a}^{xy} \bar{\delta}_x^{xy} + \bar{b}^{xy} \bar{h}_y^{xy} + \bar{h}^{xy} \bar{b}_y^{xy} - \sigma \bar{h}^{xy} \bar{b}^{xy} \bar{\delta}_y^{xy}.$$

(16) და (19) ალგებრულ განტოლებებში ინტეგრალები გამოითვლებიან ტრაპეციის ფორმულით და გამოყენებულია შემდეგი აღნიშვნები:

$$\begin{aligned}
\bar{\psi}_t^t &= \begin{cases} (\psi_{k,l,m}^{n+1} - \psi_{k,l,m}^n) / 2\Delta t & \text{როცა } n > 0, \\ (\psi_{k,l,m}^1 - \psi_{k,l,m}^0) / 2\Delta t & \text{როცა } n = 0 \end{cases}, \\
\psi_x &= (\psi_{k+0.5,l,m}^n - \psi_{k-0.5,l,m}^n) / 2\Delta x, \quad \bar{\psi}^x = (\psi_{k+0.5,l,m}^n + \psi_{k-0.5,l,m}^n) / 2, \quad (20) \\
\psi_y &= (\psi_{k,l+0.5,m}^n - \psi_{k,l-0.5,m}^n) / 2\Delta y, \quad \bar{\psi}^y = (\psi_{k,l+0.5,m}^n + \psi_{k,l-0.5,m}^n) / 2,
\end{aligned}$$

$$\Psi_\zeta = (\Psi_{k,l,m+0.5}^n - \Psi_{k,l,m-0.5}^n) / 2\Delta\zeta, \bar{\Psi}^\zeta = (\Psi_{k,l,m+0.5}^n + \Psi_{k,l,m-0.5}^n) / 2\Delta\zeta.$$

ატმოსფეროში ორთქლის, წყლისა და მტვერის გადატანა- დიფუზიის განტოლების რიცხვითი ინტეგრირებისათვის გამოვიყენოთ გახლეჩის მეთოდი. ამისთვის ჩავწეროთ ეს განტოლებები ოპერატიული ფორმით

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + A\Psi - F = 0$$

$$\text{, როცა } t = 0. \quad (21) \quad \Psi = \Psi_0$$

სადაც

$$\Psi = \begin{pmatrix} q \\ m \\ c \end{pmatrix}, A = \begin{vmatrix} u \frac{\partial}{\partial x} - \mu \frac{\partial}{\partial x^2} & 0 & 0 \\ 0 & v \frac{\partial}{\partial y} - \mu \frac{\partial}{\partial y^2} & 0 \\ 0 & 0 & \tilde{w} \frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial}{\partial \zeta} \end{vmatrix}, F = \begin{vmatrix} -\varphi_{\text{con}} \\ \varphi_{\text{con}} - \frac{\partial N}{\partial t} \\ -\frac{\partial C}{\partial t} \end{vmatrix} \quad (22)$$

$\tilde{w} = \tilde{w}$ ორთქლისა და ღრუბლის წყლისათვის და $\tilde{w} = \tilde{w} - w_0/h$ მტვერის შემთხვევაში.

(21) - (23) -ის აპროქსიმირებისათვის გამოვიყენოთ კრანკ - ნიკოლსონოს სქემა და განტოლების სივრცული კოორდინატების მიმართ გახლეჩვის მეთოდი [47]. მაშინ, ინტეგრირების ალგორითმი ღრვის ნებისმიერი მცირე ინტერვალისათვის $t_n \leq t \leq t_{n+1}$ ოპერატიული ფორმით შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგი სახით [47]:

$$\frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+1/8} - \phi_{\text{ing},k,l,m}^n}{\tau/2} + \Lambda_x \frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+1/8} + \phi_{\text{ing},k,l,m}^n}{2} = 0$$

$$\frac{\Psi_{\text{ing},k,l,m}^{n+2/8} - \Psi_{\text{ing},k,l,m}^{n+1/8}}{\tau/2} + \Lambda_y \frac{\Psi_{\text{ing},k,l,m}^{n+2/8} + \Psi_{\text{ing},k,l,m}^{n+1/8}}{2} = 0$$

$$\frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+3/8} - \phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+2/8}}{\tau/2} + \Lambda_\zeta \frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+3/8} + \phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+2/8}}{2} = 0$$

$$\frac{\Psi_{\text{ing},k,l,m}^{n+5/8} - \Psi_{\text{ing},k,l,m}^{n+3/8}}{\tau} = f^{j+1/2} \quad (23)$$

$$\frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{nj+6/8} - \phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+5/8}}{\tau/2} + \Lambda_\zeta \frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{nj+6/8} + \phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+5/8}}{2} = 0$$

$$\frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+7/8} - \phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+6/8}}{\tau/2} + \Lambda_y \frac{\phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+7/8} + \phi_{\text{ing},k,l,m}^{n+6/8}}{2} = 0$$

$$\frac{\phi_{\text{ing } k,l,m}^{n+1} - \phi_{\text{ing } k,l,m}^{n+7/8}}{\tau/2} + \Lambda_x \frac{\phi_{\text{ing } k,l,m}^{n+1} + \phi_{\text{ing } k,l,m}^{n+7/8}}{2} = 0$$

Λ_x, Λ_y და Λ_ζ - შესაბამისი დიფერენციალური ოპერატორების სასრულ სხვაობიანი ანალოგებია, რომლებიც უზრუნველყოფენ სქემის მონოტონურობასა და განისაზღვრებიან შემდეგი ფორმულებით:

$$\Lambda_x = \frac{1}{2\Delta x} (U^- \Psi_{\text{ing } k+1,l,m} - U^0 \Psi_{\text{ing } k,l,m} - U^+ \Psi_{\text{ing } k-1,l,m}) - \frac{\mu}{\Delta x^2} (\Psi_{\text{ing } k+1,l,m} - 2\Psi_{\text{ing } k,l,m} + \Psi_{\text{ing } k-1,l,m}),$$

$$\Lambda_y = \frac{1}{2\Delta y} (V^- \Psi_{\text{ing } k,l+1,m} - V^0 \Psi_{\text{ing } k,l,m} - V^+ \Psi_{\text{ing } k,l-1,m}) - \frac{\mu}{\Delta y^2} (\Psi_{\text{ing } k,l+1,m} - 2\Psi_{\text{ing } k,l,m} + \Psi_{\text{ing } k,l-1,m}),$$

$$\Lambda_\zeta = \frac{1}{2\Delta \zeta} (\tilde{W}^- \Psi_{\text{ing } k,l,m+1} - \tilde{W}^0 \Psi_{\text{ing } k,l,m} - \tilde{W}^+ \Psi_{\text{ing } k,l,m-1}) - \frac{1}{h_{k,l} \Delta \zeta^2} (v_{m+1/2} \Psi_{\text{ing } k,l+1,m} - (v_{m+1/2} + v_{m-1/2}) \Psi_{\text{ing } k,l,m} + v_{m-1/2} \Psi_{\text{ing } k,l-1,m}),$$

$$\text{სადაც } U^- = 0.5(u + |u|), \quad U^0 = |u|, \quad U^+ = 0.5(u - |u|), \quad V^- = 0.5(v + |v|),$$

$$V^0 = |v|, \quad V^+ = 0.5(v - |v|), \quad W^- = 0.5(\tilde{w} + |\tilde{w}|),$$

$$W^0 = |\tilde{w}|, \quad W^+ = 0.5(\tilde{w} - |\tilde{w}|).$$

(2) და (3) განტოლებათა სისტემის აპროქსიმაცია ხდება კრანკ - ნიკელსონის არაცხადი რიცხვითი სქემით, მუდმივი ბიჯის მქონე ერთგანზომილებიან სივრცით ბადეზე:

$t = n\Delta t$; $z_k = k\Delta z$ ($n = 0, 1, \dots, N-1, N$; $k = 0, -1, \dots, -K_g + 1, -K_g$) შემდეგი სახით:

$$\begin{aligned} \frac{C_k^{n+1} - C_k^n}{\Delta t} &= \frac{1}{2\Delta z^2} [(D_{k+1/2}^n C_{k+1}^{n+1} - (D_{k+1/2}^n + D_{k-1/2}^n) C_k^{n+1} + D_{k-1/2}^n C_{k-1}^{n+1}) + \\ & (D_{k+1/2}^n C_{k+1}^n - (D_{k+1/2}^n + D_{k-1/2}^n) C_k^n + D_{k-1/2}^n C_{k-1}^n)] - \frac{E_{k+1}^n - 2E_k^n + E_{k-1}^n}{2\Delta z} \\ \frac{T_{\text{soil } k}^{n+1} - T_{\text{soil } k}^n}{\Delta t} &= \frac{1}{2\Delta z^2} [K_{\text{soil } k}^n (T_{\text{soil } k+1}^{n+1} - 2T_{\text{soil } k}^{n+1} + T_{\text{soil } k-1}^{n+1}) + \\ & K_{\text{soil } k}^n (T_{\text{soil } k+1}^n - 2T_{\text{soil } k}^n + T_{\text{soil } k-1}^n)] \\ \frac{T_{\text{sea } k}^{n+1} - T_{\text{sea } k}^n}{\Delta t} &= \frac{1}{2\Delta z^2} [K_{\text{sea } k}^n (T_{\text{sea } k+1}^{n+1} - 2T_{\text{sea } k}^{n+1} + T_{\text{sea } k-1}^{n+1}) + \\ & K_{\text{sea } k}^n (T_{\text{sea } k+1}^n - 2T_{\text{sea } k}^n + T_{\text{sea } k-1}^n)] - 1/c\rho_{\text{sea}} (\partial I_{\text{sum}} / \partial z)_k \end{aligned} \quad (24)$$

(8) – (13) საწყის და სასაზღვრო პირობებში წარმოებულები აპროქსიმირდება ცენტრალური სხვაობით. განტოლებათა სისტემა (12) აპროქსიმირდება და რიცხობრივად ინტეგრირდება მეთოდით მოცემულიც მოცემულია [39]-ში.

(16), (19), (22) ალგებრული განტოლებათა სისტემები აპროქსიმირებენ შესაბამის დიფერენციალურ განტოლებათა სისტემებს დროისა და სივრცის მიხედვით მეორე რიგის სიზუსტით, (23) დროის მიხედვით მეორე რიგის სიზუსტით, ხოლო სივრცული კორდინატის

მიხედვით პირველი რიგის სიზუსტით. აპროქსიმაციის შედეგად მიიღება ალგებრულ განტოლებათა სისტემა, რომლებიც გამოითვლებიან პირდაპირ ან ფაქტორიზაციის მეთოდით.

ამოცანის რიცხვითი რეალიზაცია განხორციელებულია $236 \times 180 \text{ კმ}^2$ ფართობის კავკასიის რეგინში $118 \times 90 \times 31$ წერტილისაგან შემდგარ ბადეზე. მოდელიში გამოყენებულ პარამეტრთა მნიშვნელობებია: $R = 287 \text{ მ}^3 \text{ ს}^{-2} / \text{K}$; $g = 10 \text{ ms}^{-2}$; $l = 10^{-4} \text{ ს}^{-1}$; $\Delta t = 60 \text{ s}$; $\sigma = 10^{-4} \text{ მ}^{-3}$; $T_0 = 270^\circ \text{ K}$; $\Delta T = 20^\circ \text{ C}$; $\Delta x = \Delta y = 50000 \text{ მ}$; $K = 26$; $L = 24$; $\chi = 42^\circ$; $M = 16$; $\Delta \theta = 40^\circ \text{ C}$; $E_{\text{max}} = 1,5 \times 10^{-8} \text{ მ/წმ}$; $D_{\text{max}} = 15 \times 10^{-8} \text{ მ}^2 / \text{წმ}$; $\Delta \zeta_0 = 10^{-2}$; $m_{\text{max}} = 2 \times 10^{-4}$; $K_{\text{sea}} = 15 \times 10^{-6} \text{ მ}^2 / \text{წმ}$; $K_{\text{soil}} = 3 \times 10^{-7} \text{ მ}^2 / \text{წმ}$; $\rho_{\text{sea}} = 1,1 \text{ გ/სმ}^3$; $a_0 = 1,396 \times 10^3 \text{ ვტ/მ}^2$; $b_0 = 10,2094 \times 10^3 \text{ ვტ/მ}^2$; $A_\lambda = 0,15$ ზღვისა და $A_\lambda = 0,2$ ნიადაგის შემთხვევაში; $A_{g,q} = 1,1$; $A_u = 1,6$; $A_e = 0,39$; $B_e = 0,058$; $f_g = 0,9$; $C_{\text{por}} = 0,3$; $C_{\text{con}} = 0,01$; $Z_{\text{soil}} = Z_{\text{sea}} = 1 \text{ მ}$; $\text{rad} = 0,0023 \text{ მ}^{-1}$; $\Delta z = 0,05 \text{ სმ}$; $\zeta_1 = 3/16$; $\delta_0 = 100 \text{ მ}$; $c_p = 1,005 \times 10^3 \text{ ჯ/კგ გრად}$; $c_{\rho_{\text{soil}}} = 0,4 \text{ კალ/სმ}^3 \text{ გრად}$; $c_{\text{sea}} = 4,09 \text{ ჯ/გ გრად}$; $L = 2,5 \times 10^6 \text{ ჯ/კგ}$; მზის დახრილობა $\psi = 22^\circ$ რაც შეესაბამება ივნისის თვეს.

განხილული იქნა ზაფხულის უდრუბლო ამინდი, რომლის დროსაც რეგიონში ქრის ფონური დასავლეთის ქარი. შესაბამისად რიცხვით ექსპერიმენტში გამოყენებულია მეტეოროლოგიური სიდიდეების შემდეგი საწყისი და ფონური მნიშვნელობები:

$$h(t, x, y) = 12000 - \delta(x, y); \quad \mathcal{S}' = q(0, x, y, \zeta) = m = 0;$$

$$\theta(t, x, y, \zeta) = [T_0 + \Delta T_y(90-y)/180 + \Delta T_x(59-x)/236] / \bar{T};$$

$$\phi(t, x, y, \zeta) = (U_{\text{Fon}} y + V_{\text{Fon}} x) * 10^{-4} / RT + \frac{gh}{RT} \int_{\zeta_1}^{\zeta} \theta \zeta;$$

$$T_{\text{sea}}(0, x, y, z) = 273 + T_0 + \Delta T_{y,\text{sea}}(90-y)/180 + \Delta T_{x,\text{sea}}(59-x); \quad (25)$$

$$M(t, x, y, \zeta) = 0; \quad T_{\text{soil}}(0, x, y, z) = 273 + T_0 + \Delta T_{y,\text{soil}}(90-y)/180 + \Delta T_{x,\text{soil}}(59-x);$$

$$C(0, x, y, z) = \begin{cases} C_{\text{por}}, & \text{if } z = \delta \\ C_1, & \text{if } z < \delta \end{cases} \quad Q = 0.80 \times .622E / \bar{P};$$

$$C(z_1) = 0.001 + 0.299 \cos(1.57z_1 / H);$$

$$Q = 0.80 \times .622E / \bar{P}; \quad E = 100 \times 6.11 \times 10^{7.62 \frac{t-273.2}{t-31.1}};$$

$$C_{\text{pol}} = C_{0,\text{pol}}, \text{ როცა } (x, y) \in \Omega_{\text{town}} \text{ da } C = 0 \text{ როცა } (x, y) \notin \Omega_{\text{town}}$$

სადაც, $C_{0,\text{pol}}$ ქალაქებში 2 მ სიმაღლეზე მტვერის კონცენტრაციაა, Ω_{town} ქაერის დამაბინძურებელი ქალაქების ტერიტორიაა. T_0 , ΔT_x , ΔT_y , $\Delta T_{x,\text{sea}}$, $\Delta T_{y,\text{sea}}$, $\Delta T_{x,\text{soil}}$, $\Delta T_{y,\text{soil}}$ ატმოსფეროსტემპერატურის საშუალო თვიური მნიშვნელობა და ფონური ტემპერატურის გრადიენტების მნიშვნელობებია წყლის და ნიადაგის ზედაპირებზე, შესაბამისად ($\Delta T_{x,\text{sea}} = \Delta T_{x,\text{soil}} = 0$; $\Delta T_{y,\text{sea}} = \Delta T_{y,\text{soil}} = 6 * 10^{-6} * \text{C} * \text{მ}^{-1}$); U_{Fon} , V_{Fon} ფონური ქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების მნიშვნელობებია ტროპოპაუზაზე. მოცემული

თერმობარიული ველის შესაბამისი ფონური ქარის ზონალური მდგენელი,

$$v = \left(\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} - g(1+0.61q) \vartheta \frac{\partial z}{\partial x} \right) / 1, \quad v = \left(\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} - g(1+0.61q) \vartheta \frac{\partial z}{\partial x} \right) / 1, \quad (26)$$

ზემოთ მოყვანილი პარამეტრების მნიშვნელობების შესაბამისად, (25) და (26) ფორმულებით გამოთვლილი ვფუნქციები განსაზღვრავენ მეტეოროლოგიური ველების საწყის და ფონურ მნიშვნელობებს.

ჩატარებულმა რიცხვითი ექსპერიმენტმა აჩვენა, რომ გამოთვლების დაწყებიდან დაახლოებით 5 სთ-ის საათის განმავლობაში მიმდინარეობს ადაპტაციის პროცესი. ადაპტაციის პროცესის განმავლობაში დედამიწის ზედაპირზე ჯამური რადიაციის ნაკადი მუდმივია და მისი სიდიდე უდრის ადგილობრივი დროით 0 საათის შესაბამის მნიშვნელობას. ადაპტაციის ინტერვალის დასასრულს, გამოთვლებით მიღებული

$u, v, h, \vartheta', q', m', T_{soil}, T_{sea}, C$ საძიებელ ფუნქციათა მნიშვნელობები განიხილება საწყისად და ინტეგრირება გრძელდება (14) გამოსახულებით განსაზღვრული ჯამური რადიაციის ცვლილების პირობებში.

4. კახეთის რეგიონში მიწისაწმენდის ატმოსფერული პროცესების და დამტვერების მოდელირების შედეგები

4.1. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვრიანობის გავრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. პარამეტრები $u_{fon} = -23.2$ მ/წმ; $v_{fon} = 0$; $\Delta T_x = 0$; $\Delta T_y = -7.5 \cdot 10^{-6}$ გრად/მ;

ფონური ქარის სიჩქარე გამოთვლილია გეოსტროფიული ქარის განტოლებებზე და მისი მნიშვნელობა იზრდება 1 მ/წმ-დან 25 მ/წმ-დე 10 მ სიმაღლიდან ტროპოპაუზის დონეზე. გამოთვლებით მიღებული მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილებების სურათები, როცა $t = 0$ სთ, ნაჩვენებია ნახ. 4.1 - 4.10 - ზე.

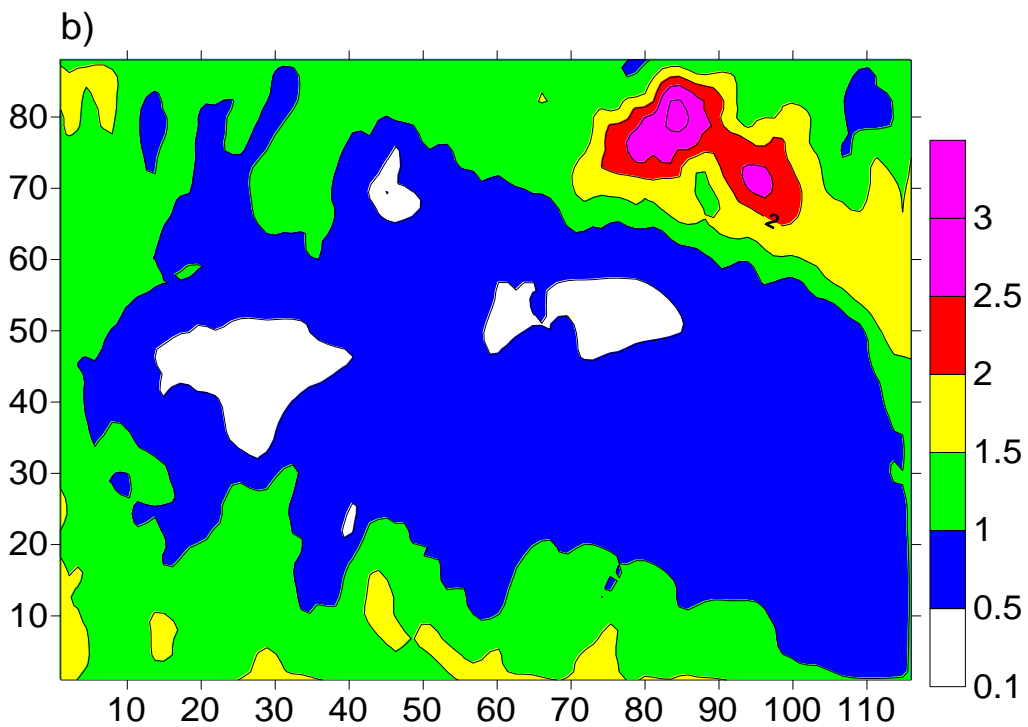
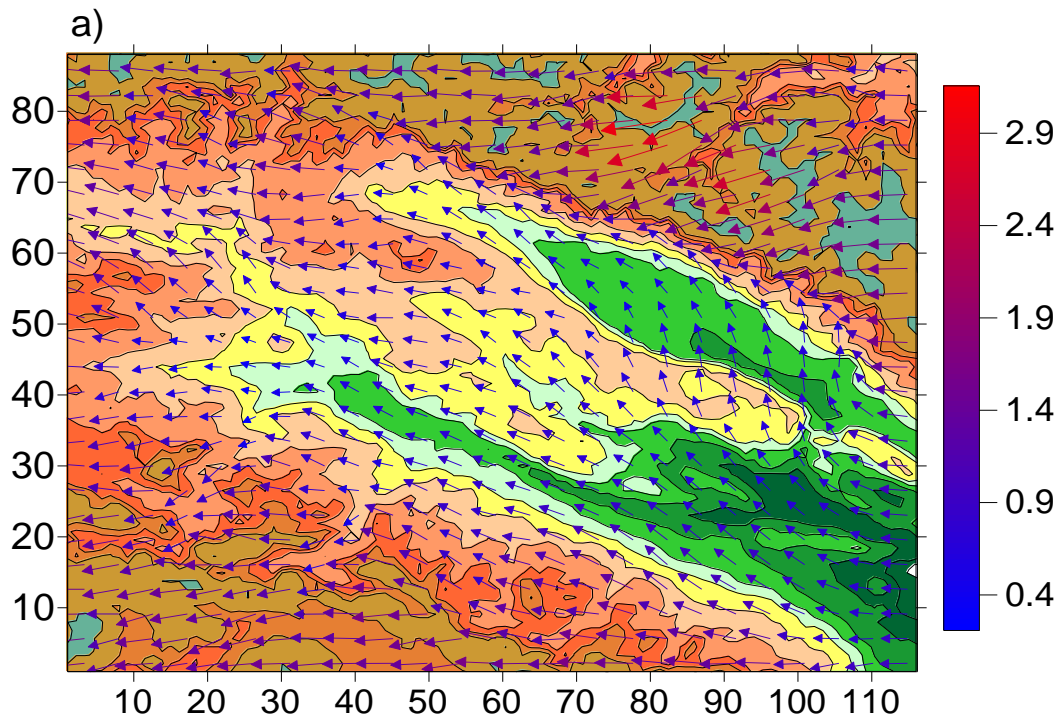
ნახ. 4.1.1a) და b) -ზე მოცემულია ქარის სიჩქარის ვექტორის და სიჩქარის მოდულის განაწილება მიწის ზედაპირიდან $z = 10$ მ სიმაღლეზე. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მიწისპირა ქარის სიჩქარე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 0-დან 3 მ/წმ-მდე. ელდარის დაბლობზე, შირაქის, ალაზნის ქართლის ვაკეებზე, ჯეირანის ვაკეზე ქარის სიჩქარე არ აღემატება 1 მ/წმ-ს. 2 - 3 მ/წმ სიჩქარე მიღებულია კავკასიონისა და თრიალეთის ქედების და მათ მიმდებარე ტერიტორიებზე. შტილს ადგილი აქვს სამ რაიონში - ალაზნის ვაკის ჩრდილოეთ ნაწილში, პანკისის ქედის და ქართლის ვაკეზე, ლოჭინის ხეობის მიმდებარე ტერიტორიებზე.

ლოკალური რელიეფის გავლენა გამოხატულია ქარის მიმართულების ცვლილებაშიც. რეგიონის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში ელდარის დაბლობისა და შირაქის ვაკის ტერიტორიაზე აღმოსავლეთის ქარის მიმართულება თანდათანობით იცვლება და მდ. ალაზნის ქვედა წელში, მინგეჩაურის წყალსაცავის მიმდებარე ტერიტორიაზე გადაიქცევა სამხრეთის ქარად. შემდგომ, აღნიშნული ნაკადი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობის გავლენით კვლავ იცვლის მიმართულებას და გადაიქცევა სამხრეთ-აღმოსავლეთის სუსტ ქარად. რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში დომინირებს ფონური აღმოსავლეთის ქარი. რეგიონის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში თრიალეთის ქედის ლოკალური ოროგრაფიის გავლენით ფორმირებულნი არიან ცალკეული მცირე ჰაერის ნაკადები, რომლებიც მიუყვებიან შედარებით ვიწრო ხეობებს.

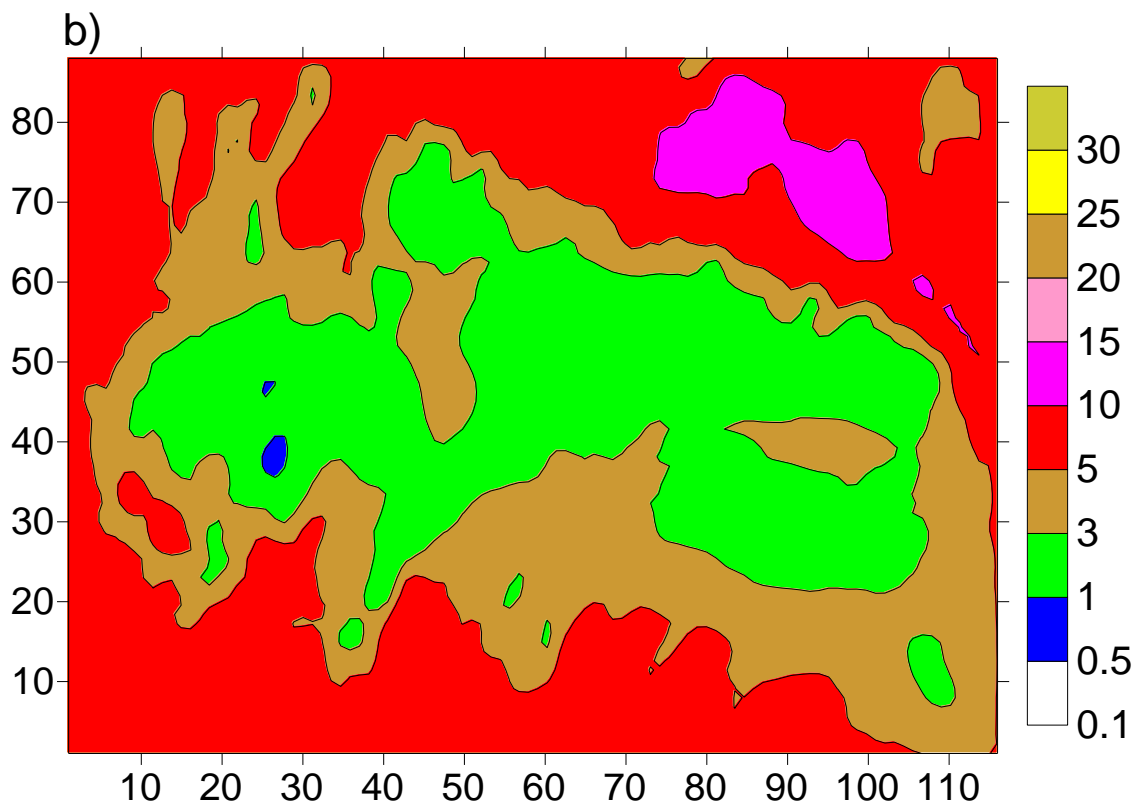
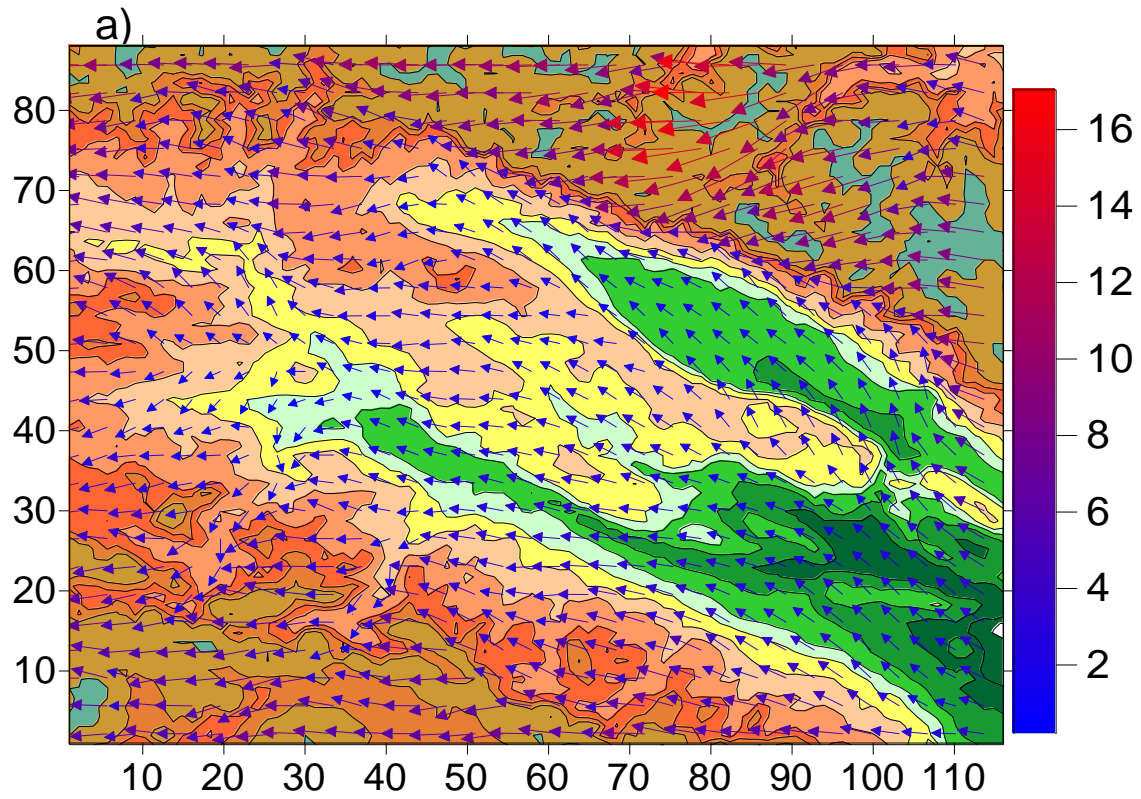
ნახ. 4.1.2a) და b) -ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის განაწილება მიწის ზედაპირიდან $z = 100$ მ სიმაღლეზე $t = 0$ მომენტისათვის. როგორც ნახაზებიდან ჩანს, ქარის მიმართულება მინგეჩაურის წყალსაცავის მიდამოებში, მდინარეების ალაზნისა და მტკვრის გასწვრივ ემთხვევა დაბლობი ტერიტორიების ორიენტაციებს. ამ ტერიტორიებზე სიჩქარის მოდული იცვლება 0.5-3 მ/წმ ინტერვალის ფარგლებში. ანალოგიური სურათია მიღებული თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში არსებულ განიერ ხეობებშიც. მაღლობ ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე რელიეფის სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება და მთავარ კავკასიონის ქედზე მდებარე 3კმ სიმაღლის მწვერვალის მიდამოებში ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მისი მოდული აღწევს 10 - 15 მ/წმ-ს.

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზევით, თავისუფალ ატმოსფეროში რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარის სივრცულ განაწილებაზე მნიშვნელოვნად მცირდება (ნახ. 3.1.3). მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას სიჩქარის სიდიდე იზრდება, მიმართულება კი უახლოვდება ფონურ მიმართულებას. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე 6 - 12 მ/წმ-ის ფარგლებშია, 6 კმ-ის ზევით 11-17 მ/წმ-ის ფარგლებში. ერთსა და იმავე დონეზე ქარის ზედაპირული განაწილება არაერთგვაროვანია. მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ

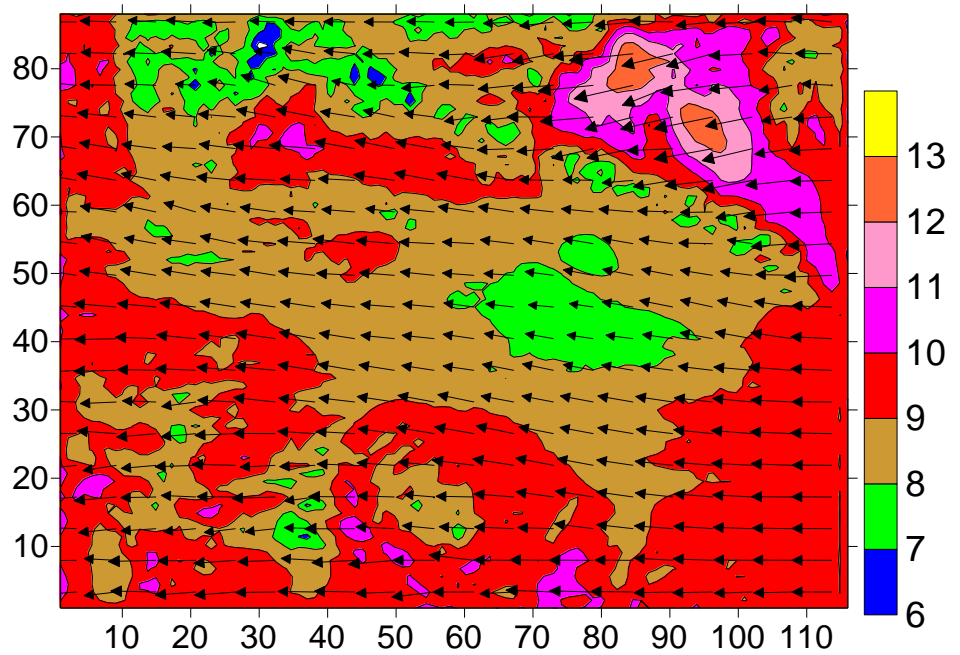
ფერდობზე მდებარე ზოგიერთი მწვერვალის მიდამოებში ქარის სიჩქარის სიდიდე მცირეა, ხოლო დიდია როგორც ვაკე, ასევე მთიანი ტერიტორიების თავზე.



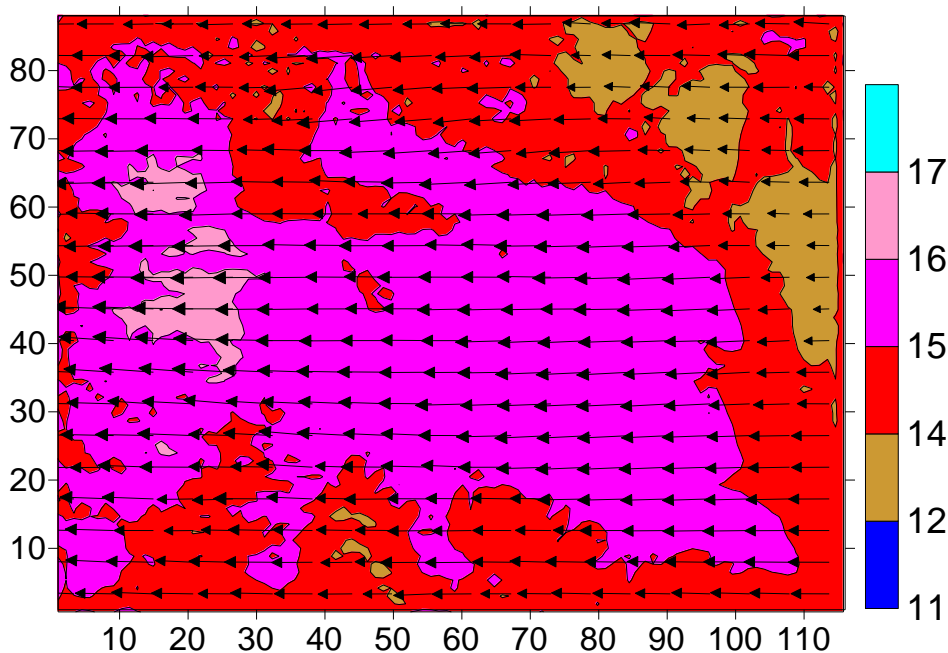
ნახ 4.1.1. ა), ბ). კახეთის რეგიონის რელიეფი და მიწისპირა (10 მ) ქარის ვექტორი – (ა) და მოდული – (ბ), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ.3.12. ა), ბ). კახეთის რეგიონის რელიეფი და ქარის სიჩქარის ვექტორი მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე (100 მ) - (ა) და ქარის სიჩქარის მოდული - (ბ), როცა $t = 0$ სთ.

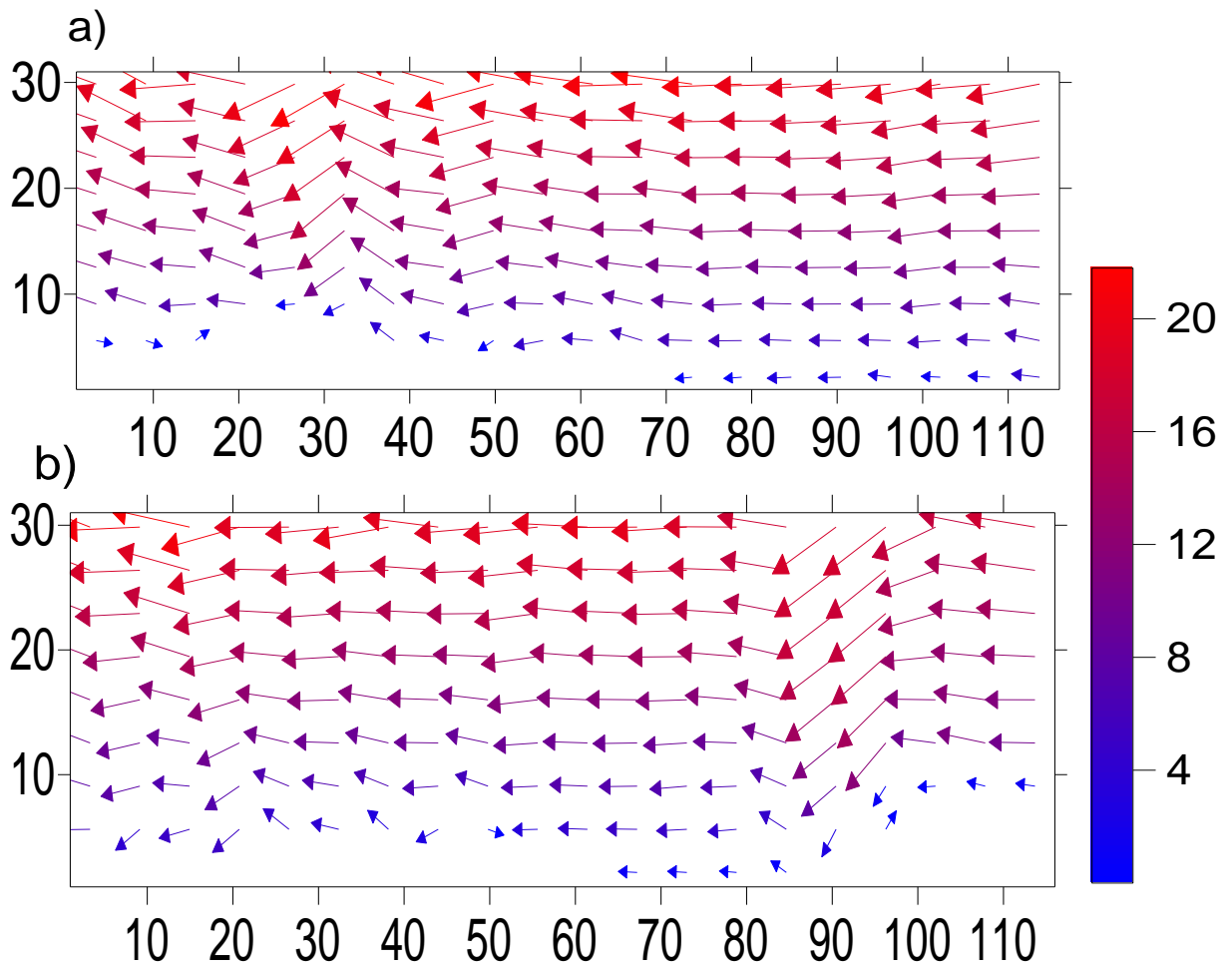


b)

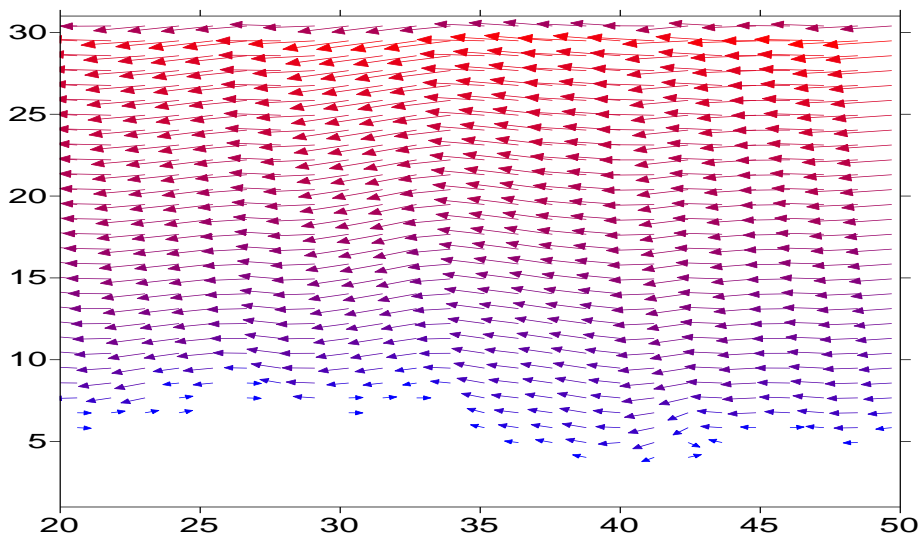


ნახ. 4.13. ა), ბ). ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული ზღვის დონიდან 3 კმ (ა) და 6 კმ სიმაღლეზე (ბ), როცა $t = 0$ სთ.

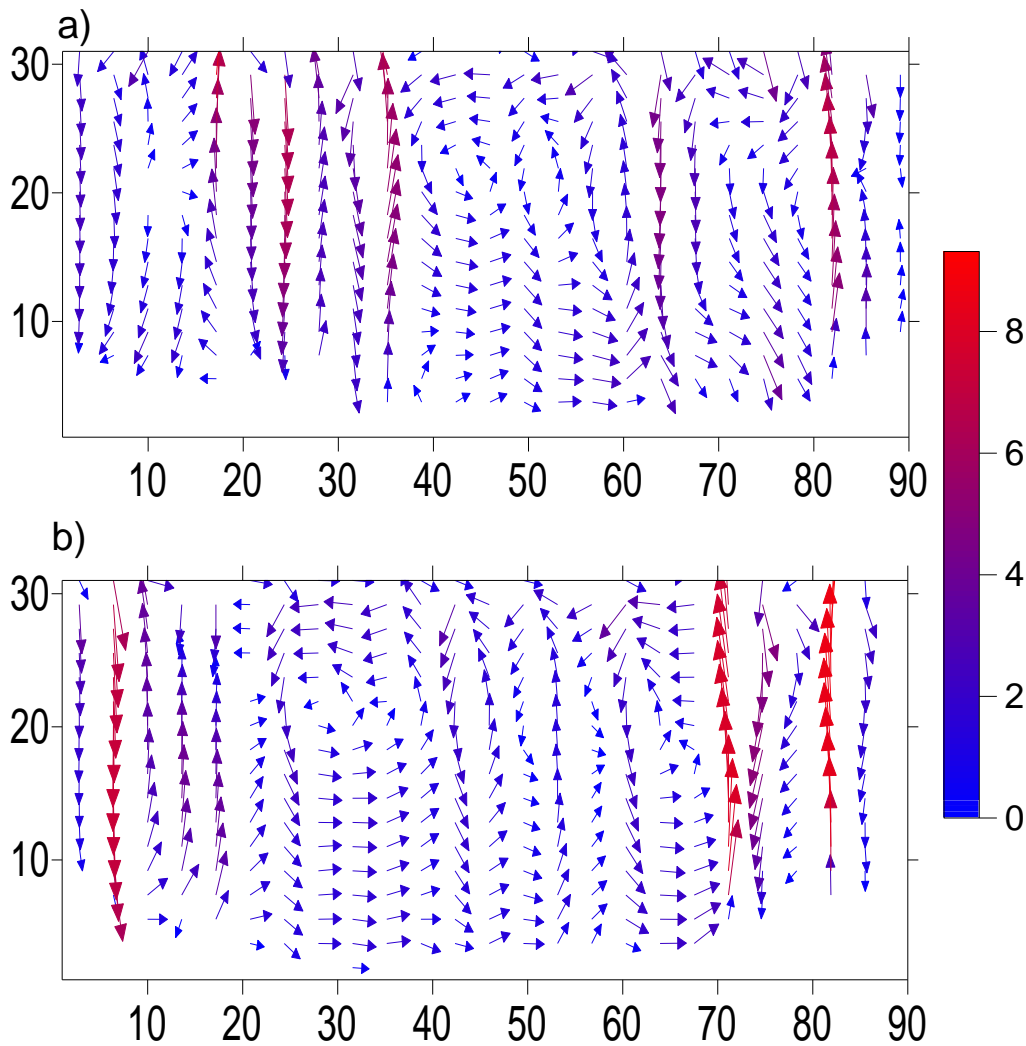
ნახ. 4.14, 4.15 – ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის განაწილება XOZ სიბრტეში. ნახაზიდან ჩანს, რომ ადგილი აქვს ჰაერის ნაკადის მიერ რელიეფის გარსდენის მოვლენას, რომელსაც ცალკეულ პუნქტებში თან სდევს ლოკალური მასშტაბის ვერტიკალური გრიგალური სტრუქტურების წარმოშობა. ქარის სიჩქარის ვერტიკალური გრიგალები ასევე მიღებულია მერიდიანულ კვეთებში (ნახ. 4.16). მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ ისინი ფორმირებულნი არიან ზედა ტროპოსფეროში და მათი ზომები აღემატება პარალელის გაწვრივ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მიღებული გრიგალების ზომებს. ვერტიკალური გრიგალების არსებობა რელიეფის გარსდენის დროს თეორიულად მიღებული იყო ადრე არა ერთი მკვლევარის [45, 46] მიერ.



ნახ. 4.14. ქარის სიჩქარის განაწილება XOZ სიბრტყეში, როცა $Y = 20$ - ა) და $Y = 60$ - ბ).



ნახ. 4.15. ქარის სიჩქარის ზონალური გასწვრივი მდგენელის განაწილება XOZ სიბრტყეში, როცა $Y = 20$ და $20 \leq X \leq 50$, როცა $t = 0$ სთ.

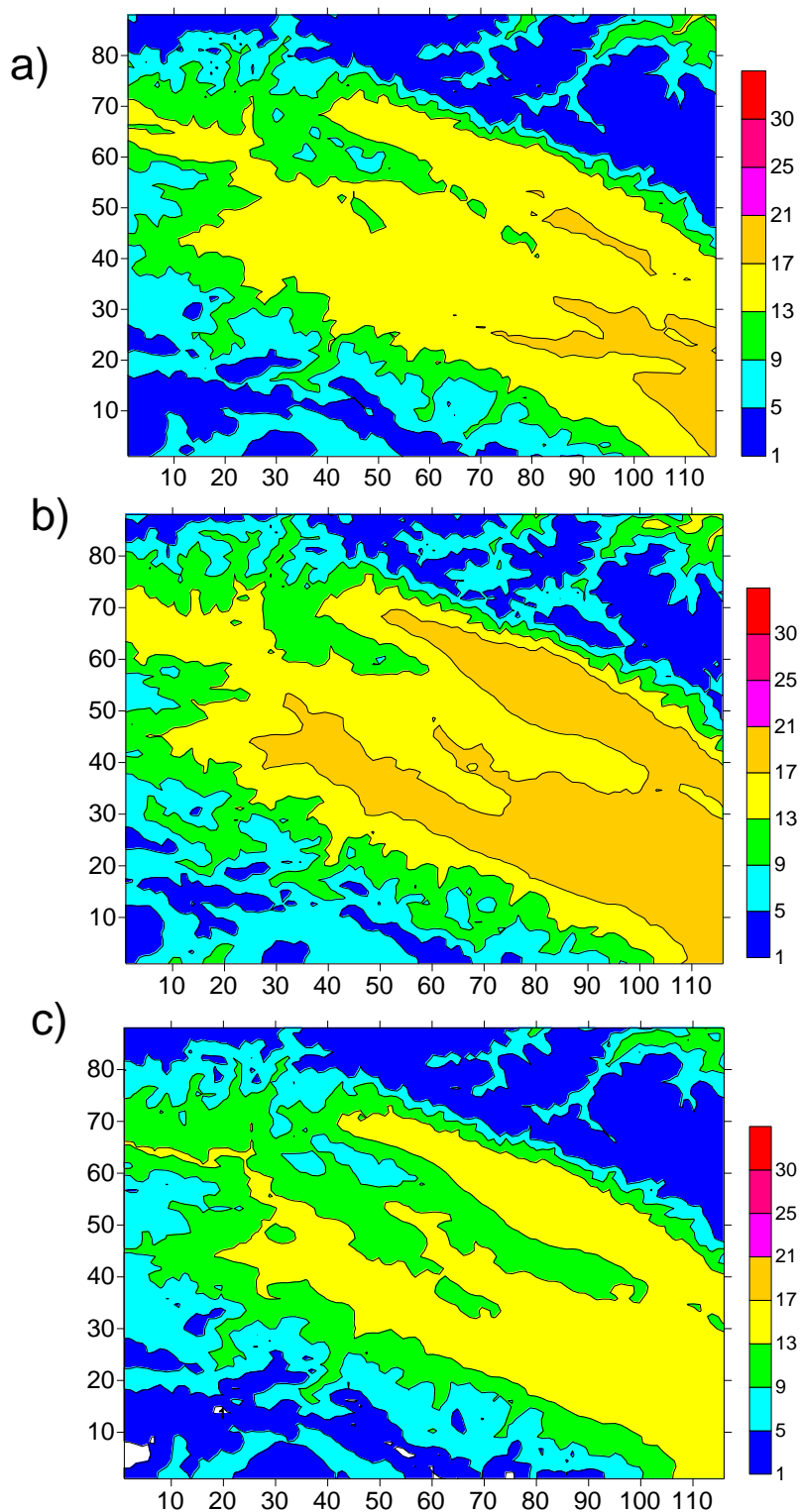


ნახ. 4.1.6. –ქარის სიჩქარის განაწილება მერიდიანალურ YOZ სიბრტყეში, როცა X= 20 - a) და X= 60 - b), როცა t= 0 სთ.

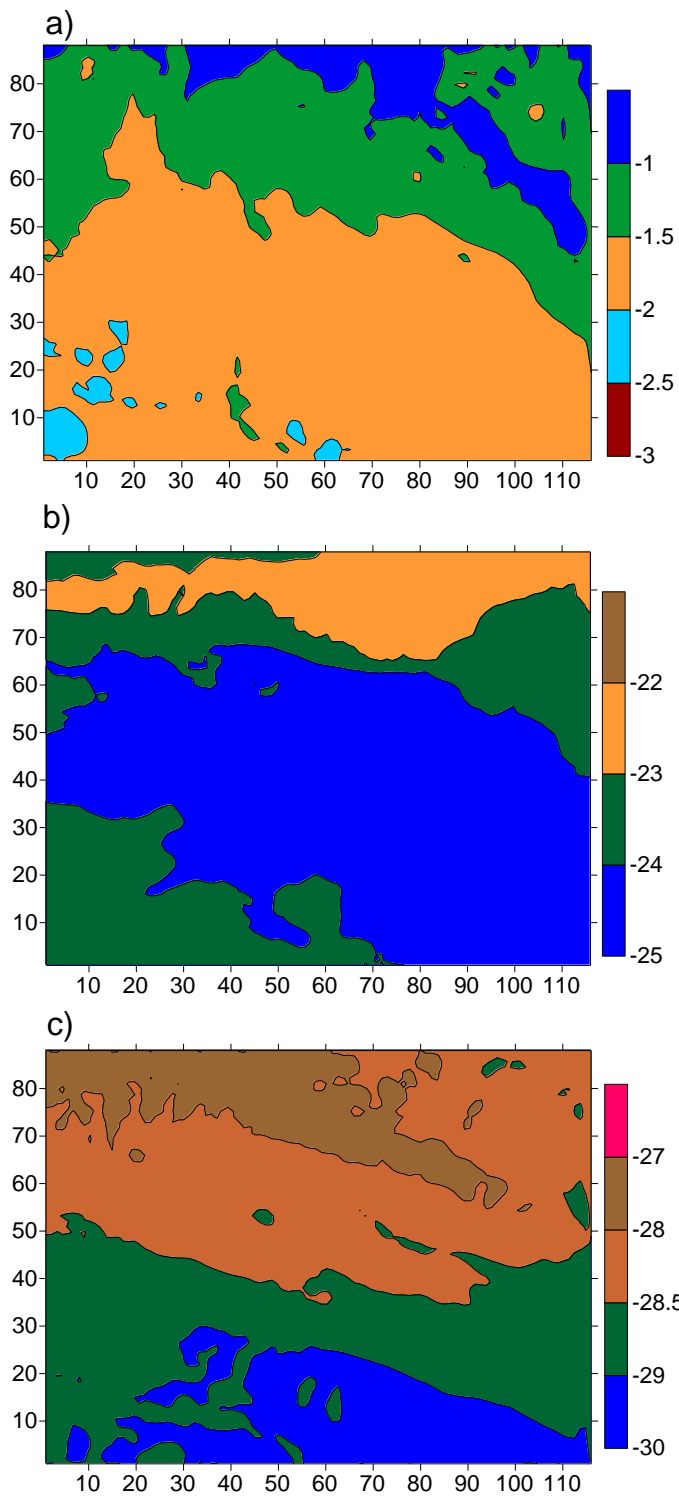
ნახ. 4.1.7-ზე ნაჩვენებია ტემპერატურული ველის განაწილება ნიადაგის ზედაპირზე და ატმოსფეროში ნიადაგის ზედაპირიდან z=2 და 200 მ სიმაღლეებზე. ნახაზიდან ჩანს, რომ როცა t = 0 სთ, ჰაერი ყველაზე უფრო თბილია მეტეოროლოგიური ბუდრუგანის დონეზე, მინგეჩაურის წყალსაცავის ზედაპირზე და მდ. მტკვრისა და ალაზნის გასწვრივ მცირე ტერიტორიებზე. სხვა არეებში განსხვავება ქვეყნული ზედაპირის ტემპერატურასა და ტემპერატურისაგან 2 მ სიმაღლეზე აღწევს 7-8 °C. ზოგადად ტემპერატურული ველის პორიზონტალური განაწილება 2 მ სიმაღლეზე და ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე თვისობრივად ერთმანეთის ანალოგიურია. განსხვავება რაოდენობრივია – ზოგიერთ არეში ტემპერატურა 100 მ სიმაღლეზე ტოლია 2 მ სიმაღლეზე მიღებული ტემპერატურის, ზოგიერთ არეში კი რამდენიმე გრადუსით ნაკლებია მასზე. ე.ი. მიწისპირა ფენაში ატმოსფეროს ტემპერატურული სტრატეფიკაცია არაერთგვაროვანია. მდებარეობის მიხედვით სტრატეფიკაცია შეიძლება იყოს სუსტად მდგრადი, განურჩეველი ან არამდგრადი.

ტროპოსფეროში ტემპერატურული ველი პორიზონტალური მიმართულებებით ნაკლებად ცვალებადია (ნახ. 4.1.8). მისი მერიდიანული გრადიენტი არ აღემატება 2-3 გრადუსს 100კმ მანძილზე, თანაც გრადიენტის მიმართულება იცვლება სიმაღლის ზრდის მიხედვით. 3 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურის გრადიენტი მიმართულია ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. 6 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურა მაქსიმალურია რეგიონის ცენტრალურ

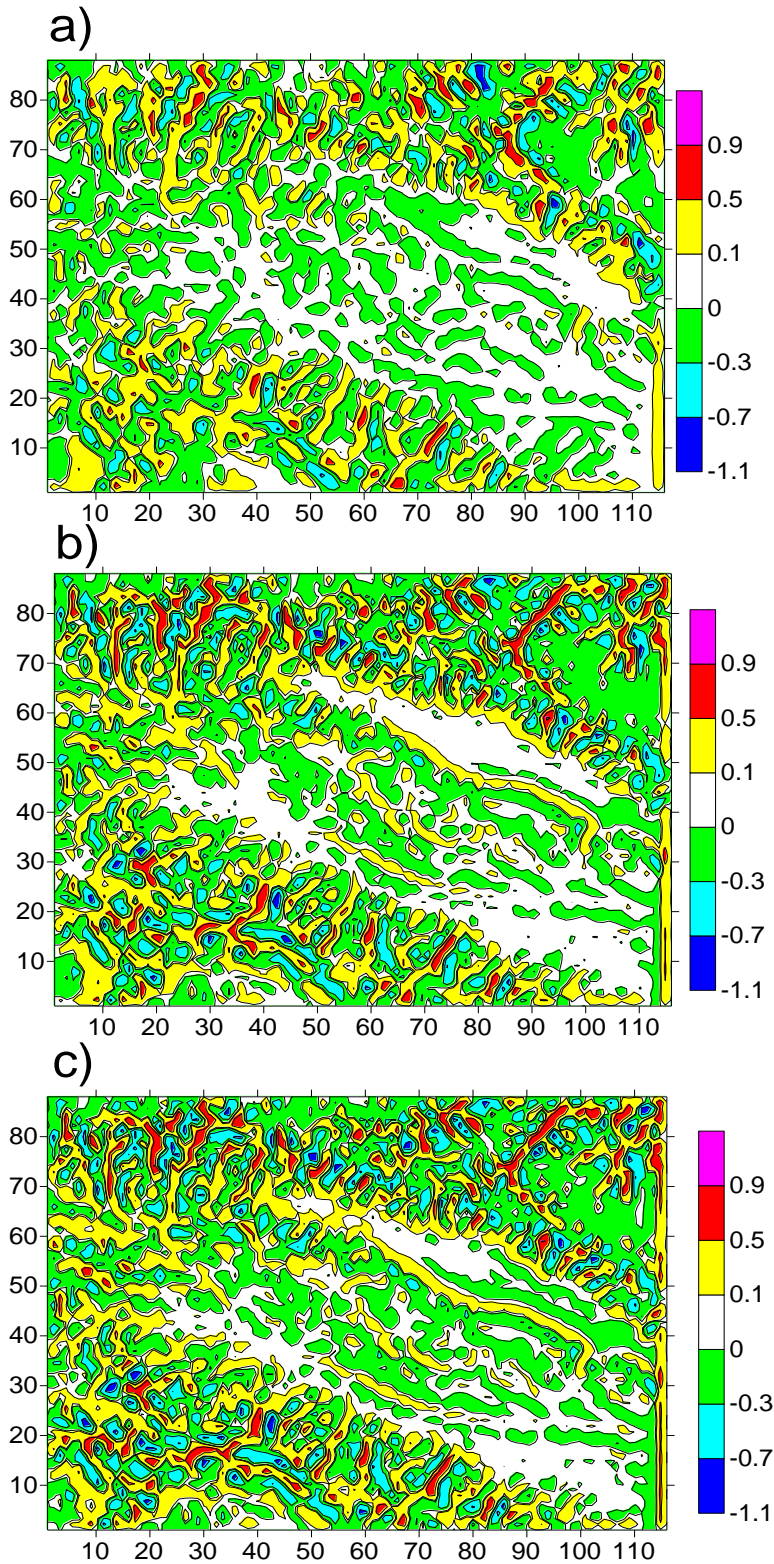
ნაწილში და მცირდება როგორც სამხრეთის, ასევე ჩრდილოეთის მიმართულებით, 8 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურის გრადიენტი მიმართულია სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ (ნახ.4.1.9)



ნახ. 4.1.7. ტემპერატურის ველი (°C) ნიადაგის ზედაპირზე - a), ატმოსფეროში 2 მ იმაღლეზე - b) და მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე 100მ სიმაღლეზე - c), როცა $t = 0$ სთ.



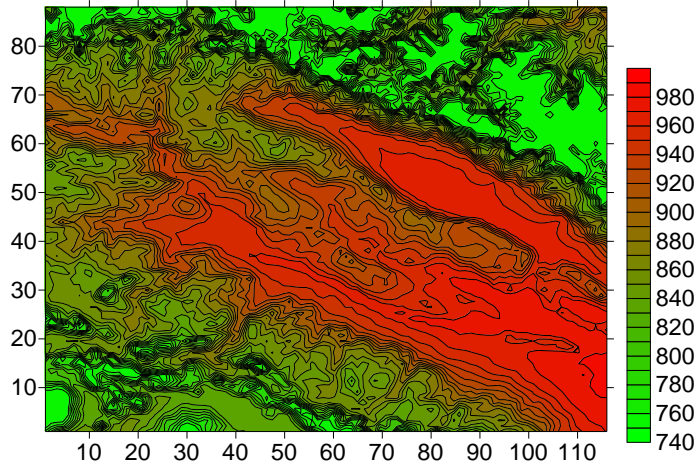
ნახ. 4.1.8. ტემპერატურის ველი ($^{\circ}\text{C}$) ზღვის დონიდან 3კმ - a), 6 კმ - b) და 8კმ სიმაღლეებზე - c), როცა $t=0$ სთ.



ნახ. 3.19 ვერტიკალური სიჩქარის ველი (მ/წმ) ზღვის დონიდან 3 კმ - a), 6 კმ -b) და 8კმ სიმაღლეებზე -c), როცა $t = 0$ სთ.

ნახ. 4.1.10 - ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ვერტიკალური სიჩქარის ველი. ნახაზიდან ჩანს, რომ მას გააჩნია γ -მეზომასშტაბის სტრუქტურა, რომელშიც ერთმანეთს ენაცვლებიან აღმაავალი და დაღმაავალი დინებები. მდინარეების ალაზნის, იორის, მტკვარის გასწვრივ და ცივ გომბორის ქედის მიდამოებში ვერტიკალური სიჩქარეების მნიშვნელობები

იცვლება -0.3-დან 0.5 მ/წმ-მდე. ხოლო მთავარი კავკასიონის ქედის ცალკეული ხეობების და ქედების მიდამოებში ვერტიკალური სიჩქარის მოდულები 1 მ/წმ-დე აღწევენ.

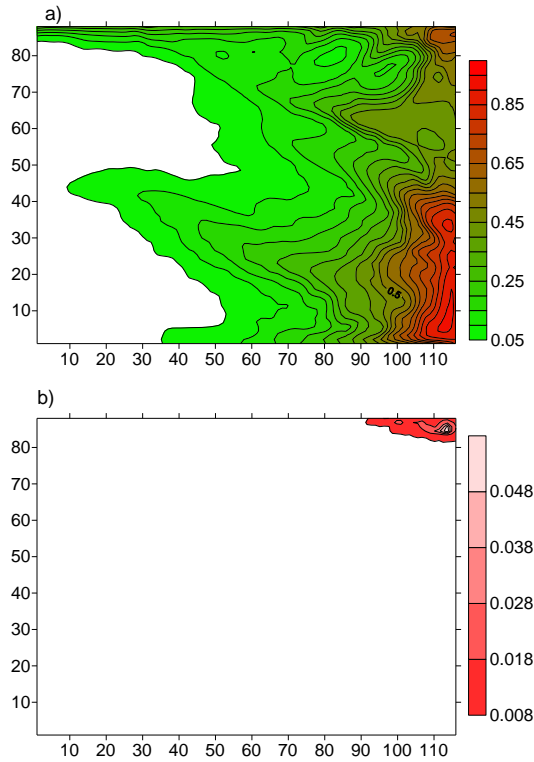


ნახ. 4.10. ატმოსფერული წნევა (მბ) მიწისპირა ფენის სიმაღლეზე როცა $t = 0$ სთ.

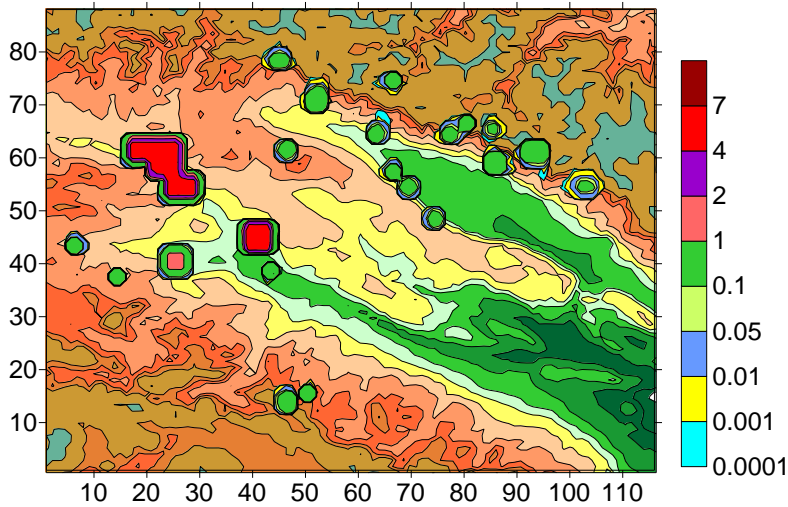
ნახ. 4.10-დან ჩანს, რომ ატმოსფერული წნევა მიწისპირა ფენის დონეზე 1000 მბ-ია მინტეკჩაურის წყალსაცავის მიდამოებში. მინიმალური წნევა 740 მბ მიღებულია კავკასიონისა და თრიალეთის ქედის მაღალი მწვერვალების მიდამოებში.

ღრუბლიანობა 3 კმ სიმაღლეზე მაქსიმალურია რეგიონის აღმოსავლეთ ნაწილში და თანდათანობით მცირდება დასავლეთით (ნახ. 4.1.11). ასეთი განაწილება შენარჩუნებულია ატმოსფეროს 2- 6 კმ-იან ფენაში. ნალექები, როცა $t = 0$ სთ მიღებულია მხოლოდ რეგიონის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში.

რეგიონის დამტვერიანების ძირითად ადგილობრივ წყაროებს წარმოადგენენ მსხვილი სამრეწველო ობიექტები და ავტოტრანსპორტი, ნახ. 3.1.12 ნაჩვენებია კახეთისა და მიმდებარე ტერიტორიებზე 2 მ სიმაღლეზე მტვერის კონცენტრაციების საშუალო წლიური მნიშვნელობის სივრცული განაწილება. კონცენტრაცია ნულისაგან განსხვავებულია ძირითად დასახლებულ ტერიტორიებზე – ქალაქებში თბილისი, რუსთავი, გარდაბანი, მარნეული, ბოლნისი, თეთრიწყარო, საგარეჯო, ახმეტა, თელავი, ყვარელი, გურჯაანი, სიღნაღი, წნორი, დედოფლისწყარო, ლაგოდეხი, ბელქანი, კახახი, აქსტაფა და დიდი სოფლები: ფოლადაური, ნინოგორი, კაგერილი, ზაქათალა. ქ.ქ.თბილისისა და რუსთავში კონცენტრაციის მნიშვნელობები განსაზღვრულია გარემოს ეროვნული სააგენტოს მიერ რეგულარული ნატურული დაკვირვებების მონაცემებით [47,48], ხოლო დანარჩენ რეგიონებში - მოსახლეობის რაოდენობის მიხედვით [49] –ის შესაბამისად. დასახლებულ პუნქტებში კონცენტრაციის სიდიდეები 2 მ სიმაღლეზე მუდმივია და რიცხვითი ინტეგრირების დროს არ იცვლება. ისინი აღებულია გამოთვლების საწყის მნიშვნელობებად.



ნახ. 4.1.11. ატმოსფეროში წყლის ორთქლის მასური შემცველობა (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეზე - a), და ნალექის (გ/მ²) - b), განაწილება, როცა t = 0 სთ.



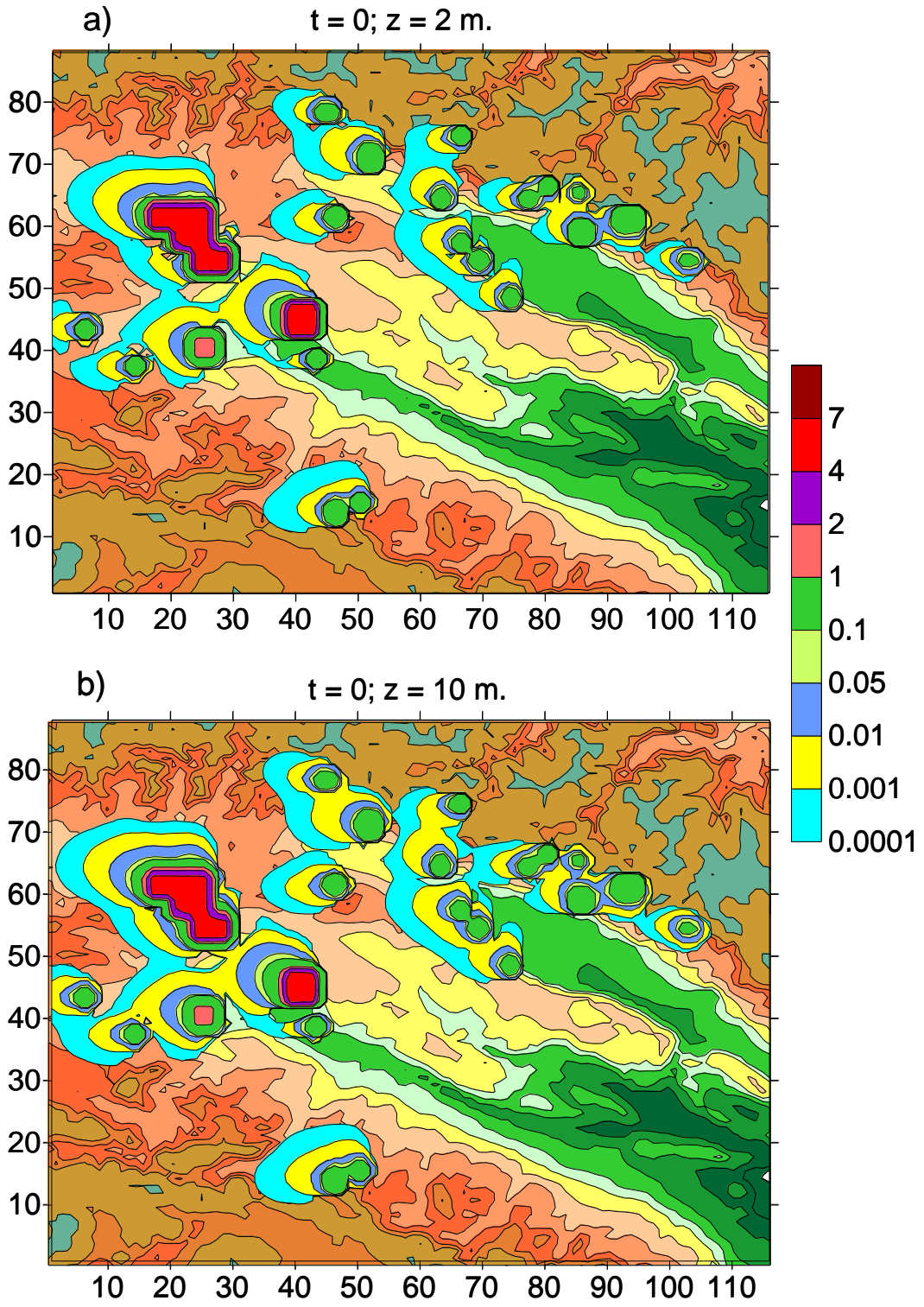
ნახ. 4.1.12. მტვრის კონცენტრაციები (სადღეღამისო ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაციის (ზდკ) ერთეულებში) ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მიწის ზედაპირიდან z = 2 მ სიმაღლეზე, როცა t = 0.

ნახ. 4.1.13 – 4.1.15 - ზე ნაჩვენებია ატმოსფეროში რიცხვითი მოდელირებით მიღებული მტვრის სივრცული განაწილების სურათები, როცა t = 0 სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ქვედა დონეებზე (z = 2, 10 მ). მტვერი კონცენტრირებულია უშუალოდ დაბინძურების პუნქტის მიდამოებში და დასახლებული პუნქტიდან პორიზონტალური მიმართულებით მხოლოდ მცირე მანძილზე არის გავრცელებული. დაბინძურების პუნქტიდან 2 – 4 კმ მანძილზე მისი კონცენტრაცია დაახლოებით 10 ჯერ

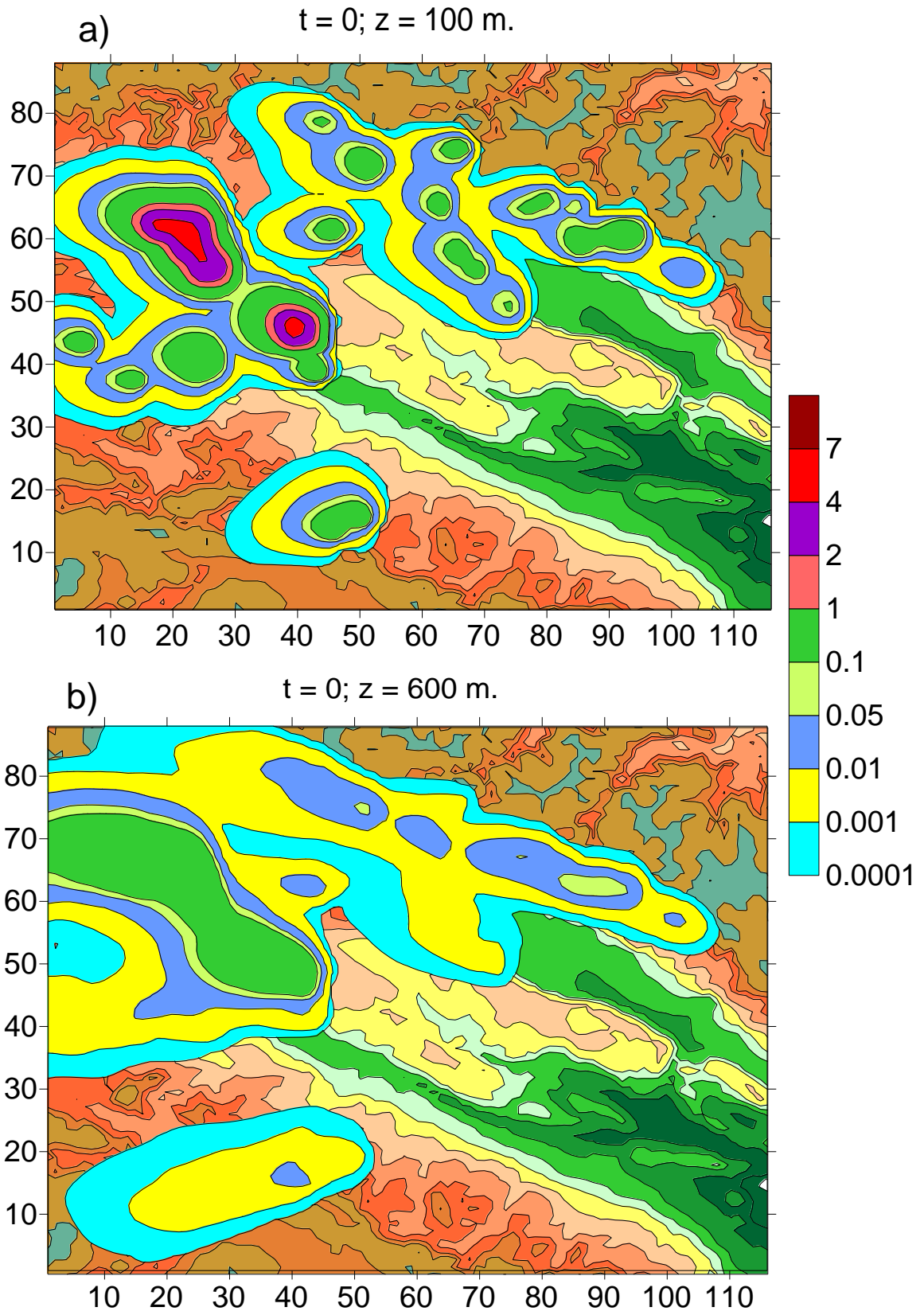
მცირდება, ხოლო უფრო დაშორებით 20 - 30 კმ მანძილზე კონცენტრაცია დაახლოებით 10^2 - 10^3 ჯერ არის შემცირებული. დამაბინძურებელი ნივთიერების ვერტიკალური ტურბულენტური გადატანა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში არის უპირატესი პორიზონტალურ გადატანასთან შედარებით. ამიტომ, ატმოსფეროს მიწისპირა 100 მ ფენაში მტვრით დაბინძურებული არის ვერტიკალური სტრუქტურა ფაქტიურად უცვლელია. ის პორიზონტალური მიმართულებით მხოლოდ მცირედით არის გაფართოებული. ატმოსფეროს სასახლვრო ფენაში ($z = 600-1000$ მ) დამტვერილი ზონის პორიზონტალური ზომები მნიშვნელოვნად იზრდება როგორც ჰაერის დინების, ასევე მისი მართობული მიმართულებითაც, რაც, თავის მხრივ, მიუთითებს პორიზონტალური ტურბულენტობის მნიშვნელობაზე მტვრის პორიზონტალური გადატანის პროცესში. ამ დონეებზე მიღებულია დაბინძურების სამი ზონა, რომლებიც შექმნილია გარე კახეთის, ქვემო ქართლისა და აზერბაიჯანის ტერიტორიებზე არსებული წყაროების მიერ. უფრო მაღალ დონეებზე – ზღვის დონიდან 1500 მეტრის ზევით კონცენტრაციის სიდიდე ძლიერ (10^3 -ჯერ)მცირდება, დაბინძურების არე წარმოადგენს ორ ზონას, რომელიც გადაადგილდება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით,და მათში შეუძლებელია გამოიკვეთოს ცალკეული დაბინძურებელი ობიექტების გავლენა კონცენტრაციის ველის ფორმირებაზე.

ატმოსფეროს დღეღამური რადიაციული რეჟიმის ცვლილების შესაბამისად იცვლება ინტეგრირებული ველებიც. ნახ. 4.1.16 – 4.1.18 ნაჩვენებია მიწისპირა ქარის სიჩქარის ვექტორისა და მოდულის განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, როცა $t = 12$ სთ. თუ შევადარებთ ერთმანეთს მეტეოროლოგიურ ველებს რომლებიც ნაჩვენებია ნახ. 4.1, 4.2-ზე და 4.16 – 4.18 -ზე შევამჩნევთ მათ შორის თვისობრივ განსხვავებებს. კერძოდ, ოროგრაფიის ფორმამ და ქვეფენილი ზედა-პირის ტემპერატურის ცვლილებამ დღის დასაწყისიდან 12 სთ-ის განმავლობაში გამოიწვიეს ერთის მხრივ, ქარის სიჩქარის მიმართულების ცვლილება და ცალკეული ვიწრო ნაკადების წარმოშობა რეგიონის დასავლეთ ნაწილში მიწის ზედაპირიდან 10 მ სიმაღლეზე და, მეორეს მხრივ, ჩაკეტილი პორიზონტალური ციკლონური და ანტიციკლონური მეზომასშტაბის გრივალების ფორმირება, რეგიონის აღმოსავლეთ ნაწილში - ალაზნის დაბლობის, იორის ვაკისა და ცივკომბორის ქედის მიდამოებში მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე. გამოთვლებით მიღებულია, რომ სიმაღლის ზრდასთან ერთად მცირდება რელიეფის და ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურის გავლენა ქარის სიჩქარის ველზე (ნახ. 4.18). თავისუფალ ატმოსფეროში ლოკალური ქარის სიჩქარის ველი დედამიწის ზედაპირიდან დაშორებისას თანდათანობით იცვლება და მისი ველი 3 და 6 კმ სიმაღლეებზე თვისობრივად ფონური ქარის ველის ანალოგიური ხდება. მათ შორის არსებობს მხოლოდ რაოდენობრივი განსხვავებები.

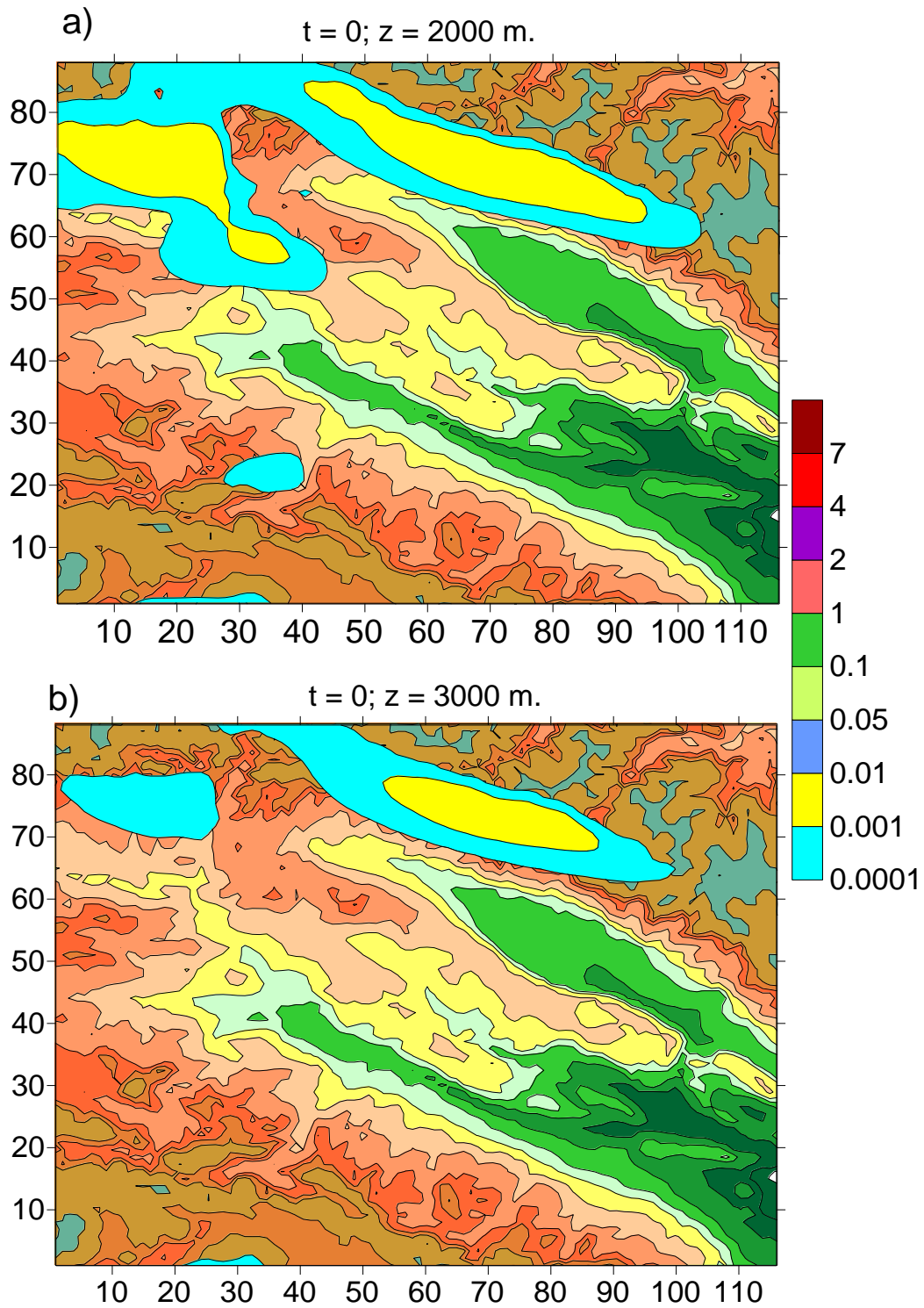
ატმოსფეროს სასახლვრო ფენაში ერთდროულად მოქმედებს ქვეფენილი ზედაპირის არათანაბარი გათბობით გამოწვეული მთა-ბარის ტიპის მოძრაობები, ფონური ქარის ოროგრაფიასთან დინამიკური ურთიერთქმედების შედეგად ფორმირებული როტორული მოძრაობები და ოროგრაფიული ტალღური შემფოთებები. აღნიშნული მოძრაობების წვლილები დინების საერთო სურათში ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან იმისდა მიხედვით, თუ რომელ ლოკალურ ტერიტორიებზე არან ისინი ფორმირებულნი (ნახ. 4.1.17, ნახ. 4.1.18). მერიდიანულ კვეთაში ზედა ტროპოსფეროში გრივალური ველის ფორმირება მიუთითებს იმას, რომ შესაბამის არეში ადგილი აქვს ჰაერის სპირალურ დინებას.



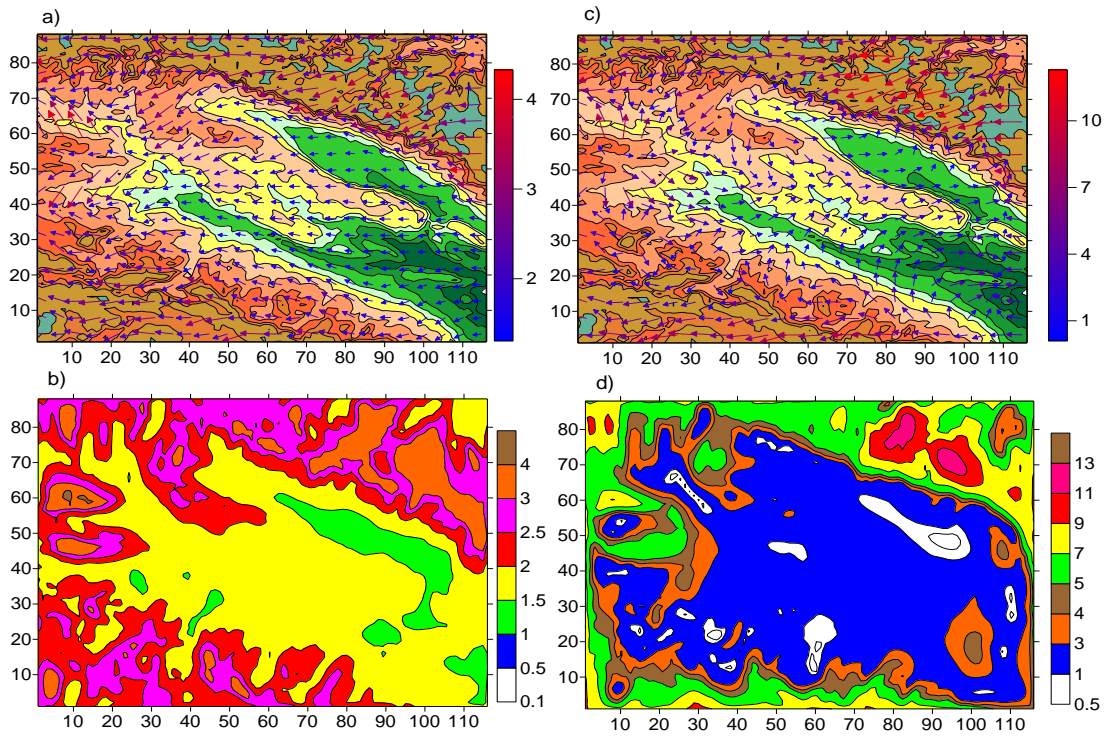
ნახ. 4.1.13. მტვრის კონცენტრაციები ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ზედაპირიდან $z = 2 \text{ მ}$ ა) და $z = 10 \text{ მ}$ სიმაღლეებზე როცა $t = 0$.



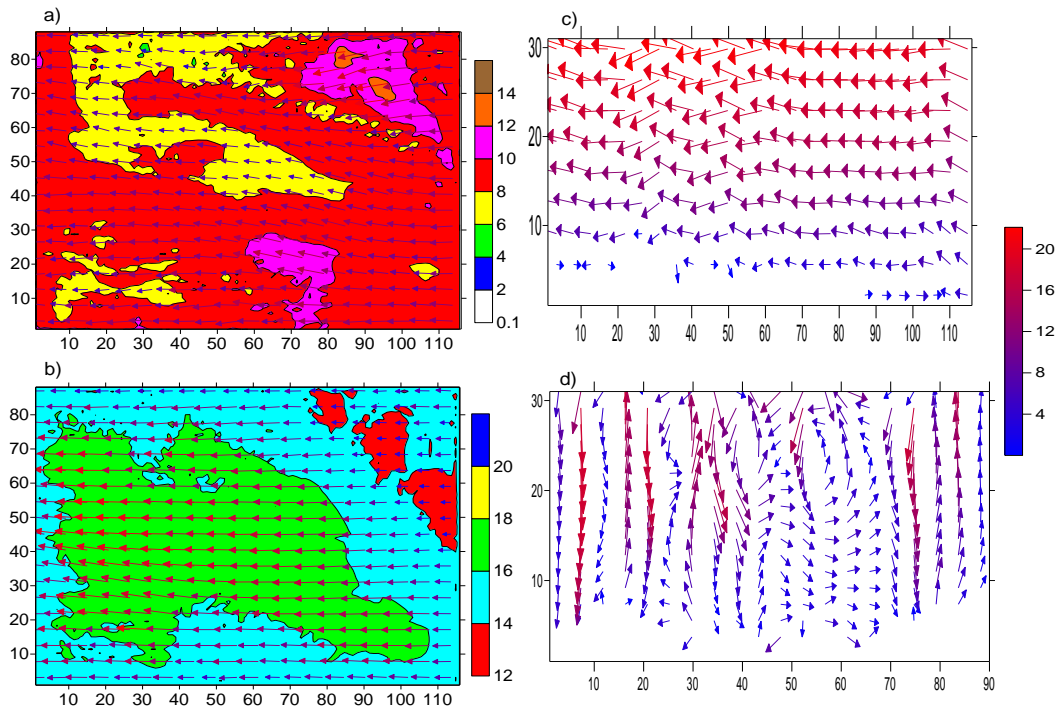
ნახ. 4.1.14. მტვრის კონცენტრაციები ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მიწის ზედაპირიდან $z = 100$ მ a) და $z = 600$ მ b) სიმაღლეებზე როცა $t = 0$.



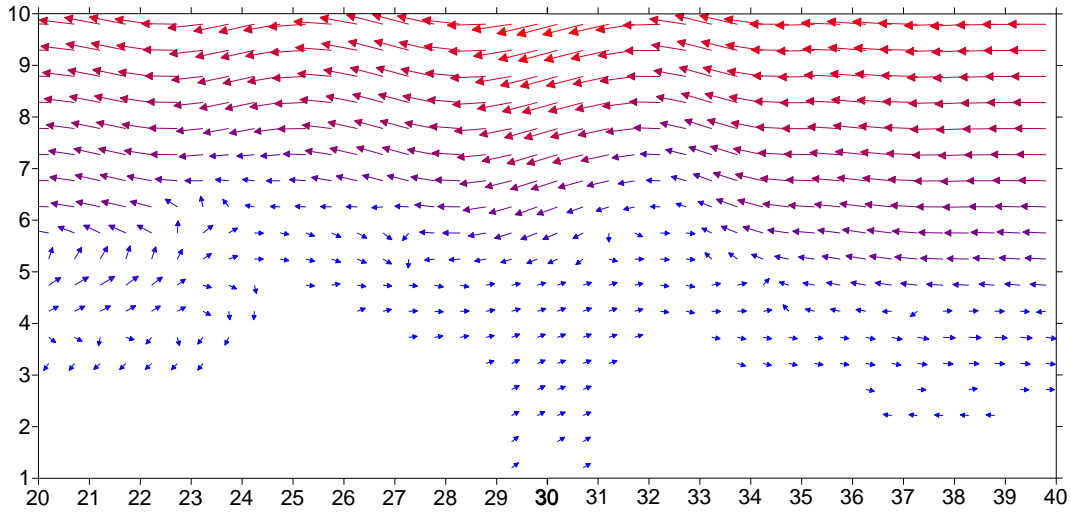
ნახ. 4.1.15. მტვრის კონცენტრაციები ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მიწის ზედაპირიდან $z = 2000$ მ a) და $z=3000$ მ b) სიმაღლეებზე როცა $t = 0$.



ნახ. 4.1.16. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t=12$ სთ.



ნახ. 4.1.17. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6 კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური მდგენელი XOZ სიბრტყეში – c) და მერიდიანული მდგენელი YOZ სიბრტყეში – d), როცა $t=12$ სთ.

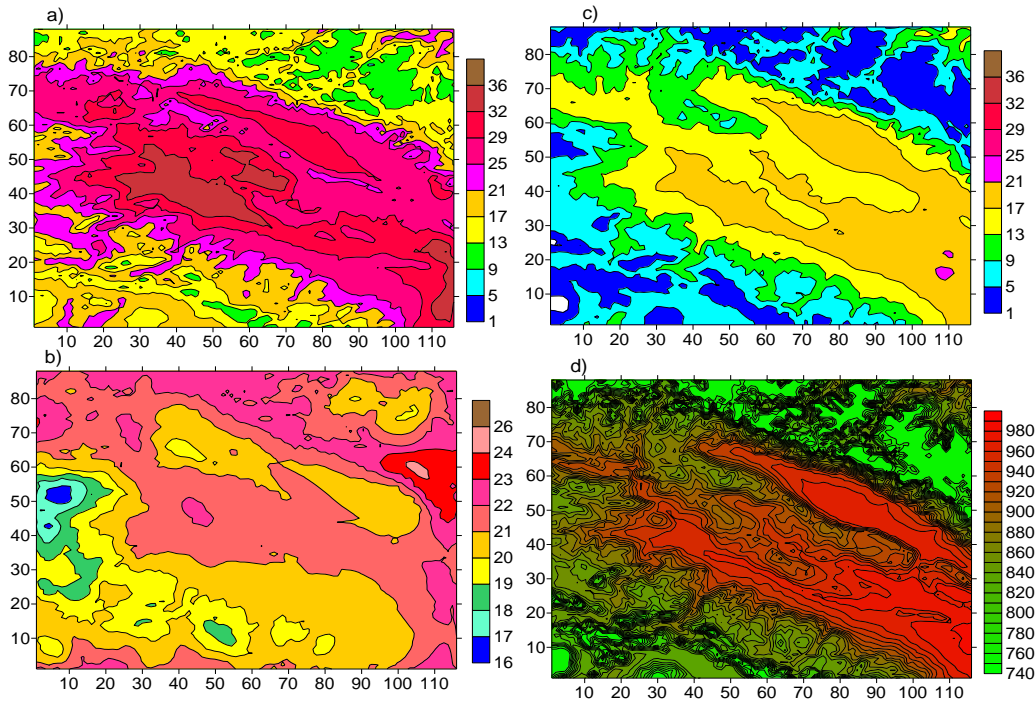


ნახ. 4.1.18. ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალურიგასწვრივი მდგენელი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ($z \leq 3$ კმ; $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$) XOZ სიბრტყეში, როცა $t = 12$ სთ.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა $t = 12$ სთ-თვის მნიშვნელოვნად იზრდება და აღწევს 36°C ივრის ზეგანზე და მინგეჩაურის წყალსაცავის მიდამოებში (ნახ.4.1.19). 2 მ სიმაღლეზე ტემპერატურა მდ. მტკვრისა და ალაზნის ხეობებში ნაკლებია ვიდრე მდ. ივრის მიდამოებში. ტემპერატურის იზოხაზებს ნიადაგის ზედაპირზე და 2 მ სიმაღლეზე მეტად რთული ფორმები აქვთ. ისინი განსხვავდებიან ოროგრაფიული იზოგიფსების ფორმებისაგან. აღნიშნული გამოწვეულია კონკრეტული პუნქტის მახლობლობაში ნიადაგის ზედაპირის სხვადასხვა ორიენტაციითა და დახრილობით ჰორიზონტის მიმართ. აღნიშნული ძირითადად განსაზღვრავს შთანთქმული მოკლეტალღიანი სითბური ენერგიის სიდიდეს, გავლენას ახდენს სითბურ ბალანსზე დედამიწა-ატმოსფეროს გამყოფ ზედაპირზე და შესაბამისად, ტემპერატურულ ველზე. 100 მ სიმაღლეზე ატმოსფერული ტურბულენტობა აგლუვებს ტემპერატურის ლოკალურ არაერთგვაროვნებს, ტემპერატურული ველი ხდება უფრო გლუვი და ის მოდის თანხვედრაში რელიეფის გასაშუალებულ ფორმასთან.

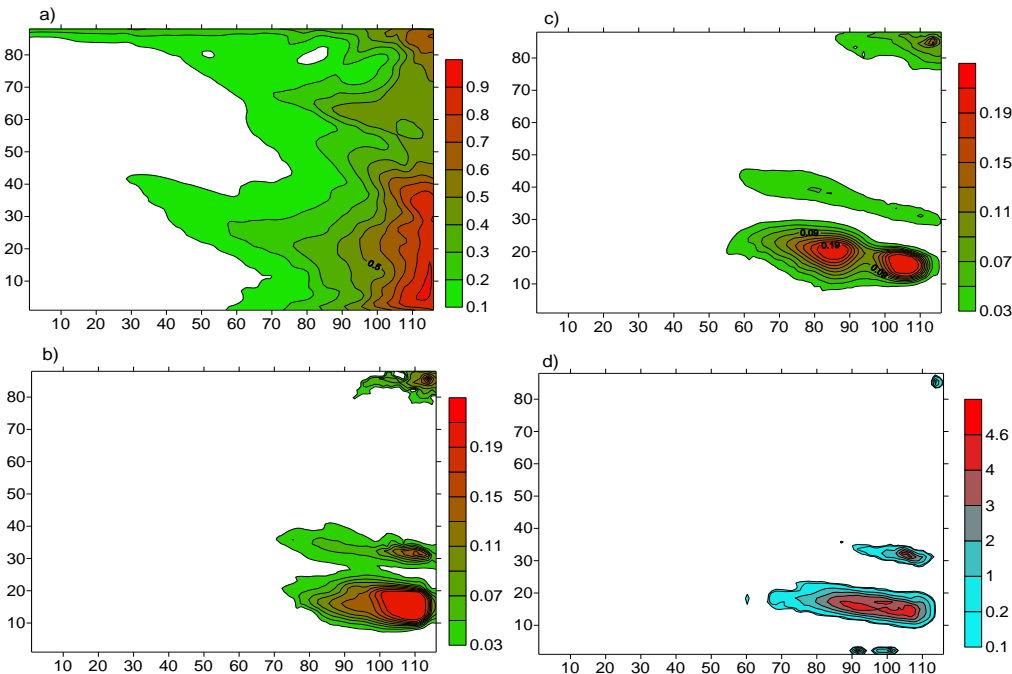
გამოთვლებით მიღებულია, რომ ტემპერატურის ცვლილება არ ახდენს დიდ გავლენას მიწისპირა წნევაზე. მიწისპირა წნევის ველებს შორის განსხვავებები როცა $t = 0$ და 12 სთ უმნიშვნელოა და ისინი ფაქტიურად ერთნაირი არიან (ნახ. 4.1.10 და ნახ. 4.1.19d).

როცა $t = 12$ სთ მნიშვნელოვნად იზრდება დამტვერიანების ზონა როგორც მიწისპირა ფენაში, ასევე ქვედა და შუა ტროპოსფეროში. ამ დროისათვის დამტვერიანებული ზონა მოიცავს რეგიონის ტერიტორიის მნიშვნელოვან ნაწილს. მისი გაზრდა გამოწვეულია ქარის სიჩქარის დედამიწის ვარიაციებით და ტურბულენტური აღრევის პროცესების შედეგად. თუმცა დამტვერიანებული ზონის გაზრდა ხდება მტკვრის კონცენტრაციის შემცირების ხარჯზე. 0.1 ზდკ -ზე მეტი კონცენტრაციები მიღებულია მხოლოდ წყაროების უშუალო სიახლოვეს ატმოსფეროს 10 მ და სასაზღვრო ფენაში მდ. მტკვრის ხეობის გასწვრივ ქ. რუსთავისა და თბილისის მიმდებარე ტერიტორიაზე.



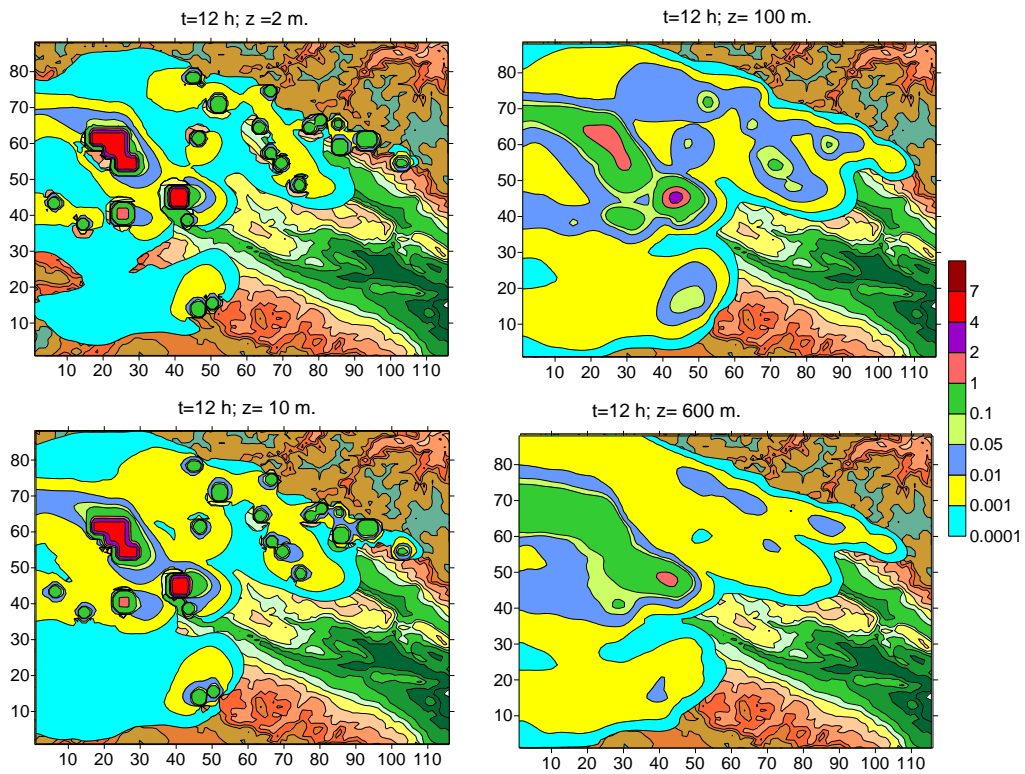
ნახ. 4.1.19. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ–b), 100 მ–c) სიმაღლეებზე და მიწისპირაწნევის (მმ) ველი –d)

ნახ. 3.1.20-ზე წარმოდგენილია ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 და 2 კმ სიმაღლეებზე (a, b) და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე (კგ/მ²) d), როცა $t = 0$ სთ.

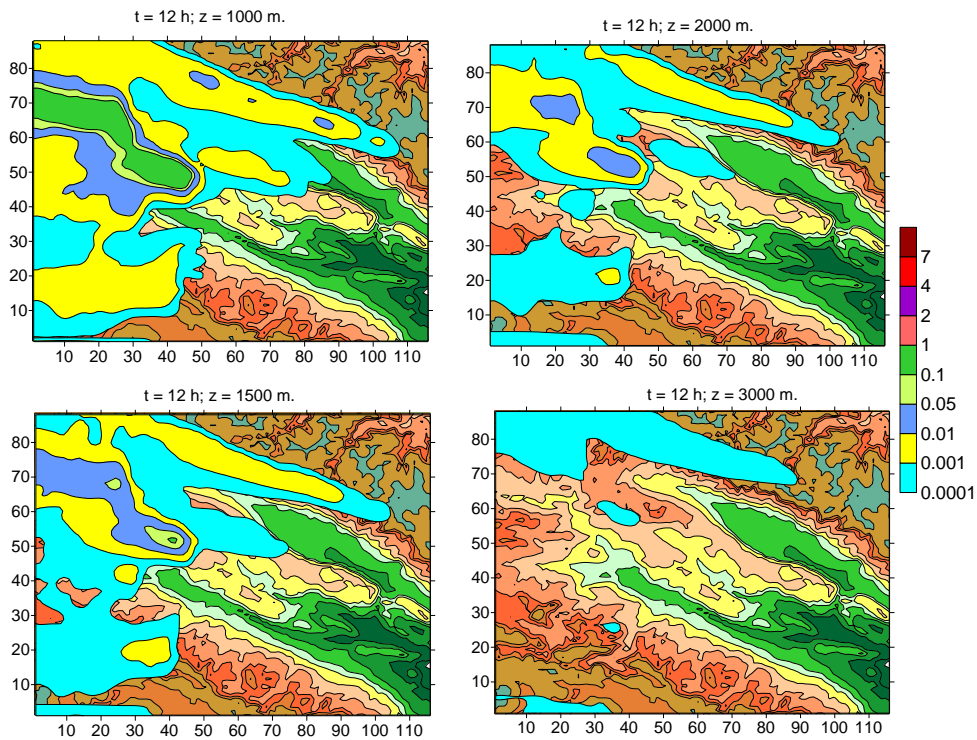


ნახ. 4.1.20. ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეებზე – a), წყლიანობის მასიური წილისველები 2 კმ–b) და 3 კმ – c) სიმაღლეებზე და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე (კგ/მ²) d), $t = 0$ სთ

ნახ. 3.1.21 - 3.1.22-ზე მოცემულია ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია სხვადასხვა სიმაღლეებზე, როცა $t = 12$ სთ.



ნახ. 4.1.21. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 12$ სთ.



ნახ. 4.1.22. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 12$ სთ.

ნახ. 4.1.23 და 4.1.24-ზე ნახვენებია მიწისპირა ქარის სიჩქარის ვექტორისა და მოდულის განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, როცა $t = 24$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ 10 მ სიმაღლეზე მთავარი კავკასიონის და თრიალეთის ქედების აღმოსავლეთ კალთებზე

დინება აღმავალია, მის მიმართულებას განსაზღვრავს რელიეფის დახრილობა. ქარის სიჩქარის მაქსიმალური მნიშვნელობები არ აღემატება 4 მ/წმ-ს. ქედებს შორის არსებულ ვაკე ტერიტორიებზე რელიეფის გავლენა მცირეა, გამოთვლებით მიღებული აღმოსავლელის ქარის სიჩქარე იცვლება 1 – 2 მ/წმ ინტერვალის ფარგლებში.

მთავარი კავკასიონის და თრიალეთის ქედების აღმოსავლეთ კალთებზე ქარის სიჩქარე მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე აღწევს 12 მ/წმ-ს. ქედებს შორის არსებულ დაბლობ და ვაკე ტერიტორიების დიდ ნაწილზე ქარის სიჩქარე არ აღემატება 3 მ/წმ-ს. ამავე ტერიტორიებზე მიღებულია ასევე შტილის ზომები. მთავარი კავკასიონის და ციხ გომბორის ქედების ზურგოვანის გასწვრივ ფორმირებულია მძლავრი კონვერგენციის ზონა და შეკრებილი ჰაერის ნაკადი მიემართება ჩრდილო დასავლეთის მიმართულებით. თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში, ქალაქებთან ყაზახი, მარნეული, გარდაბანი და თბილისთან არსებულ განიერ ხეობებში მიღებულია ჰაერის ნაკადები, რომლებიც მიუყვებიან ტერიტორიის ოროგრაფიას. მთავარი კავკასიონის ქედის დასავლეთით, ალაზნის ვაკისა და შირვანის დაბლობის ტერიტორიებზე წარმოშობილია 20 – 30 კმ დიამეტრის ქარის სიჩქარის ციკლონური და ანტიციკლონური გრიგალები.

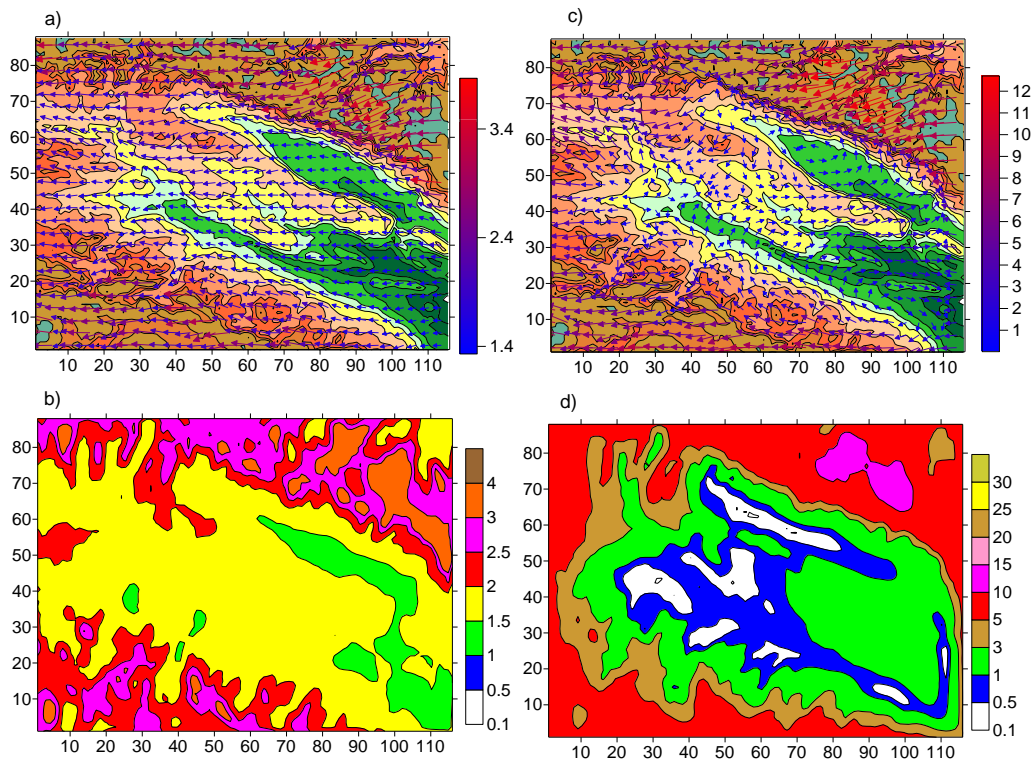
შუა ტროპოსფეროში ქარის სიჩქარის ველი არ განიცდის მნიშვნელოვან ცვლილებას. ის თვისობრივად და სიდიდით ახლოსაა ფონურ ქართან. ატმოსფეროს 3 - 6 კმ-იან ფენაში ქარის სიჩქარე 6 – 14 მ/წმ –ის ფარგლებში იცვლება, ხოლო ზედა ტროპოსფეროში – 20 - 22 მ/წმ-ის ფარგლებში.

ქარის სიჩქარის ზონალური და მერიდიანულ მდგენელების (ნახ. 4.1.24 C), d) და ნახ. 4.1.25) ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და ტროპოსფეროს ზედა ნაწილში ადგილი აქვს მეზომასშტაბის ვერტიკალური მერიდიანული და ზონალური გრიგალების და ფონური დინების გასწვრივ მიმართული შინაგანი ტალღების ფორმირებას.

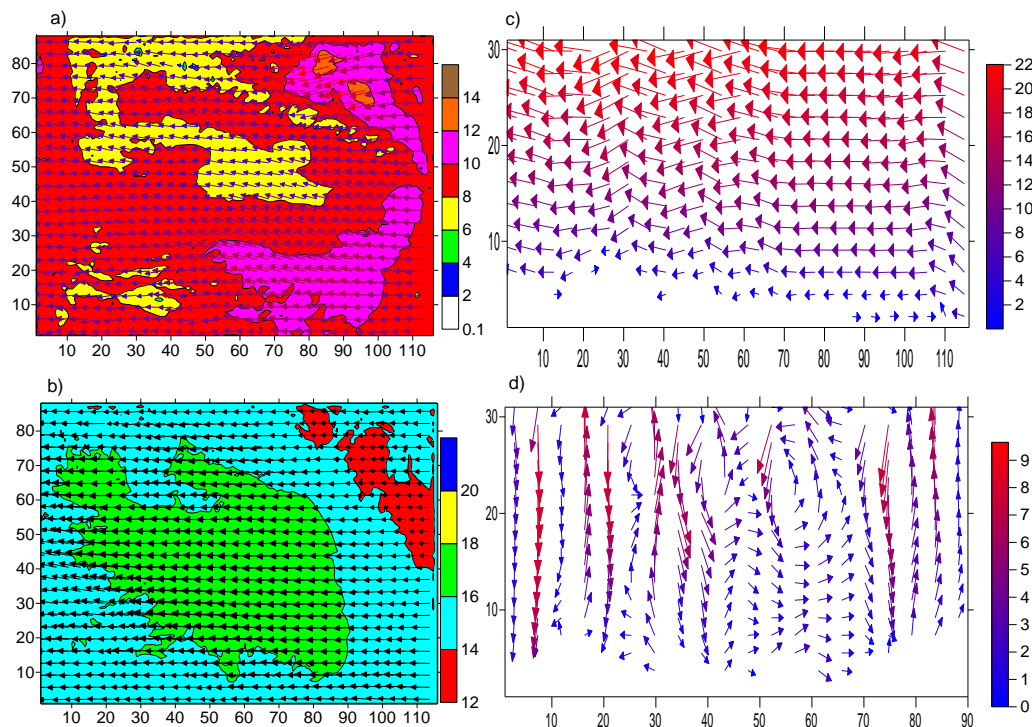
ნახ. 4.1.26–დან ჩანს, რომ როცა $t = 24$ სთ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მყარდება ტემპერატურის იზოთერმიული ვერტიკალური განაწილება, რაც დაკავშირებულია ნიადაგის სწრაფ გაგრილებასთან. თერმიული ველის ლოკალური ცვლილებები ვერ ახდენენ მნიშვნელოვან გავლენას მიწისპირა წნევაზე. მიწისპირა წნევის ველები როცა $t = 0, 12$ და 24 სთ თვისობრივად ერთნაირია, ხოლო რაოდენობრივად მათ შორის განსხვავებები ცალკეულ პუნქტებში არ აღემატება 1-2 მბ.

მოდელირებით მიღებულია, რომ დღის 12-დან 24 სთ-მდე მნიშვნელოვანი ცვლილება განიცადა ატმოსფეროს ტენიანობამ. გაიზარდა დრუბლებით დაკავებული ზონა რეგიონის აღმოსავლეთის ნაწილში ტროპოსფეროს 3 - 6 კმ ფენაში (ნახ. 4.1.27). გაიზარდა მოსული ნალექების რაოდენობა და 24 სთ-ში მან შეადგინა 24კგ 1 მ² ფართობზე.

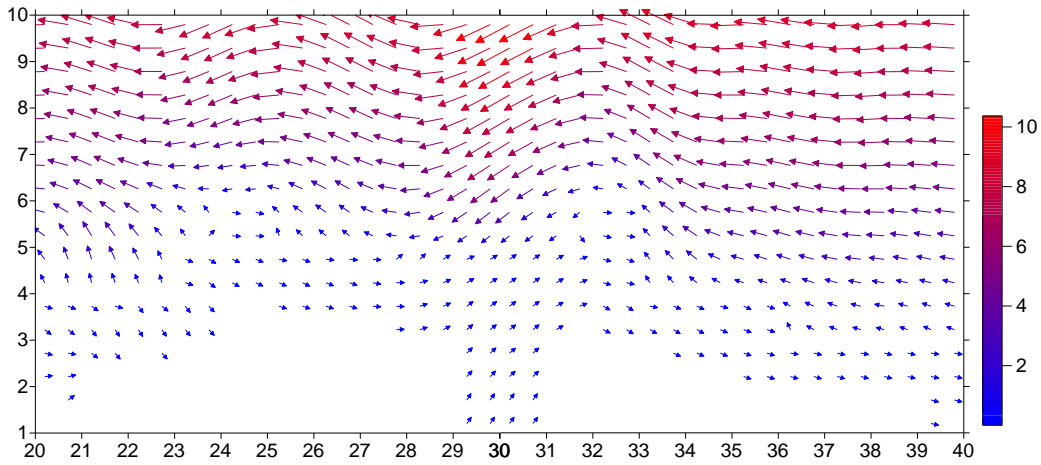
ატმოსფერული ტურბულენტობა იწვევს დამტკვრიანებული ზონის შემდგომ გაფართოებას ჰორიზონტალური მიმართულებით (ნახ.4.1.28, ნახ. 4.1.29). გაფართოება ხდება არა მარტო ჰაერის მიერ მტვრის ადვექტიური გადატანით ჰაერის მოძრაობის მიმართულებით, არამედ ჰორიზონტალური ტურბულენტური დიფუზიით დინების მართობული და მისი საწინააღმდეგო მიმართულებებით. იმ დროს როდესაც მტვრის ადვექციური გადატანა ხდება ვიწრო ზოლის სახით, რომელიც მიუყვება რელიეფის ფორმას, ტურბულენტობით გამოწვეული მტვრის გადატანა ხდება ყველა მიმართულებით და მოიცავს დაბინძურების წყაროს ირგვლივ მდებარე დიდ არეს. თუმცა ამ უკანასკნელი მექანიზმით ფორმირებული კონცენტრაცია ასჯერ და უფრო მეტად მცირეა წყაროსა და მის მახლობლად არსებულ კონცენტრაციაზე.



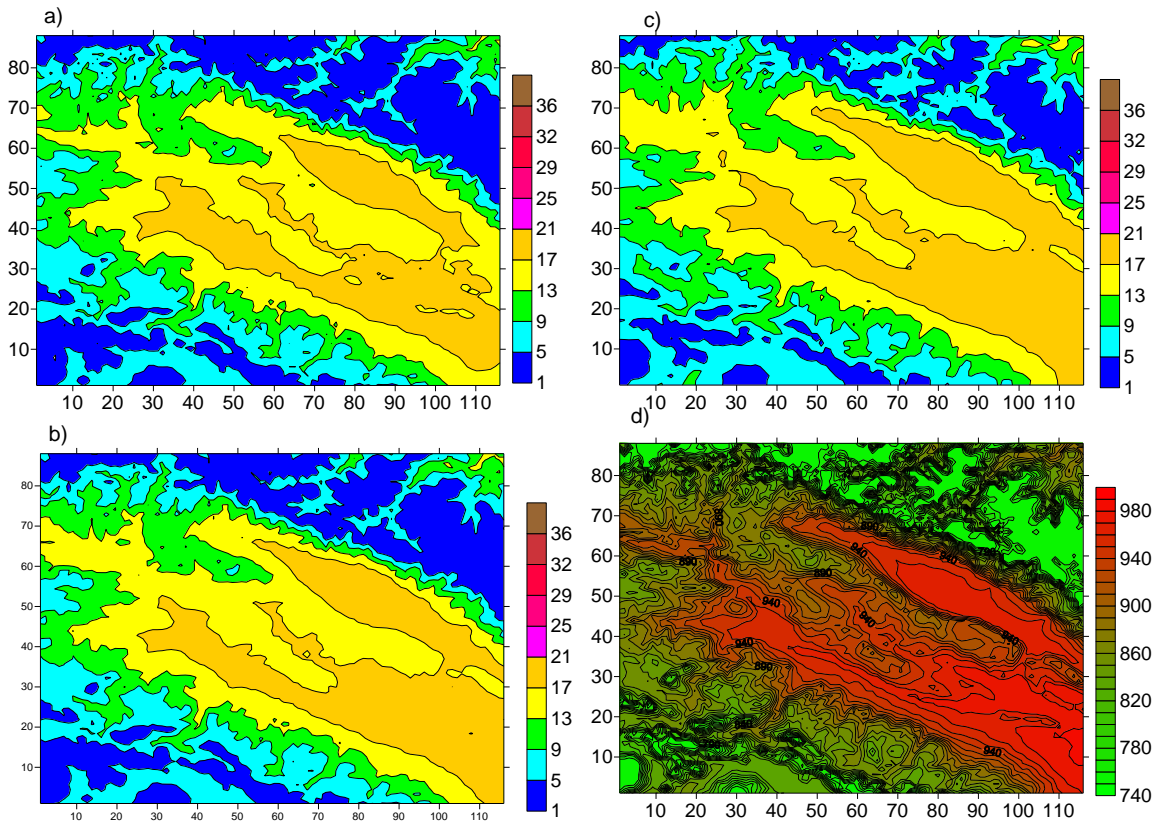
ნახ. 4.1.23. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 24$ სთ.



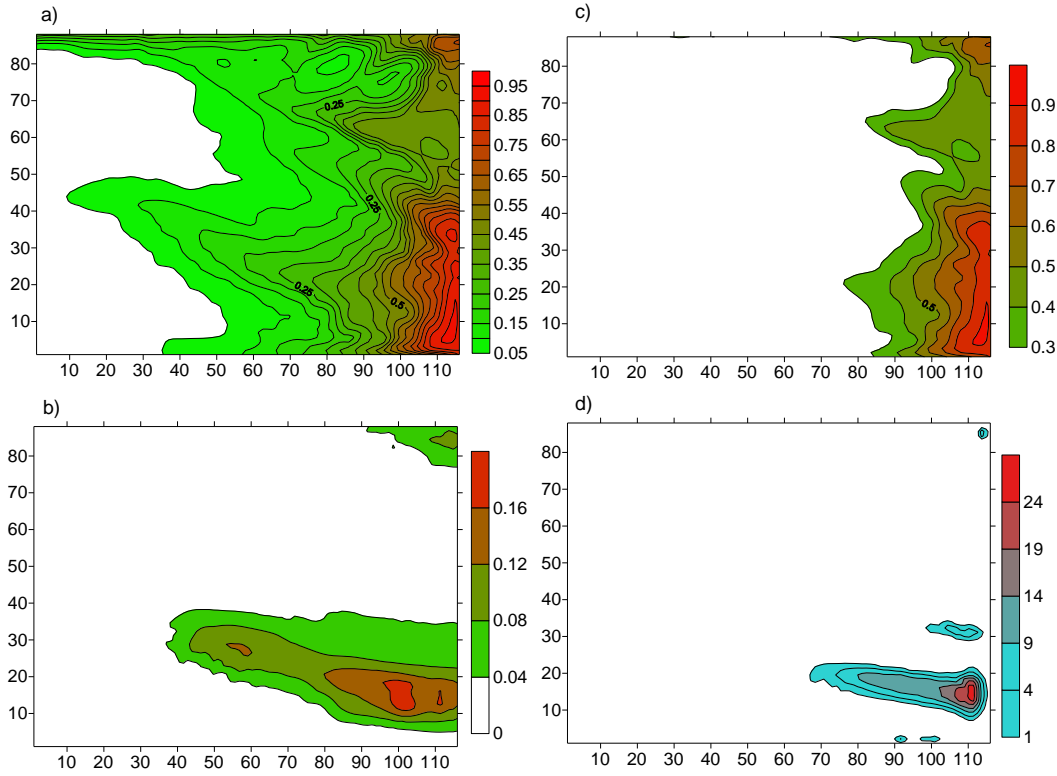
ნახ. 4.1.24. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6 კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური მდგენელ XOZ სიბრტყეში – c) და მერიდიანული მდგენელი YOZ სიბრტყეში – d), როცა $t = 24$ სთ.



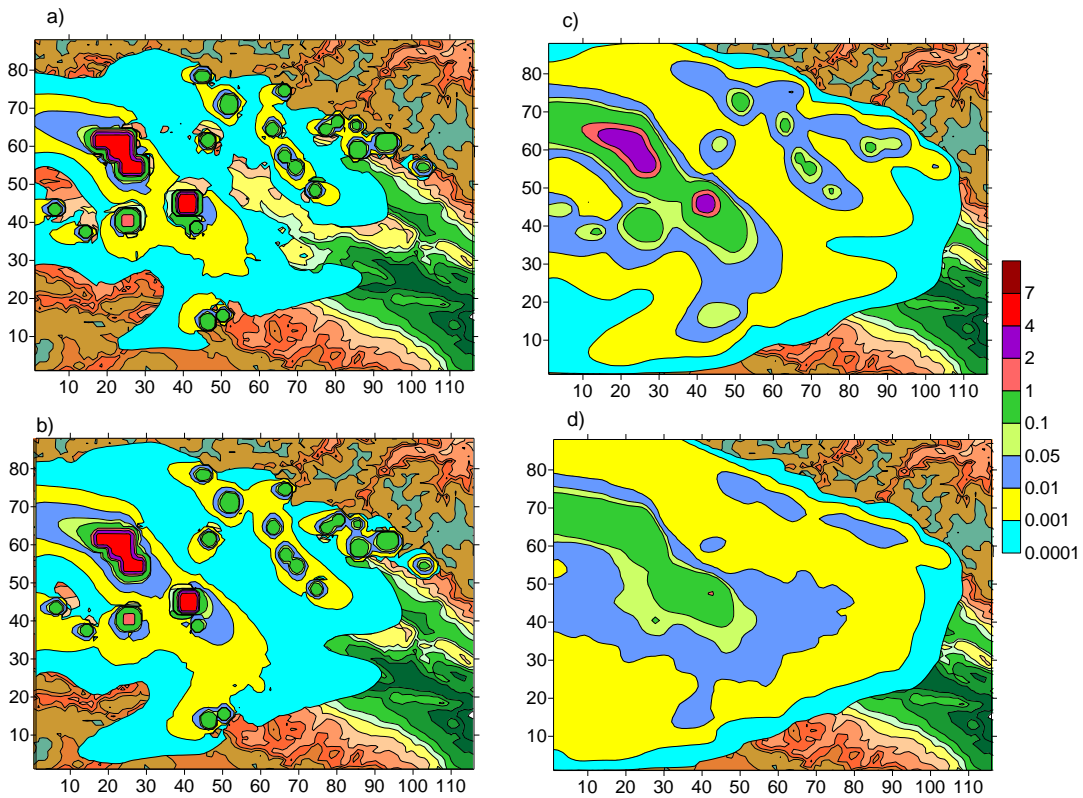
ნახ. 4.1.25. ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური მდგენელი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ($z \leq 3$ კმ; $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$) XOZ სიბრტყეში, როცა $t = 24$ სთ.



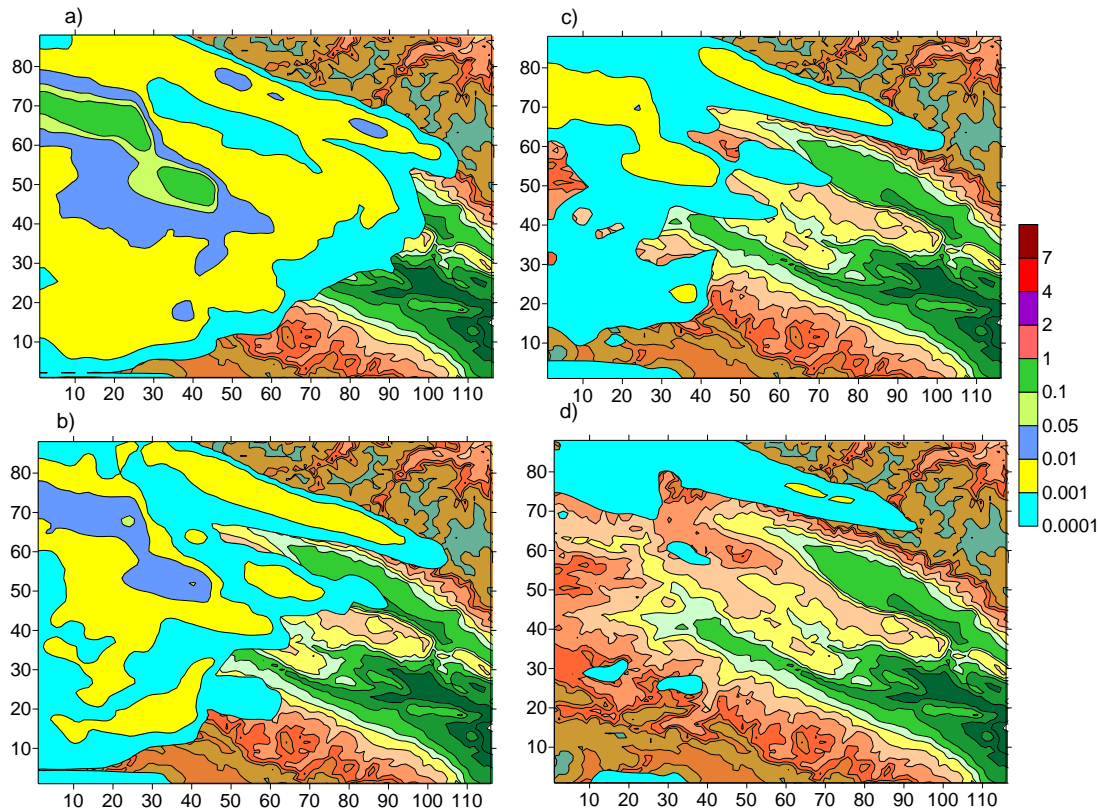
ნახ. 4.1.26. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ) ველი – d)), როცა $t = 24$ სთ



ნახ. 4.127. ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეებზე - a), წელიანობის მასიური წილისველები 2 კმ-ბ) და 3 კმ - c) სიმაღლეებზე და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე (კგ/მ²) d), როცა t = 0 სთ.



ნახ. 4.128. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია z = 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა t = 24 სთ.



ნახ. 4.1.29. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 24$ სთ.

დელამიწის ზედაპირიდან 1 კმ-ზე და უფრო მაღალ დონეებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობა სწრაფად მცირდება და მისი სიდიდე ნაკლებია $0.01-0.001$ ზღკ-ზე. ამიტომ, 0.001 ზღკ შეიძლება მიღებული იყოს კახეთის ტერიტორიაზე ადგილობრივი წყაროებით შექმნილი დამტვერიანების ფონურ კონცენტრაციად.

მრიგად, ჩატრებულმა რიცხვითმა გამოთვლებმა მოგვცა საშუალება შევისწავლოთ ატმოსფეროს მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილება ფონური ატმოსფეროს დინებების დროს. კერძოდ, მიღებული იქნა ქარის სიჩქარის γ მეზომასშტაბის ციკლონური და ანტიციკლონური გრივალები გურჯაანის, ყვარელისა და მინგრაჯის წყალსაცავის მიდამოებში. რელიეფის ფონურ დინებაზე ზემოქმედების შედეგად ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მიღებულია მეზომასშტაბის დინების გასწვრივ მიმართული ტალღა. მოდელირებით გამოკვლეულია ტემპერატურული ველის ცვლილების სურათი როგორც ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ასევე შუა და ზედა ტროპოსფეროში, შესწავლილია ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების თავისებურება დროის სხვადასხვა მომენტებისათვის, ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ტემპერატურული სტრატეფიკაციის ცვლილების სურათი, ატმოსფეროს სინოტივისა, დრუბლიანობისა და ნალექების სივრცული განაწილება, განსაზღვრულია მიწისპირა წნევის ველი და ნაჩვენებია, რომ სტაციონალური ატმოსფეროს ქარის დროს წნევის დელამური ცვლილება არ აღემატება $1-2$ მმ-ს.

შესწავლილია რეგიონის ძირითადი ურბანული ტერიტორიებში ატმოსფეროში გაფრქვეული მტვერით გამოწვეული რეგიონის ჰაერის დამტვერიანების კინემატიკა. ნაჩვენებია, რომ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში დამტვერიანების ზონა, რომელშიც კონცენტრაცია მეტია $0,1$ ზღკ-ზე, არ აღემატება $10-20$ კმ-ის სიგანის არეს ქქ. თბილისისა და და რუსთავის მიდამოებში, და $1-2$ კმ-ის სისქის რგოლურ არეს მცირე ქალაქების ირგვლივ. მტვრის დიფუზიური და ადვექტიური გადატანით მიღებული დამტვერიანებული

მთელი სივრცე წარმოადგენს დიდი ფართობის მქონე, დაახლოებით 3 კმ-მდე სისქის არეს კახეთის რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში. იგი ორიენტირებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ. ამ სივრცის უმეტეს ნაწილში მტვრის კონცენტრაცია 0.001 ზდკ –ზე ნაკლებია.

ამრიგად, გამოთვლებით მიღებულია შედეგები, რომლებიც ახასიათებენ რეგიონის რელიეფის გავლენას ლოკალური ცირკულაციების ფორმირებასა და მეტეოროლოგიური პროცესების განვითარებაზე ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს. გავლენა გამოიხატება ჰაერის მძლავრი კონვერგენციის ზოლის წარმოშობაში მთავარი კავკასიონის ქედის მიდამოებში, ქარის სიჩქარის გამოსატული ნაკადების, მეზომასშტაბური ტალღების ფორმირებაში ქედების ქარზურგა მხარეს და მაღალი ქედებისა და მთათა სისტემის მიდამოებში. მოდელირებული პროცესისათვის დამახასიათებლედ სხვადასხვა სიდიდის მეზომასშტაბის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური გრიგალების წარმოშობა. ისინი განიცდიან დროში ევოლუციას და მათი სტრუქტურა დამოკიდებულია ლოკალურ რელიეფზე. თუ ატმოსფეროს სასახლვრო ფენაში ქარის სიჩქარის სიდიდე არ აღემატება 3 მ/წმ-ს, მაშინ მიწისპირა ფენაში მიიღება ფონური დინების საწინააღმდეგო მოძრაობა რაც, ფონურ მოძრაობასთან ერთად ქმნის ვერკალურ ცირკულაციურ სისტემას ატმოსფეროს სასახლვრო ფენაში.

ჰაერის დინებისა და ტურბულენტობის დროში ცვლილება იწვევს ატმოსფეროში ქალაქებიდან მოხვედრილი მტვრის სივრცულ განაწილებას. ჰაერში მტვერი ვრცელდება რეგიონის დიდ ნაწილზე. მიუხედავად ამისა, 0.1 საშუალო დღეღამური ზდკ-ზე მეტი კონცენტრაცია მიიღება მხოლოდ ქ. თბილისის და რუსთავის უშუალო სიახლოვეს. დანარჩენ ნაწილში კონცენტრაცია გაცილებით ნაკლებია 0.1 ზდკ-ზე. მტვრის გავრცელების ვერტიკალური არე შემოსახლვრულია ატმოსფეროს სასახლვრო ფენით, მის ზევით თავისუფალ ატმოსფეროში დამტვერიანება მიღებულია ცალკეული ლაქების სახით.

4.2. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების და მტვერის დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური დასავლეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვერიანობის გავრცელება ფონური დასავლეთის ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. პარამეტრები $u_{fon}=20$ მ/წმ; $v_{fon}=0$; $\Delta T_x = 0$; $\Delta T_y = 7,5 \cdot 10^{-6}$ გრად/მ;

ფონური ქარის სიჩქარე გამოთვლილია გეოსტროფიული ქარის განტოლებებიდან. მისი მნიშვნელობა (10 მ სიმაღლეზე) იცვლება 1 – 5 მ/წმ-დე ტროპოპაუზაზე.

ნახ. 4.2.1. - 4.2.2.-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ლოკალური მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილებების სურათები.

ნახ. 4.2.1 -ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ქარის სიჩქარე ფლუგერის დონეზე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 0-დან 3-4 მ/წმ-მდე. მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობსა და ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთით მდებარე დაბლობ და ვაკე ტერიტორიებზე, ასევე ცივ გომბორის ქედის მიდამოებში ქარის სიჩქარე არ აღემატება 1.5 მ/წმს. ქედების მიდამოებში სიჩქარე 1,5 - 3 მ/წმ - ის ინტერვალის ფარგლებშია. შტილს აქვს ადგილი მეტად მცირე ტერიტორიაზე ქ. ლაგოდეხის მიდამოებში.

მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე ($z = 100$ მ) რეგიონის დაბლობ და ვაკე ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე იზრდება და მისი სიდიდე აღწევს 3 მ/წმ-დე, თუმცა გაზრდილია ასევე შტილის ზონა ქ. გურჯაანის მახლობლად. მაღალი ქედების თავზე ქარის სიჩქარე აღწევს 13 მ/წმ-მდე.

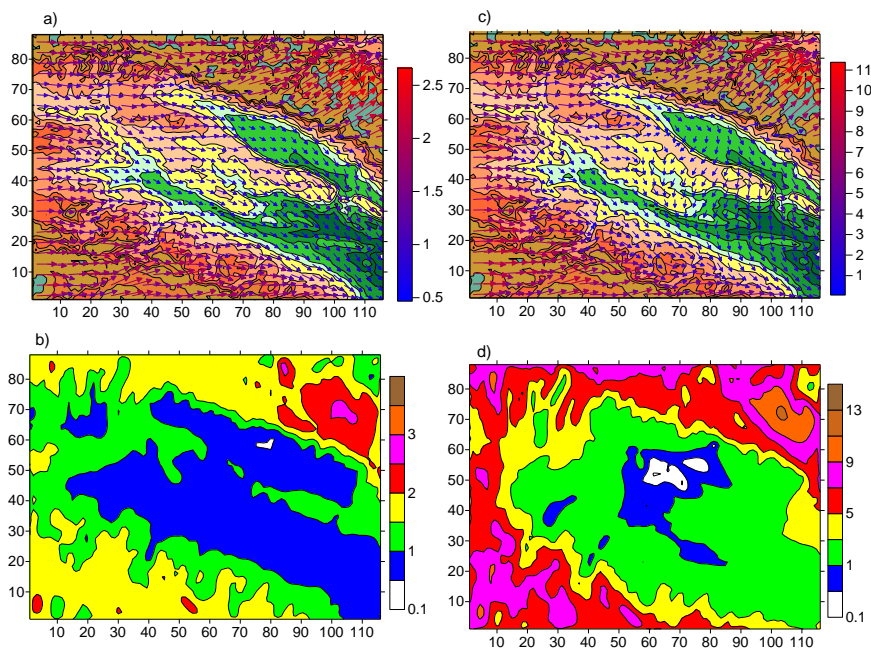
რეგიონის დასავლეთ ნაწილში მოდელირებით მიღებული ქარი ძირითადად დასავლეთისაა (ნახ. 4.2.1a) და c). აღმოსავლეთით გადაადგილებისას ქარი იცვლის

მიმართულებას და მდ. მტკვრისა და ალაზნის მიდამოებში ის მიუყვება მდინარეების გასწვრივ არსებულ დაბლობებს და გადაიქცევა ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარად. რეგიონის აღმოსავლეთ ნაწილში, მთავარი კავკასიონის ქედის გავლენით, ჰაერის დინება ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე იყოფა ორ ნაკადად – ჩრდილოეთის და სამხრეთ დასავლეთის ქარებად. რეგიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში მთავარი კავკასიონისა და მასთან არსებული მცირე ქედების გავლენით ფორმირებულნი არიან ცალკეული ვიწრო ხეობების გასწვრივ მიმართული დინებები.

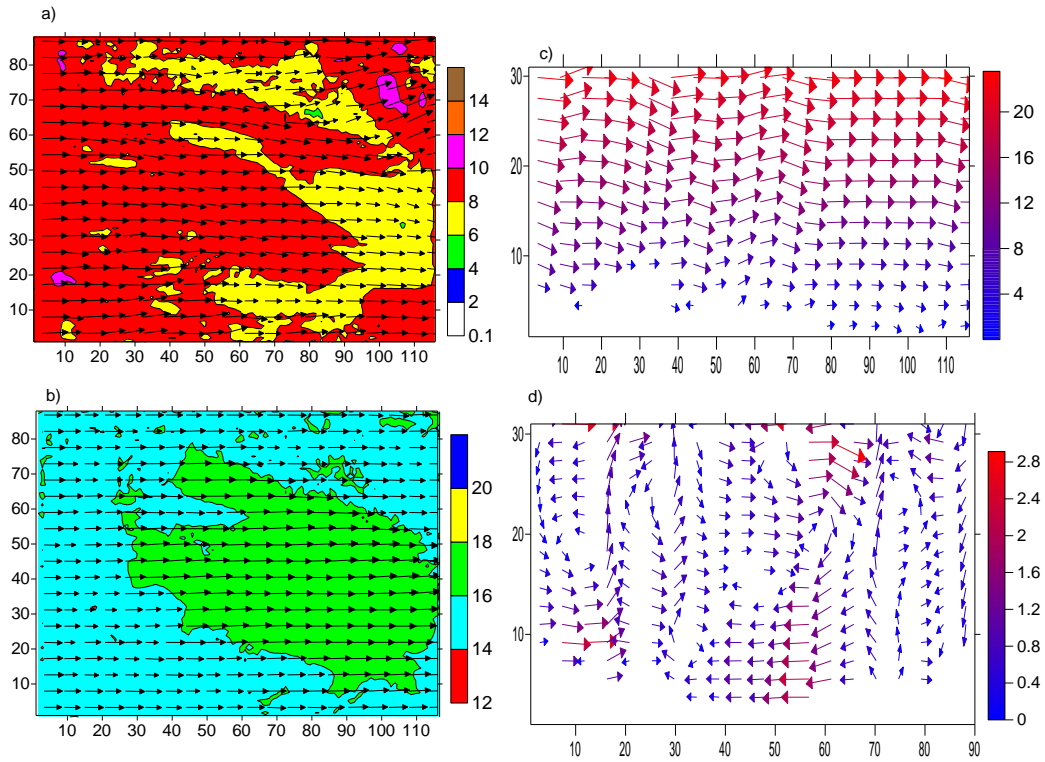
ატმოსფეროს სასახლო ფენის ზევით რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარის სივრცულ განაწილებაზე მცირდება (ნახ.4.2.2). მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას სიჩქარის სიდიდე იზრდება, მიმართულება კი უახლოვდება ფონურ მიმართულებას. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე 6 - 8 მ/წმ-ის ფარგლებშია, 6 კმ-ის სიმაღლეზე – 14 - 18 მ/წმ-ის ფარგლებში.

ქარის სიჩქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების (ნახ.4.2.2c, d), ნახ. 4.2.3, 4.2.4 და სხვა) ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მეზომასშტაბური ტალღები მიღებულია ფონური მოძრაობის გასწვრივ. ტალღის ამპლიტუდა დამოკიდებულია ოროგრაფიული წინააღობის სიმაღლეზე. ის მაქსიმალურია მთავარი კავკასიონისა და თრიალეთის ქედების მიდამოებში და მცირეა ცივგომბორის და სხვა დაბალი ქედების თავზე. ფონური აღმოსავლეთის ქარის შემთხვევისაგან განსხვავებით, დასავლეთის ფონური ქარის დროს ჩაკეტილი გრიგალური მოძრაობა არაა მიღებული.

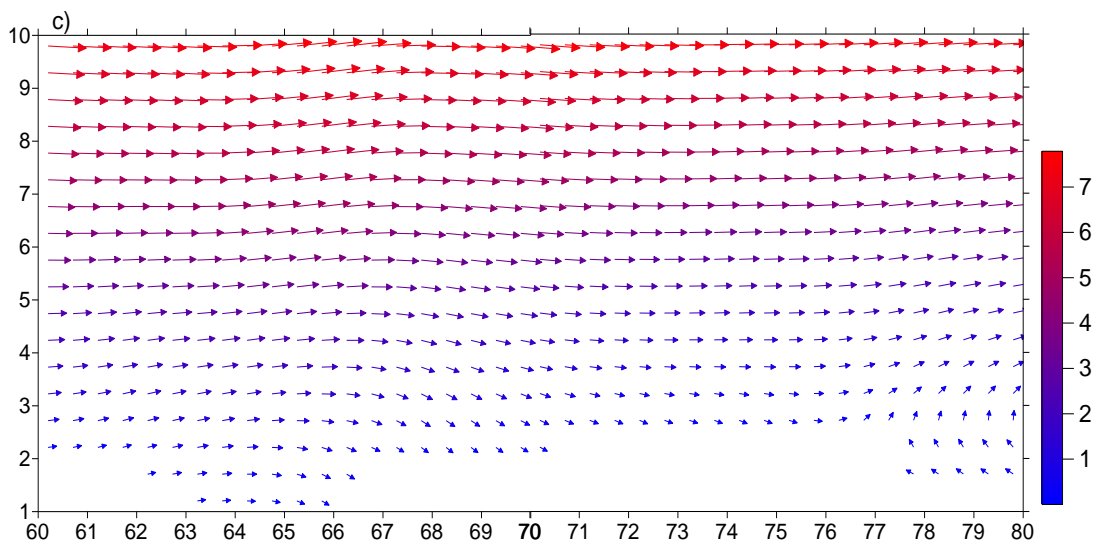
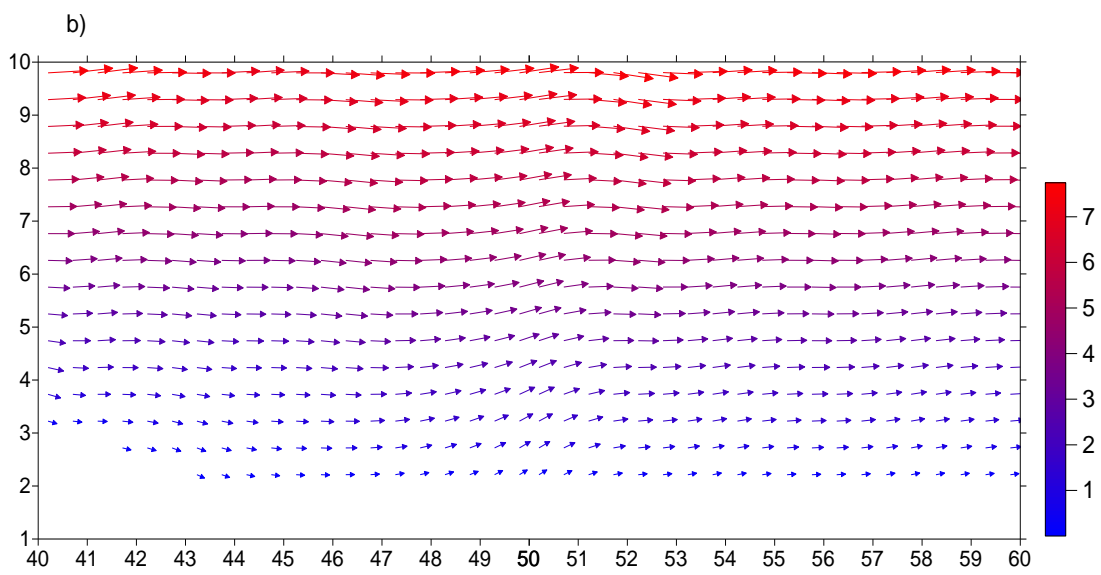
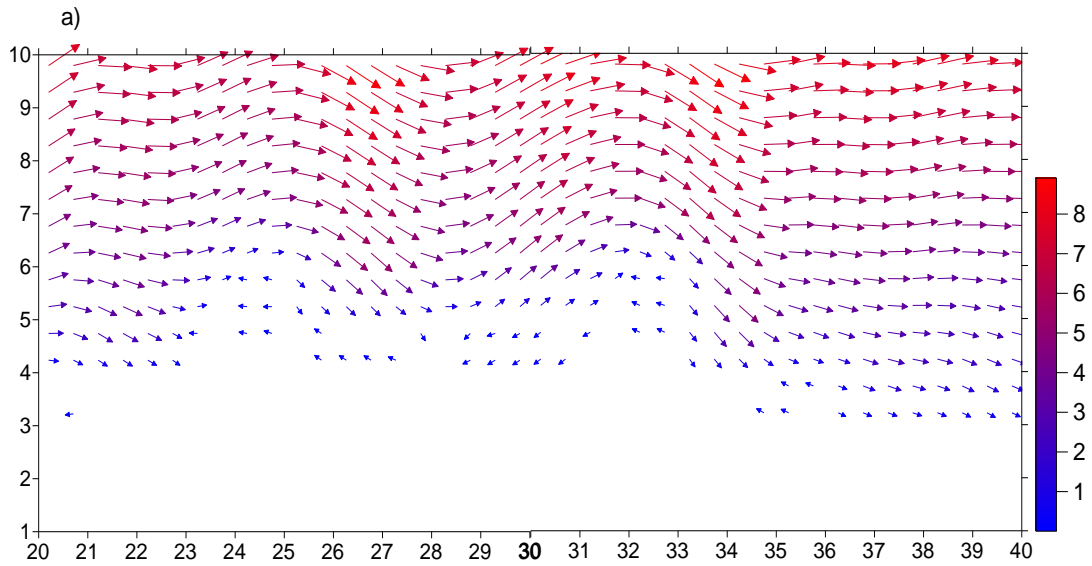
მერიდიანულ მდგენელს რთული ზედაპირული განაწილება გააჩნია. მასში ერთმანეთს ენაცვლებიან აღმაველი და დაღმაველი ნაკადები. მერიდიანულ სიბრტყეში ზედა ტროპოსფეროში და ატმოსფეროს სასახლო ფენებში მიღებულია მერიდიანული ღერძის მქონე ვერტიკალური გრიგალები.



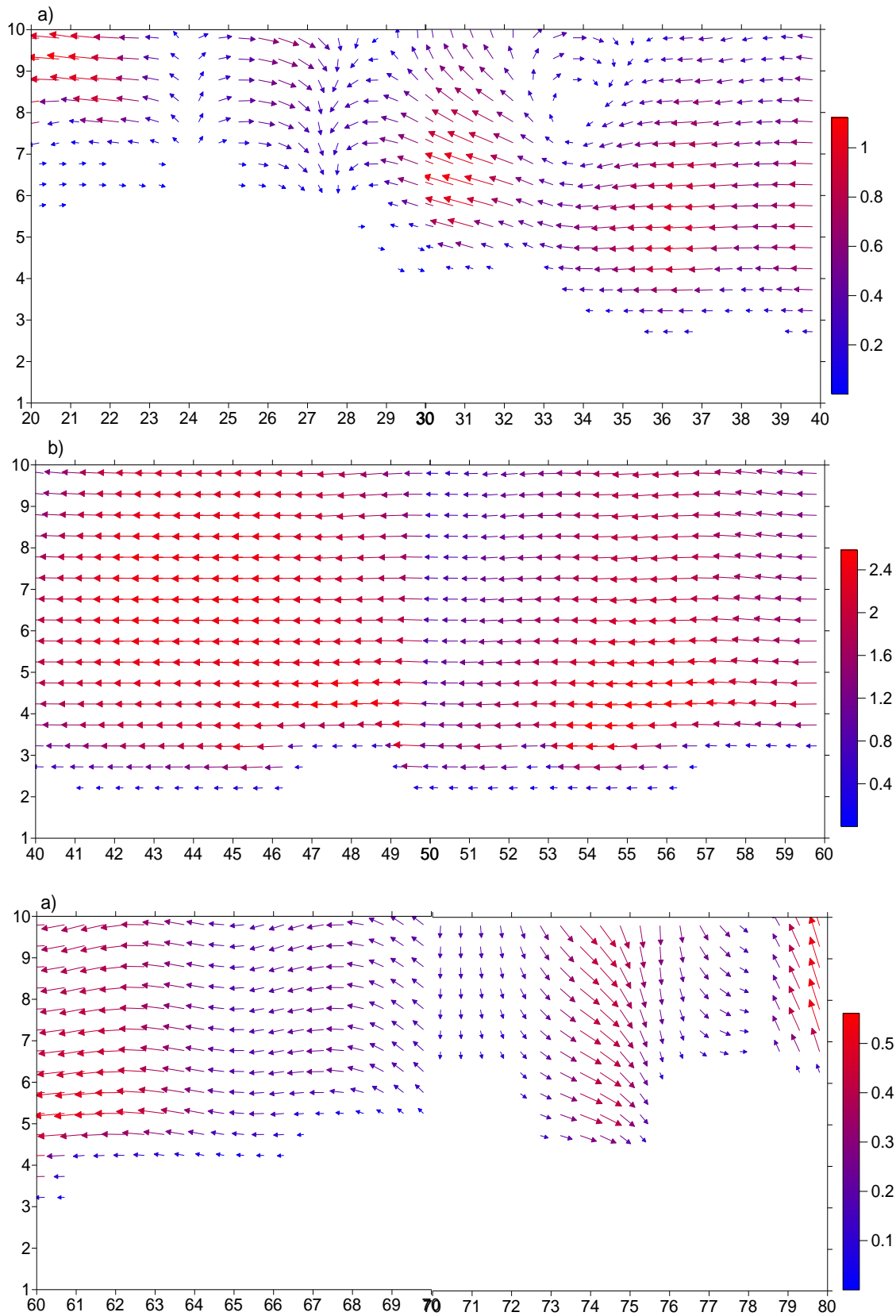
ნახ. 4.2.1. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეზე – c), d), როცა $t = 0$ სთ.



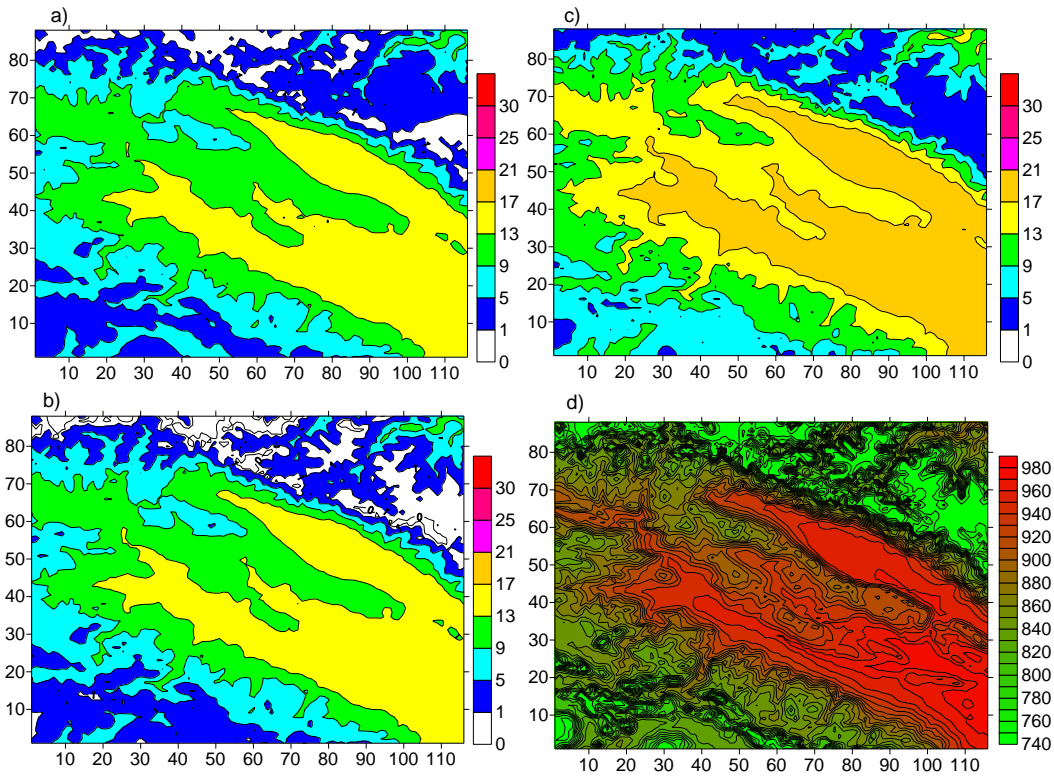
ნახ. 4.2.2. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6 კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი მდგენელი X-OZ სიბრტყეში, როცა $Y=20$ – c) და მერიდიანული მდგენელი Y-OZ სიბრტყეში, როცა $X=20$ – d), როცა $t = 0$ სთ.



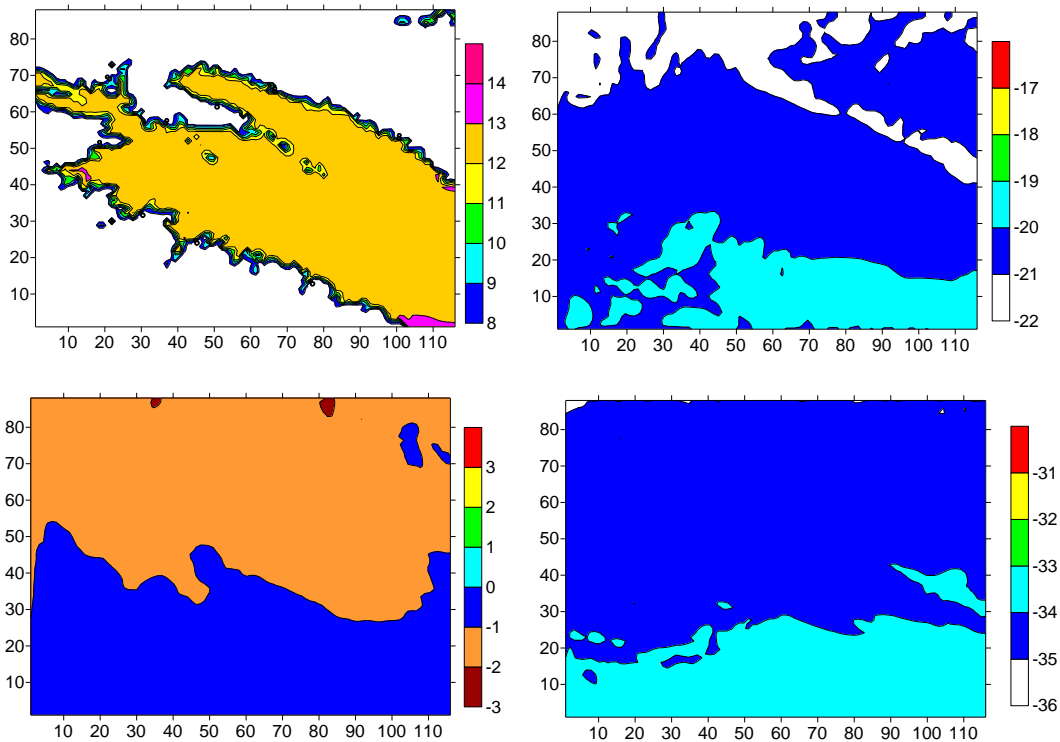
ნახ.4.2.3 ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b) და $60 \leq x \leq 80$ - c), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ. 4.2.4. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$ - c), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ. 4.2.5. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ ველი – d)), როცა $t=0$ სთ.



ნახ. 4.2.6. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 1კმ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ.

ნახ. 4.2.5 და 4.2.6-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული თერმობარიული ველი, როცა $t = 0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ჰაერი ყველაზე უფრო თბილია 100 მ სიმაღლეზე მინგეჩაურის წყალსაცავის ზედაპირის, მდ მტკვრისა და ალაზნის გასწვრივ არსებულ დამლობ ტერიტორიებზე და ცივ გომბორის ქედის ცენტრალურ და სამხრეთ აღმოსავლეთ კალთებზე. ამ არეებში ქვეფენილ ზედაპირზე და ბუდრუგანის დონეზე ტემპერატურა დაახლოებით 4°C -ით ნაკლებია ვიდრე 100მ სიმაღლეზე. ამის მიზეზი მდგომარეობს ორ ფიზიკურ ეფექტში – ქვეფენილ ზედაპირზე უარყოფითი რადიაციული ბალანსით – ატმოსფეროში გამოსხივებული ნაკადის ზრდითა და ჰაერის დაღმავალი მოძრაობით გამოწვეული ადიაბატიური დათბობით.

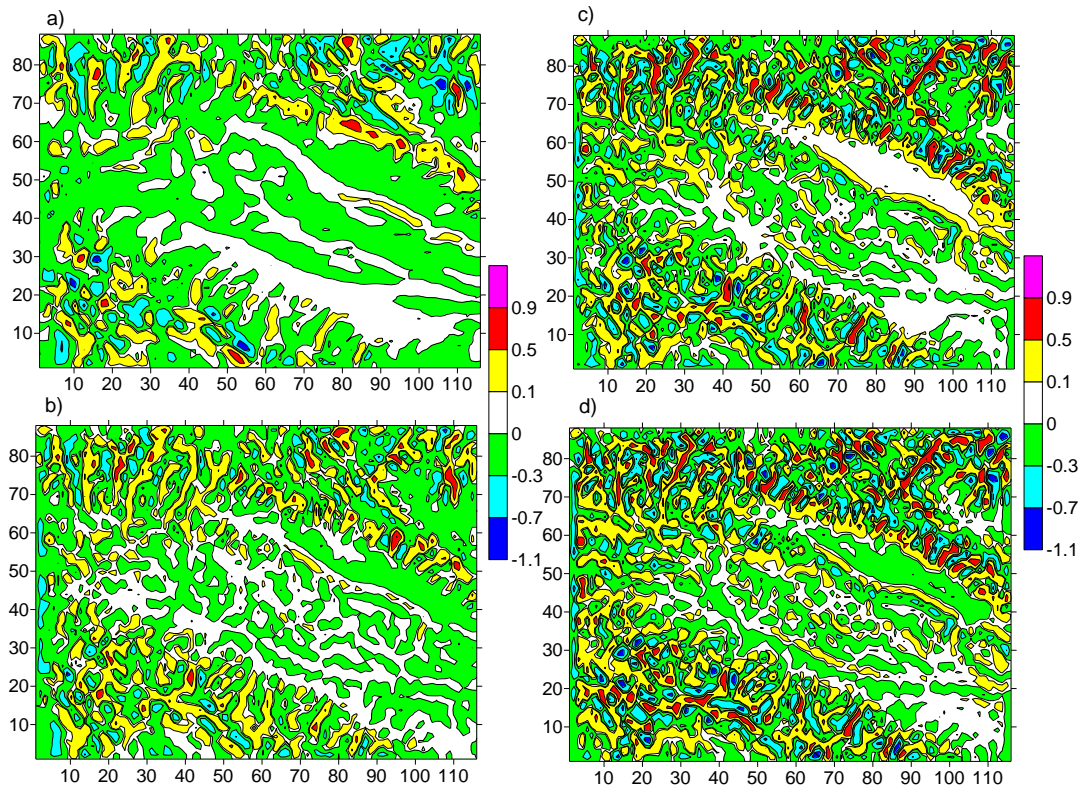
ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ტროპოსფეროში ტემპერატურული ველი ჰორიზონტალური მიმართულებებით ნაკლებად ცვალებადია (ნახ.4.2.6), მისი გრადიენტი მიმართულია ჩრდილოეთით და უდრის დაახლოებით 2°C -ს 100 კმ-ზე. აღმოსავლეთის ფონური ქარის შემთხვევისაგან განსხვავებით, დასავლეთის ფონური ქარის დროს, ტროპოსფეროში მერიდიანული ტემპერატურული გრადიენტის მიმართულება არ იცვლება.

გამოთვლებით მიღებული მიწისპირა წნევის ველი თვისობრივად ანალოგიური აღმოსავლეთის ფონური ქარის დროს მიღებული მიწისპირა წნევის ველის. რაოდენობრივი თვალსაზრისით მათ შორის გასხვავება სხვადასხვა წერტილებში 1-2 მმ-ის ფარგლებშია.

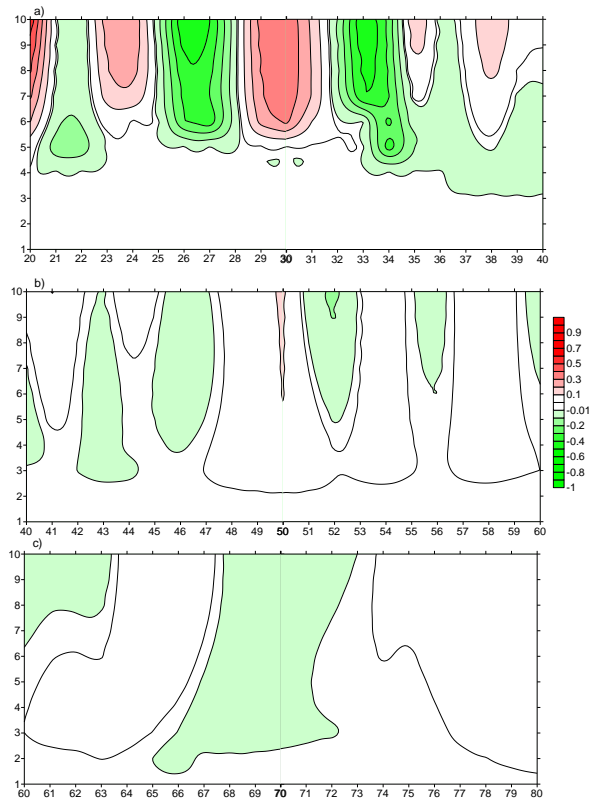
ვერტიკალური სიჩქარის სიდიდეები 100 მ სიმაღლეზე, ვაკე და დაბლობ ტერიტორიების ფარგლებში, იცვლება -0.3 მ/წმ-დან 0.3 მ/წმ-მდე ისე, რომ დაღმავალი და დაღმავალი დინებების ვიწრო ზონებიენაცვლებიან ერთმანეთს (ნახ. 4.2.7 და 4.2.8). დაღმავალი მოძრაობა ძირითადად მიღებული ქედების ქარისპირა, ხოლო დაღმავალი – ზურგა მხარეს. აღნიშნულ ზოგად სურათს ტროპოსფეროში, მთებისა და ქედების თავზე ზედ ედება ერთმანეთის მონაცვლეობით განლაგებული 2-10კმ-ის დიამეტრის ვერტიკალური კონვექტიური უჯრედები.

ატმოსფეროში წყლის ორთქლისა და ღრუბლების განაწილებიდან ჩანს, რომ, რომ წყლის ორთქლის შემცველობა მეტია რეგიონის აღმოსავლეთ და, განსაკუთრებით, სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილებში (ნახ.4.2.9). მიუხედავად ამისა ღრუბლები წარმოშობილია რეგიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში არსებული მაღალი ქედის მიდამოებში. მიღებულ ღრუბელში ატმოსფეროს ტენიანობის და წლის მასური შემცველობები დაახლოებით 10-ჯერ ნაკლებია ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს მიღებული წყლიანობის.

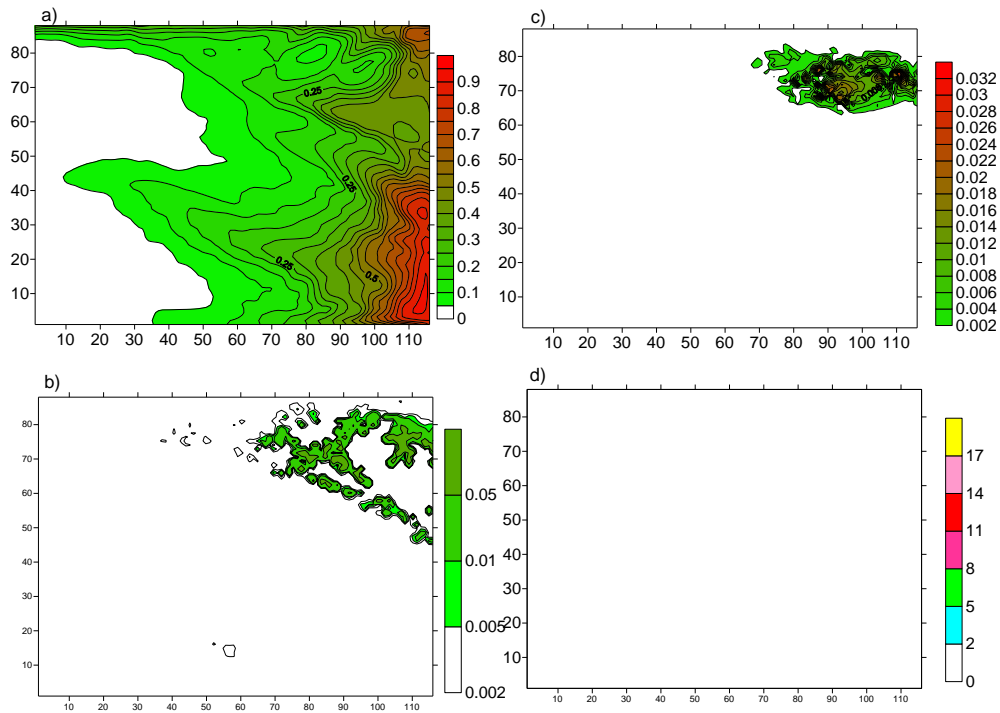
ნახ.4.2.10 და 4.2.11-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და ტროპოსფეროში. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მიღებულია დამტვერიანებული ოთხი არე. ისინი კონცენტრირებულნი არიან ძირითადი დამაბინძურებელი ქალაქების ტერიტორიაზე და მათ მახლობლობაში. მათგან განსაკუთრებით ძლიერი დამტვერიანებაა ქ. თბილისისა და რუსთავის მიდამოებში. ადვექციისა და ჰორიზონტალური ტურბულენტობის გამო ატმოსფეროში გაფრქვეული მტვერი გადატანილია აღმოსავლეთის მიმართულებით. მიწის ზედაპირითან მტვრის ჰორიზონტალური გავრცელება შედარებით მცირეა. ქ. თბილისიდან 10 კმ მანძილზე მიღებული მტვერის კონცენტრაცია დაახლოებით 50-100 ჯერ ნაკლებია ზდკ-ზე. მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე მტვერი გავრცელებულია მნიშვნელოვნად მეტ არეზე. ქ. თბილისის მიმდებარე ტერიტორიაზე კონცენტრაციის 100 ჯერ შემცირება მიღებულია ქალაქიდან 30 კმ მანძილზე, ხოლო ქ. რუსთავიდან 20 კმ-ზე.



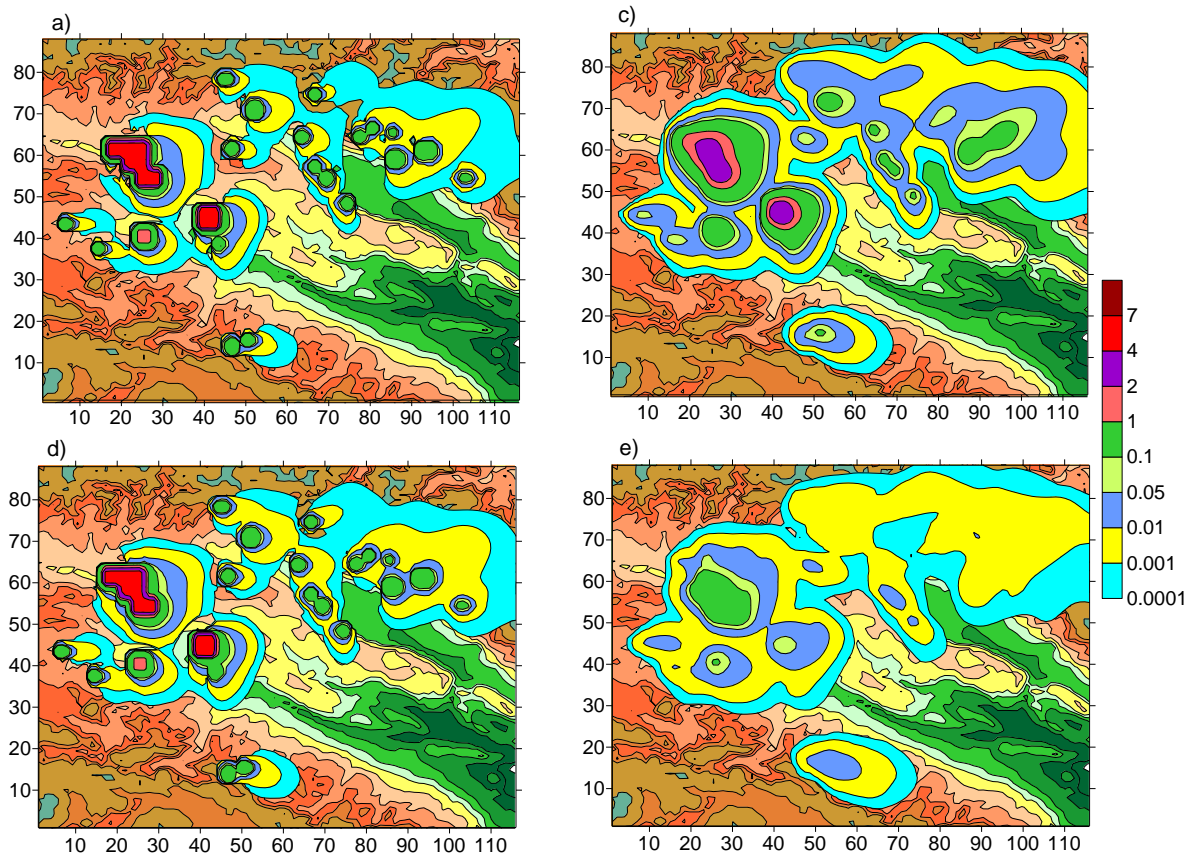
ნახ. 4.2.7. ვერტიკალური სიჩქარის ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 100 მ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 0$ სთ.



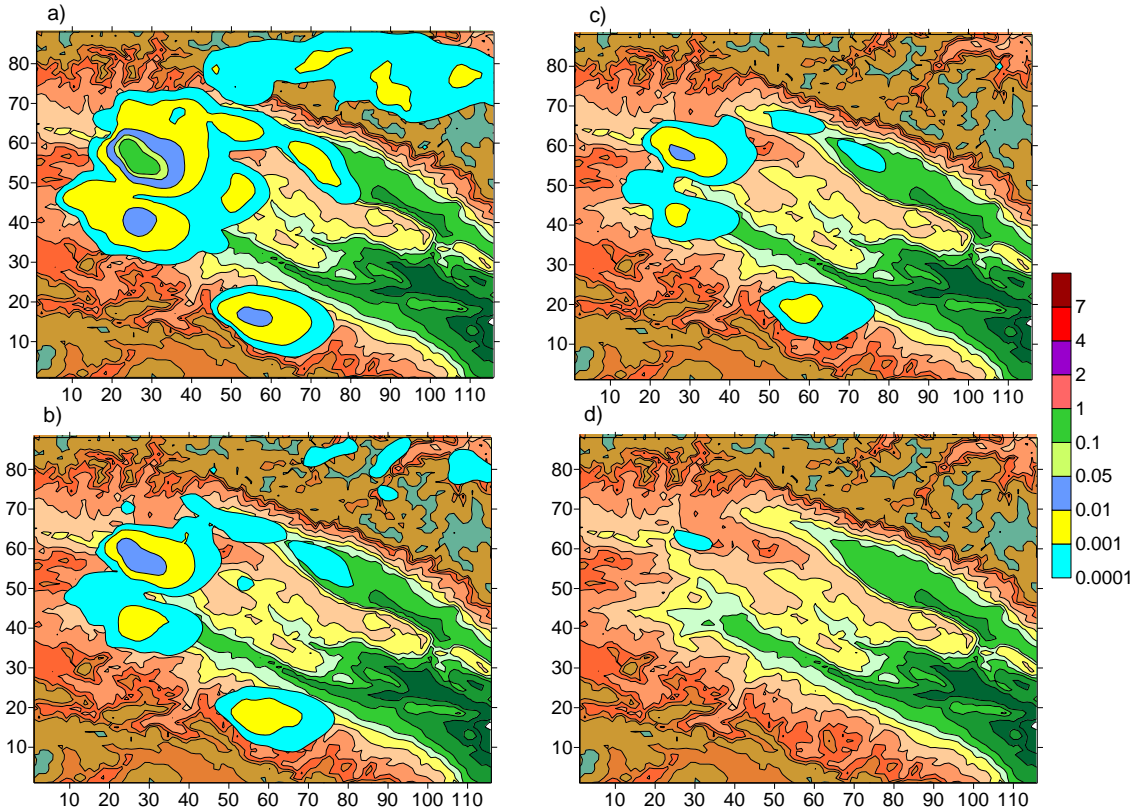
ნახ.4.2.8. ვერტიკალური სიჩქარის იზოწირები XOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) და $60 \leq x \leq 80$ – c), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ. 4.2.9. ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეებზე - a), წელიანობის მასიური წილისველები 2 კმ-b) და 3 კმ - c) სიმაღლეებზე და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე (კგ/მ²)d), როცა t = 0 სთ.



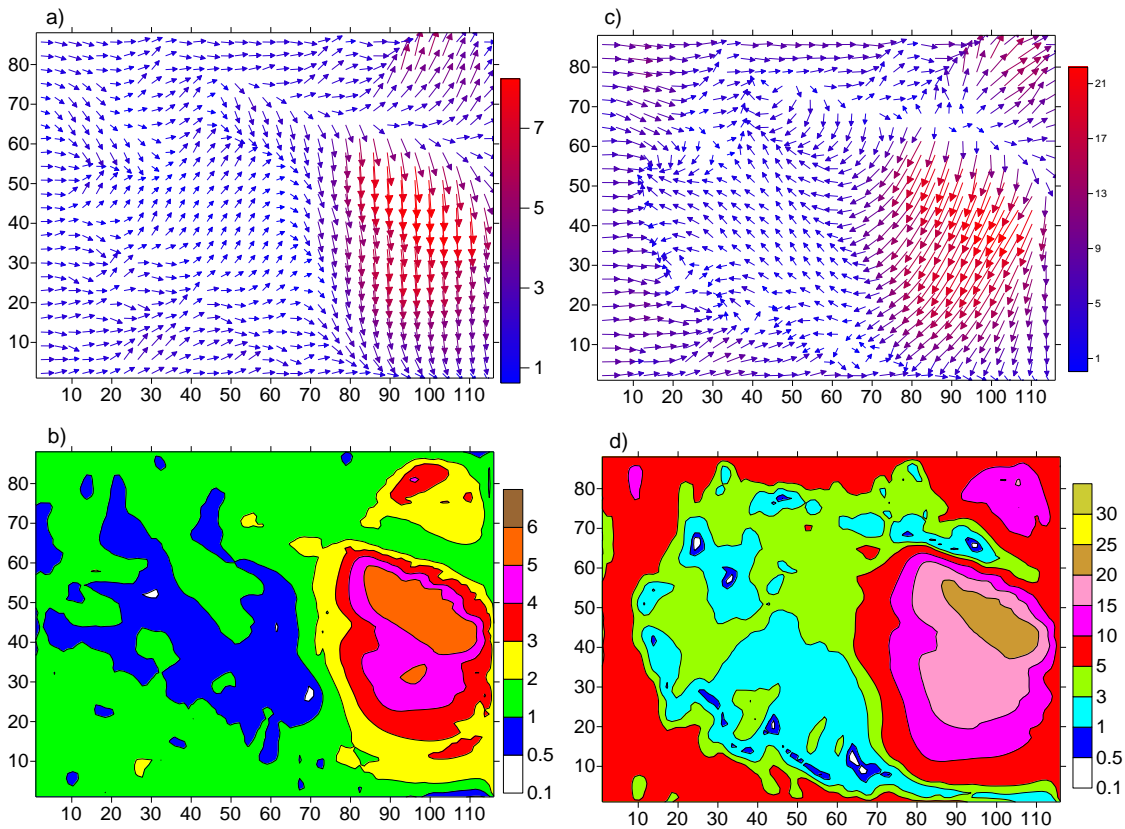
ნახ.4.2.10. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია z = 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა t = 0 სთ.



ნახ. 4.2.11. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 12$ სთ.

სიმაღლის ზრდასთან ერთად კონცენტრაცია სწრაფად მცირდება. ქ.ქ. თბილისისა და რუსთავის თავზე მიწის ზედაპირიდან 600 მ – 1 კმ სიმაღლეზე მიღებული კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები აღწევენ 1 ზღკ-ს, ისიც მეტად მცირე არეში. დანარჩენ ტერიტორიაზე კონცენტრაციის მნიშვნელობები 100 ჯერ ნაკლებია ზღკ-ზე. მიწის ზედაპირიდან 3 კმ სიმაღლეზე კონცენტრაცია 1000 ჯერ და უფრო მეტად ნაკლებია ზღვრულად დასაშვებ მნიშვნელობაზე.

ჰიდრომეტეოროლოგიური ველები, რომლებიც გამოთვლილია როცა $t = 14$ სთ ნაჩვენებია ნახ.4.2.12 – 4.2.14 –ზე. ნახ.4.2.12-ზე მოყვანილია ქარის სიჩქარის ვექტორისა და მოდულის განაწილება მიწის ზედაპირიდან $z = 10$ მ –a), b) და 100 მ–c), d) სიმაღლეებზე. ნახაზიდან ჩანს, რომ ქარის ზედაპირული განაწილება რთულია. რეგიონის დასავლეთ ნაწილში მიღებულია დასავლეთის ქარი, რომელიც განიცდის კონვერგენციას თრიალეთის ქედზე არსებულ სამ ხეობაში და წარმოქმნილი ჰაერის ნაკადები მიემართებიან ჯეირანის დაბლობისაკენ. ჯეირანის დაბლობზე ხდება ქარის მიმართულების ცვლილება, ქარი დებულობს ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებას, გადაეგლება ცივ გომბორის ქედის ჩრდილოეთ ნაწილს და აღწევს მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთას. ამ ტერიტორიაზე მიწისპირა ქარის სიჩქარე არ არის საკმარისი დაძლიოს ოროგრაფული წინააღმდეგობა, ამიტომ იყოფა ორ ნაკადად. ერთი ნაკადი ვრცელდება ჩრდილი აღმოსავლეთით კასპიის ზღვისკენ, ხოლო მეორე, ჯერ მიემართება სამხრეთ-აღმოსავლეთით, შემდეგ მკვეთრად უხვევს, და შირაქის დაბლობის და შირვანის სტეპის მიდამოებში გადაიქცევა ჩრდილოეთის ქარად. ქარის სიჩქარე 10 მ დონეზე არაა დიდი, რეგიონის უმეტეს ნაწილში ის არ აღემატება 2 მ/წმ-ს. მხოლოდ აღმოსავლეთ ნაწილში იზრდება და შირაქის დაბლობისა და შირვანის სტეპების მიდამოებში აღწევს 7 მ/წმ-ს.



ნახ.4.2.12. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 14$ სთ.

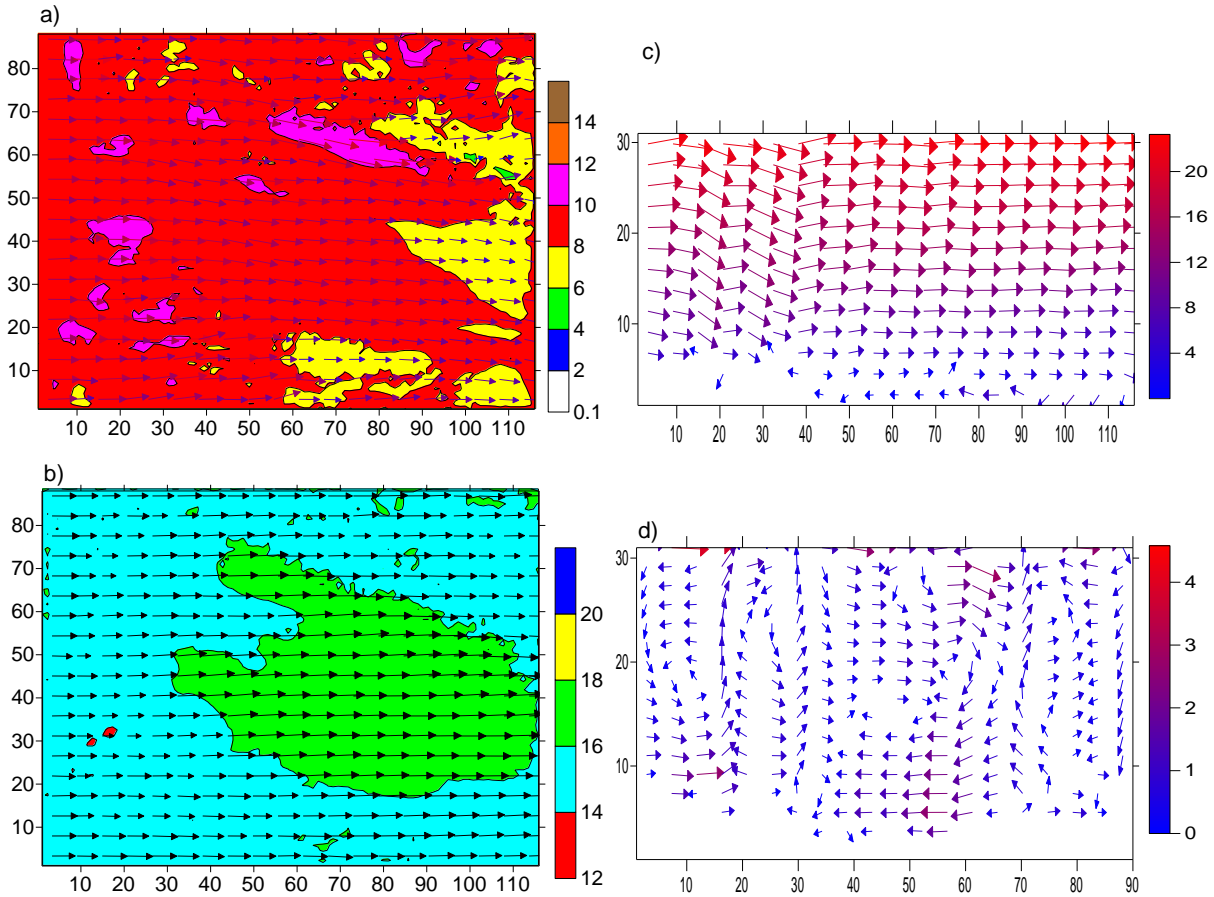
მიწის ზედაპირიდან 100მ სიმაღლეზე (ნახ.4.2.12c) ქარის ვექტორის სივრცული განაწილება მსგავსია მიწისპირა ქარის ვექტორის განაწილების. ამავე დროს, არსებობს მთელი რიგი განსხვავება: უფრო მკვეთრად გამოხატული ქარის დივერგენციის ზონა როგორც თრიალეთის ქედის მახლობლობაში, ასევე მთავარი კავკასიონის ქედის ჩრდილოეთი კალთის მიდამოებში; რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში, ივრის ზეგანისა და ცივ გომბორის ქედის მიდამოებში ქარი მიმართულია ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით და მიმდებარე ტერიტორიებზე არსებულ ქართან ერთად ქმნის მიწისპირა ანტიციკლონს.

100 მ სიმაღლეზე ქარის სიდიდე იცვლება ფართო ფარგლებში (ნახ.4.2.12d). რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში, ჯეირანის დაბლობის, ცივ გომბორის ქედის მიდამოებში, მთავარი კავკასიონის ქედის და მისი ჩრდილოეთი ფერდობის გარკვეულ ნაწილებში ქარის სიჩქარე არ აღემატება 5 მ/წმ-ს. ამასთან ერთად, ამ ტერიტორიის ცალკეულ მცირე ნაწილებში მიღებულია შტილის ზონები. ძლიერი ქარი მიღებულია შირაქის სტეპისა და შირვანის დაბლობის ტერიტორიაზე (20-25 მ/წმ).

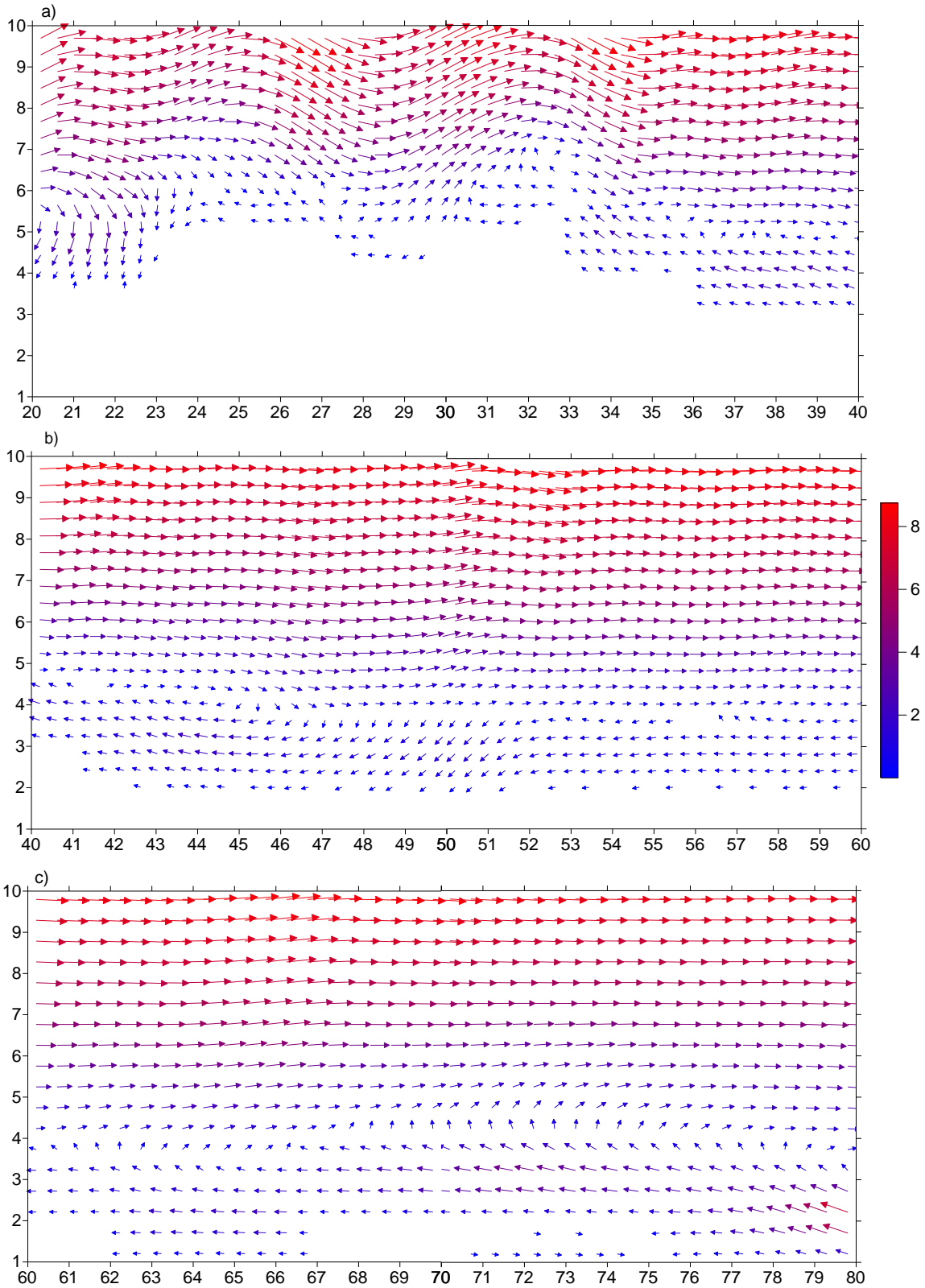
თავისუფალ ატმოსფეროში ოროგრაფიისა და ქვეფენილი ზედაპირის თერმიული ზემოქმედება იწვევს ზონალური ტალღური შემფოთებების წარმოშობასა და ვერტიკალურ მერიდიანულ სიბრტყეში მეზომასშტაბის გრივადების ფორმირებას (ნახ.4.2.13).

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, როგორც ზონალურ ასევე მერიდიანულ კვეთაში, მოღებულია ვერტიკალური ცირკულაციური სისტემები, რომელთა ჰორიზონტალური მასშტაბები დამოკიდებულია ოროგრაფიის არაერთგვაროვნების ზომებისაგან (ნახ.4.2.14–4.2.17). დინებების ზოგადი სურათი ისეთია, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ქვედა ნაწილში, ქედებსა ან მადლობებს შორის არსებულ დაბლობ ტერიტორიებზე, ჰაერის მოძრაობას აქვს ურთიერთ საპირისპირო მიმართულება და წარმოშობენ ციკლონური ან ანტიციკლონური ტიპის ვერტიკალურ ცირკულაციურ სისტემებს. არსებულ ეფექტს

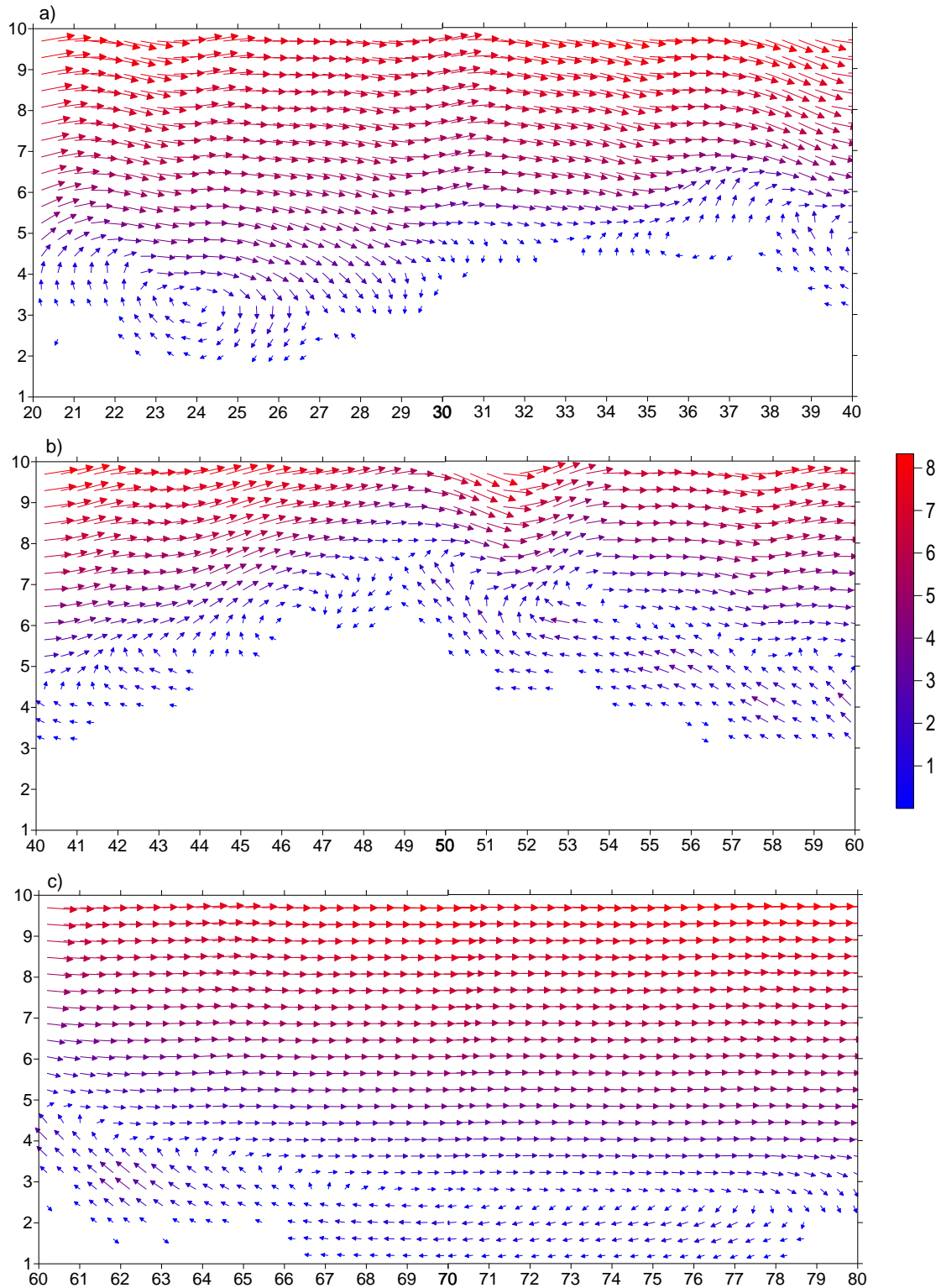
ადგილი აქვს მხოლოდ იმ შემთხვევაში თუ მსხვილმასშტაბიანი ფონური მოზრაობის სიჩქარე 1-3 მ/წმ-ის ფარგლებშია. 3 მ/წმ-ზე მეტი ქარის სიჩქარის შემთხვევაში მიწისპირა ფენის დამამუხრუჭებელი მოძრაობა ვერ წარმოშობს ვერტიკალურ გრიგალებს და ფორმირებული მეზომასშტაბური ქარის მიმართულება ემთხვევა ფონური ქარის მიმართულებას, რომელზედაც ზედ ედება სხვადასხვა სიგრძის მცირე ამპლიტუდის ტალღური შეშფოთებები (ნახ.4.2.18). ტალღური შეშფოთების ამპლიტუდა დიდია დიდი დახრილობის ოროგრაფიული არაერთგვაროვნების არეში და მცირდება დაბლობ და ვაკე ტერიტორიების თავზე.



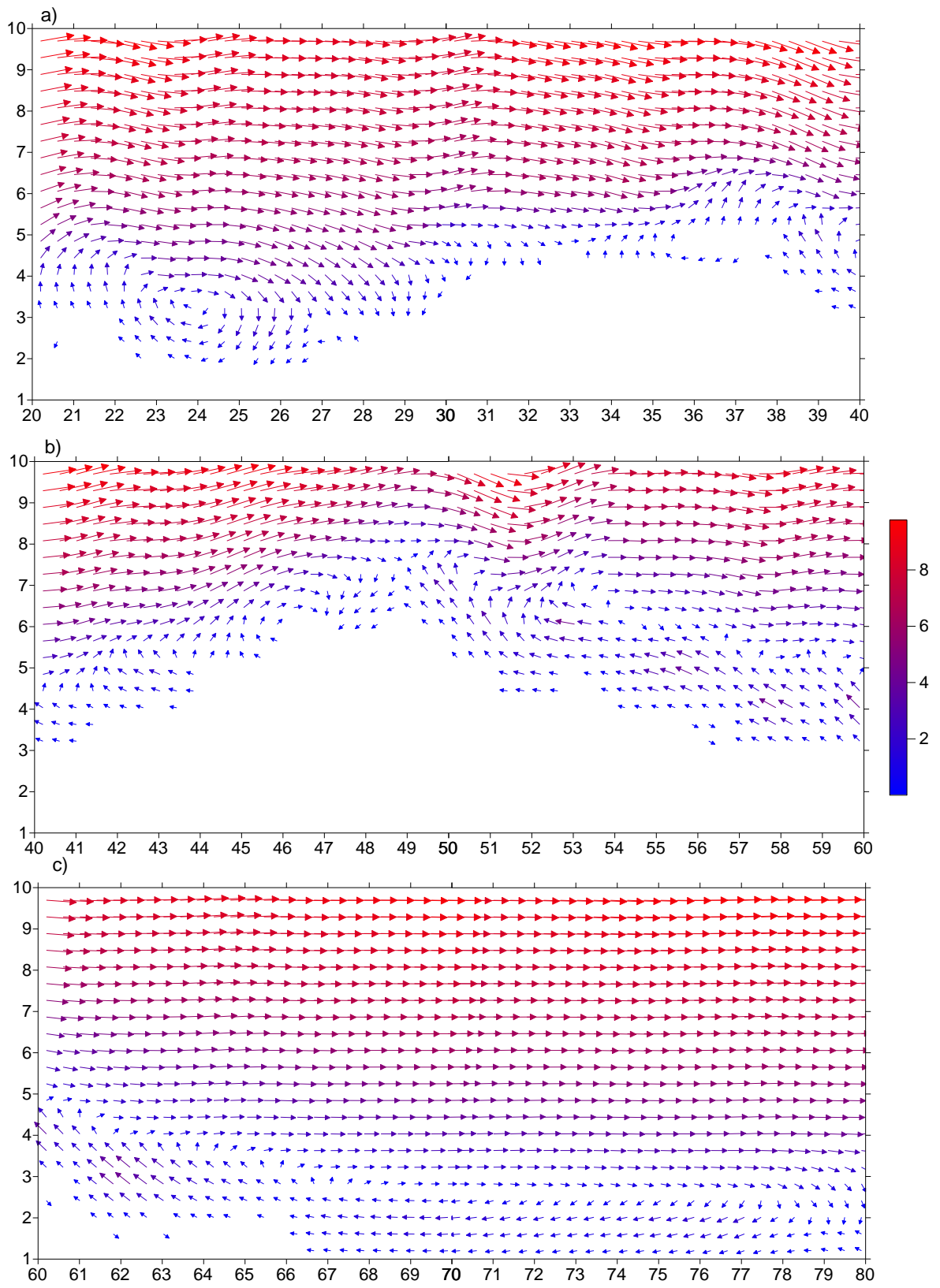
ნახ.4.2.13 ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6 კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური მდგენელ XOZ სიბრტყეში – c) და მერიდიანული მდგენელი YOZ სიბრტყეში – d), როცა $t = 14$ სთ.



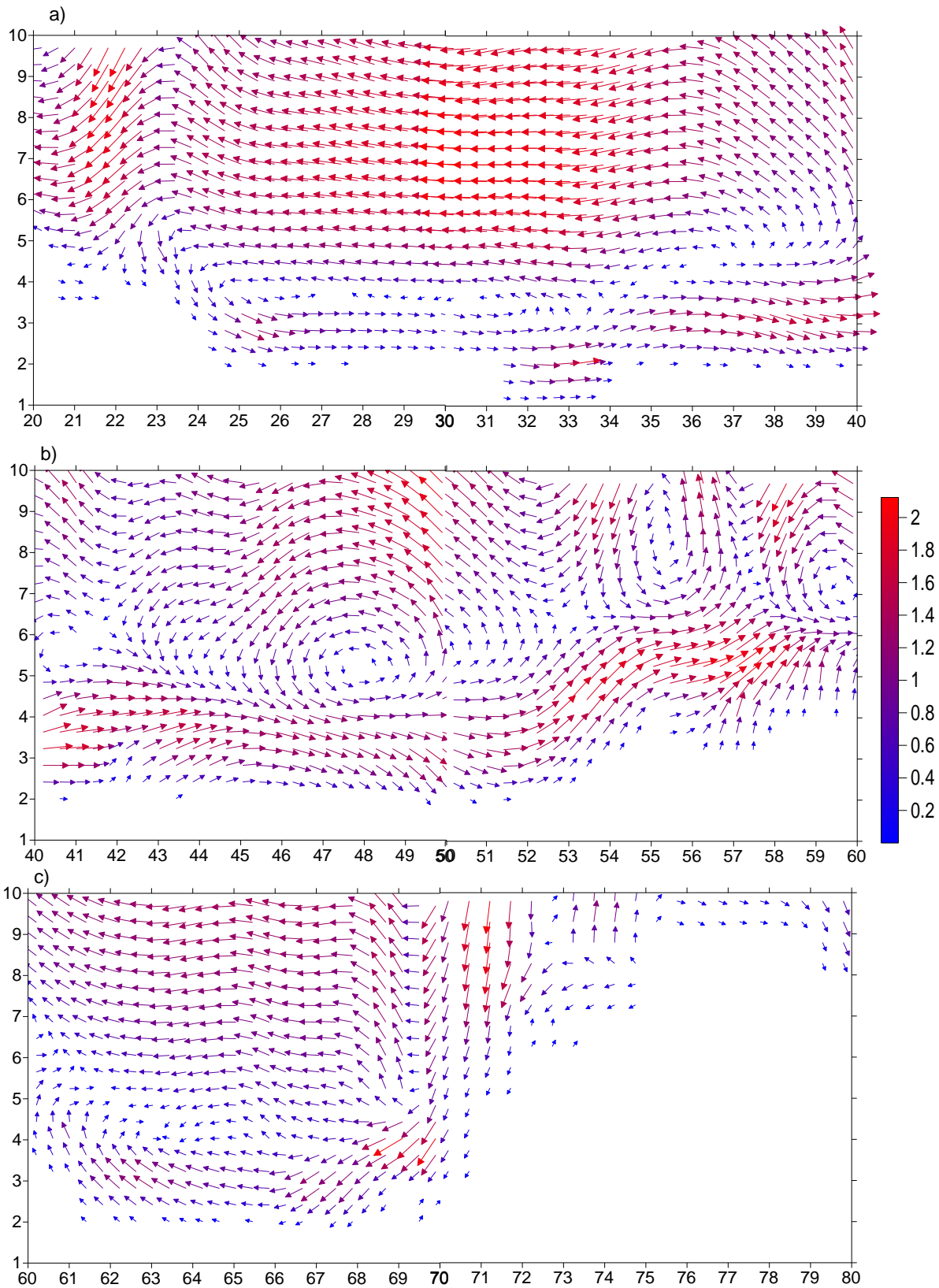
ნახ.4.2.14. ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b) და $60 \leq x \leq 80$ - c), როცა $t = 14$ სთ.



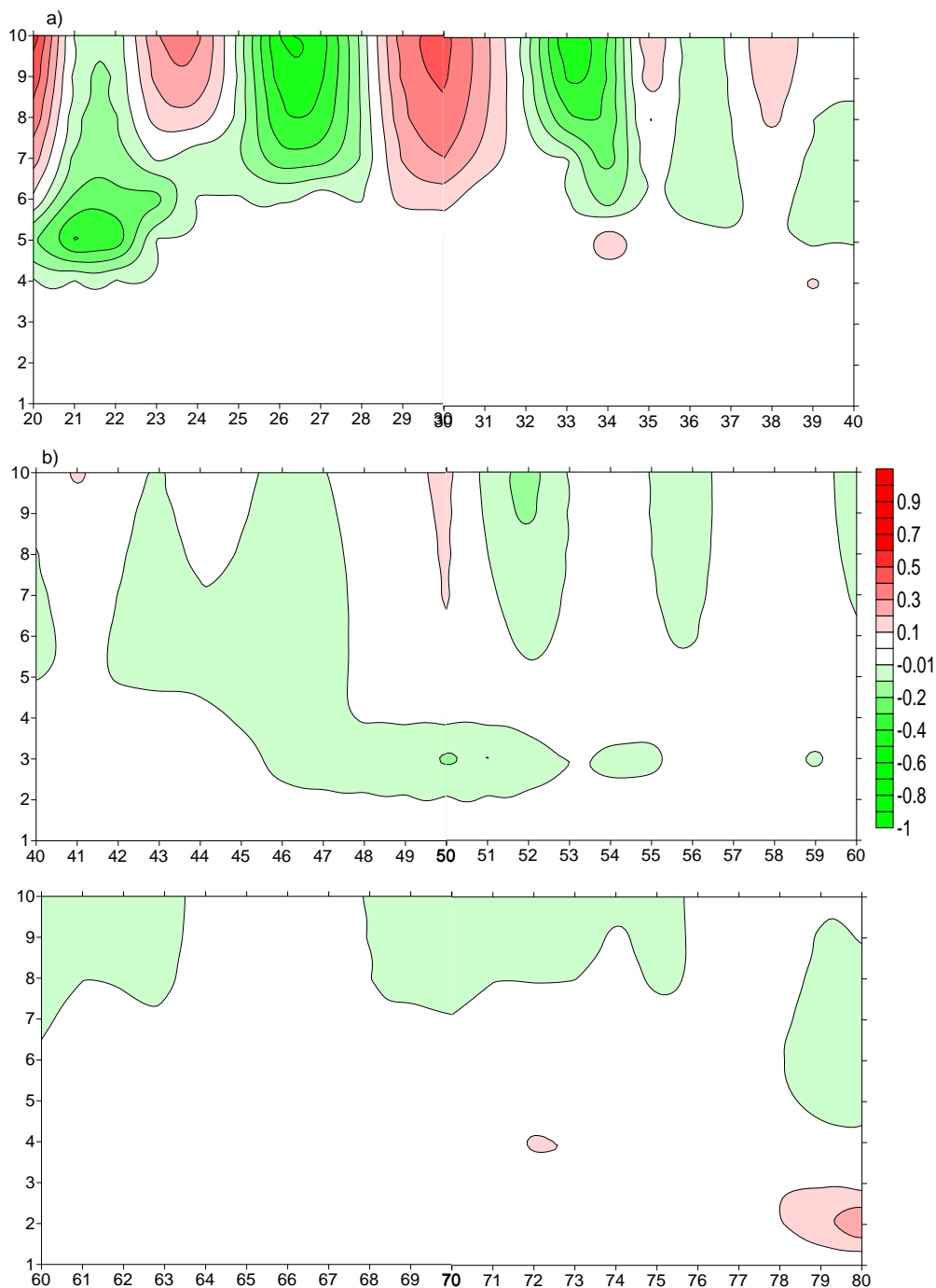
ნახ. 4.2.15. ქარის სიქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 60$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b) და $60 \leq x \leq 80$ - c), როცა $t = 14$ სთ.



ნახ. 4.2.16. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სხვადასხვა ფენაში YOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$ - c), როცა $t = 14$ სთ.



ნახ.4.2.17. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 60$ და $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$ - c), როცა $t = 14$ სთ.

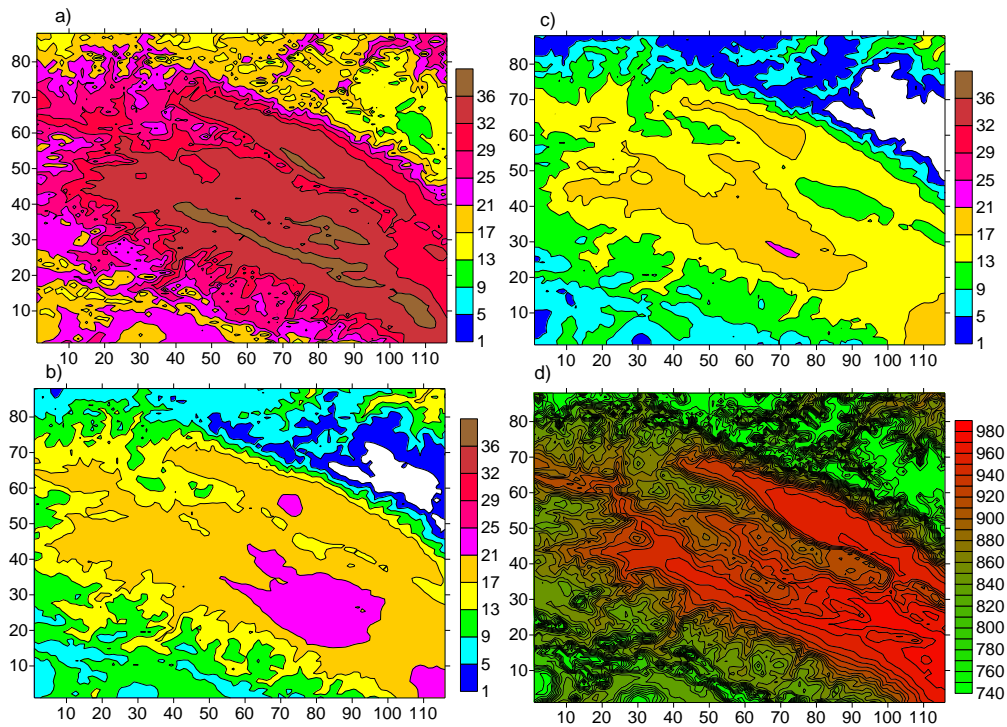


ნახ.4.2.18. ვერტიკალური სიჩქარის იზოწირები XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) და $60 \leq x \leq 80$ – c), როცა $t = 0$ სთ.

ნახ. 4.2.19 და 4.2.20-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ტემპერატურისა და წნევის ველები. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მოდელირების არეში ნიადაგის ტემპერატურა იცვლება 13°C - 40°C ფარგლებში. ტემპერატურის მაქსიმალური მნიშვნელობები მიღებულია მდ.ალაზნის ვაკსა და კახეთის ზეგანზე, სადაც ნიადაგის ტემპერატურა 14 სთ-ზე 32°C – 40°C ინტერვალშია. მეტეოროლოგიური ბუდრუგანის დონეზე ტემპერატურის მნიშვნელობა იცვლება ფართო დიაპაზონში. მისი მნიშვნელობა მაქსიმალურია კახეთის ზეგანზე (25°C), მინიმალური მაღალი მთების მიდამოებში (-1°C). მიწისპირა წნევის მნიშვნელობები 760 მბ – 1000 მბ-ის ფარგლებშია.

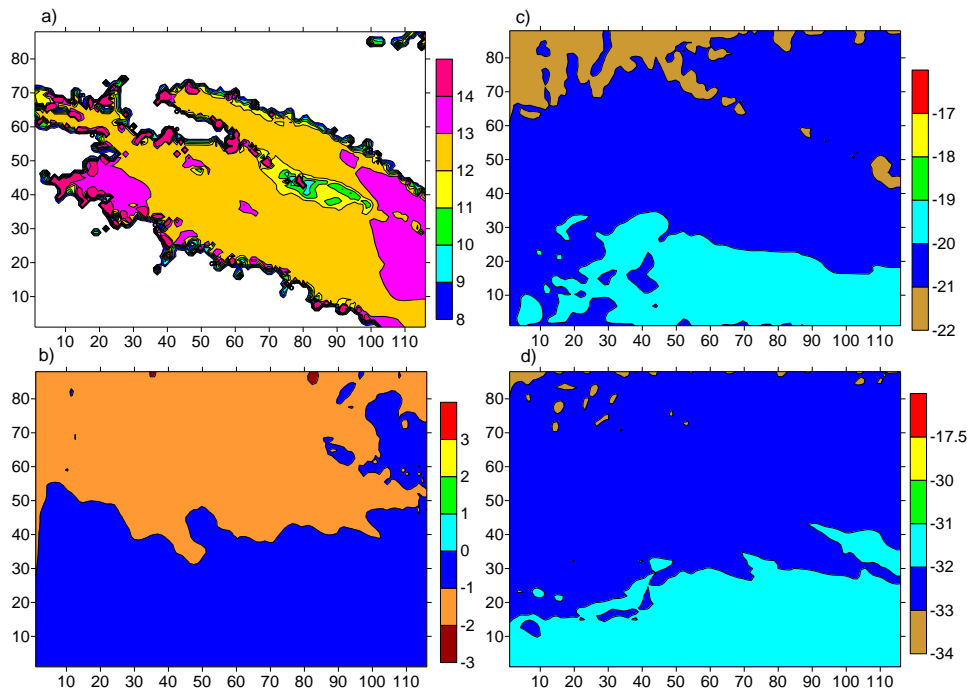
მიწის ზედაპირიდან 1 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურა 9°C - 14°C ინტერვალის ფარგლებში იცვლება. მაქსიმალური ტემპერატურა მიღებულია ორ არეში – ელდარის დაბლობის და გარდაბანისა და მარნეულის რაიონების ტერიტორიებზე. ტროპოსფეროში ტემპერატურა სიმაღლის ზრდასთან ერთად ეცემა დაახლოებით 0.65°C-ით 100 მ-ზე ისე, რომ მისი ჰორიზონტალური გრადიენტი მიმართულია ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ და დაახლოებით უდრის 1°C/50 კმ.

100მ სიმაღლეზე მიღებულია მკვეთრად გამოხატული დაღმავალი მოძრაობის ზოლი (ნახ.3.2.21). იგი მიუყვება მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთი ფერდობს რეგიონის აღმოსავლეთი საზღვრიდან მდ.ალაზნის ვაკის ბოლომდე. ამ არეში ვერტიკალური მოძრაობის სიჩქარე აღწევს - 1.1 მ/წმ-ს. აღნიშნულის მოპირდაპირედ, ივრის ზეგანის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში მიღებულია აღმავალი მოძრაობის ზოლი. ზოლი თან გასდევს ივრის ზეგანს მთელ სიგრძეზე. მისი სიგანე საშუალოდ 5-7 კმ-ია, სიგრძე კი 200კმ. ვერტიკალური სიჩქარე ამ ზოლში აღწევს 1.1 მ/წმ-ს. მიღებულია ასევე ცალკეული ჰაერის აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობები. მათი გავრცელების ჰორიზონტალური ზომები გაცილებით ნაკლებია ზემოთ აღნიშნული არეების ზომებისაგან.

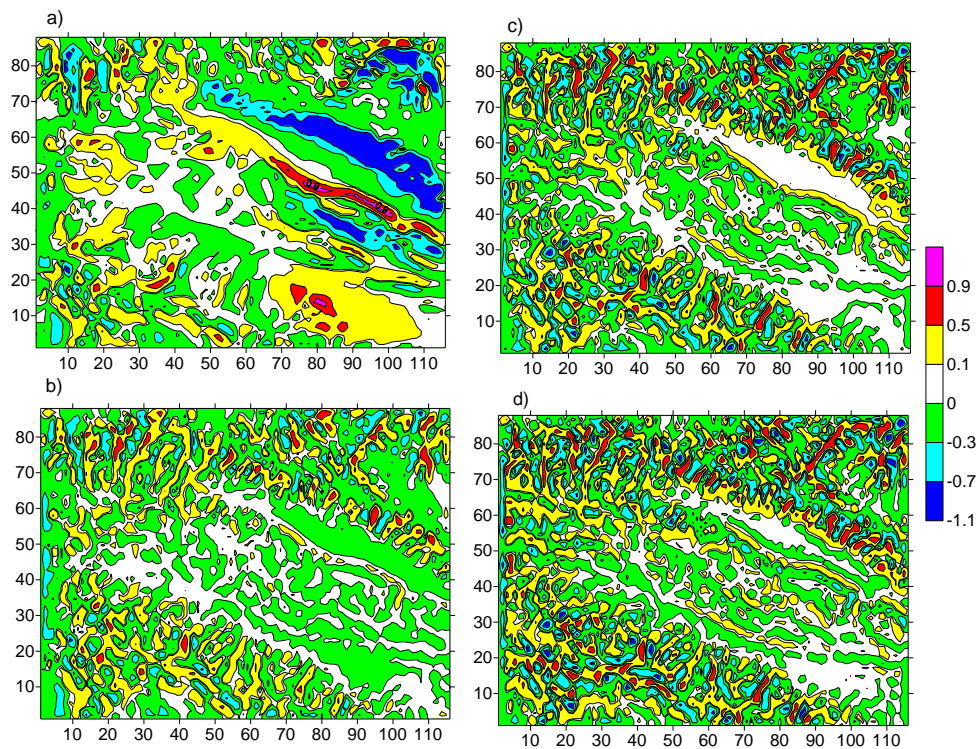


ნახ. 4.2.19. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}$ C) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ ველი – d)), როცა $t = 0$ სთ

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზევით არაა ფორმირებული მკაფიოდ გამოხატული ვერტიკალური მოძრაობის არეები. ვერტიკალური მოძრაობა აქ უფრო ლოკალურ ხასიათს ატარებს და დაკავშირებულია რელიეფის ლოკალურ არაერთგვაროვნებასთან.

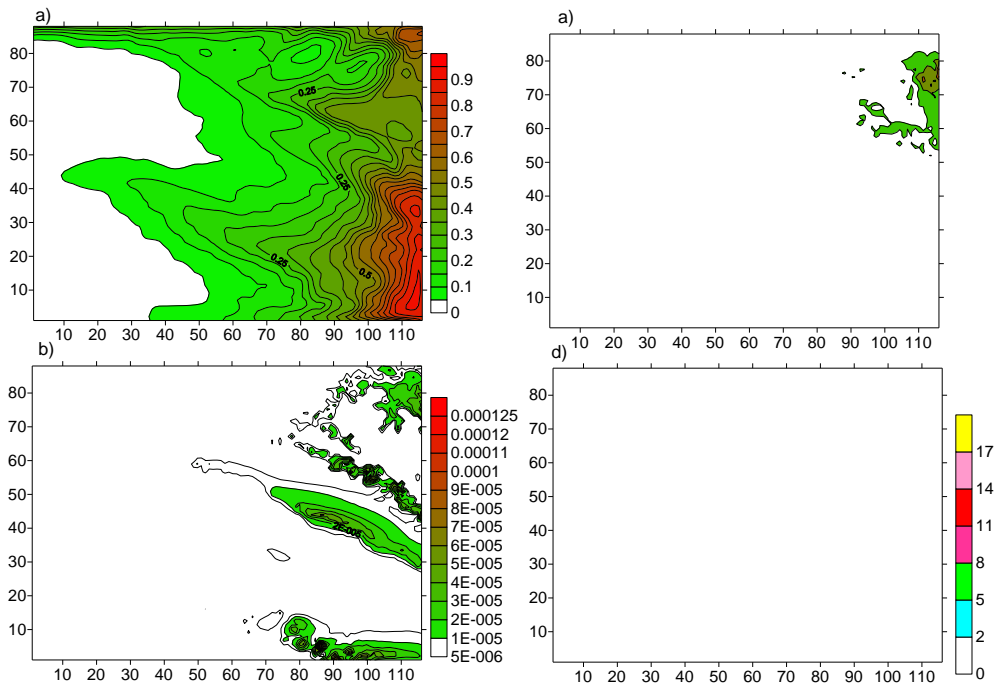


ნახ. 4.2.20. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 1კმ – a), 3კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ.

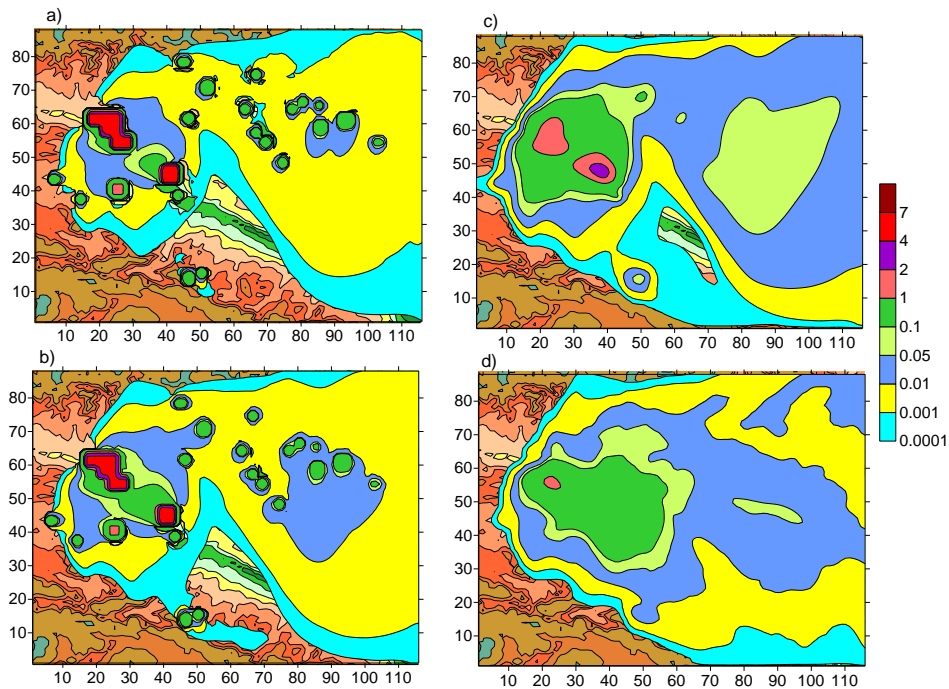


ნახ. 4.2.21. ვერტიკალური სიჩქარის ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 100 მ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ.

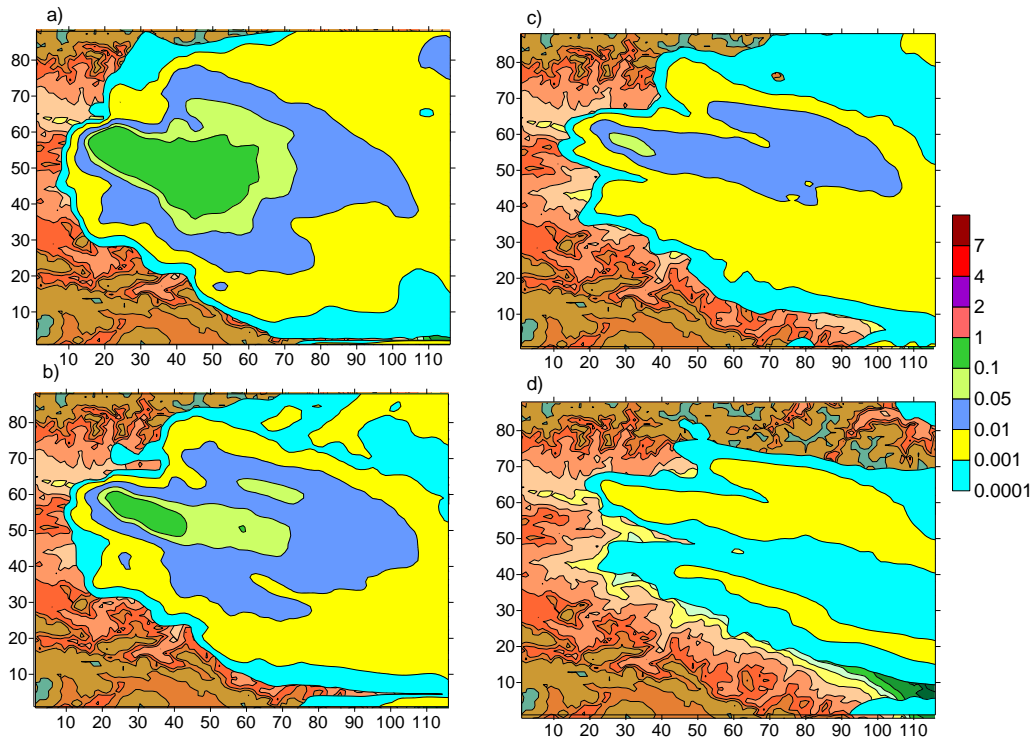
ნახ.4.2.22-ზე ნაჩვენებია ატმოსფეროს ტენიანობის ცვლილების დამახასიათებელი ველები. მათი ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მიუხედავად ატმოსფეროს საკმარისი ტენიანობისა, ჰიდროთერმოდინამიკური პროცესები ხელს არ უწყობენ ნალქვამომნელი პროცესების განვითარებას, წვიმის ღრუბლების ფორმირებას და ნალექების მოსვლას მოდელირების არეში.



ნახ.4.2.22. ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეებზე - a), წყლიანობის მასიური წილისველები 2 კმ-ბ) და 3 კმ - c) სიმაღლეებზე, და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე (კგ/მ²) d), როცა t = 14 სთ.



ნახ.4.2.23. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია z = 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე როცა t = 14 სთ.



ნახ.4.2.24. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 და 3000 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 14$ სთ.

ნახ.4.2.23 და 4.2.24-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და ტროპოსფეროში როცა $t = 14$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ დამტვერიანება გავრცელებულია დიდ ტერიტორიაზე ერთიანი ღრუბლის სახით, უმეტესად აღმოსავლეთის მიმართულებით. მტვრის გავრცელების არეში კონცენტრაცია არაა ერთგვაროვნად განაწილებული. მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე კონცენტრაცია $0.1 - 1$ ზღკ მიღებულია მხოლოდ ქალაქების ტერიტორიებზე და მათ უშუალო სიახლოვეს. 0.1 ზღკ-ის საზღვარი

ქ. თბილისის შემთხვევაში გადის ქალაქის ტერიტორიიდან $2 - 4$ კმ მანძილზე, ქრუსთავის შემთხვევაში კი $- 8$ კმ მანძილზე. დანარჩენ ტერიტორიაზე გამოთვლებით მიღებული კონცენტრაცია ნაკლებია 0.1 ზღკ-ზე. 2 მ სიმაღლის ზევით, 0.1 ზღკ-ზე მეტი მნიშვნელობა მიღებულია ქქ. თბილისისა და რუსთავის თავზე, გაცილებით მეტ ფართობზე. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია ერთის მხრივ დაბინძურებული ქალაქების თავზე მიწისპირა ფენაში ვერტკალური ტურბულენტობით მტვრის დიდი რაოდენობის გადატანასთან და შემდგომ მის გავრცელებასთან ჰორიზონტალური ადვექტიური და ჰორიზონტალური ტურბულენტური მოძრაობებით. 0.1 ზღკ-ზე მეტი კონცენტრაციის დაბინძურების ზონის მოცულობა მაქსიმალურია მიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროს 100 მ-დან 700 მ-მდე ფენაში. ამ ფენის ზემოთ მაქსიმალური კონცენტრაციის მნიშვნელობა იწეებს კლებას და 3 კმ-ის სიმაღლეზე მისი სიდიდე არ აღემატება 0.01 ზღკ-ს.

4.3. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების და მტვერის დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური სამხრეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვრიანობის გავრცელება სამხრეთის ფონური სტაციონალური ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. პარამეტრები $u_{fon}=0$; $v_{fon}=23$ მ/წმ; $\Delta T_x = -7,5 \cdot 10^{-6}$ გრად/მ; $\Delta T_y = 0$;

ფონური წნევა განსაზღვრულია კვაზისტატიკის განტოლებით, ხოლო შესაბამისი ფონური ქარის სიჩქარე გამოთვლილია გეოსტროფიული ქარის განტოლებებიდან. მისი მნიშვნელობა იცლება 1 მ/წმ-დან 10 მ სიმაღლეზე 20 მ/წმ-მდე ტროპოპაუზაზე, შესაბამისად.

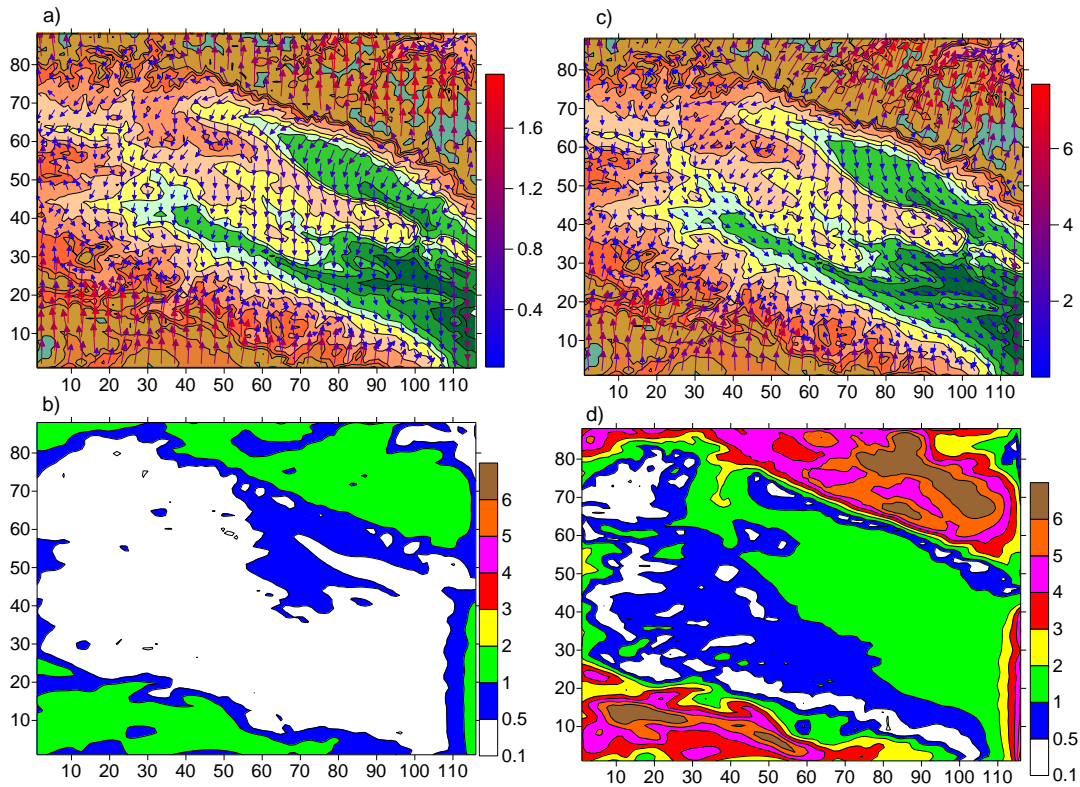
ნახ. 4.3.1 - 4.3.10 -ზე ნახვენებია გამოთვლებით მიღებული ლოკალური მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილების სურათები.

ნახ. 4.3.1-ზე ნახვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილება მიწისპირა ფენაში თვისობრივად განსხვავდება სივრცული განაწილებისაგან, რომლებიც მიღებულია ფონური აღმოსავლეთისა და დასავლეთის ქარების შემთხვევებში. მთავარი კავკასიონის და თრიალეთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ კალთაზე მიღებულია სამხრეთის ქარი, რომლის სიდიდე ფლუგერის დონეზე აღწევს 2 მ/წმ-ს, ხოლო 100 მ სიმაღლეზე 8 მ/წმს. ქედებს შორის არსებულ ტერიტორიაზე – ივრის ზეგანზე, ცივ გომბორის ქედსა და იქ არსებულ ტერიტორიებზე მიღებულია ფონური ქარის საწინააღდეგო მიმართულების ქარი - ჩრდილოეთის ქარი, რომელიც 100 მ სიმაღლეზე ალაზნის ვაკეზე და ჯეირანის ველზე გადადის ჩრდილო-დასავლეთის ქარში. ამ ტერიტორიებზე ქარი სუსტია ისე, რომ ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ადგილი აქვს შტილს (ნახ. 4.3.1b) და d). შტილი მიღებულია ასევე 100 მ სიმაღლეზე, ძირითადად ოროგრაფიული წინააღმდეგობის ქარზურგა მხარეს და ზოგიერთ ქედებს შორის არსებულ ხეობებში (მაგ. ქქ. თბილისის და რუსთავის მიმდამოებში).

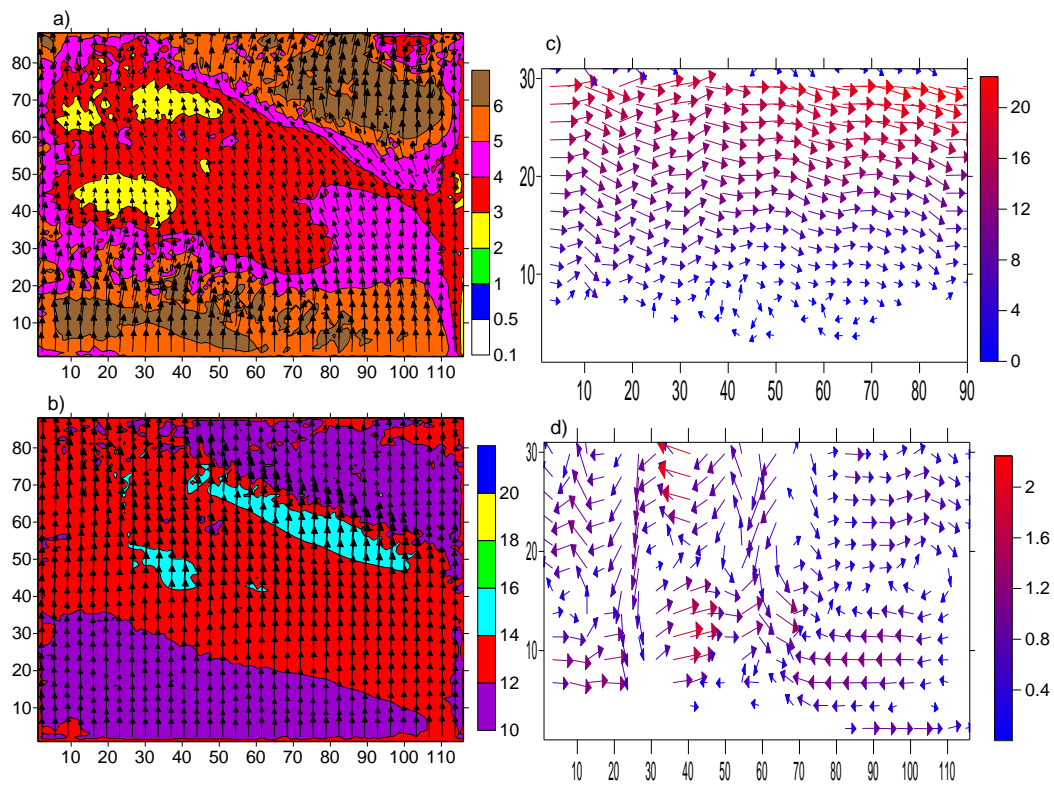
ანალოგიურად ზონალური ფონური ქარის შემთხვევისა, მოდელირებულ ექსპერიმენტშიც ქარის სიჩქარე მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას იზრდება. მსგავსებასთან ერთად, ადგილი აქვს შემდეგ თვისობრივ განსხვავებებს. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარის სიდიდე მაღალი ქედების თავზე მეტია ვიდრე სიჩქარე, რომელიც მიღებულია მათ შორის არსებულ დაბლობ ტერიტორიებზე (ნახ.4.3.2 a). 6კმ სიმაღლეზე კი მიღებულია აღნიშნულის საპირისპირო სურათი, ქარის სიჩქარე მეტია მთავარი კავკასიონის და თრიალეთის ქედებს შორის არსებულ არეში და ნაკლებია ქედების თავზე (ნახ. 4.3.2b).

ქარის სიჩქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების (ნახ. 4.3.2c), d). ანალიზი გვიჩვენებს, რომ გარსდენის პროცესისათვის დამახასიათებელია მეზომასშტაბური ტალღები და ვერტიკალური მერიდიანული და ზონალური გრივალები. მეზომასშტაბური ტალღები განსაკუთრებით გამოხატულია თავისუფალ ატმოსფეროში, ვერტიკალური გრივალები - ფონური დინების მართობულ სიბრტყეში ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და თავისუფალ ატმოსფეროში.

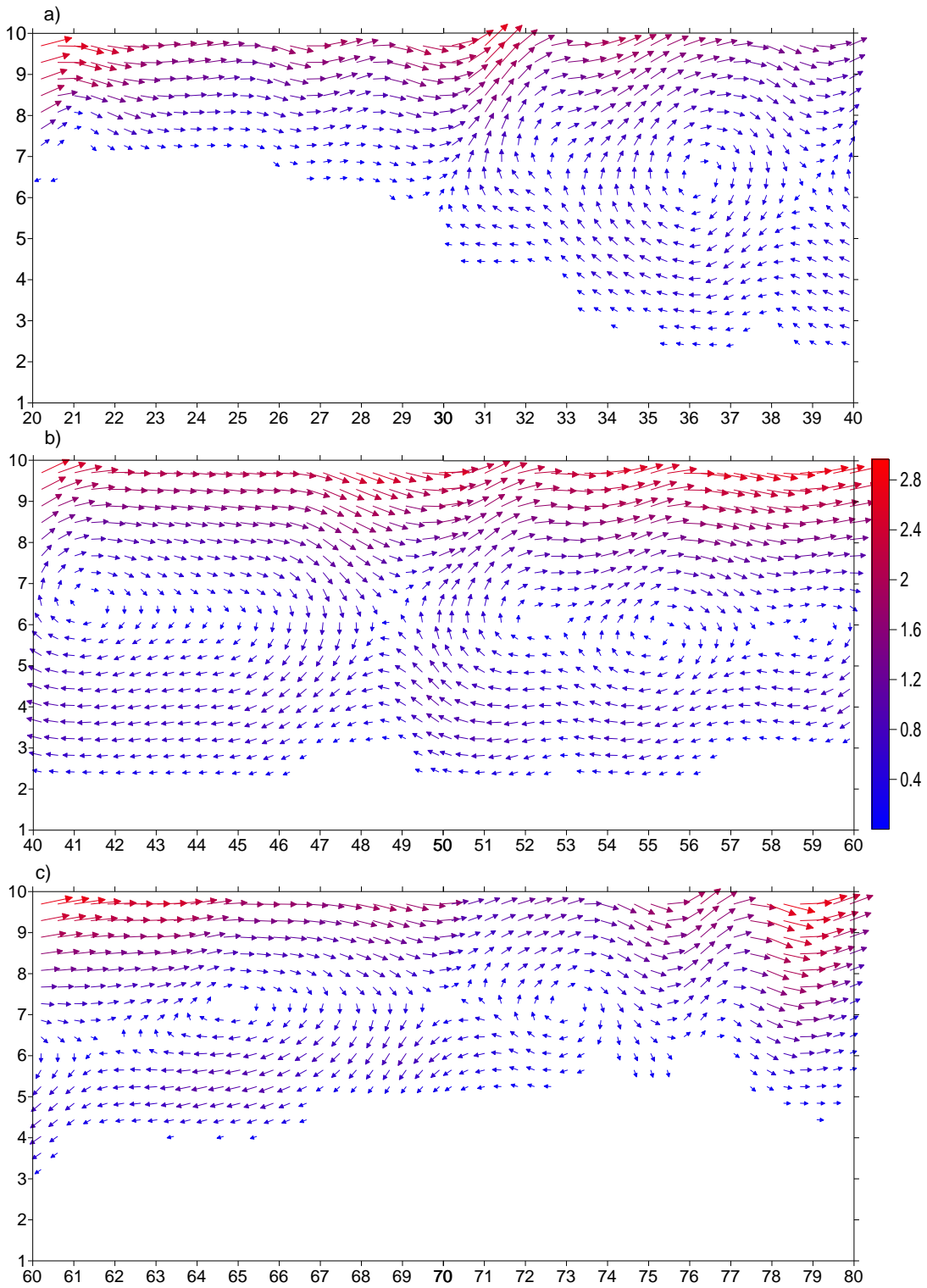
აღნიშნული მოძრაობების მაღალი გარჩევის მქონე სურათები მოცემულია ნახ.4.3.3 – 4.3.6-ზე. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ოროგრაფიის ზემოქმედების შედეგად წარმოშობილი ცირკულაციური სისტემები ძირითადად ფორმირებულნი არიან ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში.



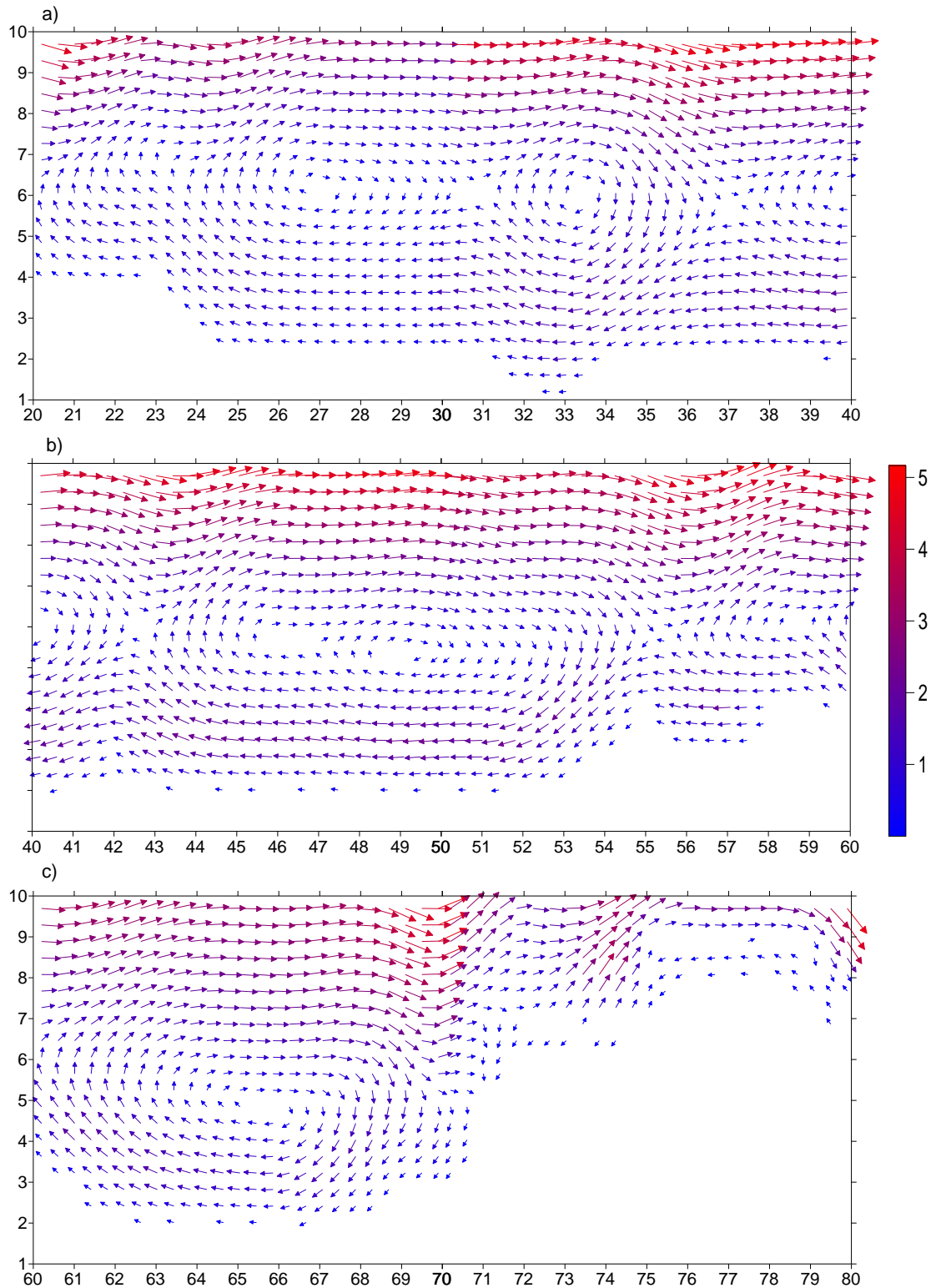
ნახ.4.3.1. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), როცა $t = 0$ სთ.



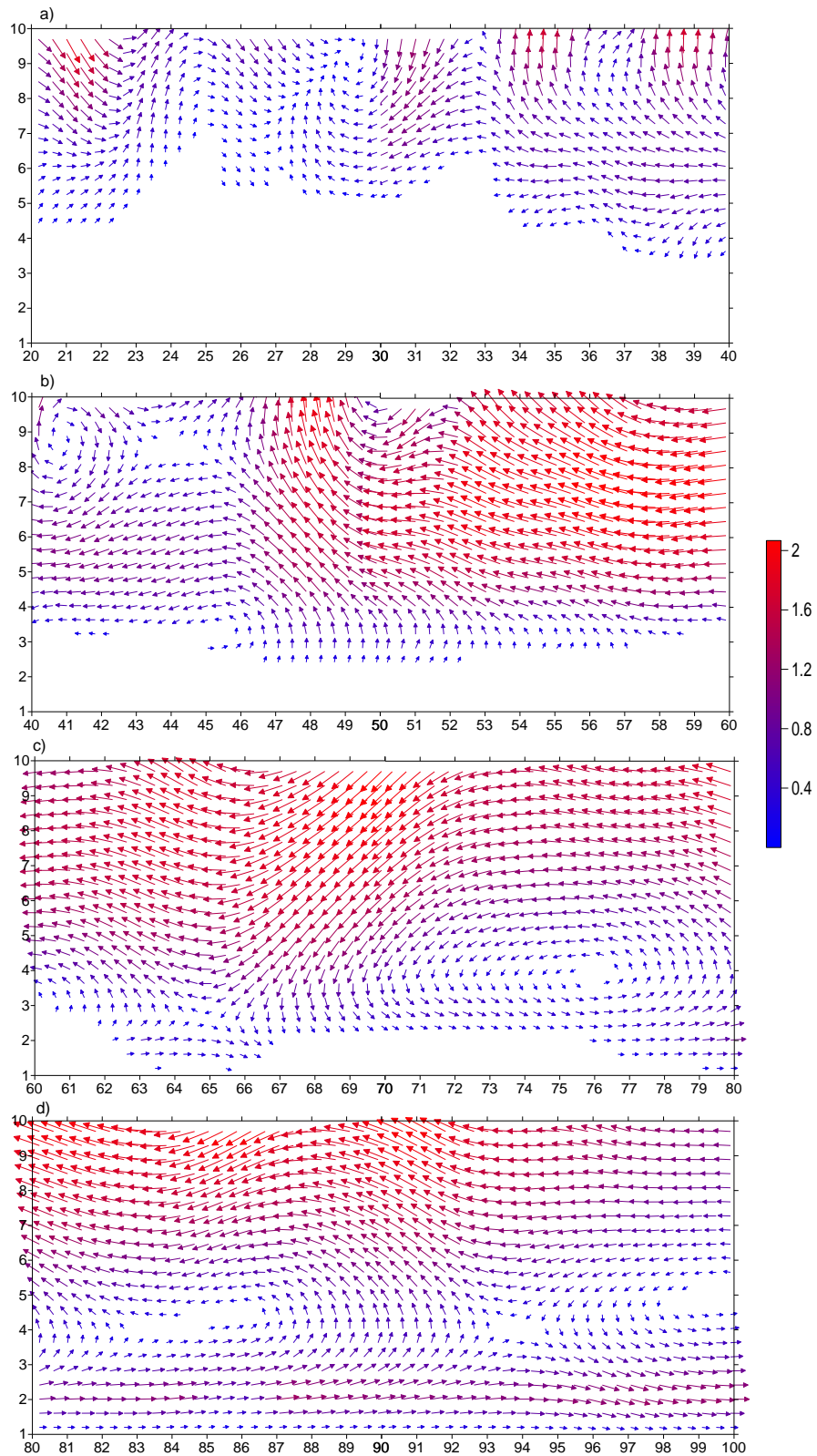
ნახ.4.3.2. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი მდგენელ XOZ სიბრტეეში, როცა $Y=20$ – c) და მერიდიანული მდგენელი YOZ სიბრტეეში, როცა $X=20$ – d), როცა $t = 0$ სთ.



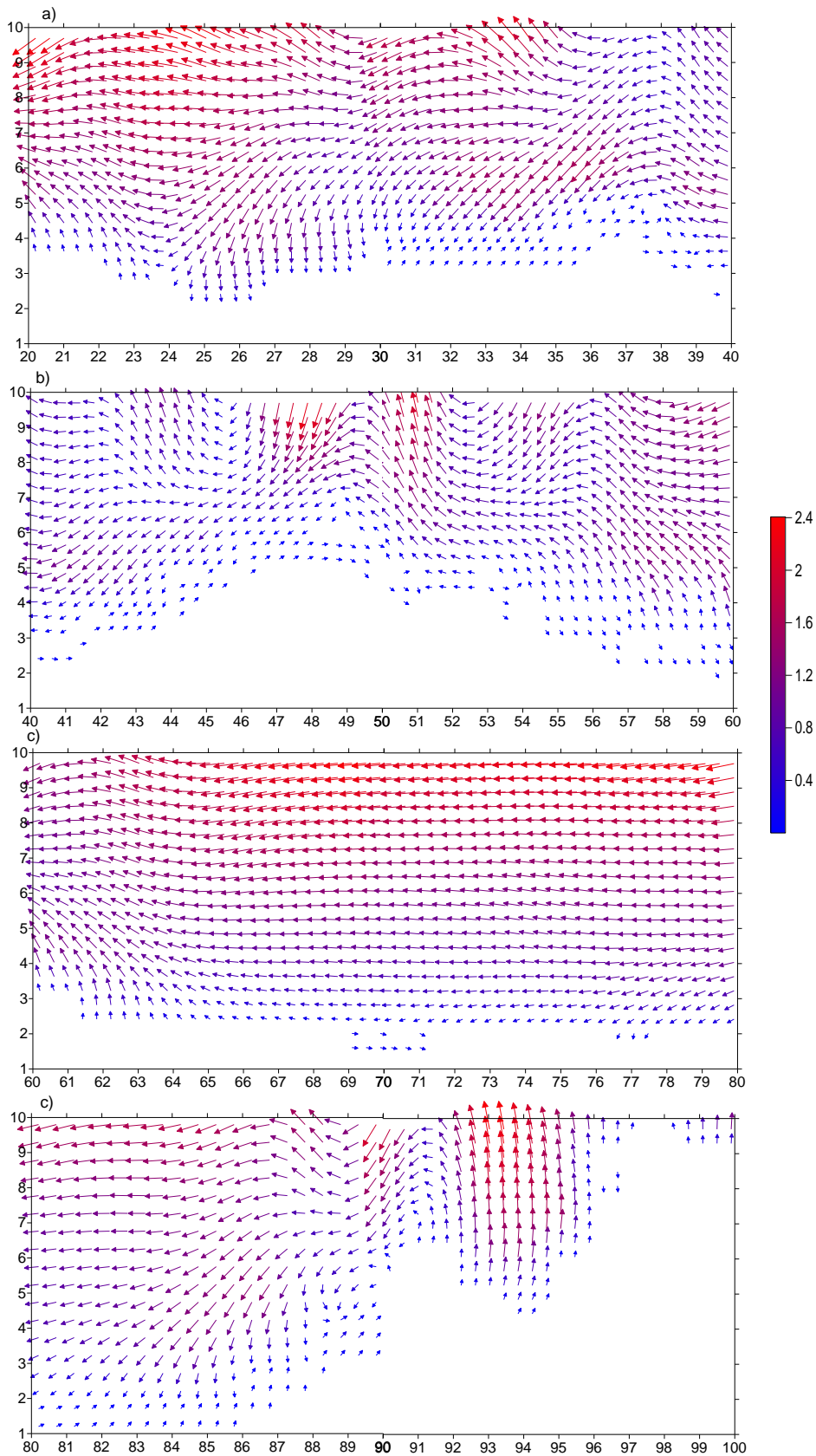
ნახ.4.3.3. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b) და $60 \leq y \leq 80$ – c), როცა $t = 0$ სთ.



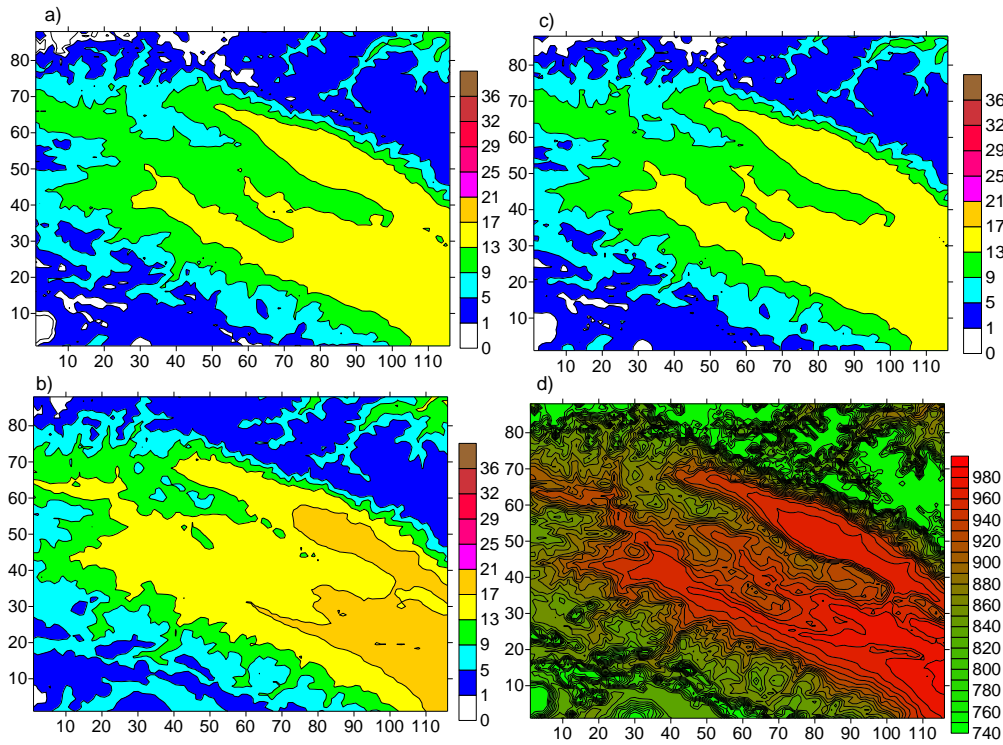
ნახ.4.3.4. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 60$ და $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$ - c), როცა $t = 0$ სთ.



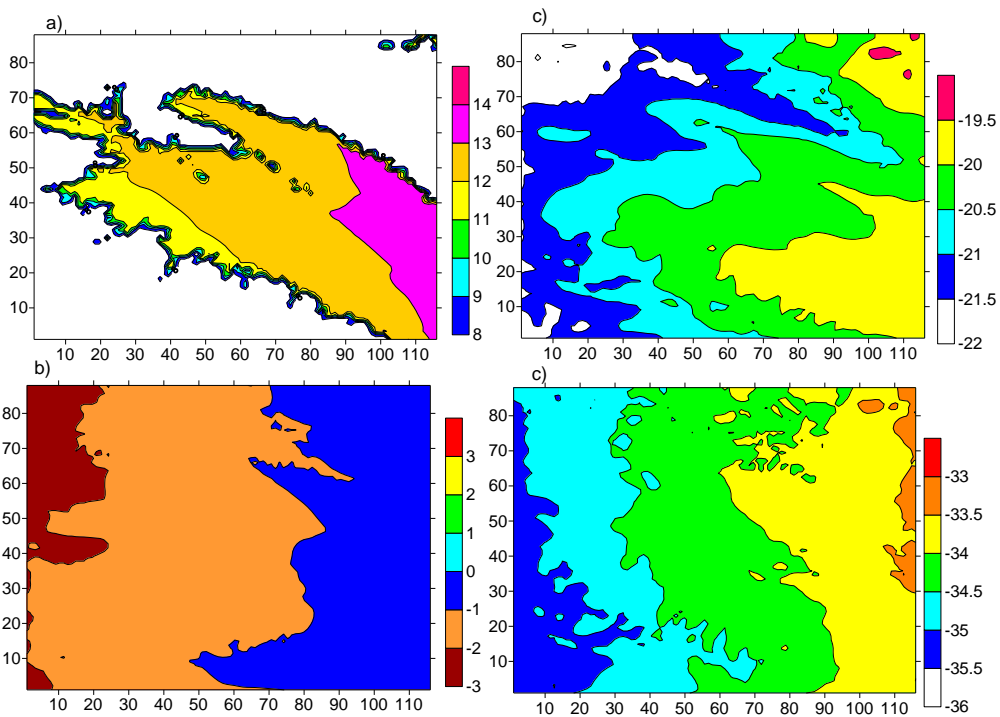
ნახ.4.3.5. ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b), $60 \leq x \leq 80$ – c) და $80 \leq x \leq 100$ – დ), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ.4.3.6. ქარის სიქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს ასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 60$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b), $60 \leq x \leq 80$ - c) და $80 \leq x \leq 100$ - d), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ.4.3.7. ტემპერატურული ველი (°C) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ) ველი – d)), როცა $t = 0$ სთ.



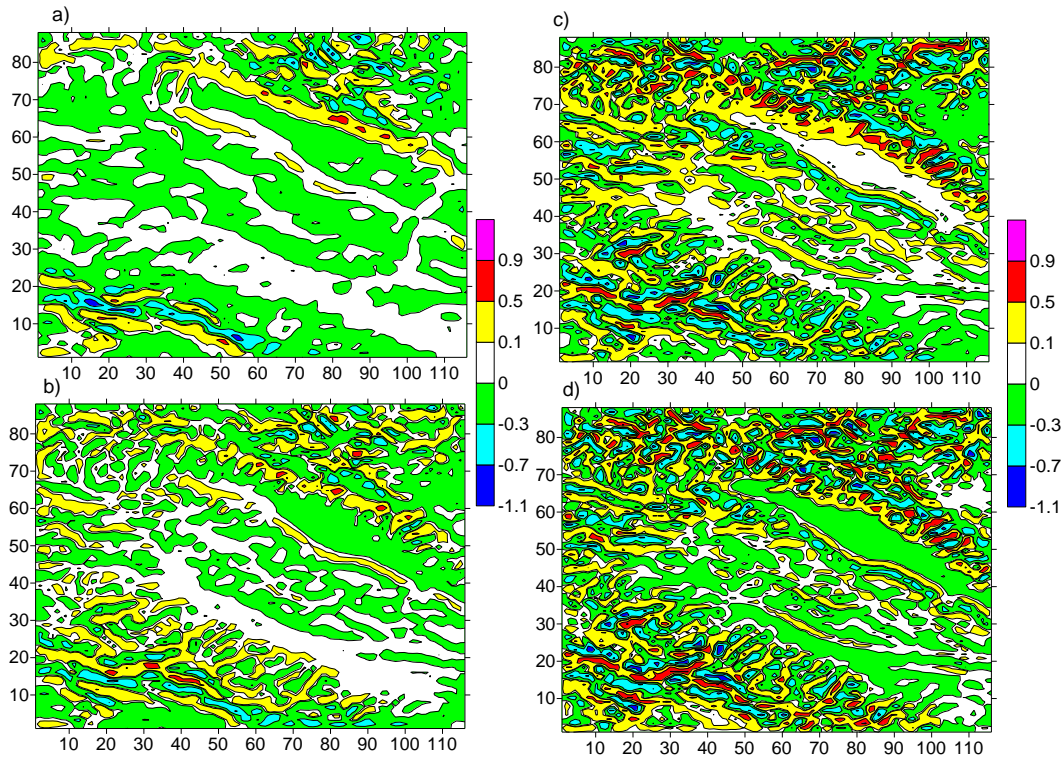
ნახ.4.3.8. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}$ C) ნიადაგის ზედაპირიდან 1კმ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d)სიმაღლეებზე, როცა $t = 0$ სთ.

მათი ჰორიზონტალური ზომები დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის ფორმაზე და ქარის სიჩქარის სიღრმეზე. გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ცირკულაციური სისტემების

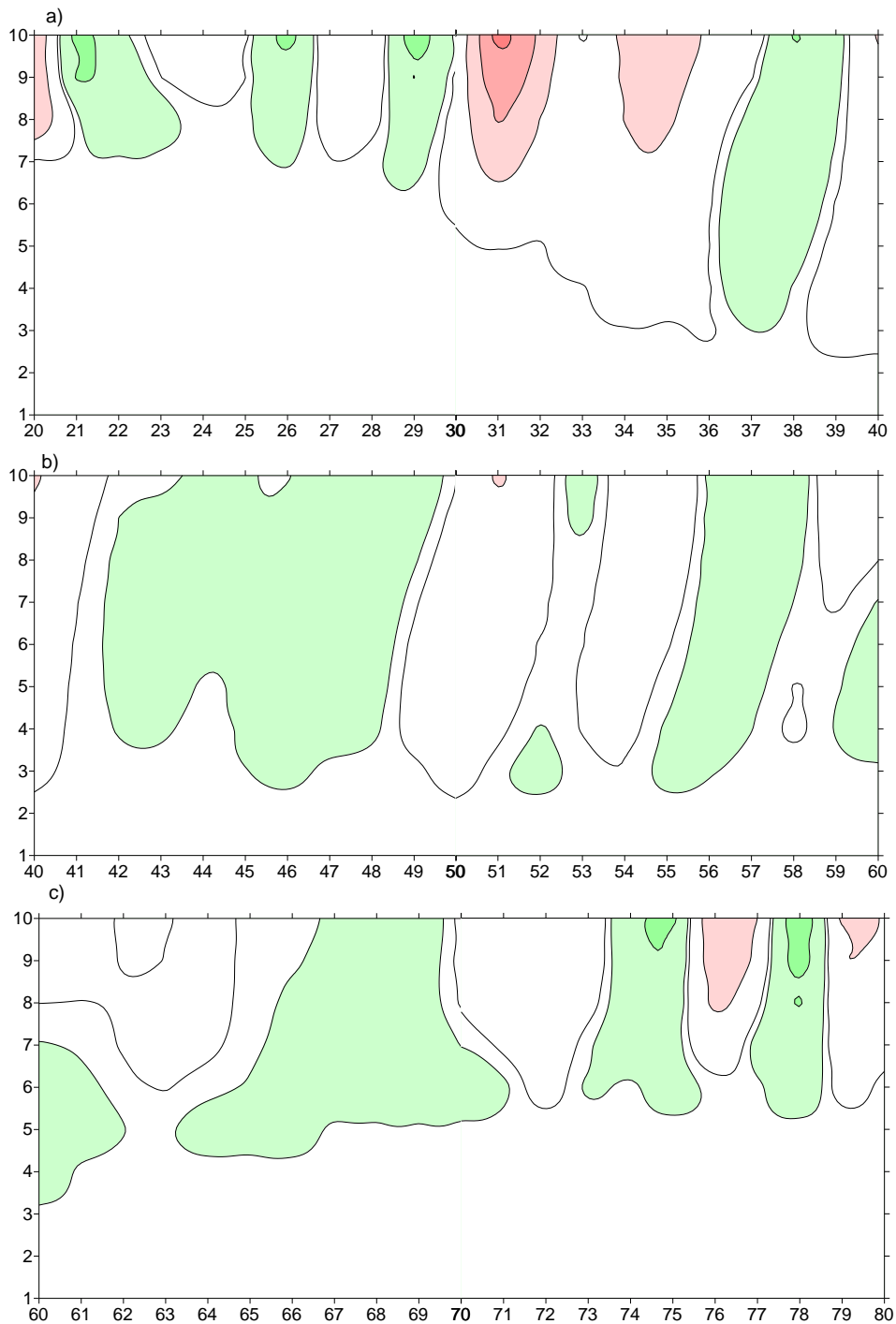
ჰორიზონტალური ზომები 10–50 კმ-ის ფარგლებშია, ხოლო ვერტიკალური ზომები – იცვლებიან რამდენიმე ასეული მეტრიდან 2 - 3 კმ-მდე. მაღალი ქედების მიდამოებში წარმოშობილი ვერტიკალური გრივალები შეიძლება გასცდეს ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და მოიცვას თავისუფალ ატმოსფერო 3 - 4 კმ-მდე.

მეზომასშტაბური ოროგრაფიული ტალღა გრავიტაციული ბუნებისაა. ის მიღებულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და თავისუფალ ატმოსფეროში. ტალღა აღწევს ტროპოპაუზამდე, მისი ამპლიტუდა დამოკიდებულია ადგილის სიმაღლეზე და ქვეყნილი ზედაპირის ჰორიზონტალურ გრადიენტზე.

როცა $t = 0$ სთ გამოთვლებით მიღებული ტემპერატურის მნიშვნელობები ბუდრუგანას დონეზე მეტია ვიდრე ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა და ატმოსფეროს ტემპერატურა 100 მ სიმაღლეზე (ნახ. 3.61). თუმცა, ტემპერატურის ჰორიზონტალური განაწილებები სამივე დონეებზე თვისობრივად ერთნაირნი არიან. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ტემპერატურა მცირდება რელიეფის სიმაღლის ზრდასთან ერთად და ნაკლებადაა დამოკიდებული ფონური ტემპერატურის ჰორიზონტალურ გრადიენტზე. მიწისპირა ფენის ზევით, ტემპერატურის ჰორიზონტალური ცვლილების მიმართულება ემთხვევა ფონური ტემპერატურის ცვლილების მიმართულებას (ნახ.3.62). მიწისპირა წნევა მაქსიმალური რეგიონის ყველაზე დაბალ ტერიტორიაზე მინგეჩაურის წყალსაცავის და მდ. ალაზანისა და მტკვრის გასწვრივ არსებულ დაბლობ ტერიტორიებზე.



ნახ. 4.3.9. ვერტიკალური სინქარის ველი ($^{\circ}$ C) ნიადაგის ზედაპირიდან 100 მ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ.

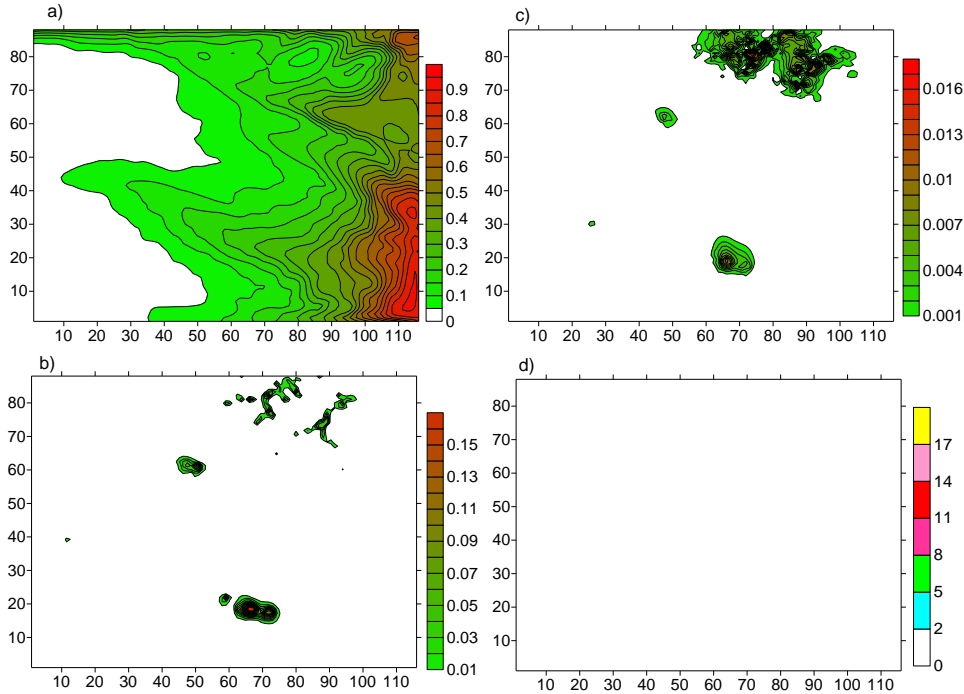


ნახ. 4.3.10. ვერტიკალური სიჩქარის იზოწირები YOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე როცა $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b), $60 \leq y \leq 80$ – c) და $t = 0$ სთ.

ნახ. 4.3.10 - 4.3.11-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ვერტიკალური სიჩქარის იზოწირების განაწილება ნიადაგის ზედაპირიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე და ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მერიდიანულ კვეთაში. ნახაზებიდან ჩანს, რომ რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში – იურის ზეგანის ალაზნის ვაკეზე და ჯეირანის ველის მიდამოებში სიჩქარის სიდიდეები ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში -0.3 მ/წმ – 0.3 მ/წმ-ის ფარგლებში იცვლება და აღმავალ და დაღმავალ მოძრაობებს ადგილი აქვთ საკმაოდ დიდი ჰორიზონტალური ზომის მქონე ტერიტორიაზე. მთავორიან ტერიტორიებზე აღმავალი და დაღმავალი

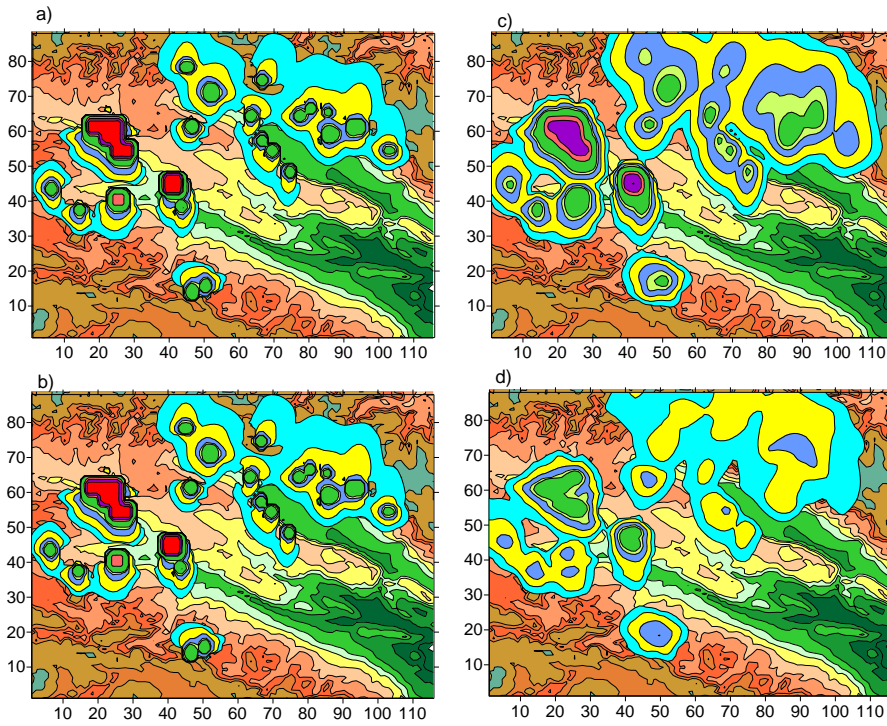
მოდრაობებით დაკავებული არეების ჰორიზონტალური ზომები დაახლოებით 10 კმ-ის მასლობლობაშია და ამ არეებში სინქარის სიდიდე აღწევს 1 მ/წმ-დე. ანალოგიური სურათია მიღებული ვერტიკალური სინქარის ველებისათვის 6 და 8 კმ სიმაღლეებზე.

მიუხედავად ვერტიკალური სინქარის საკმაოდ დიდი მნიშვნელობისა დრუბლიანობა მიღებულია მხოლოდ სივრცის მცირე არეში (ნახ.4.3.11), და მიღებული დრუბლის წყლიანობა არაა საკმარისი ნალექის მოსვლისათვის.

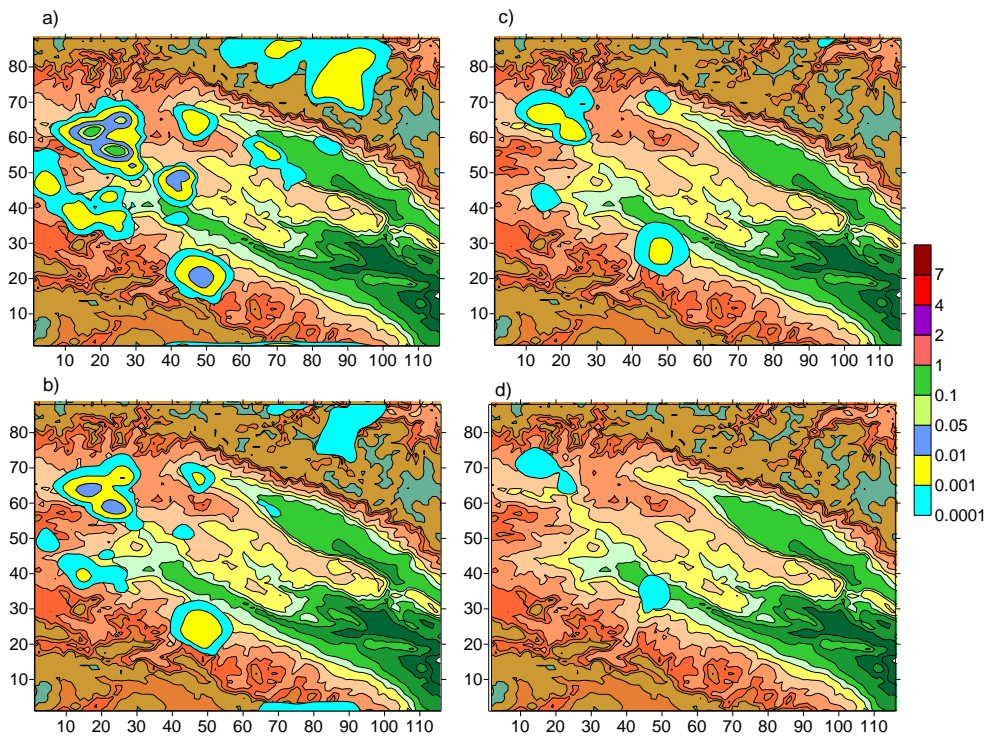


ნახ.4.3.11. ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3კმ სიმაღლეებზე - a), წყლიანობის მასიური წილისველები 2 კმ - b) და 3 კმ - c) სიმაღლეებზე და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე(კგ/მ² - d),როცა t = 0 სთ.

ნახ. 4.3.12 და 343.13-ზე ნახვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილების სურათები ატმოსფეროს სასახლერო ფენაში და ტროპოსფეროში. მტვრის გავრცელების სურათები თვისობრივად განსხვავდება აღმოსავლეთისა და დასავლეთის ფონური ქარების შემთხვევებში მიღებული სურათებისაგან. კერძოდ, ქქ. თბილისი, რუსთავი, მარნეულის და ბოლნისის მიდამოებში მტვრის ჰორიზონტალური განაწილებები 2 და 10 მ სიმაღლეებზე საკმაოდ დიდი სიზუსტით ემთხვევა ერთმანეთს. 100მ სიმაღლეზე ამ პუნქტებისათვის მტვერი გავრცელებულია მხოლოდ მცირე არეზე. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია იმით, რომ შესწავლილი ქალაქების განლაგების არეში მიღებულია შტილური სიტუაცია და მტვერის გადატანა ხორციელდება მხოლოდ ტურბულენტური გავრცელების მექანიზმით. გარე კახეთში ქალაქების შემთხვევაში მტვერი გავრცელებულია საკმაოდ დიდ არეში, რაც უმეტეს წილად განპირობებულია ადგილობრივი გადატანის პროცესით. ასევე, მცირე არეშია გავრცელებული მტვერი ატმოსფეროს სასახლერო ფენაში (ნახ. 3.66). აღნიშნული ეფექტი გამოწვეული ძლიერად მდგრადი სტრატოფიკაციის მქონე ჰაერის ფენის ფორმირებით ატმოსფეროს სასახლერო ფენაში, როცა t=0სთ. აღნიშნული მდგომარეობისათვის დამახასიათებელია ატმოსფეროს სუსტი ტურბულიზაცია და ინვერსიული ფენის წარმოშობა, რომელიც ხელს უშლის ჰაერში გაფრქვეული ნივთიერების ვერტიკალურ დიფუზიას.



ნახ. 4.3.12. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 0$ სთ

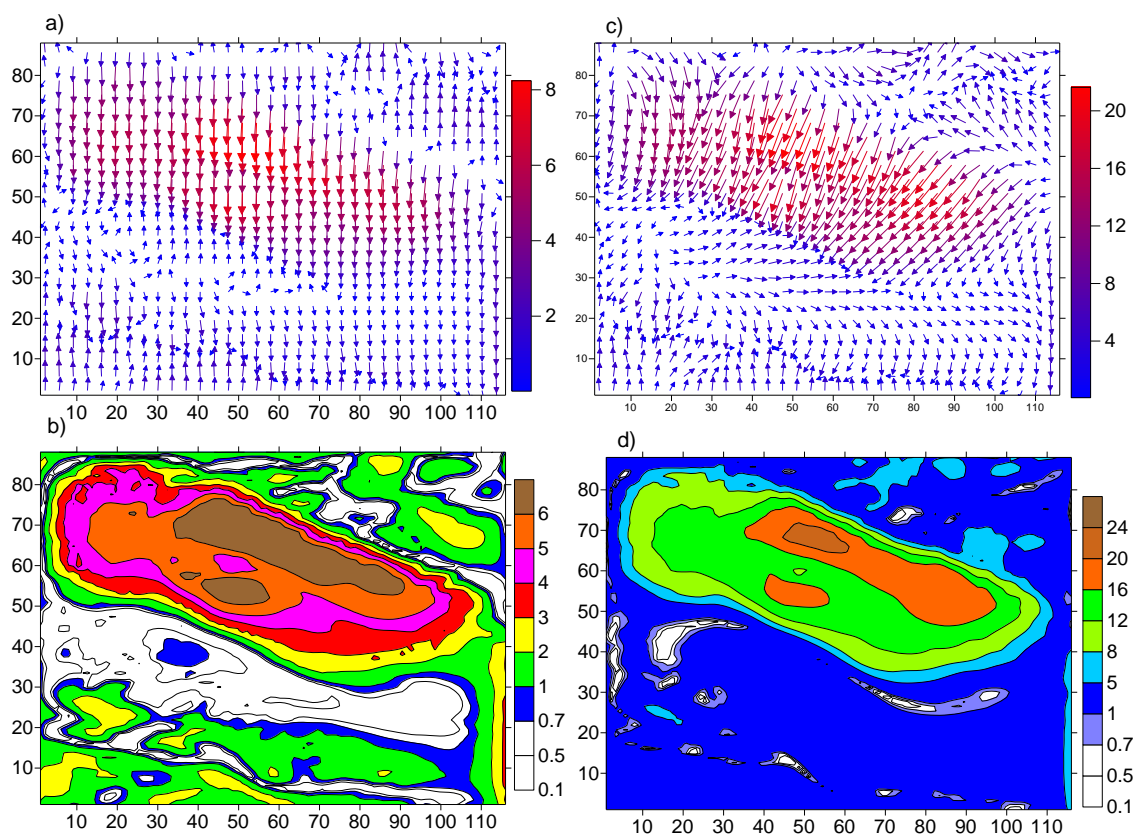


ნახ. 4.3.13. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 12$ სთ.

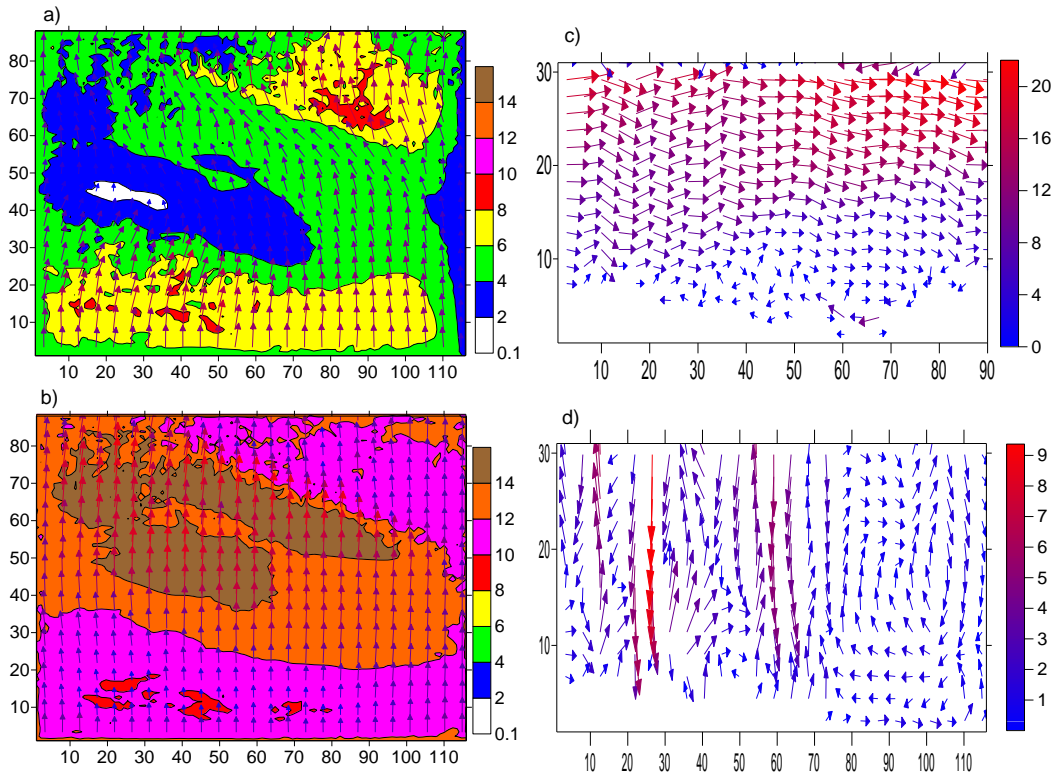
გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ტემპერატურის დღეღამური ცვლილება იწვევს კინემატიკური ველების შესაბამის ცვლილებებს. ნახ.4.3.14-ზე მოყვანილია ქარის ვექტორისა და მოდულის ველები მიწის ზედაპირიდან $z = 10$ მ – a), b) და 100 მ – c), d) სიმაღლეებზე, გამოთვლილი შუადღისთვის, როცა $t = 14$ სთ. თუ შევადარებთ ერთმანეთს ნახ.4.3.14 და 4.3.15-ს, მიუხედავად თვისობრივი მსგავსებისა, შევამჩნევთ მნიშვნელოვან რაოდენობრივ

განსხვავებებს ქარის სიჩქარის მიწისპირა განაწილებებში. გაზრდილია ქარის სიჩქარის სიდიდეები ცივ გომბორის ქედის, ივრის ზეგანის და ალაზნის ველის მიდამოებში. ამ მიდამოებში ქარის სიჩქარე 10 მ სიმაღლეზე აღწევს 8 მ/წმს, ხოლო 100 მ სიმაღლეზე - 24-26 მ/წმს. მიღებული შედეგი მიუთითებს ატმოსფეროს მიწისპირა და სასაზღვრო ფენის ქვედა ნაწილში ფონური დინების საწინააღმდეგოდ მიმართული ჰაერის მძლავრი ნაკადის წარმოშობას (ნახ. 4.3.16- 4.3.20).

რეგიონის ჩრდილო აღმოსავლეთ ნაწილში და მთავარი კავკასიონის ქედის მიდამოებში შემცირებულია ქარის სიჩქარე. ასევე, $t = 0$ სთ-თან შედარებით 2 ჯერ და უფრო მეტადაა შემცირებული შტილის და მცირე ქარების ზონა და მას უკავია მხოლოდ მდ. იორსა და მტკვარს შორის არსებული ტერიტორია. რელიეფის ლოკალური გავლენის შედეგია ფონური სამხრეთის ქარის დროს 100 მ სიმაღლეზე ივრის ზეგნის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობისა და თრიალეთის ქედის ჩრდილო აღმოსავლეთ კალთის მიდამოებში, ქარის სიჩქარის კონვერგენციის ზოლების და მდ. არაგვის ხეობაში დიდი სიჩქარის მქონე ჰაერის ნაკადის მიღება.



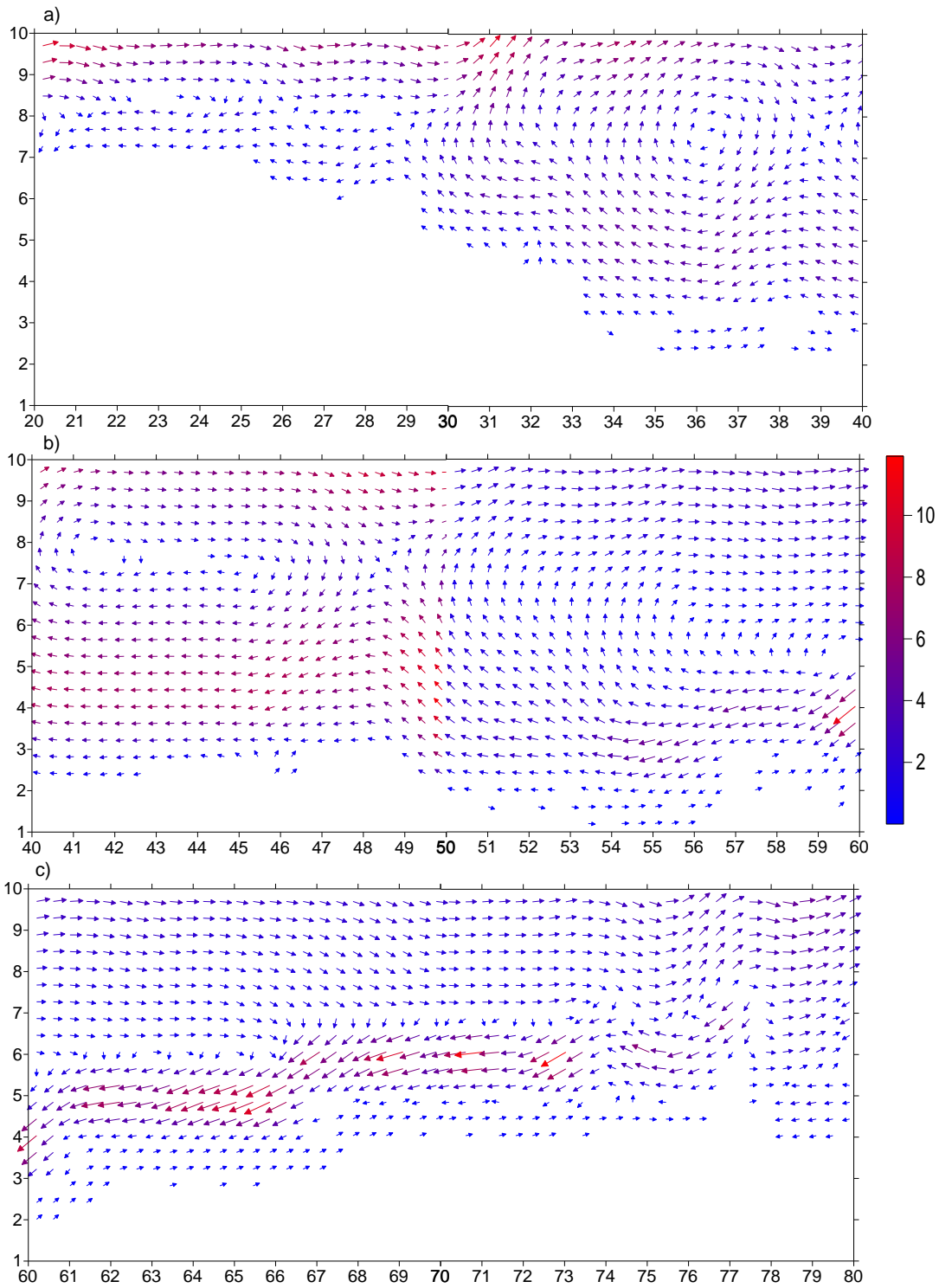
ნახ. 4.3.14. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 14$ სთ.



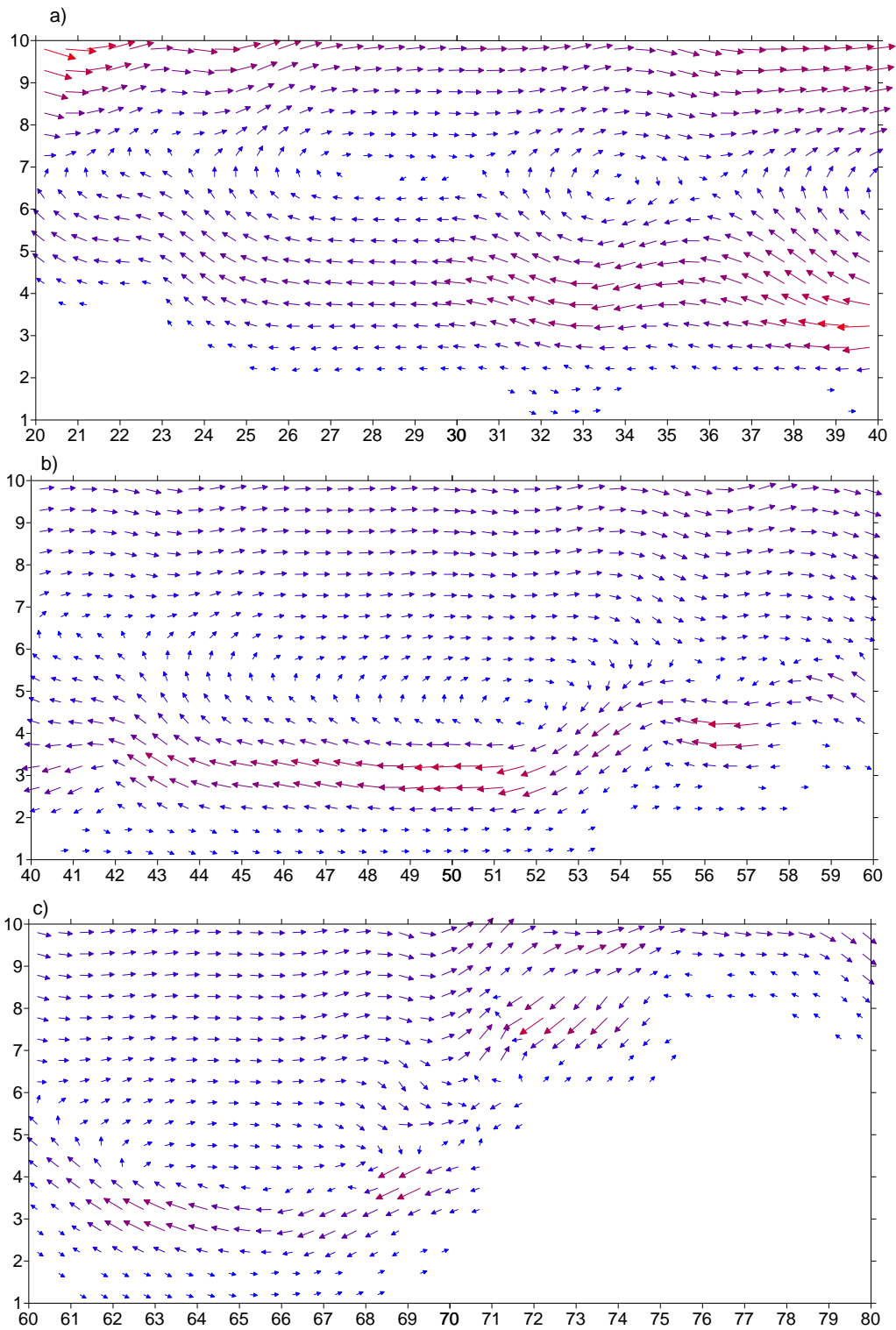
ნახ.4.3.15. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6 კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული მდგენელ YOZ სიბრტეეში, როცა $y = 20$ – c) და ზონალური მდგენელი XOZ სიბრტეეში, როცა $x = 20$ – d), როცა $t = 14$ სთ.

მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას, თანდათანობით მცირდება ატმოსფეროს სასახლვრო ფენაში წარმოშობილი ფონურის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ მიმართული ქარის სიჩქარის სიდიდე და ის თანდათანობით უახლოვდება ფონურს (ნახ. 4.3.16). 3 კმ სიმაღლეზე მთავარი კავკასიონის ქედის გავლენით იცვლება ქარის მიმართულება და ქარი ცდილობს გარს შემოუაროს მაღალ ოროგრაფიულ წინააღმდეგობას. ამ დონეზე ქარის სიჩქარე რეგიონის ჩრდილო და სამხრეთ ნაწილებში მეტია ცენტრალურ ნაწილში მიღებულ სიჩქარეზე. 6 კმ სიმაღლეზე მიღებულია საწინააღმდეგო სურათი. ქარი რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში მეტია, ვიდრე ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნაწილებში.

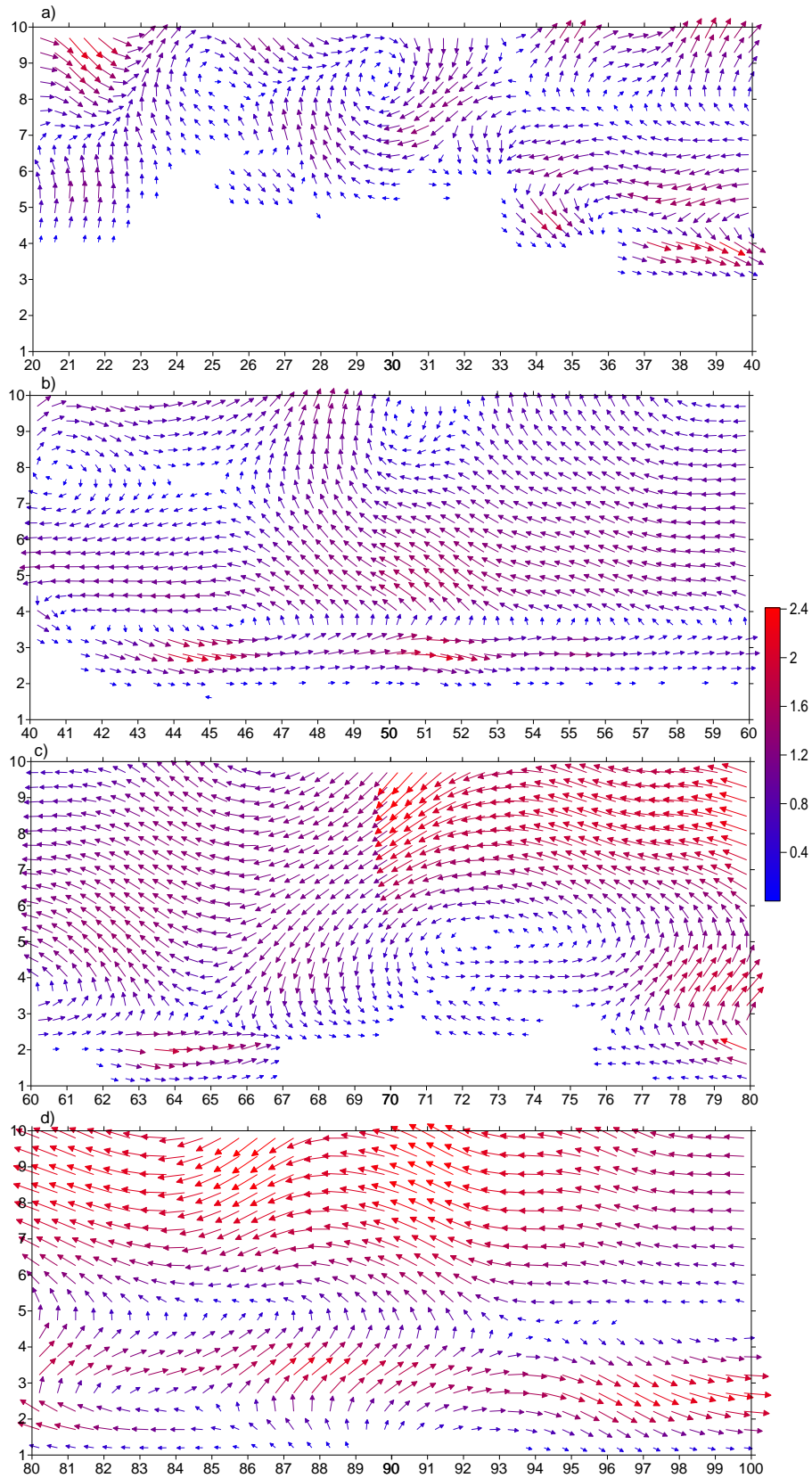
გამოთვლებით მიღებული ქარის მერიდიანული და ზონალური მდგენელების ველები გვიჩვენებენ როტორული და ტალღური მოძრაობების ფორმირებას ატმოსფეროს სასახლვრო ფენასა და თავისუფალ ატმოსფეროში. აღნიშნული ეფექტი მკაფიოდ ჩანს ნახ. 4.3.17 – 4.3.20-ზე. ატმოსფეროს სასახლვრო ფენაში ფორმირებულნი არიან ვერტიკალური ანტიციკლონური გრიგალები, როგორც ოროგრაფიული წინააღმდეგობის ქარპირა, ასევე წინააღმდეგობის ქარზურგა მხარეს. იმ ტერიტორიებზე, სადაც გრიგალური წარმონაქმნის ცენტრები დედამიწის ზედაპირიდან რამდენიმე ასეულ მეტრიზეა, მაშინ ცენტრსა და დედამიწის ზედაპირს შორის ფორმირებულია რელიეფის გასწვრივ მიმართული აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობის ვიწრო ზოლები, რომლებშიც ქარის სიჩქარე აღწევს 10 მ/წმ-ს. მოძრაობის შესაბამისი სახე გააჩნია ვერტიკალური სიჩქარის ველსაც (ნახ. 4.3.21).



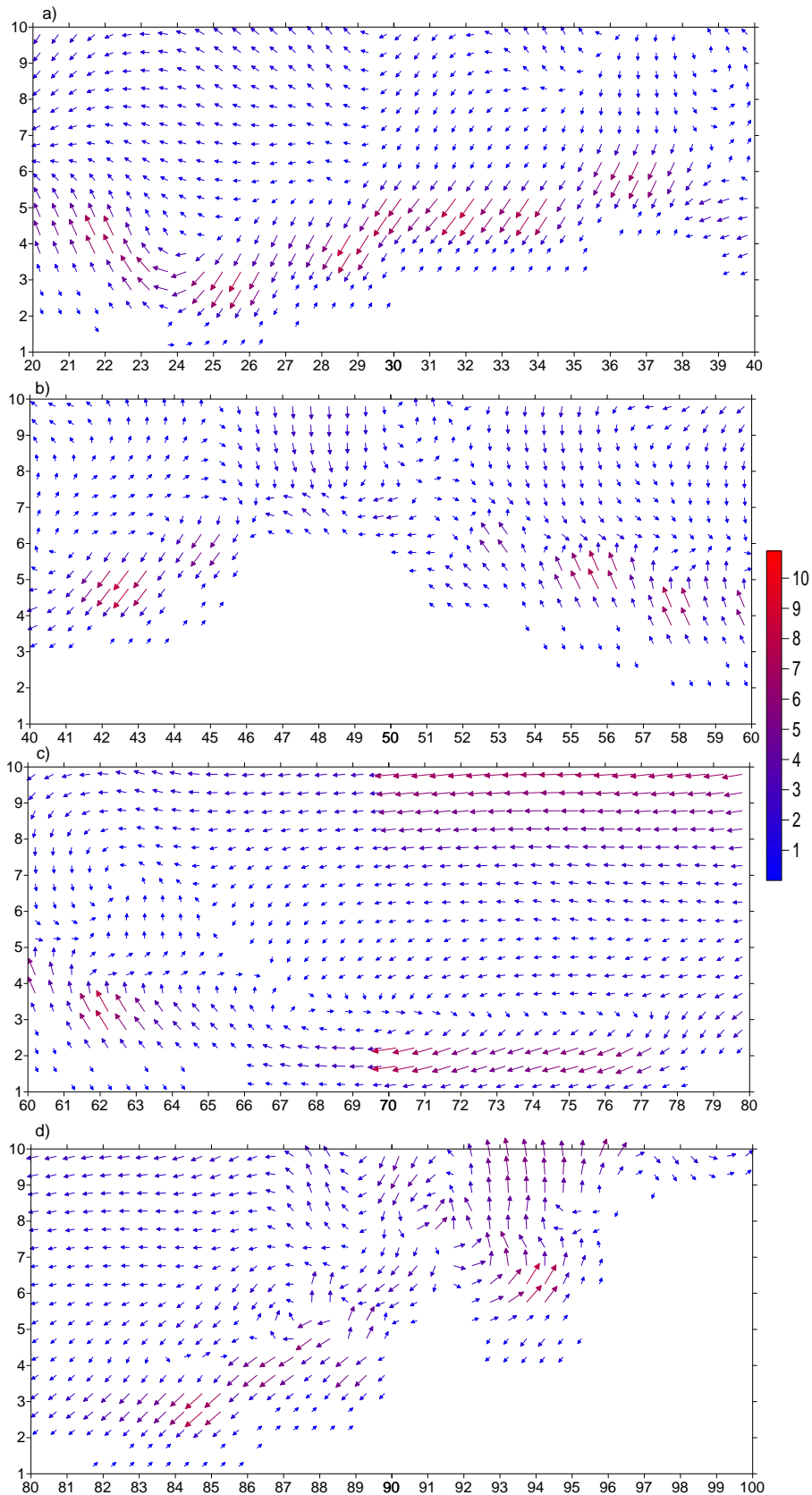
ნახ.343.16. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 30$, $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$, როცა $t = 14$ სთ.



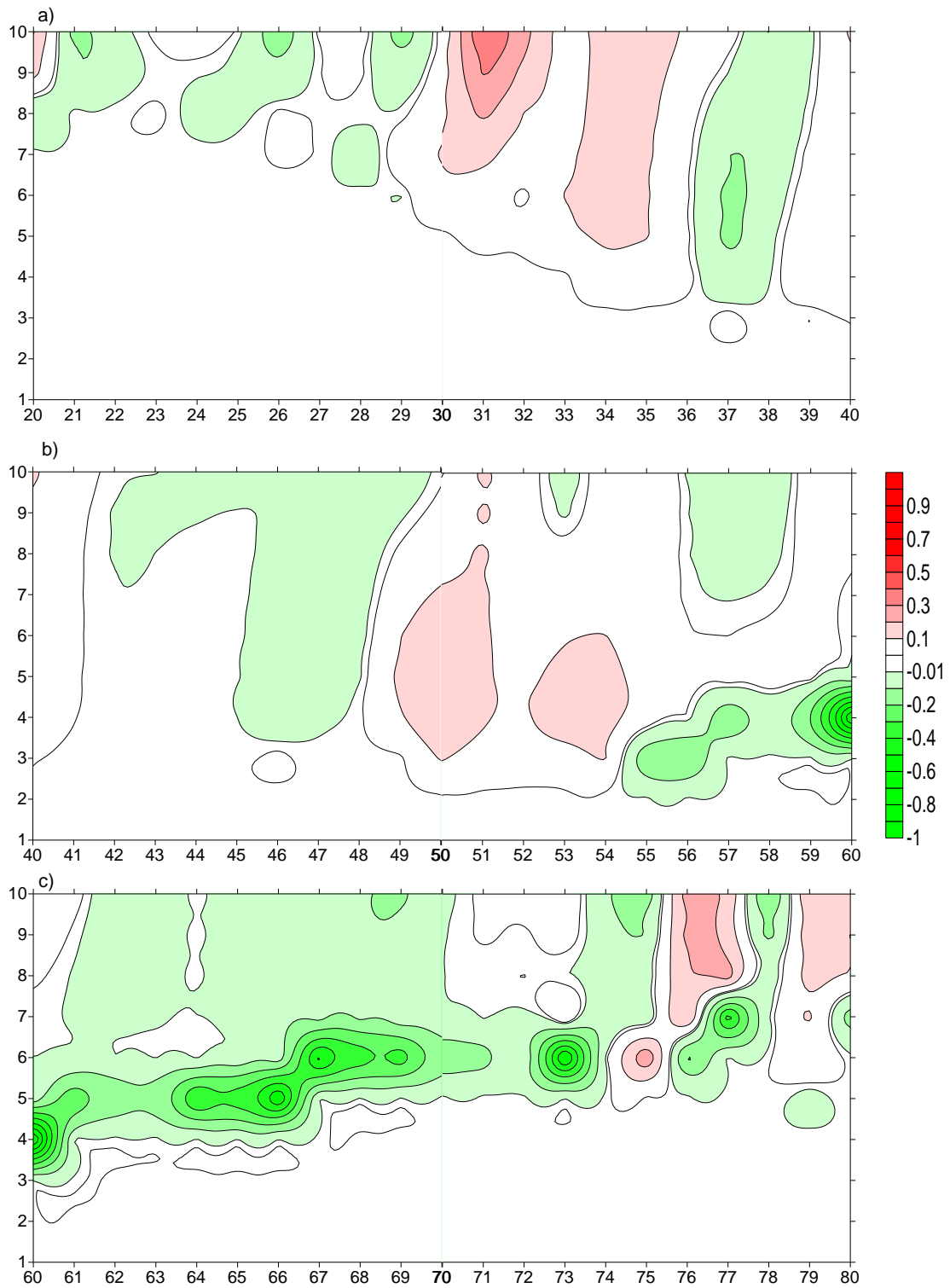
ნახ.4.3.17. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასასზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 60$, $20 \leq y \leq 40$ – a). $40 \leq y \leq 60$ – b) და $60 \leq y \leq 80$, როცა $t = 14$ სთ.



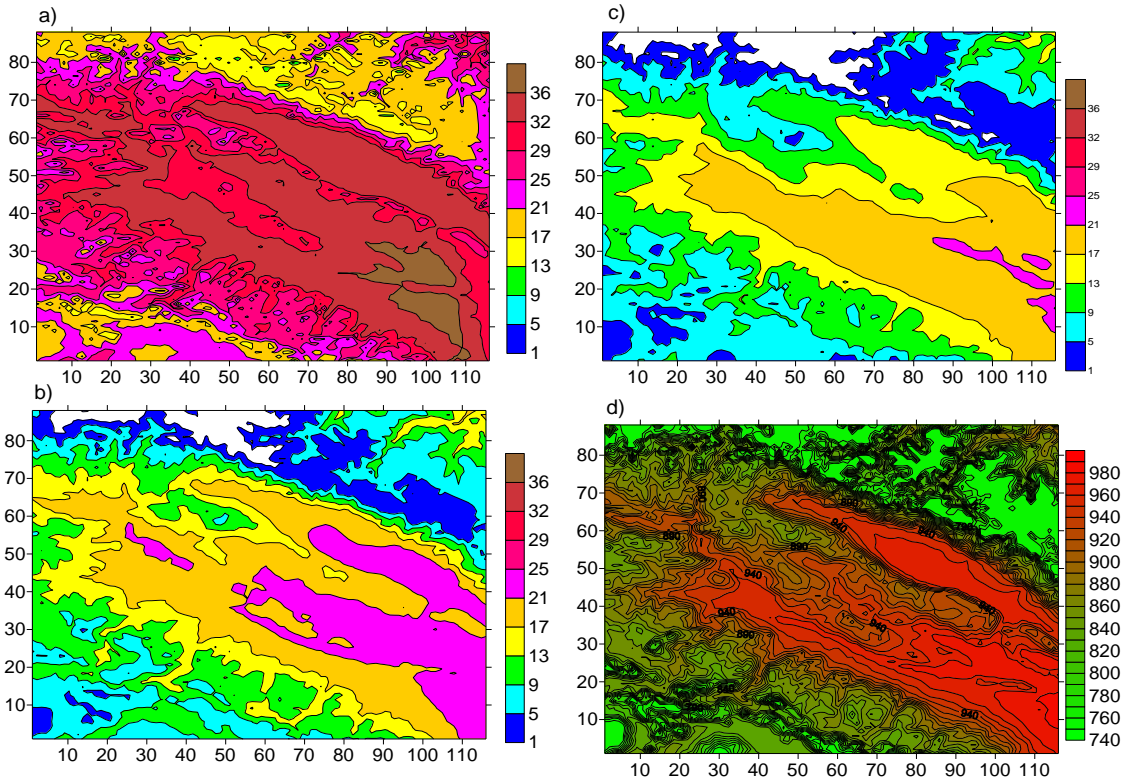
ნახ.4.3.18. ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b), $60 \leq x \leq 80$ - c), $80 \leq x \leq 100$ - დ), როცა $t = 14$ სთ.



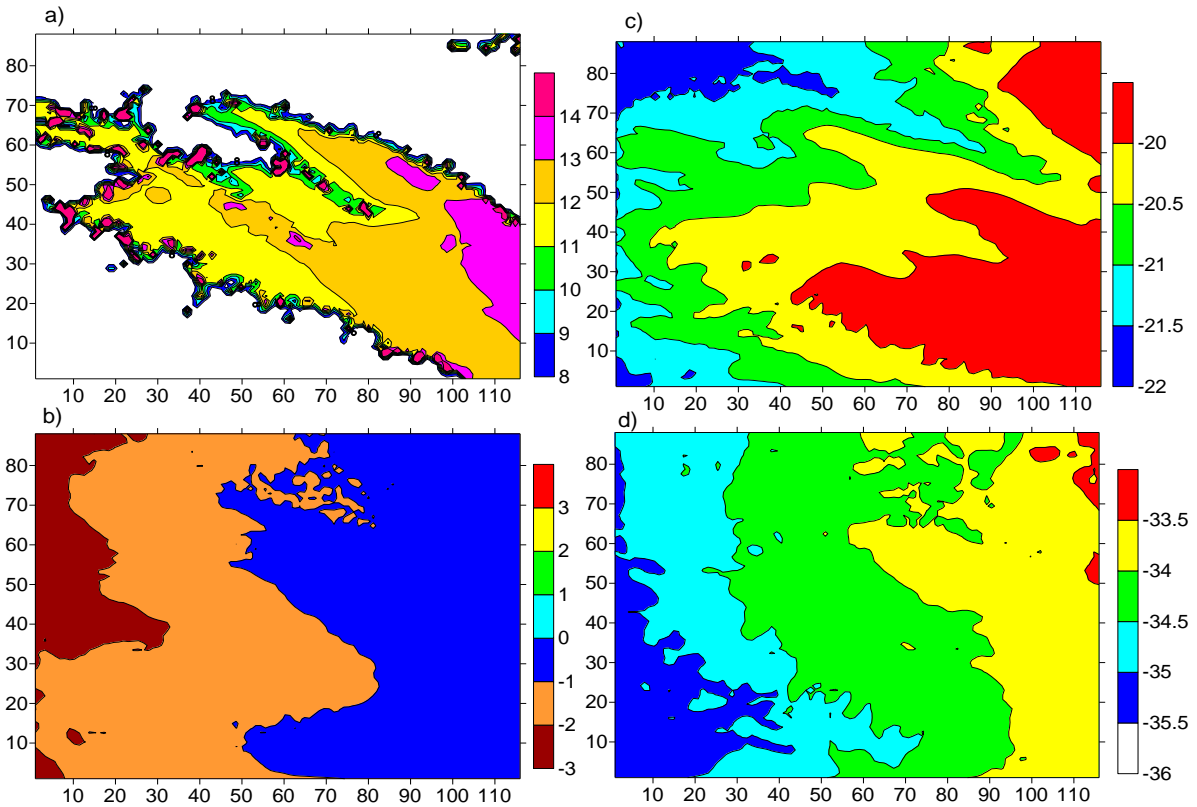
ნახ.4.3.19. ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 60$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b), $60 \leq x \leq 80$ – c), $80 \leq x \leq 100$ – დ), როცა $t = 14$ სთ



ნახ.4.3.20. ვერტიკალური სიხარის იზოწირები YOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე როცა $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b), $60 \leq y \leq 80$ – c) და $t = 14$ სთ.



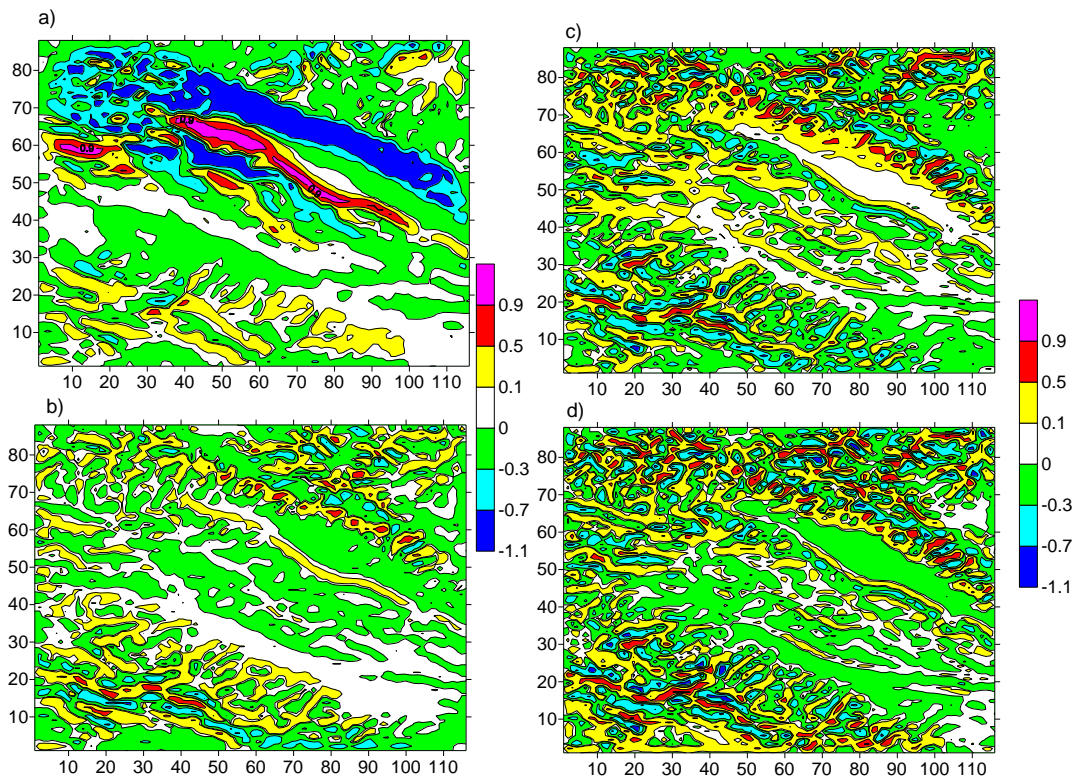
ნახ.4.3.21. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ ველი – d)), როცა $t = 14$ სთ



ნახ.4.3.22. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 1კმ – a), 3კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ.

ნახ.4.3.21 და 4.3.22-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ტემპერატურის ველი

სხვადასხვა სიმაღლეზე და მიწისპირა წნევა, როცა $t = 14$ სთ. ნიადაგის ტემპერატურა იცვლება ფართო დიაპაზონში $+13^{\circ}\text{C}$ -დან $+40^{\circ}\text{C}$ -მდე. ნიადაგის ტემპერატურა მაქსიმალურია ელდარის დაბლობისა და შირაქის ველის მიდამოებში ($+40^{\circ}\text{C}$). ალაზნის ვაკის, ივრის ზეგანისა და ჯეირანის ველის მიდამოებში ტემპერატურა $+30^{\circ}\text{C}$ -ის მიდამოებშია. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ტემპერატურული იზოწირები მნიშვნელოვანწილად მიუყვებიან რელიეფის იზოგიფსებს. თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურის იზოწირები თანდათანობით იცვლიან ფორმას და დებულობენ მერიდიანალურ ორიენტაციას. 3 კმ და მეტ სიმაღლეზე ტემპერატურის გრადიენტი დაახლოებით 0.02 გრად/კმ-ის ტოლია.



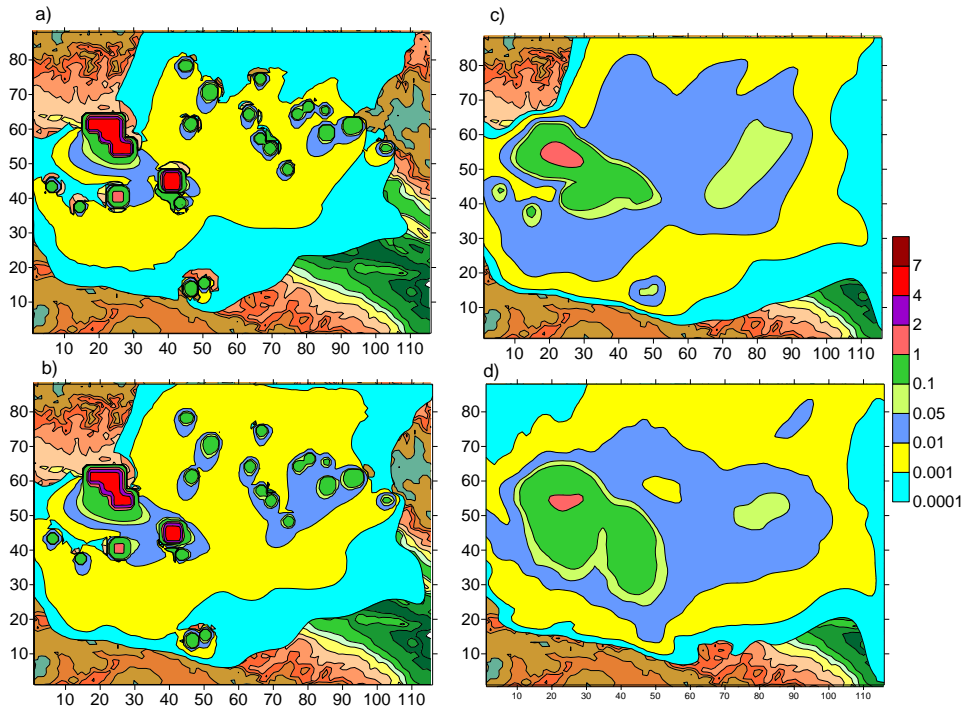
ნახ.4.3.23. ვერტიკალური სინქარის ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 100 მ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ.

მიწისპირა წნევის ველი თვისებრივად და რაოდენობრივად არ განსხვავდება რეგიონისათვის დამახასიათებელი ველისაგან (ნახ. 4.3.21 დ).

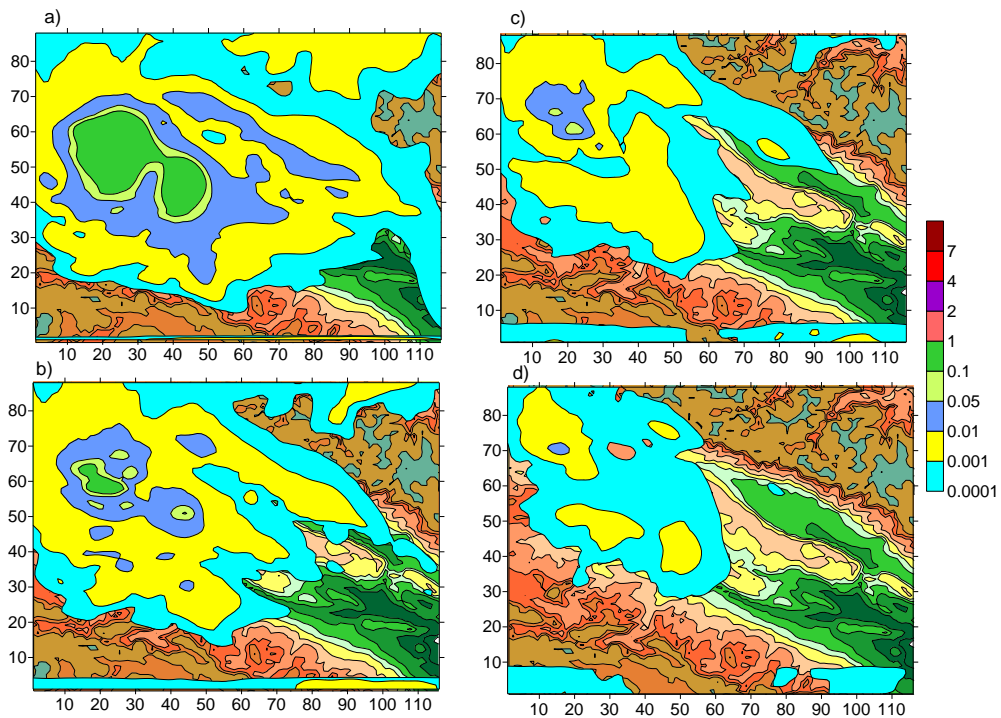
ვერტიკალური სინქარის ველის სივრცული განაწილება აჩვენებს, რომ ქვეფენილი ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე მიღებულია დიდი ვერტიკალური სინქარეების ვიწრო და გრძელი ზოლები (ნახ. 4.3.23). დაღმავალი მოძრაობის ზოლი მიღებულია კავკასიონის ქედის სამხრეთი კალთის გასწვრივ, აღმავალი მოძრაობის ზოლი - ცივ გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი კალთის გასწვრივ. ვერტიკალური სინქარის სიდიდეები ამ ზოლებში აღწევენ 1 მ/წმ-ს.

თავისუფალ ატმოსფეროში მძლავრი აღმავალი მოძრაობები მიღებულია არსებული ქედების და ხეობების მიდამოებში ვიწრო და მცირე სიგრძის ცალკეულ უბნების სახით. მათი ვერტიკალური განვრცობა სხვადასხვაა. ზოგიერთი მათგანი აღწევს ტროპოპაუზამდე.

გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ფონური სამხრეთის ქარის შემთხვევაში, მიღებული დიდი ვერტიკალური სინქარეები არაა საკმარისი ნოტიო კონვექციური



ნახ. 4.3.24. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 14$ სთ.



ნახ. 4.3.25. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 14$ სთ.

პროცესების განვითარებისათვის – დრუბელთა წარმოშობისთვის და ნალექების მისაღებად. ატმოსფეროს დღეღამური თერმიული რეჟიმის ცვლილებით გამოწვეულმა კინემატიკურმა ეფექტებმა მნიშვნელოვანი გავლენა მოახდინა მტვრის გავრცელებაზე ატმოსფეროში. კერძოდ, გრივალების წარმოშობამ და სიჩქარის ვერტიკალური და

ჰორიზონტალური გრადიენტების გაზრდამ განაპირობა ატმოსფეროს არამდგრადი დინამიკური წონასწორობა, ტურბულენტობის გაზრდა და მტვერის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური გავრცელების ინტენსიფიკაცია. შესაბამისად გამოთვლებმა აჩვენა, რომ რეგიონის ქალაქებიდან ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვერი 14 საათისათვის გავრცელებულია გაცილებით დიდ ტერიტორიაზე, ვიდრე ეს მიღებული იყო იმ მომენტისათვის, როცა $t = 0$ სთ (ნახ. 4.3.24 და 4.3.25).

ამრიგად, ჩატარებული რიცხვითი ექსპერიმენტის საშუალებით გამოკვლეული იქნა მეტეოროლოგიური ველებისა და დამტვერიანების განაწილება დროში და სივრცეში ფონური სამხრეთის ქარის დროს. ნაჩვენებია, რომ რელიეფის სამხრეთის ფონური ქარით გარსდენის შედეგად ადგილი აქვს ატმოსფეროს მდგრადი ვერტიკალური სტრატეფიკაციის ფორმირებას ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, როცა $t = 0$ სთ. ტემპერატული რეჟიმის დღეღამურ ცვლილებასთან ერთად, მდგრადი სტრატეფიკაცია თანდათანობით იცვლება და როცა $t = 14$ სთ მყარდება არამდგრადი სტრატეფიკაცია. აღნიშნული თერმიული პროცესი მიმდინარეობს ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ქარის სიჩქარის გაზრდით რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში, და შესაბამისად, გრივალწარმოქმნილი პროცესების ინტენსიფიკაციით მთათაშორისი დაბლობი და ვაკე ტერიტორიების თავზე.

ატმოსფეროს მდგრადი სტრატეფიკაციის დროს ($t = 0$ სთ) დამტვერიანების ზონას უკავია გაცილებით მცირე სივრცე ატმოსფეროს დამაბინძურებელი დასახლებული პუნქტების მიდამოებში. არამდგრადი სტრატეფიკაციის ფორმირება იწვევს მტვერის ადვექტიური გადატანის, ვერტიკალური და ჰორიზონტალური ტურბულენტობის დიფუზიის ინტენსიფიკაციას და შესაბამისად, დამტვერიანების ზონა იკავებს რეგიონის დიდ ტერიტორიას. თუმცა 0,01 ზღვ-ზე მეტი კონცენტრაციის მნიშვნელობები მიღებულია უშუალოდ ქალაქების ტერიტორიაზე და ქ. თბილისისა და რუსთავის მიმდებარე სივრცეში.

4.4. ჰიდროთერმოდინამიკური ველების და მტვერის დროითი და სივრცითი ევოლუცია ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვერიანობის გავრცელება ჩრდილოეთის ფონური სტაციონალური ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. ამისათვის, პარამეტრები $u_{fon}=0$; $v_{fon} = -23.2$ მ/წმ; $\Delta T_x = 7,5 \cdot 10^{-6}$ გრად/მ; $\Delta T_y = 0$;

ფონური წნევა განსაზღვრულია კვაზისტატიკის განტოლებით, ხოლო შესაბამისი ფონური ქარის სიჩქარე გამოთვლილია გეოსტროფიული ქარის განტოლებებიდან და მისი მნიშვნელობა იცვლება 1 მ/წმ-დან 10 მ სიმაღლეზე, 20 მ/წმ-მდე ტროპოპაუზაზე.

ნახ. 4.4.1–4.4.10 - ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ლოკალური მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილების სურათები შუაღამეს ($t = 0$ სთ).

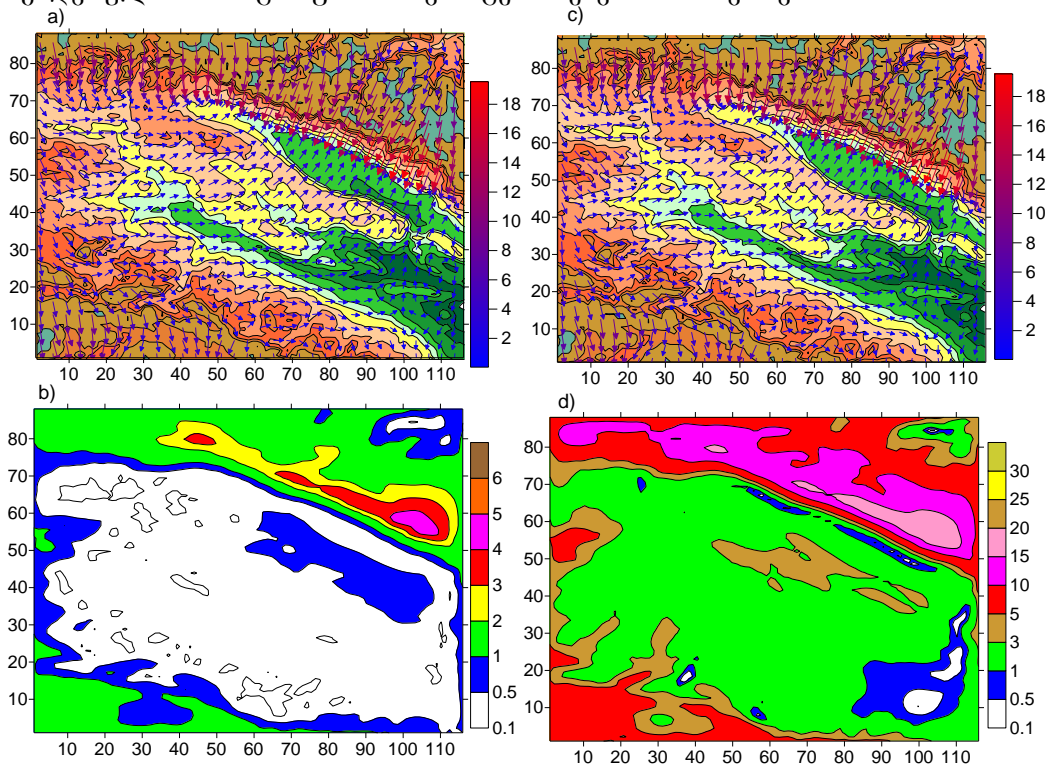
ნახ. 4.4.1-ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d). ნახაზებიდან ჩანს, რომ რელიეფის ზემოქმედებამ ფონური ჩრდილოეთის ქარზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, გამოიწვია სიჩქარის ველის მნიშვნელოვანი ცვლილება მთავარი კავკასიონის ქედისა და თრიალეთის ქედს შორის არსებულ ტერიტორიაზე. ჩრდილოეთის ქარი მიღებულია მხოლოდ მთავარი კავკასიონის ქედის ჩრდილოეთ კალთებზე და თრიალეთის ქედის ნაწილზე, რომელიც მდებარეობს მოდელირების არის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. დანარჩენ ტერიტორიაზე მიღებულია ჩრდილო-დასავლეთის, დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის სუსტი ქარები. აღსანიშნავია, მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთის გასწვრივ, მკვეთრად გამოყოფილი ჰაერის კონვერგენციის ზოლის წარმოშობა. ზოლი თან მისდევს მდ.ალაზნის ვაკეს. აღნიშნულ ტერიტორიაზე ქარის სიჩქარე არაა დიდი. 10მ სიმაღლეზე ძირითადად ადგილი აქვს

შტილურ სიტუაციას. მიწის ზედაპირიდან 100 და 2 მ სიმაღლეზე (ნახ.4.4.1c), d) ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილება ერთმანეთის მსგავსია. მიწისპირა ფენაში ქარის მიმართულების და სიდიდის ცვლილება ანალოგიურია პლანეტარული სასაზღვრო ზონისათვის დამახასიათებელი ცვლილების. მიწის ზედაპირიდან 100მ სიმაღლეზე შტილური სიტუაცია მიღებულია მხოლოდ მცირე ტერიტორიაზე შირაქის ველისა და ელდარის დაბლობის მახლობლად.

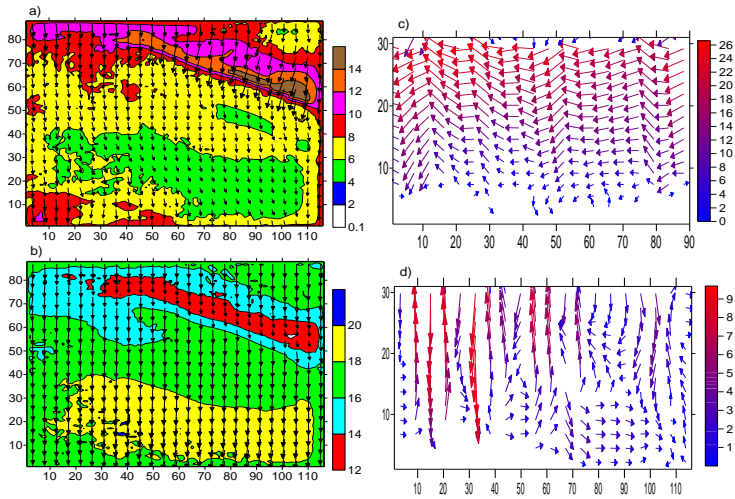
თავისუფალ ატმოსფეროში ქარი ინარჩუნებს ფონური ქარის მიმართულებას (ნახ.4.4.2). სიმაღლის ზრდასთან ერთად იცვლება ქარის სიჩქარის მოდულის ზედაპირული განაწილება. 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე, რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში, ნაკლებია სიჩქარეზე, რომელიც მიღებულია ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნაწილებში. 6კმ სიმაღლეზე კი პირიქით – ქარის სიჩქარე მთავარი კავკასიონის ქედის გასწვრივ ნაკლებია დაბლობი და ვაკე ტერიტორიების თავზე არსებულ სიჩქარეებზე.

ოროგრაფიის გარსდენის მოვლენისათვის დამახასიათებელია ტალღური და გრიგალური მოძრაობების წარმოშობა, როგორც სასაზღვრო ფენაში, ასევე თავისუფალ ატმოსფეროში (ნახ. 4.4.2c), d), ნახ. 4.4.3 – 4.4.6)

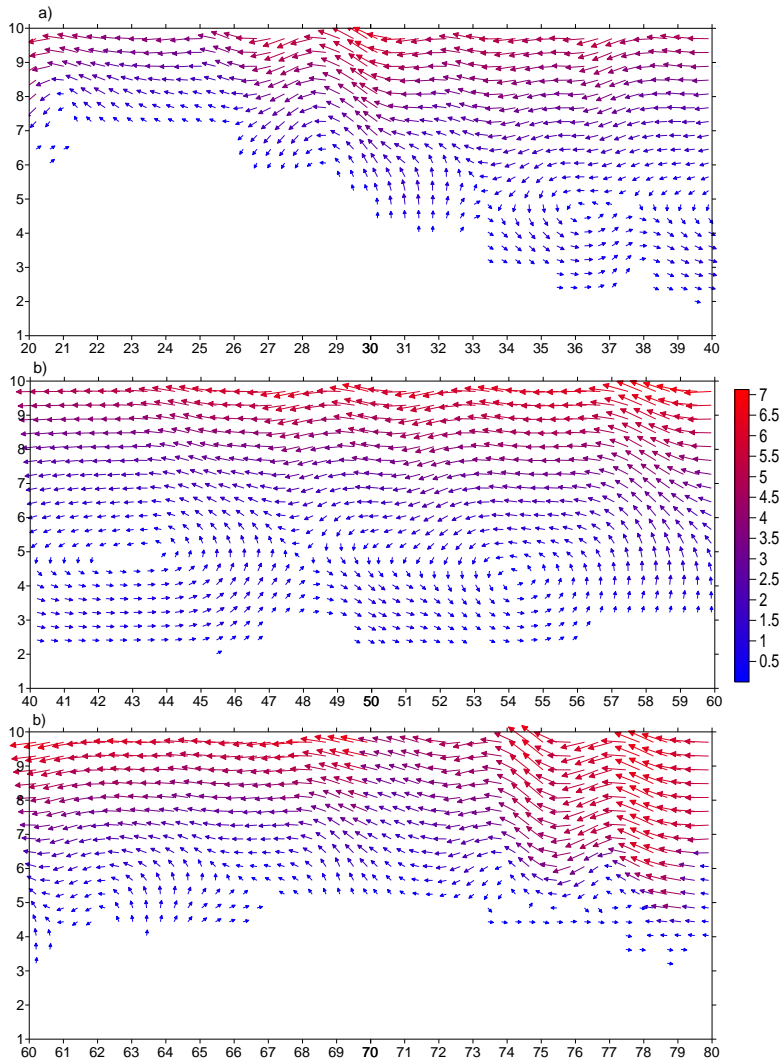
ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ვერტიკალური გრიგალები უფრო მკაფიოდ არიან გამოსახული, ვიდრე ტალღები თავისუფალ ატმოსფეროში. ფონური დინების გასწვრივ მიმართულ (მერიდიანულ) სიბრტყეში მიღებულია ანტიციკლონური გრიგალები. ისინი ფორმირებული არიან არა მარტო დაბლობ ტერიტორიებზე, არამედ საკმარისი სიგრძის მქონე ქედებისა და მაღლობების ფერდობებზე. გრიგალების პორიზონტალური მასშტაბი დამოკიდებულია ოროგრაფიის არაერთგვაროვნების ზომებზე.



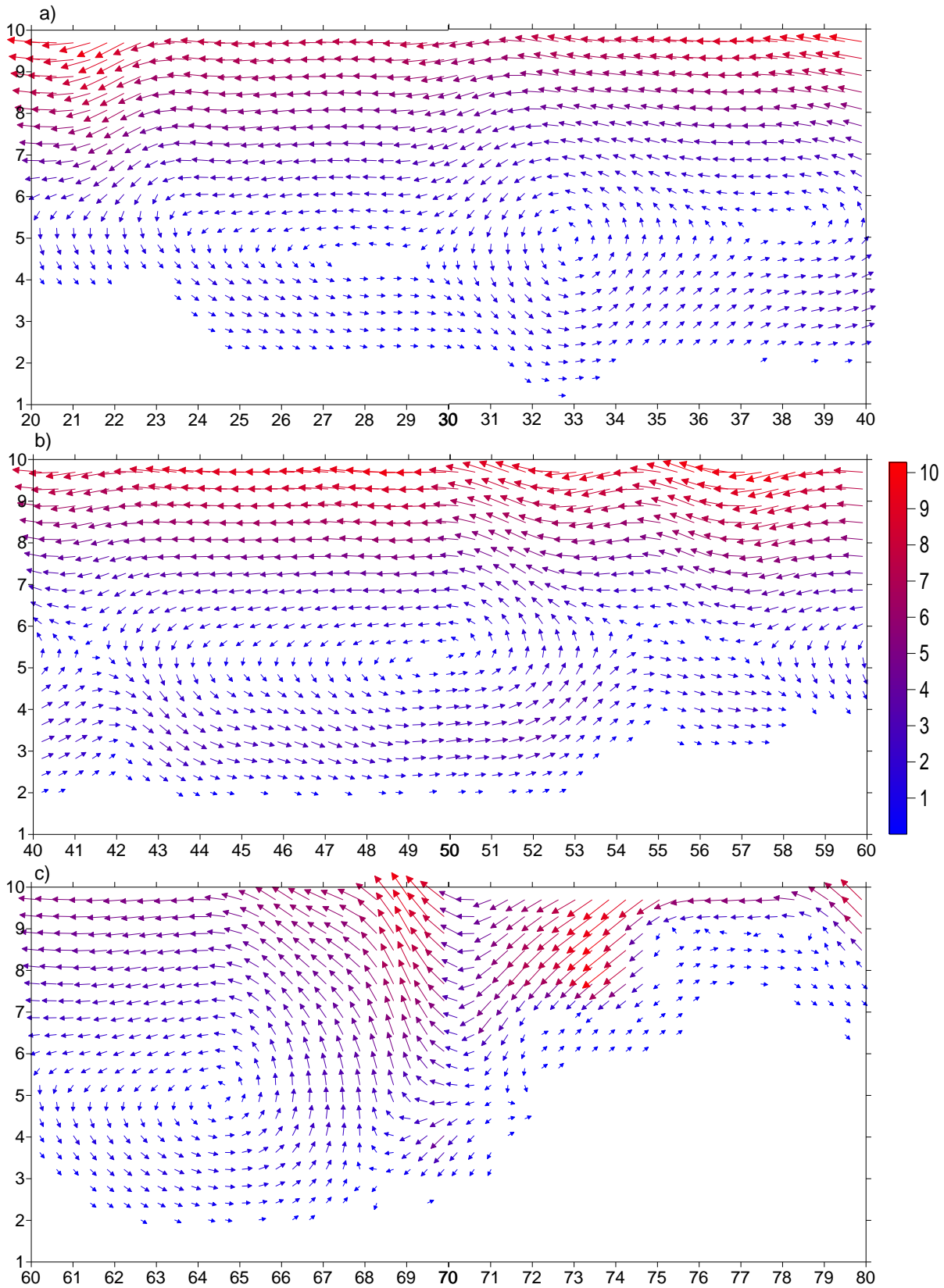
ნახ.4.4.1. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 0$ სთ.



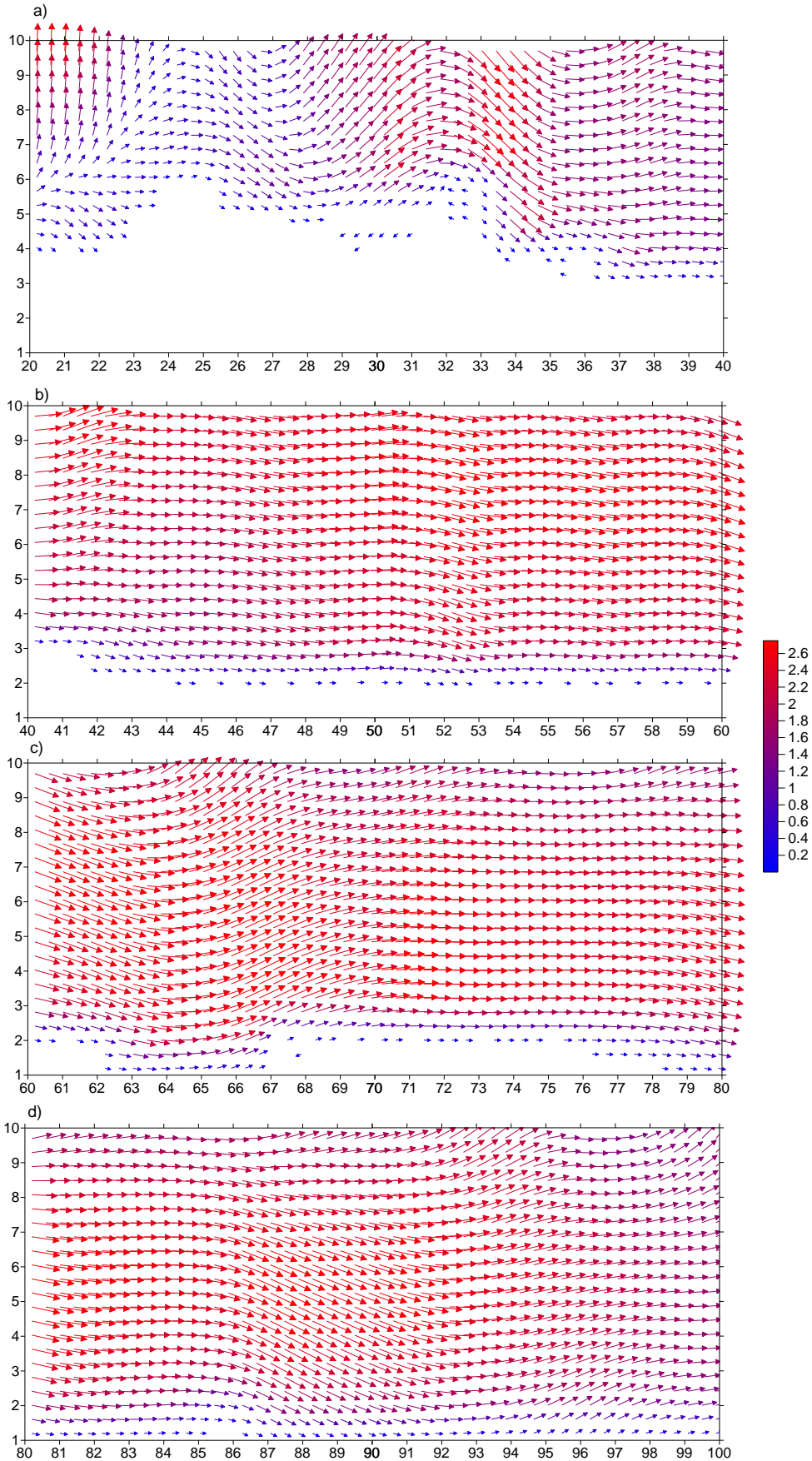
ნახ.4.4.2. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე, – a) და 6 კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი მდგენელ XOZ სიბრტყეში, როცა $Y=20$ – c) და მერიდიანული მდგენელი YOZ სიბრტყეში, როცა $X=20$ – d), როცა $t = 0$ სთ.



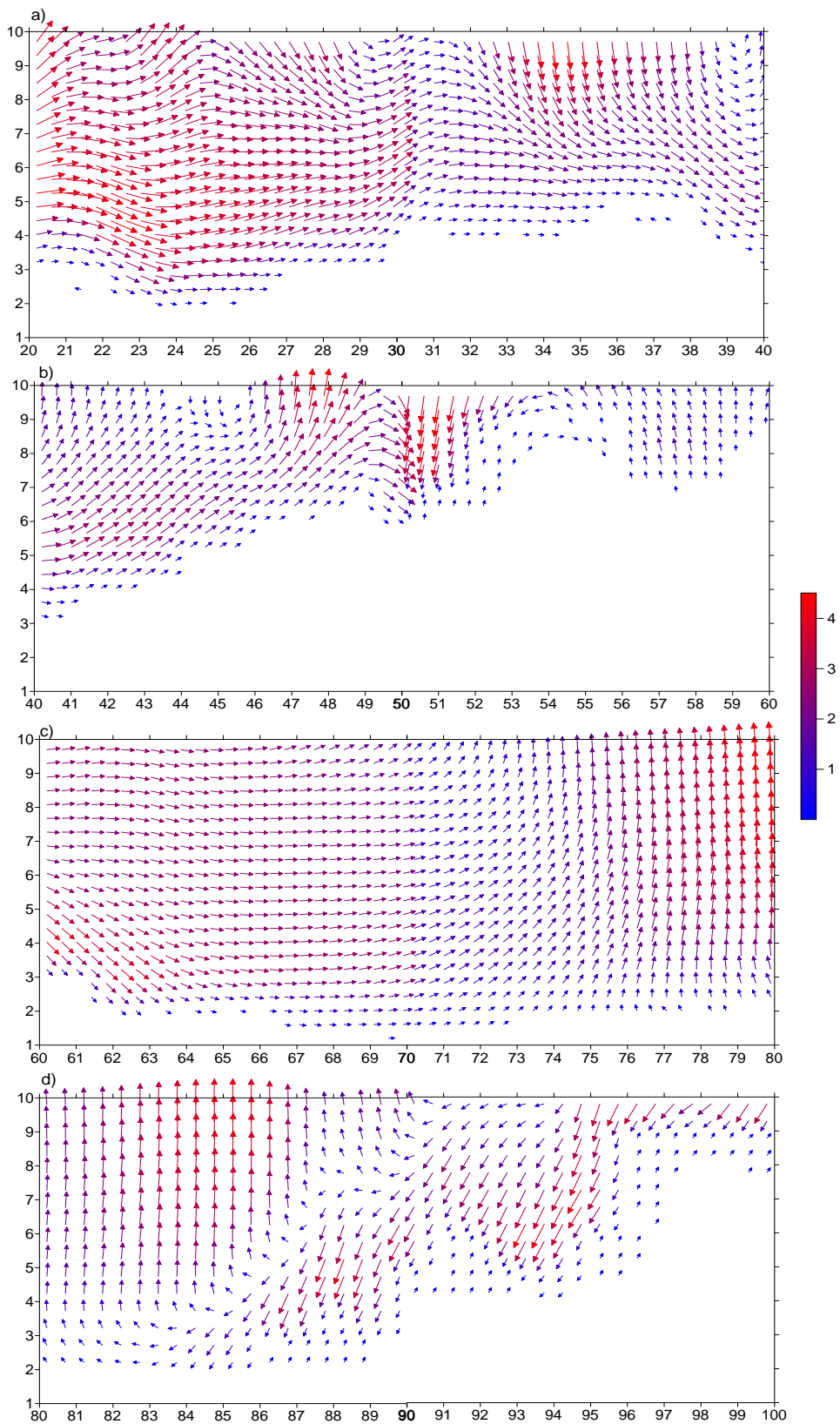
ნახ.4.4.3. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) და $60 \leq x \leq 80$ – c), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ.4.4.4. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 60$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b) და $60 \leq x \leq 80$ - c), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ.4.4.5. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სობრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$ - c), როცა $t = 0$ სთ.



ნახ.4.4.6. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 60$ და $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b) და $60 \leq y \leq 80$ – c), როცა $t = 0$ სთ.

ფონური დინების მართობულ (პარალელის გასწვრივ) სიბრტყეში ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში გრიგალური სტრუქტურები არ არის მკაფიოდ გამოხატული. დაბლობ და ვაკე ტერიტორიების თავზე დინების მიმართულება არ იცვლება დედამიწის ზედაპირიდან დაშორებისას.

ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ტემპერატურის ველის ძირითადი განმასხვავებელი ნიშანი არის მისი ზრდა მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას. ალაზნის ვაკის და ივრის ზეგანის მიდამოებში ჰაერის ტემპერატურა 100 მ სიმაღლეზე დაახლოებით 4°C – ით მეტია ატმოსფეროს ტემპერატურაზე 2 მ სიმაღლეზე. რაც შეეხება ნიადაგს, მისი ტემპერატურა ტოლია ან მცირედ ნაკლებია 2 მ სიმაღლეზე მიღებულ ტემპერატურაზე.

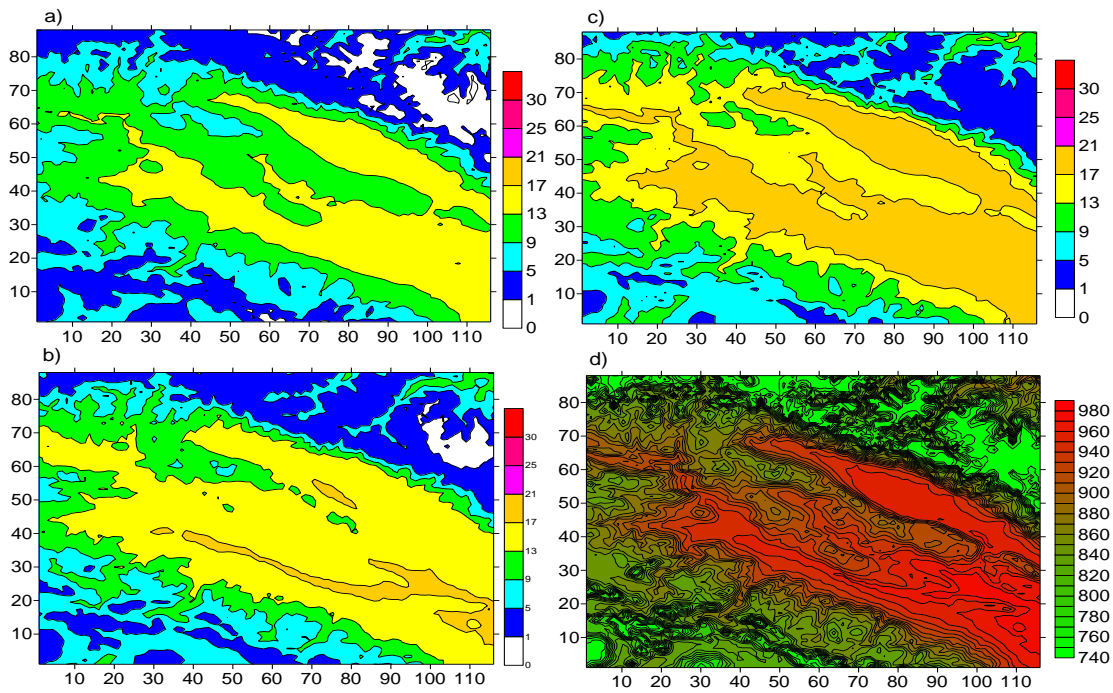
ატმოსფეროს სასაზღვრე ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურული გრადიენტი ძირითადად მიმართულია დასავლეთისაკენ. თავისუფალ ატმოსფეროში, ტემპერატურის ველი წარმოადგენს მერიდიანულად ორიენტირებულ ზონებს, რომლებიც დეფორმირებულია სითბოს ადვექტიური და ტურბულენტობის გადატანის მეშვეობით. დეფორმაცია რთულია და მისი გამომწვევი მიზეზის დეტალური ახსნა მოითხოვს დამატებით გამოკვლევას.

მიწისპირა წნევის მნიშვნელობა იცვლება 1000 მბ-დან მინგეჩაურის წყალსაცავის მიდამოებში, 740 მბ-მდე, კავკასიონის ქედის მაღალი მწვერვალების მიდამოებში.

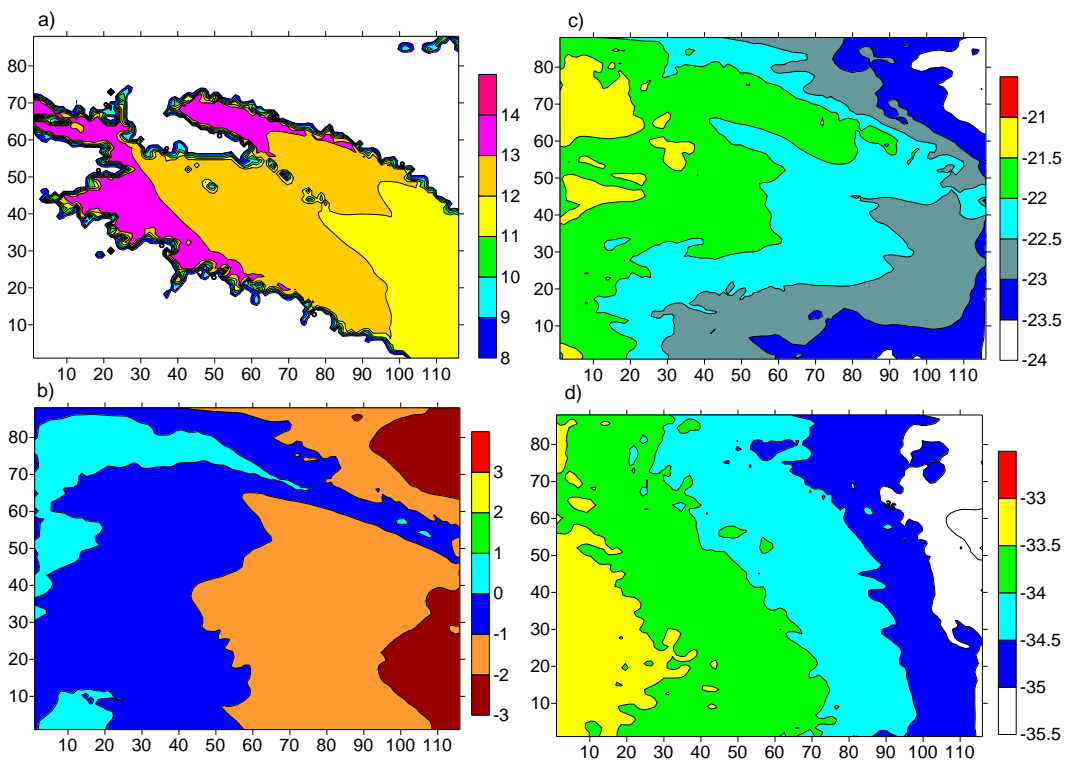
ნახ. 4.4.10 – 4.4.12-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ვერტიკალური სინქარის იზოწირების განაწილება. ნახაზებიდან ჩანს, რომ რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში – ივრის ზეგანის, ალაზნის ვაკეზე და ჯეირანის ველის მიდამოებში ვერტიკალური სინქარის ველს აქვს ზოლოვანი სტრუქტურა, რომლებშიც დადამავალი მოძრაობის სინქარის სიდიდე იცვლება 0 – -1 მ/წმ-ის ფარგლებში, ხოლო ვერტიკალურად ზევით მიმართული სინქარის მნიშვნელობა არ აღემატება 0.1 წმ-ს. 3 კმ და უფრო მეტ სიმაღლეებზე ვერტიკალური სინქარის განაწილება ტიპურია რეგიონისათვის. ის შედგება მცირე ზომის ადამავალი და დადამავალი მოძრაობის უჯრედებისაგან, რომელთა მდებარეობები შესაბამებიან ცალკეული მცირე ზომის ქედების განლაგებას.

ნახ.4.4.11 ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული წყლის ორთქლის, ღრუბლის წყლის მასური შემცველობა და მოსული ნალექები. სურათიდან ჩანს, რომ ღრუბელი ფორმირებულია ორ არეში, მაგრამ მათი წყლიანობა იმდენად მცირეა, რომ მიუხედავად ვერტიკალური სინქარეების დიდი მნიშვნელობისა, წყლიანობა არაა საკმარისი წვიმისათვის.

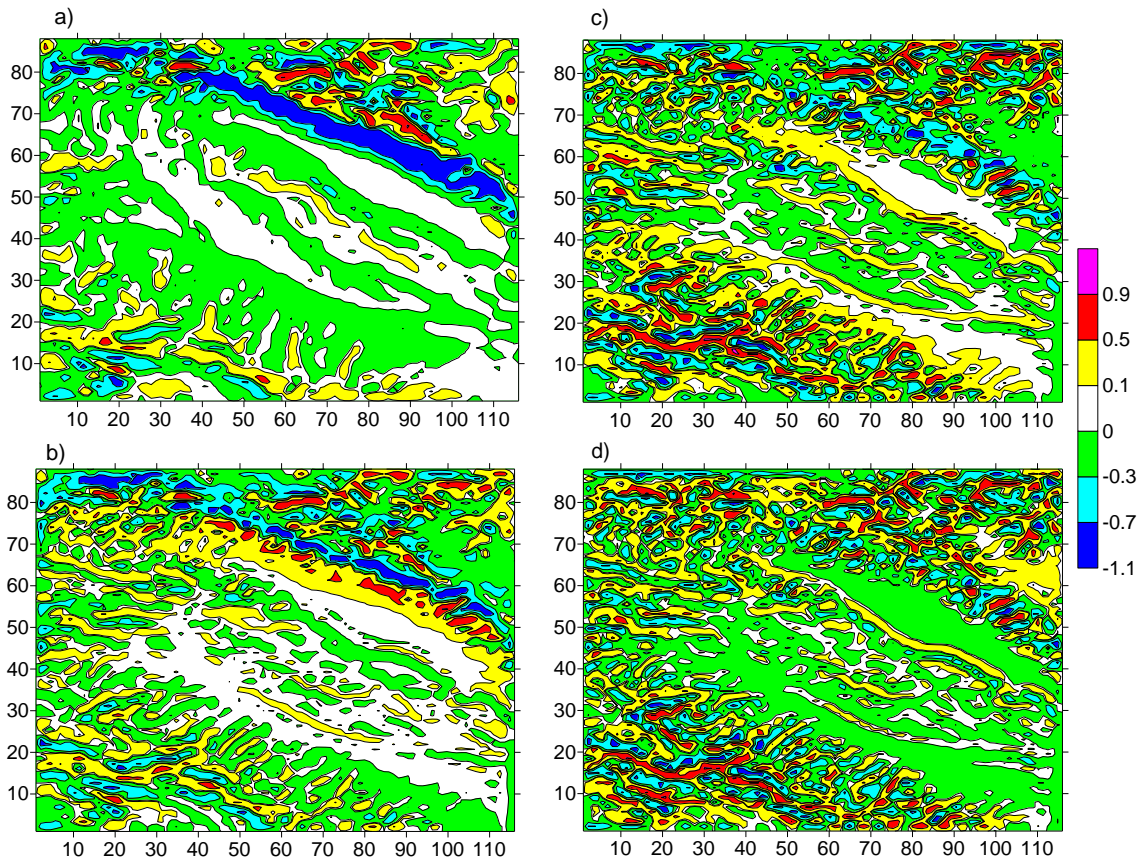
ნახ.4.4.12 – 4.4.13-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა და სასაზღვრო ფენებში. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მტვრის გავრცელების სურათები თვისობრივად ანალოგიურია ფონური სამხრეთის ქარის დროს მიღებული მტვრის გავრცელების სურათების: ქალაქების თბილისის, რუსთავის, მარნეულის და ბოლნისის მიდამოებში მტვრის კორიზონტალური განაწილება 2 და 10 მ სიმაღლეებზე პრატიკულად ერთნაირია და მათი კონცენტრაციები უმნიშვნელოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. აღნიშნული განაწილება გამოწვეულია დამაბინძურებელი წყაროების მიდამოებში შტილური და შტილურთან ახლო მყოფი მეტეოროლოგიური სიტუაციით. 100 მ სიმაღლეზე სხვადასვა წყაროებიდან ამოფრქვეული მტვრის კორიზონტალური დიფუზიის შედეგად ხდება მათი ზედდება და დაბინძურების არე წარმოადგენს მტვრის ერთიან ღრუბელს, მკაფიოდ გამოსახული ორი ცენტრით ქ. თბილისის და რუსთავის მიდამოებში. ქ. საგარეჯოს და გურჯაანის მტვერი გავრცელებულია საკმაოდ დიდ მანძილზე, რაც უმეტეს წილად განპირობებულია ადვექტიური გადატანის პროცესით.



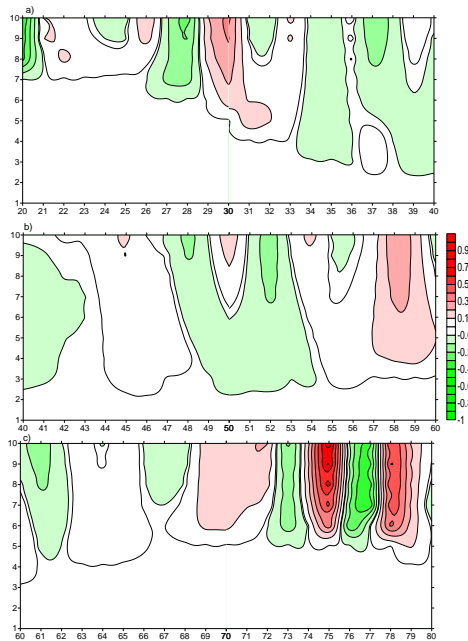
ნახ. 4.4.7. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ქვეფენილზედაპირზე – a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ) ველი – d)), როცა $t = 0$ სთ.



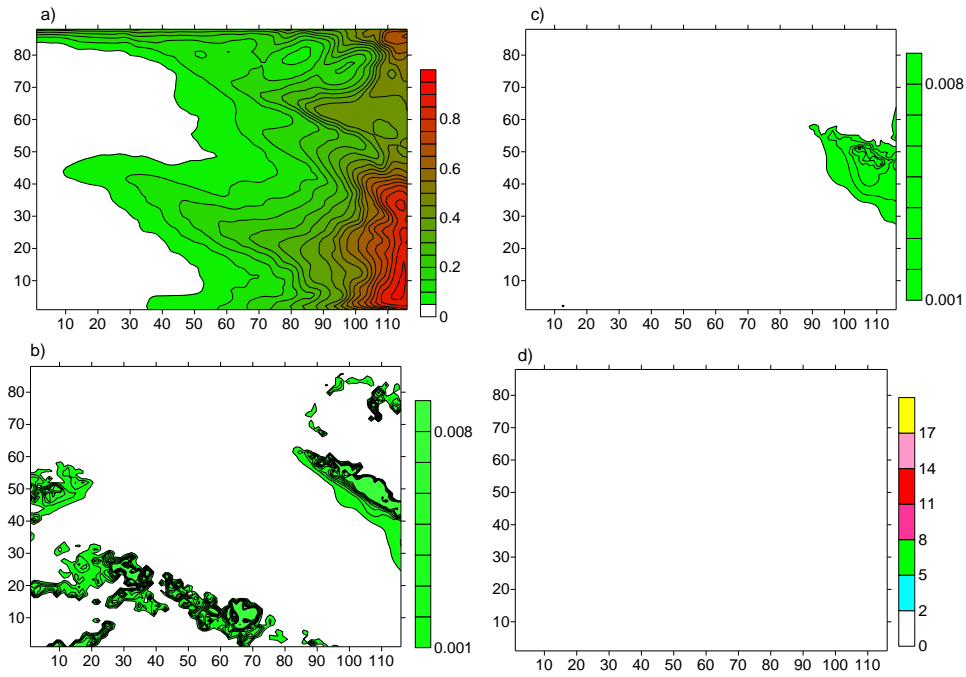
ნახ. 4.4.8. ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 1კმ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 0$ სთ.



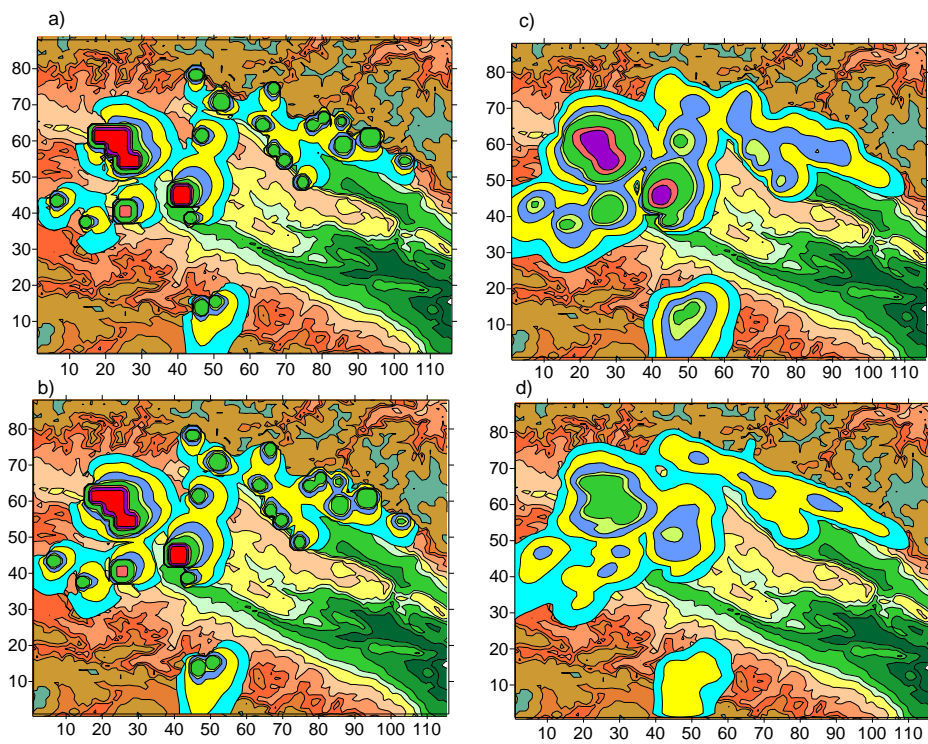
ნახ.4.4.9. ვერტიკალური სიჩქარის ველი ($^{\circ}$ C) ნიადაგის ზედაპირიდან 100 მ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ.



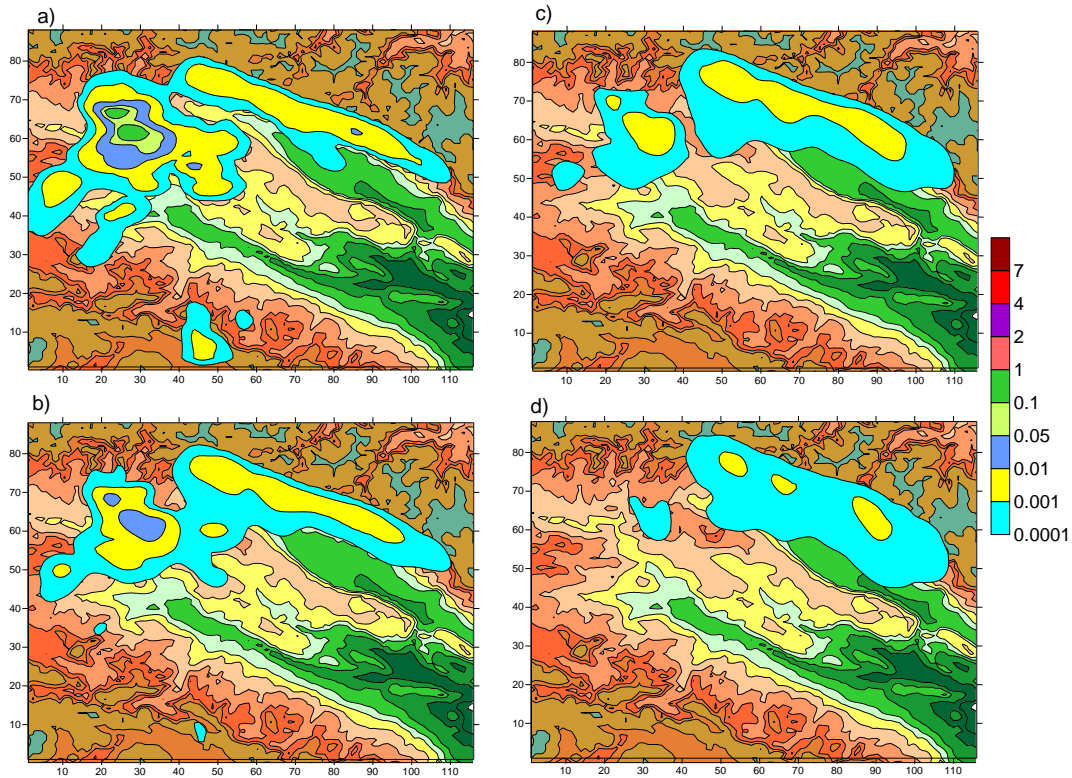
ნახ. 4.4.10. ვერტიკალური სიჩქარის იზოწირები YOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე როცა $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b), $60 \leq y \leq 80$ – c) და $t=0$ სთ.



ნახ.4.4.11 ატმოსფეროს წყლის ორთქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეებზე - a), წელიანობის მასიური წილისფელები 2 კმ-ბ) და 3 კმ - c) სიმაღლეებზე და მოსული ნალექის ზედაპირული სიმკვრივე(კგ/მ²) d), როცა t = 0 სთ.

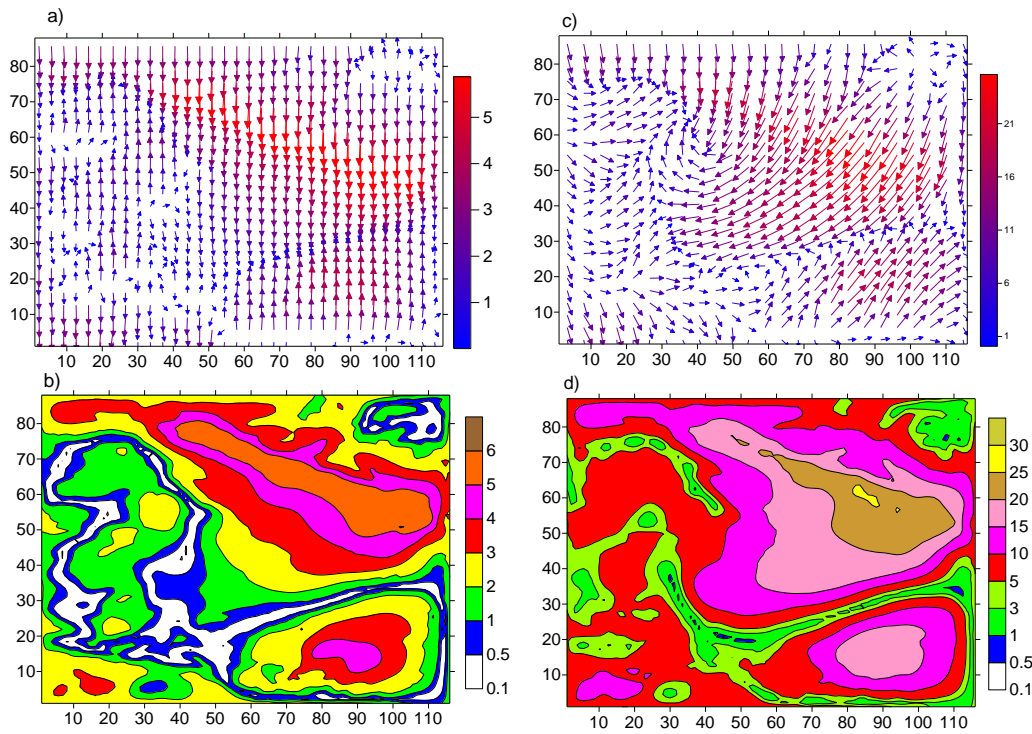


ნახ. 4.4.12 ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია z = 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე როცა t = 0 სთ.

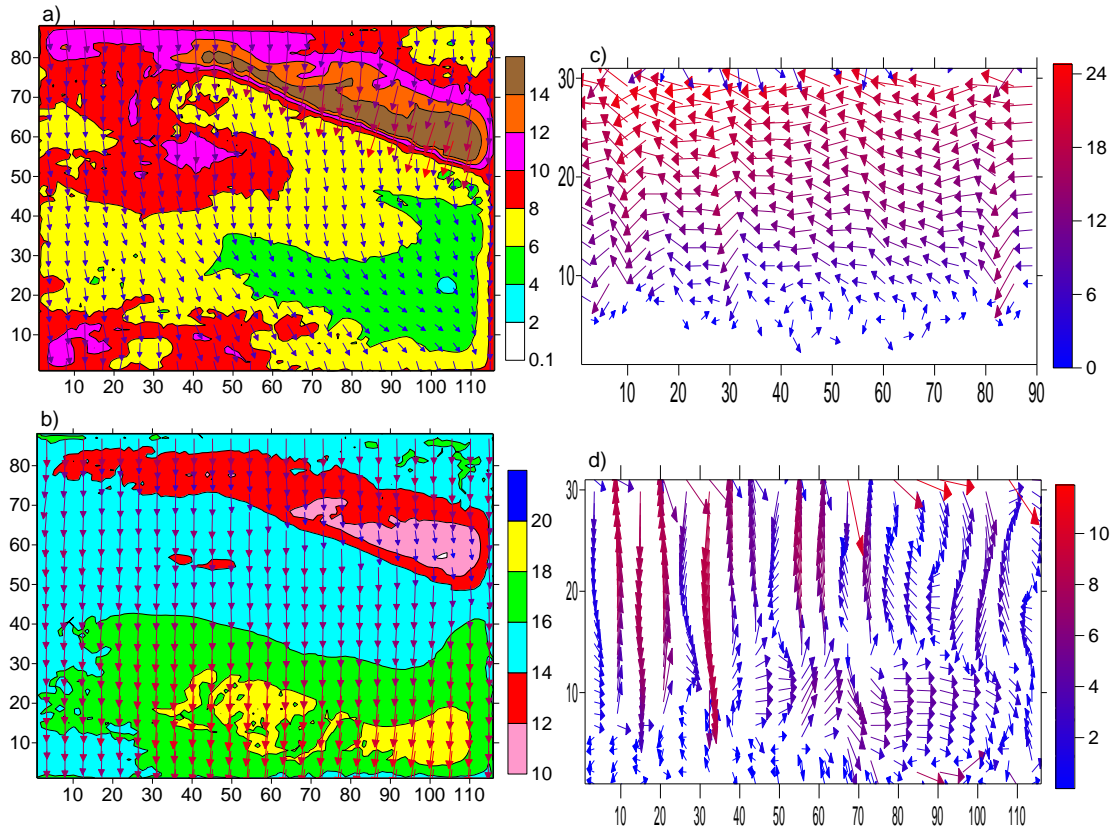


ნახ. 4.4.13 ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 12$ სთ.

ნახ.4.4.14-ზე მოყვანილია ქარის ვექტორის და მოდულის ველები მიწის ზედაპირიდან $z = 10$ მ – a), b) და 100 მ – c), d) სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ. ნახ.344.14-ის შედარება ნახ.3.4.1-თან გვაჩვენებს მნიშვნელოვან თვისობრივ განსხვავებებს მიწისპირა ქარების განაწილებაში. მთავარი კავკასიონის ქედსა და თრიალეთის ქედებს შორის არსებულ ტერიტორიებზე, როცა $t = 0$ სთ, მიწისპირა ფენაში არსებული სამხრეთ დასავლეთის ქარის ადგილას, მიწის ზედაპირიდან 10 მ სიმაღლეზე, 14 სთ-ისთვის მიღებულია სამხრეთის და ჩრდილოეთის ქარები. ისინი ერთმანეთს ენაცვლებიან და ელდარის დაბლობის და ივრის ზეგანის საზღვარზე წარმოშობენ ქარის სიჩქარის კონვერგენციის ვიწრო ზოლს. განსხვავებები განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე გამოთვლებით მიღებულ ქარის ველებს შორის. ნახ.4.4.14c)-დან ჩანს, რომ როცა $t = 14$ სთ ($t = 0$ სთ-ისაგან განსხვავებით) ადგილი აქვს ჰაერის მძლავრი ნაკადის შემოჭრას შიდა კახეთის ტერიტორიაზე რეგიონის ჩრდილო და ჩრდილო აღმოსავლეთი ნაწილებიდან. შემოჭრილი ნაკადი ხვდება, თრიალეთის ქედის მიდამოებში ფორმირებულ აღმოსავლეთის ქარს და შედეგად წარმოიშობა ქარის კონვერგენციის ვიწრო ზოლი, რომელიც სარტყლისებრ კვეთს შირაქის ველს, ივრის ზეგანს და ცივ გომბორის ქედის გავლით აღწევს მთავარ კავკასიონის ქედამდე. მნიშვნელოვნად შემცირებულია შტილის არე. შტილი მიღებულია ჰაერის ნაკადების შეხვედრის არეში წარმოშობილი კონვერგენციის ზოლის გასწვრივ. ამავე დროს, მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთებზე და ჩრდილოეთის ნაკადის შემოჭრის არეებში გაზრდილია ქარის სიჩქარის სიდიდე. მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა ფლუგერის დონეზე 5 მ/წმ-ია, 100 მ სიმაღლეზე – 25 მ/წმ.



ნახ. 4.4.14. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t = 14$ სთ.



ნახ. 4.4.15 ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ სიმაღლეზე – a) და 6კმ სიმაღლეზე – b). ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული მდგენელ YOZ სიბრტყეში, როცა $y = 20$ – c) და ზონალური მდგენელი XOZ სიბრტყეში როცა $x = 20$ – d), როცა $t = 14$ სთ. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენიდან დაშორებისას ოროგრაფიისა და თერმიკული ველის გავლენის შემცირების კვალობაზე ქარის სიჩქარე სიდიდით და მიმართულებით თანდათანობით უახლოვდება ფონურ ველს (ნახ. 4.4.15).

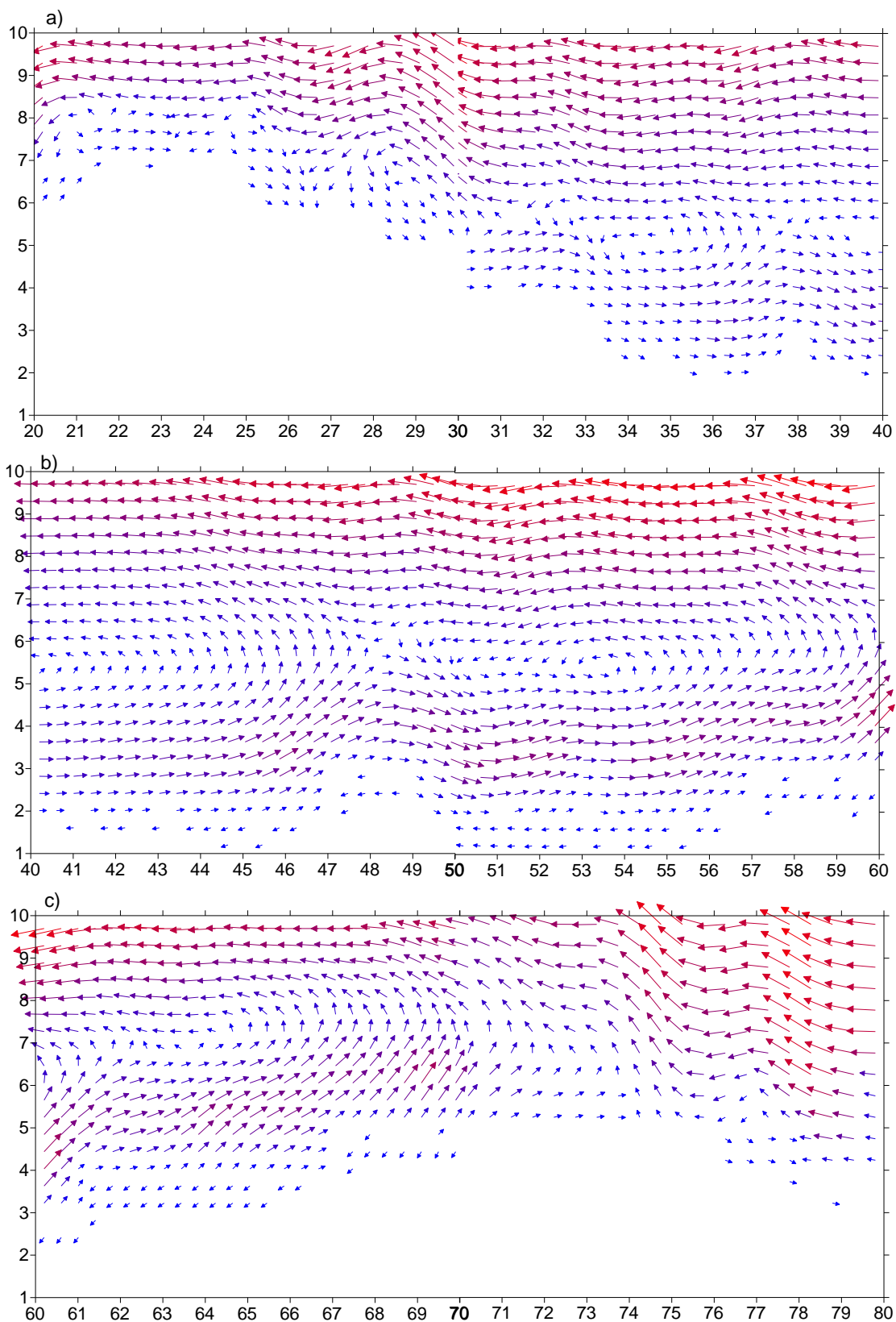
ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მოძრაობა გრივალური ხასიათისაა. გამოთვლებით მიღებულია ვერტიკალური ჩაკეტილი და ნახევრად ჩაკეტილი ოროგრაფიული გრივალები (ნახ.4.4.16 – 4.4.18), რომელთა ჰორიზონტალური ზომები განისაზღვრება რელიეფის ჩაღრმავებული ნაწილის ჰორიზონტალური მასშტაბით, ვერტიკალური - ქარის სიჩქარის სიდიდით ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზედა ნაწილში. ფონური ჩრდილოეთის ქარის შემთხვევაში მერიდიანულ სიბრტყეში ფორმირებულია ციკლონური ტიპის გრივალები, ხოლო ზონალურ სიბრტყეში – ანტიციკლონური ტიპის.

ლოკალურ ცირკულაციურ სისტემებთან შესაბამისობაშია ვერტიკალური სიჩქარის ველი, რომელშიც ერთმანეთს ენაცვლებიან აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობები (ნახ.4.4.19). სიჩქარის სიდიდის ვერტიკალური განაწილება არაერთგვაროვანია. მისი მაქსიმალურ მნიშვნელობათა არე მდებარეობს ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში დედამიწის ზედაპირის უშუალო სიახლოვეს, ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზედა ნაწილში და ქვედა და შუა ტროპოსფეროში.

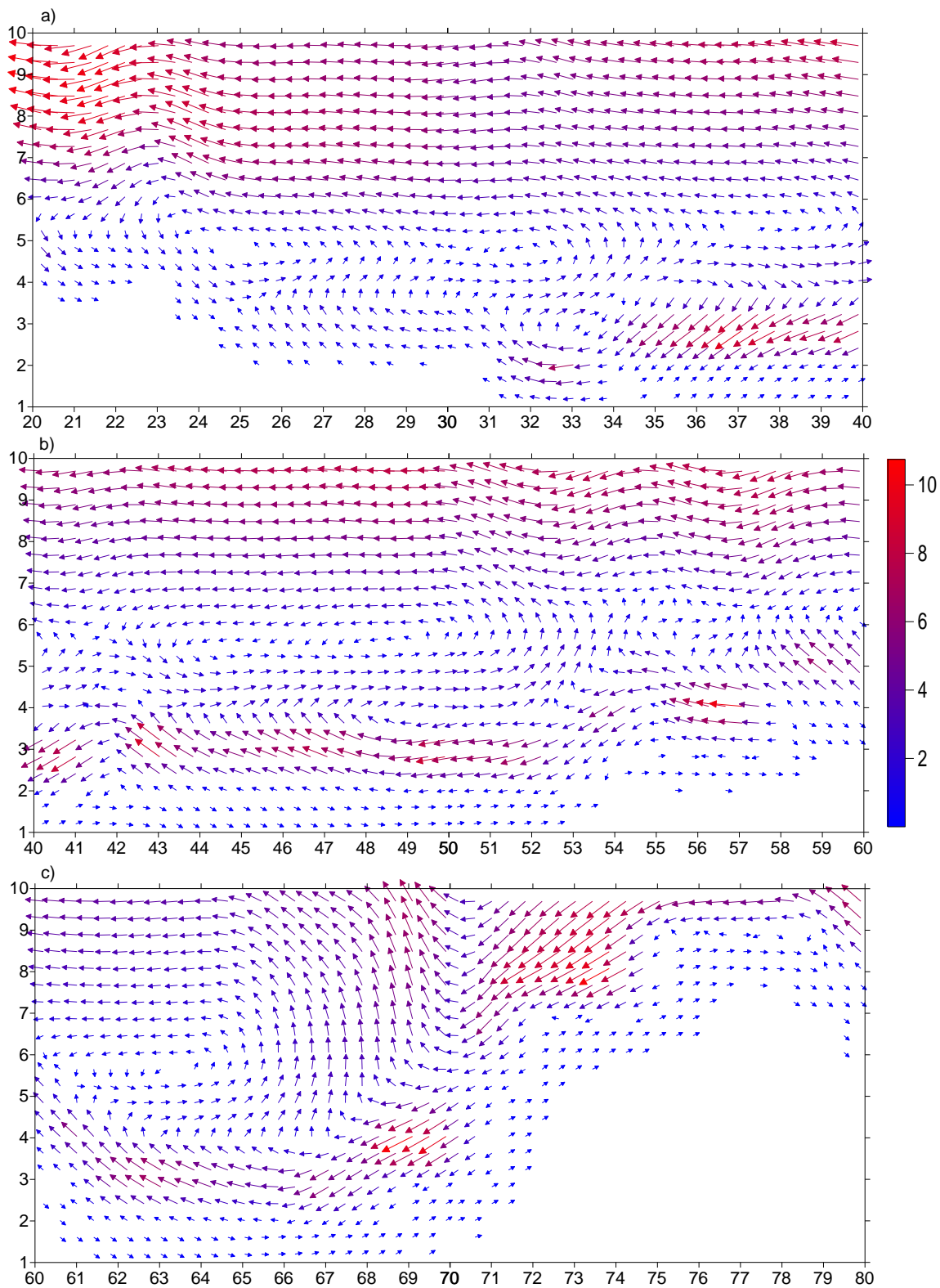
გამოთვლებით მიღებული ვერტიკალური სიჩქარის ველი სხვადასხვა სიმაღლეებზე ნაჩვენებია ნახ.4.4.20-ზე. ნახაზიდან ჩანს, რომ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ფორმირდება დადებითი ვერტიკალური სიჩქარის მქონე ერთი ცენტრალური ზოლი დედოფლის წყაროდან ახმეტამდე და რამდენიმე მცირე კონვექტიური წარმონაქმნი. აღნიშნული ზოლის ვერტიკალური გაგრძობა დაახლოებით 3 - 4 კმ-ია. ის დახრილად მიუყვება მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობს და მიწის ზედაპირიდან 3 კმ-ის სიმაღლეზე იშლება რამდენიმე უფრო მცირე ზონის ვიწრო კონვექტიურ უჯრედებად. შუა და ზედა ტროპოსფეროში მიღებულია მრავალრიცხოვანი მცირე ზომის აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობის არეები. ვერტიკალური მოძრაობის სიჩქარეები სიდიდით ≤ 1 მ/წმ.

ნიადაგის ტემპერატურა იცვლება 13°C - 40°C ფარგლებში (ნახ.4.4.21–4.4.23). ტემპერატურის მაქსიმალური მნიშვნელობები მიღებულია მდ. ალაზნის ვაკეზე, კახეთის ზეგანზე და ჯეირანის ველზე. მდ. მტკვარის გასწვრივ 2 მ სიმაღლეზე ტემპერატურა იცვლება ფართო დიაპაზონში, 5°C -დან 25°C -მდე, მთავარი კავკასიონის ქედის მწვერვალების მიდამოებში და რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში. მთლიანად, 100მ სიმაღლეზე ტემპერატურა ნაკლებია ვიდრე ტემპერატურა 2მ სიმაღლეზე. გამონაკლისს წარმოადგენს მცირე ტერიტორია ივრის ზეგანზე, სადაც 100 და 2 მ სიმაღლეებზე ჰაერის ტემპერატურა ერთნაირია.

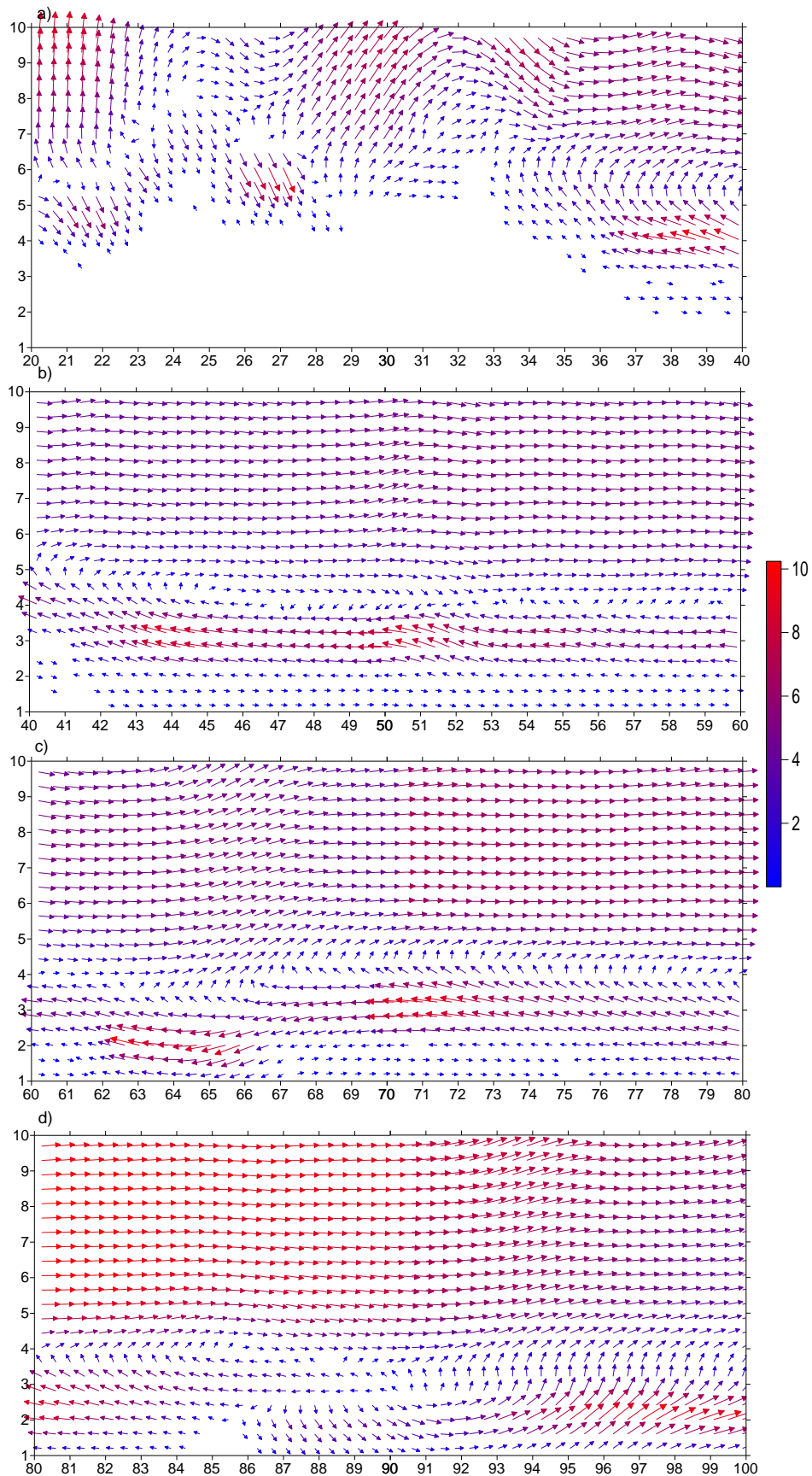
თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურის ზოგადი მერიდიანული განაწილება დეფორმირებულია ქვეფენილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ქვედა ტროპოსფეროში მიმდინარე ადვექტიური და ტურბულენტური სითბოგადატანის პროცესებით. ამ ეფექტებით გამოწვეული ტემპერატურის მატება დაახლოებით 2°C - 4°C -ის ინტერვალშია.



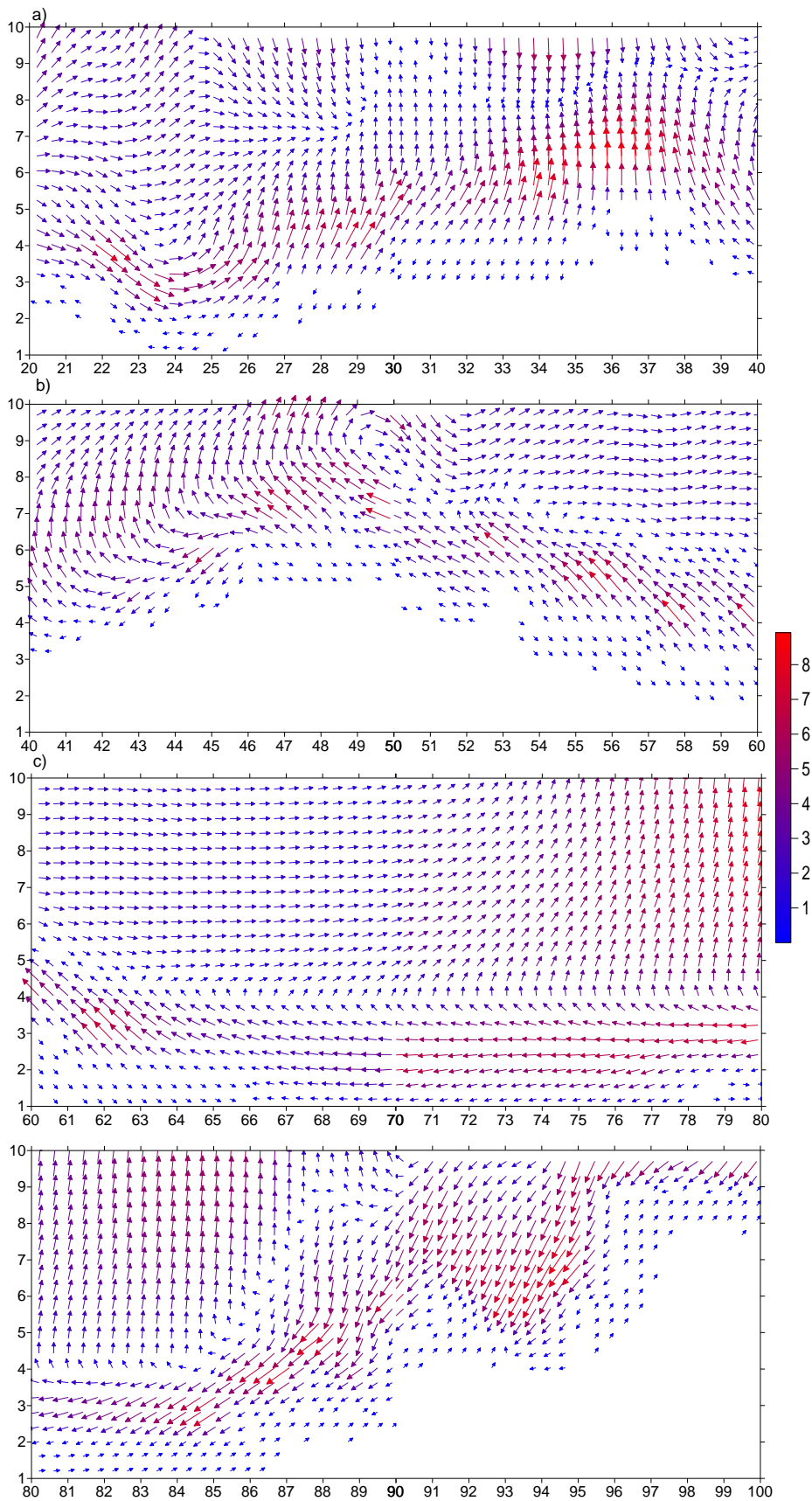
ნახ.4.4.16. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 30$, $20 \leq y \leq 40$ - a), $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$, როცა $t = 14$ სთ.



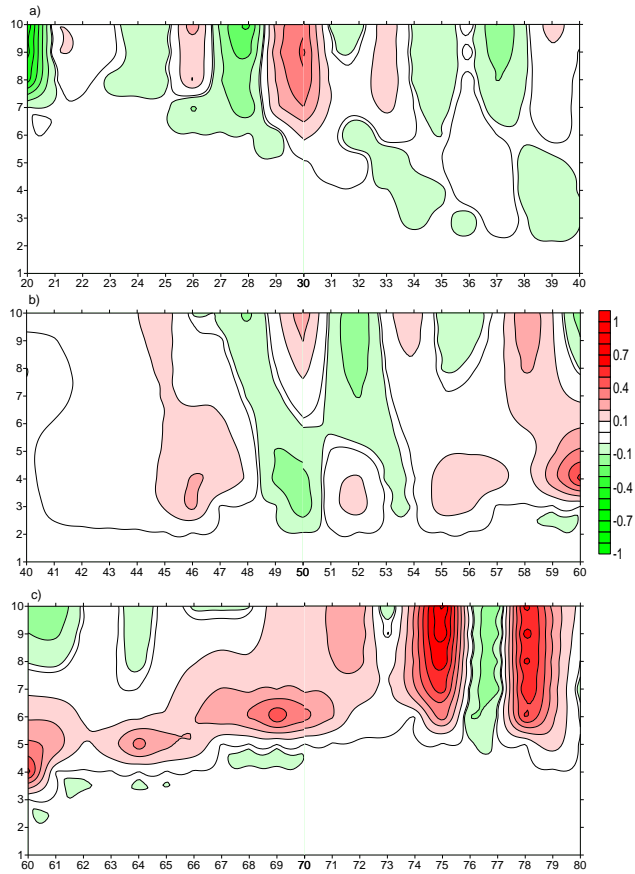
ნახ.4.4.17 ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში YOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $x = 60, 20 \leq y \leq 40$ - a). $40 \leq y \leq 60$ - b) და $60 \leq y \leq 80$, როცა $t = 14$ სთ.



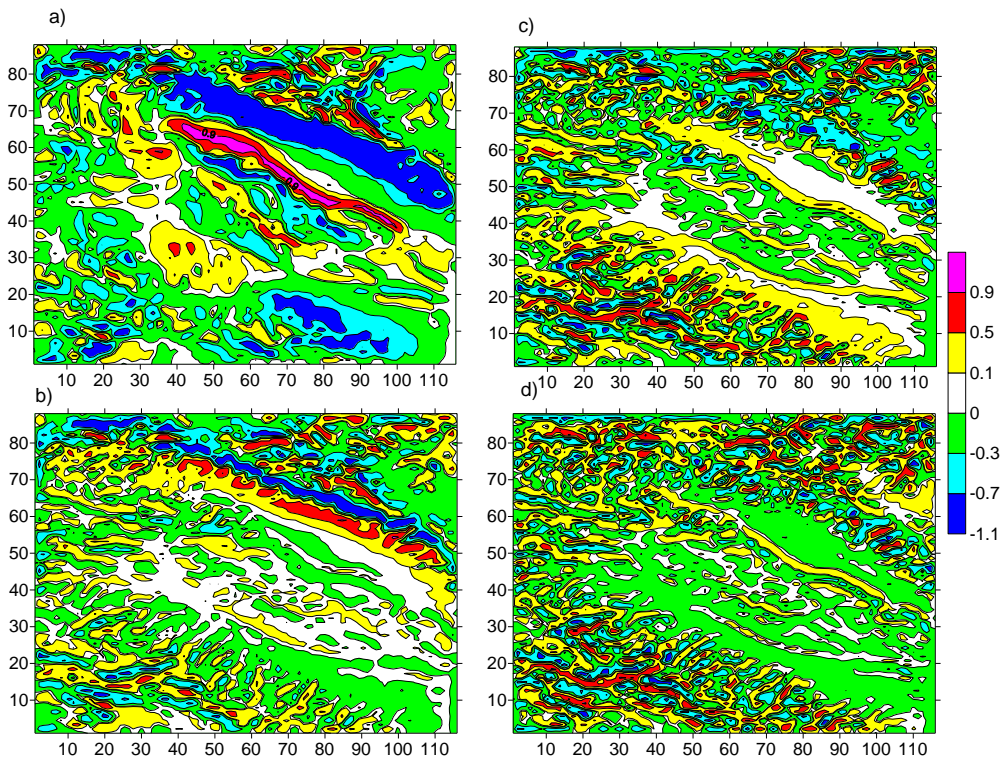
ნახ.4.4.18 ქარის სიჩქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $Z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b), $60 \leq x \leq 80$ - c), $80 \leq x \leq 100$ - დ), როცა $t = 14$ სთ.



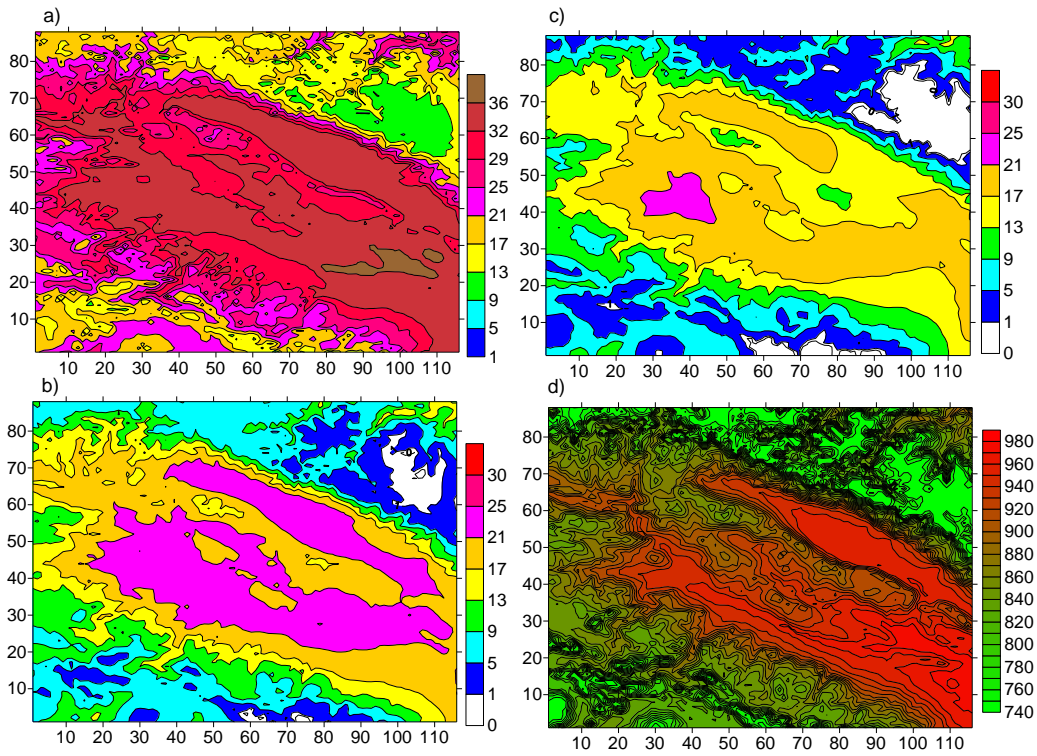
ნახ.4.4.19 ქარის სიქარის ვექტორის ზონალური გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში XOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე $y = 60$ და $20 \leq x \leq 40$ - a), $40 \leq x \leq 60$ - b), $60 \leq x \leq 80$ - c), $80 \leq x \leq 100$ - დ), როცა $t = 14$ სთ



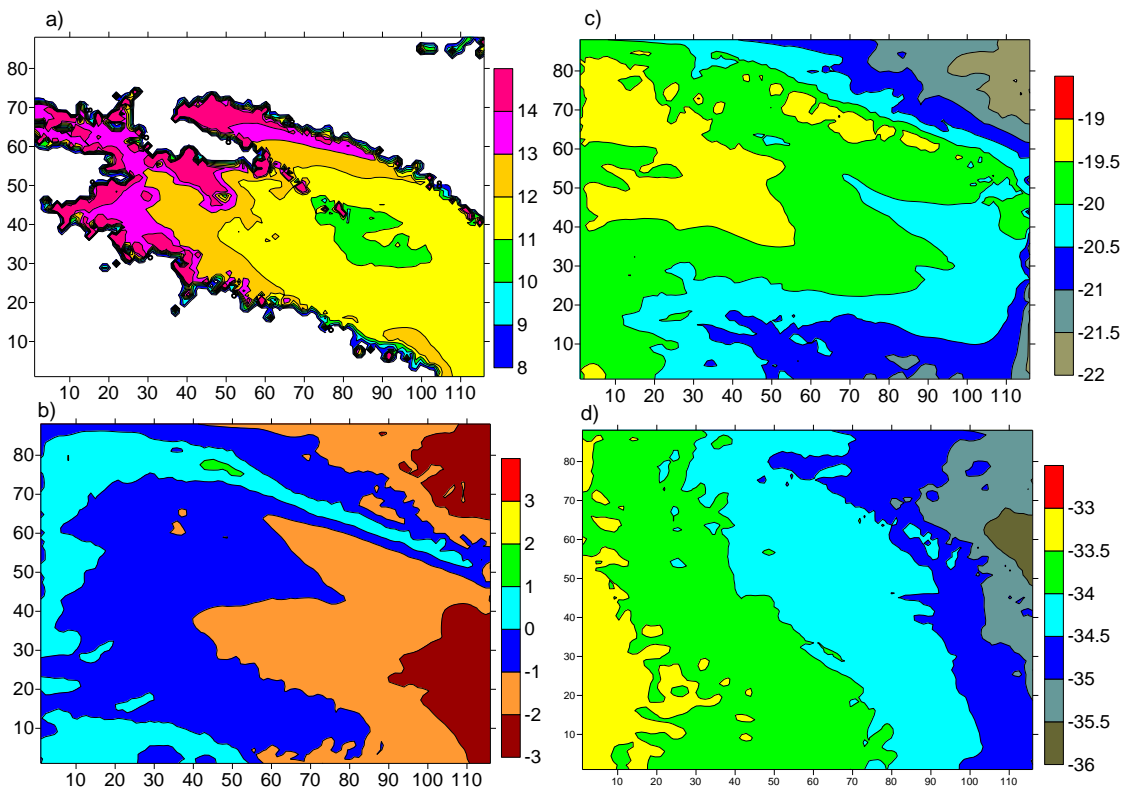
ნახ.4.4.20. ვერტიკალური სიჩქარის იზოწირები YOZ სიბრტყეში $z \leq 3$ კმ სიმაღლეზე, როცა $x = 30$ და $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b), $60 \leq y \leq 80$ – c) და $t = 14$ სთ.



ნახ. 4.4.21 ვერტიკალური სიჩქარის ველი ($^{\circ}C$) ნიადაგის ზედაპირიდან 100 მ – a), 3 კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ



ნახ.4.4.22 ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ქვეფენილ ზედაპირზე –a), ნიადაგის ზედაპირიდან 2 მ – b), 100 მ - c) სიმაღლეებზე და მიწისპირა წნევის (მბ ველი – d)), როცა $t=0$ სთ.



ნახ.4.4.23 ტემპერატურული ველი ($^{\circ}\text{C}$) ნიადაგის ზედაპირიდან 1კმ – a), 3კმ – b), 6 კმ – c) და 8 კმ – d) სიმაღლეებზე, როცა $t=14$ სთ.

ქვედა ტროპოსფეროში ტემპერატურის გაზარდა იწვევს შესაბამის ცვლილებებს ატმოსფეროში მიმდინარე ფაზურ გარდაქმნებში. ატმოსფეროს დათბობის პარალელურად ხდება კონდენსაციის შემცირება მიუხედავად არსებული ტენიანობისა (ნახ.4.4.14) და $t=0$ სთ-ისთვის არსებული მცირე წყლიანობის დრუბლების აორთქლება.

ნახ. 4.4.24–4.4.26-ზე ნაჩვენებია ატმოსფეროში გამოთვლებით მიღებული მტვერის კონცენტრაციის მნიშვნელობები. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მტვერის გავრცელების არე წარმოადგენს ერთიან სივრცეს, რომელშიც 2 მ სიმაღლეზე 0.1 ზდკ-ზე მეტი კონცენტრაციები მიღებულია რეგიონის დამამტვერიანებელი ქალაქების თავზე და მათ უშუალოდ სიახლოვეს. ქ. თბილისის და ქ. რუსთავის შემთხვევაში 0.1 ზდკ-ზე მეტი კონცენტრაცია მიღებულია ამ ქალაქების საზღვრებიდან დაახლოებით 5კმ მანძილამდე არსებულ ჰაერში, 10 მ სიმაღლეზე - მათ შორის არსებულ 40 კმ \times 10 კმ ფართობის არეში. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მტვერი გავრცელებულია სამხრეთის მიმართულებით და დამტვერიანების არე მოიცავს მთელ კახეთისა და მის მოსაზღვრე აზერბაიჯანის ტერიტორიას. მას გააჩნია ქ.თბილისისა და რუსთავის თავზე მდებარე, სამხრეთ-აღმოსავლეთით მიმართული, ელიფსის მაგვარ 0.1 ზდკ-ზე მეტი კონცენტრაციის მქონე ბირთვი, რომელის ზედა საზღვარი აღწევს მიწის ზედაპირიდან 2 კმ სიმაღლემდე.

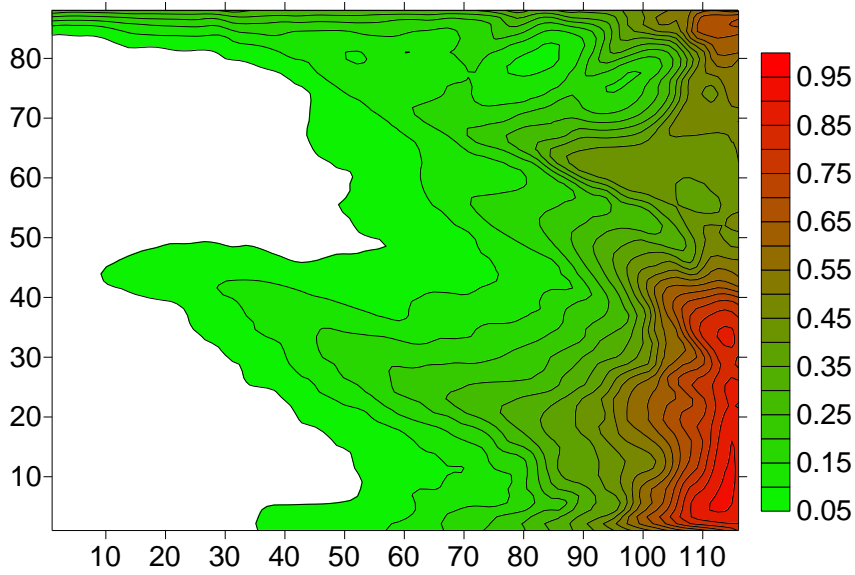
ამრიგად, ჩატარებულმა რიცხვითმა მოდელირებამ გამოავლინა ის მეტეოროლოგიური თავისებურებები, რომლებიც წარმოიშვებიან კახეთის რეგიონის რელიეფის ფონურ ჩრდილოეთის ქარზე ზემოქმედების შედეგად. ნაჩვენებია, რომ რელიეფის ზემოქმედება ფონურ დინებაზე იწვევს ქარის ვერტიკალური გრივალების წარმოშობას. გრივალების პორიზონტალური ზომა დამოკიდებული რელიეფის ჩაღრმავების სიგანეზე, ვერტიკალური კი ქარის სიჩქარის სიდიდეზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში. წარმოშობილი ლოკალური ცირკულაციების ცენტრები მდებარეობენ, როგორც ქვეფენილი ზედაპირის მახლობლად, ასევე მისგან დაშორებით. ძირითადად დომინირებენ მერიდიანულ სიბრტყეში ცირკულირებადი გრივალები და მათ გააჩნიათ ანტიციკლონური ბრუნვის მიმართულება. პარალელის გასწვრივ მიმართულ სიბრტყეში წარმოშობილ გრივალებში ქარის ბრუნვის მიმართულება არის როგორც ციკლონური, ასევე ანტიციკლონური ტიპის.

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში წარმოიშვება და თავისუფალ ატმოსფეროში ვრცელდება ოროგრაფიული შინაგანი გრავიტაციული ტალღები. ტალღების ამპლიტუდები ოროგრაფიული წინააღობის სიმაღლისა და ქარის სიჩქარის პირდაპირ პროპორციულია.

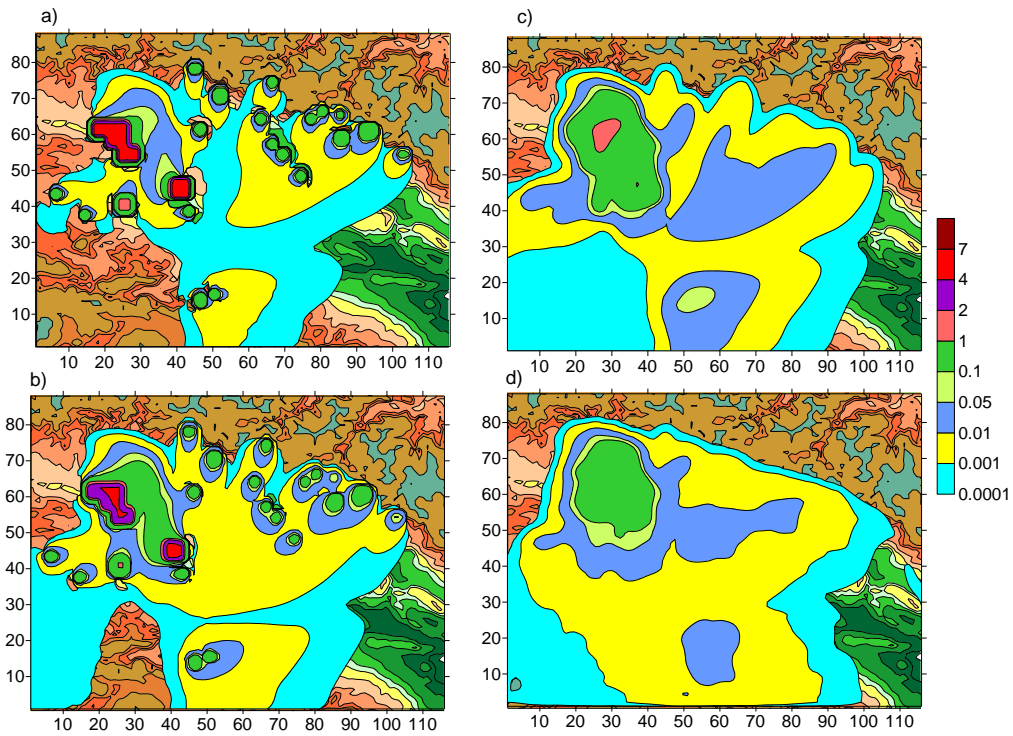
გარსდენის პროცესისათვის დამახასიათებელია, ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, 1 მ/წმ-მდე სიჩქარის მქონე ვერტიკალური მოძრაობების ზოლების წარმოშობა. ეს ზოლები ვიწრო და რამდენიმე ათეული კმ სიგრძის არის სახით გასდევენ მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთი და ცივ გომდბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფრდობებს.

ვერტიკალური კონვექციის ცალკეული მრავალრიცხვიანი უჯრედები წარმოიშვებიან რეგიონის ქედების თავზე როგორც ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ასევე ქვედა და შუა ტროპოსფეროში.

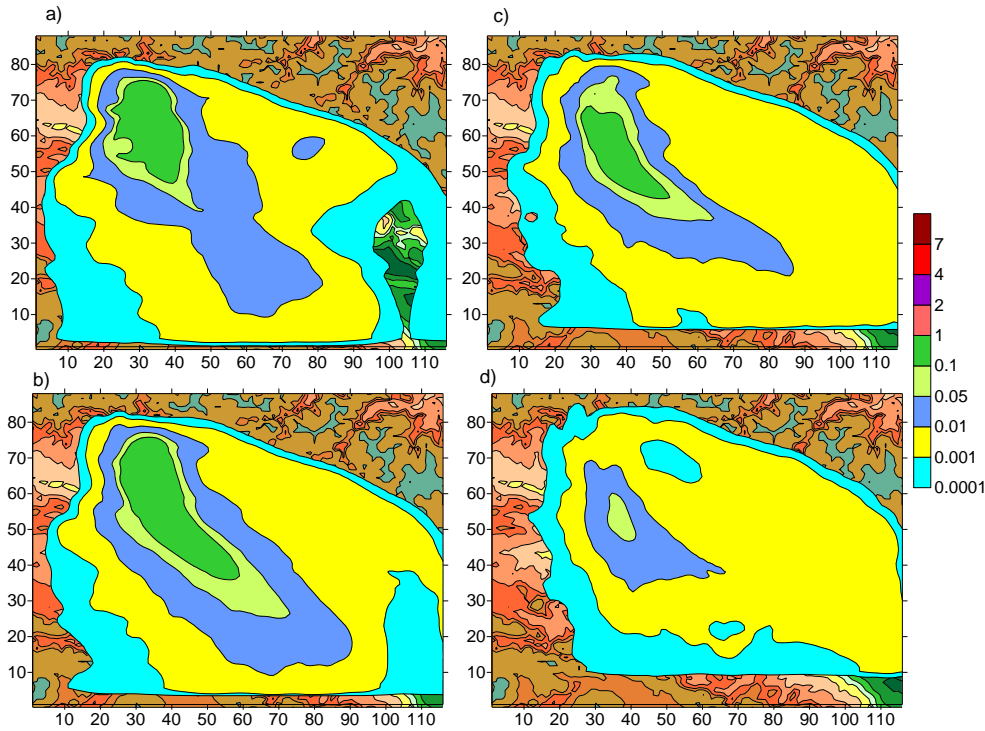
პროცესისათვის დამახასიათებელია ტემპერატურის პორიზონტალური განაწილების სპეციფიური სურათი. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ტემპერატურულ ველს განსაზღვრავს ქვეფენილი ზედაპირის ფორმა, ოროგრაფიის პორიზონტისადმი დახრილობა და სიმაღლე. ტროპოსფეროში ტემპერატურული ველი წარმოადგენს ვერტიკალურად ორიენტირებულ ზოლებს, რომლებიც დეფორმირებულია რეგიონის თერმოდინამიკური სითბოგადაცემის პროცესების ზემოქმედების შედეგად.



ნახ.4.4.24 ატმოსფეროს წყლის ოროქლის მასური წილის ველი (გ/კგ) 3 კმ სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ.



ნახ.4.4.25 ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 14$ სთ.



ნახ.4.4.26 ატმოსფეროში მტვერის კონცენტრაცია $z = 1000$ მ, 1500 მ, 2000 მ და 3000 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 14$ სთ.

რეგიონის რთული ჰიდროდინამიკა ახდენს გავლენას მტვერის გავრცელებაზე ატმოსფეროში. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში პრიორიტეტულია მტვერის ვერტიკალური დიფუზიური გადატანა. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს მტვერის ადექციური გადატანა და ჰორიზონტალური დიფუზია. შედეგად, მტვერი ვრცელდება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში დიდ სივრცეში. მხოლოდ, 0.1 ზღკ-ზე მეტი მნიშვნელობის დამტვერებლების ზონა შემოსაზღვრულია ქ.ტბილისსა და რუსთავს შორის და მიმდებარედ არსებული მნიშვნელოვანდ მცირე ზომის ატმოსფეროს ნაწილით.

4.5. მტვერის კონცენტრაციის დროითი და სივრცითი ცვლილება ფონური არასტაციონალური ემისიის დროს დასავლეთის ქარის პირობებში

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე მტვერის გავრცელება დასავლეთის ფონური ქარის დროს არასტაციონალური დამაბინძურებელი წყაროების შემთხვევაში. ამისათვის, კონცენტრაციის მნიშვნელობა ჰაერის დამაბინძურებელ ქალაქების ტერიტორიაზე 2 მ სიმაღლეზე გამოითვლება შედეგი გამოსახულებით:

$$c = c_{\min}(x, y, 2 \text{ მ}) \quad , \text{როცა } 24n < t \leq 24n+6 \text{ სთ};$$

$$c = c_{\min}(x, y, 2 \text{ მ}) + (c_{\max}(x, y, 2 \text{ მ}) - c_{\min}(x, y, 2 \text{ მ})) \sin(0.5 * 3.141593 * (t-6 \text{ სთ}) / 3 \text{ სთ})$$

$$\text{როცა } 24n+6 \text{ სთ} < t \leq 24n+9 \text{ სთ};$$

$$c = c_{\max}(x, y, 2 \text{ მ}) \text{ როცა } 24n+9 \text{ სთ} < t \leq 24n+21 \text{ სთ};$$

$$c = c_{\min}(x, y, 2 \text{ მ}) - (c_{\max}(x, y, 2 \text{ მ}) - c_{\min}(x, y, 2 \text{ მ})) \sin(0.5 * 3.141593 * (t-21 \text{ სთ}) / 3 \text{ სთ})$$

$$\text{როცა } 24n+21 \text{ სთ} < t \leq 24(n+1) \text{ სთ}$$

$$(n = 0, 1, 2, \dots),$$

სადაც, $c_{\min}(x, y, 2 \text{ მ})$ და $c_{\max}(x, y, 2 \text{ მ})$ ქალაქების ტერიტორიებზე 2 მ სიმაღლეზე კონცენტრაციების მინიმალური და მაქსიმალური მნიშვნელობებია.

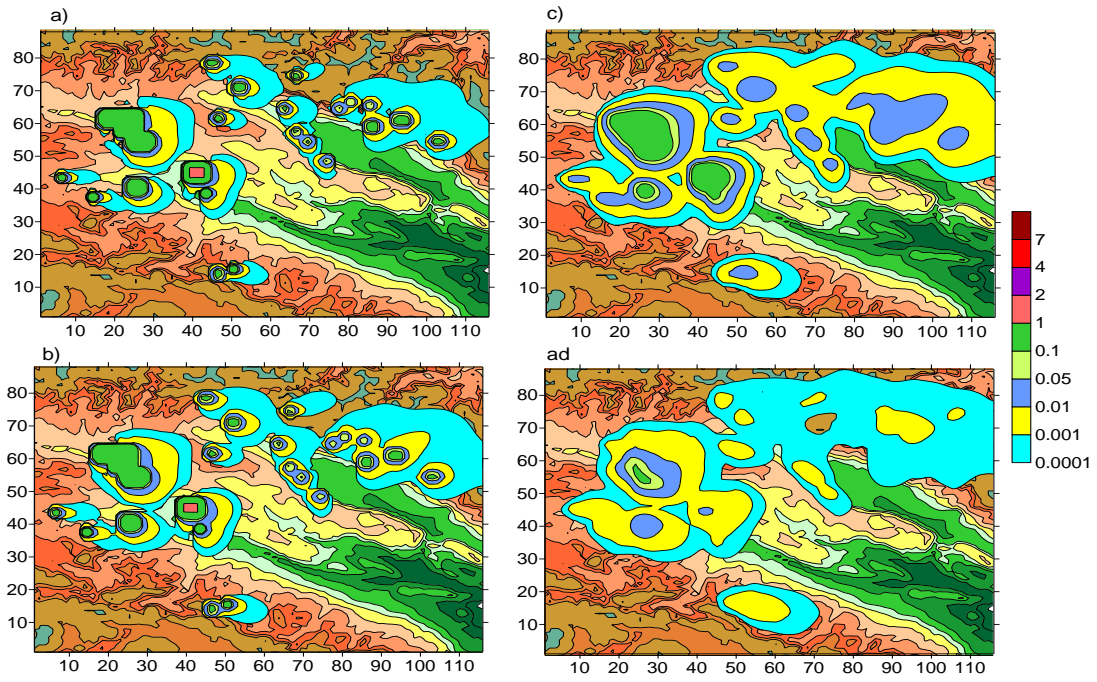
ნახ. 4.5.1 და 4.5.2-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვერის კონცენტრაციის ველების განაწილება დედამიწიდან სხვადასხვა სიმაღლეებზე, როცა $t = 0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ გარემოს დამტვერიანების დაწყებიდან 4 სთ-ის შემდეგ, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში 2 და 10მ სიმაღლეებზე, მტვერის კონცენტრაციები პრაქტიკულად ერთნაირია. მტვერი ძირითადად კონცენტრი-რებულია ქალაქების ტერიტორიაზე და სწრაფად მცირდება ქალაქებიდან დაშორებისას. ქ. თბილისიდან აღმოსავლეთით, მისგან დაახლოებით 2 - 15 კმ მანძილზე მტვერის კონცენტრაცია მაქსიმალური 5 ზდკ-ის მნიშვნელობიდან მცირდება 0.01 – 0.001 ზდკ-მდე. ქ. რუსთავის შემთხვევაში კი ანალოგიური შემცირება ხდება 2 – 10 კმ მანძილზე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად მტვერის გავრცელების არე მნიშვნელოვნად იზრდება. 100 მ სიმაღლეზე დამტვერიან-ბული არე ქმნის ორ ძირითად და ერთ შედარებით მომცრო ღრუბლებს ქქ. თბილისის და რუსთავის, მთავარი კასკადის ქედის საქართველოს მონაკვეთის და ქქ. აღსტაფისა და კახახის თავებზე. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენიდან დაშორებისას მტვერის კონცენტრაცია მცირდება და 2 კმ სიმაღლეზე კონცენტრაცია უმნიშვნელოა (ნახ. 4.5.2).

დღის 12 საათისათვის, როცა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში კონცენტრაცია მაქსიმალურია გამოთვლებით მიღებული მტვერის ველი მოიცავს კახეთის მნიშვნელოვან ტერიტორიას, როგორც მაღალ დონეებზე, ასევე მიწის ზედაპირიდან 10 და 2 მ სიმაღლეებზე. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მტვერი გავრცელებულია რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში (ნახ.4.5.3). მტვერი ქმნის რთული ფორმის ერთიან ღრუბელს, რომელშიც კონცენტრაცია მცირდება მაქსიმალური 5.4 ზდკ-დან 0.0001 ზდკ-მდე.

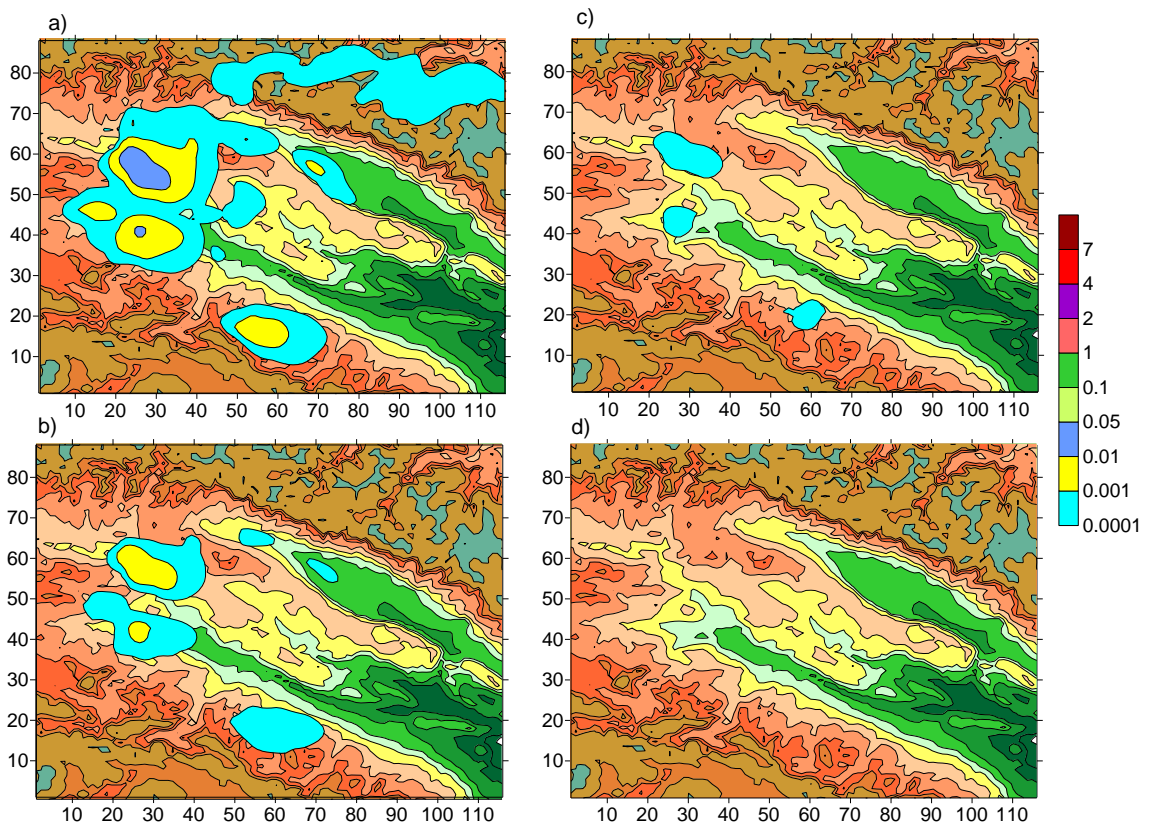
ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზევით, მტვერი როგორც ერთიანი ღრუბელი გავრცელებულია წყაროებიდან სამხრეთ-დასავლეთის მინართულებით და განლაგებულია კახეთის ცენტრალური ნაწილის თავზე (ნახ. 4.5.4).

ნახ.4.5.5 და 4.5.6-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვერის კონცენტრაციები ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, როცა $t = 21$ სთ. ამ მომენტისათვის ქალაქების ტერიტორიებზე 2 მ სიმაღლეზე მტვერის კონცენტრაცია მაქსიმალურია და იწყებს სინუსოიდალურ კლებას მაქსიმალურდანი მინიმალურ მნიშვნელობამდე. თუ შევადარებთ ამ ნახაზებს ნახ. 4.5.3 და ნახ. 4.5.4 ვნახავთ, რომ მიუხედავად მსგავსებისა არსებობს ცალკეული განსხვავებები კონცენტრაციის სივრცულ განაწილებაში. კერძოდ, შემცირებულია კონცენტრაციების მნიშვნელობები 2 და 10 მ სიმაღლეებზე ქქ. თბილისისა და რუსთავის მიმდებარე ტერიტორიებზე. შეცვლილია მტვერიანი ღრუბლის ფორმა და მისი გავრცელების არეალი. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია ქარის სიჩქარის ველის ცვლილებით დროის 12 - 21 საათების ინტერვალში.

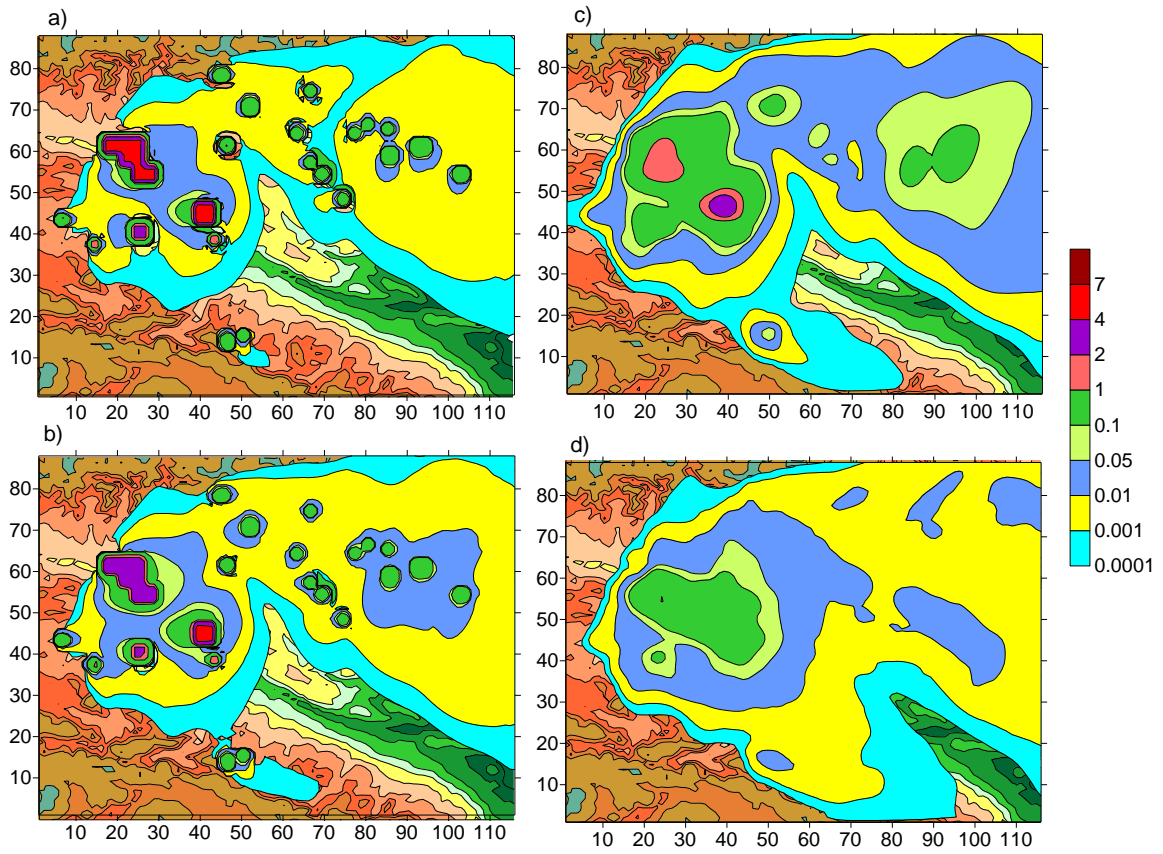
ნახ.4.5.7-ზე წარმოდგენილია ატმოსფეროში მტვერის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 24$ სთ.



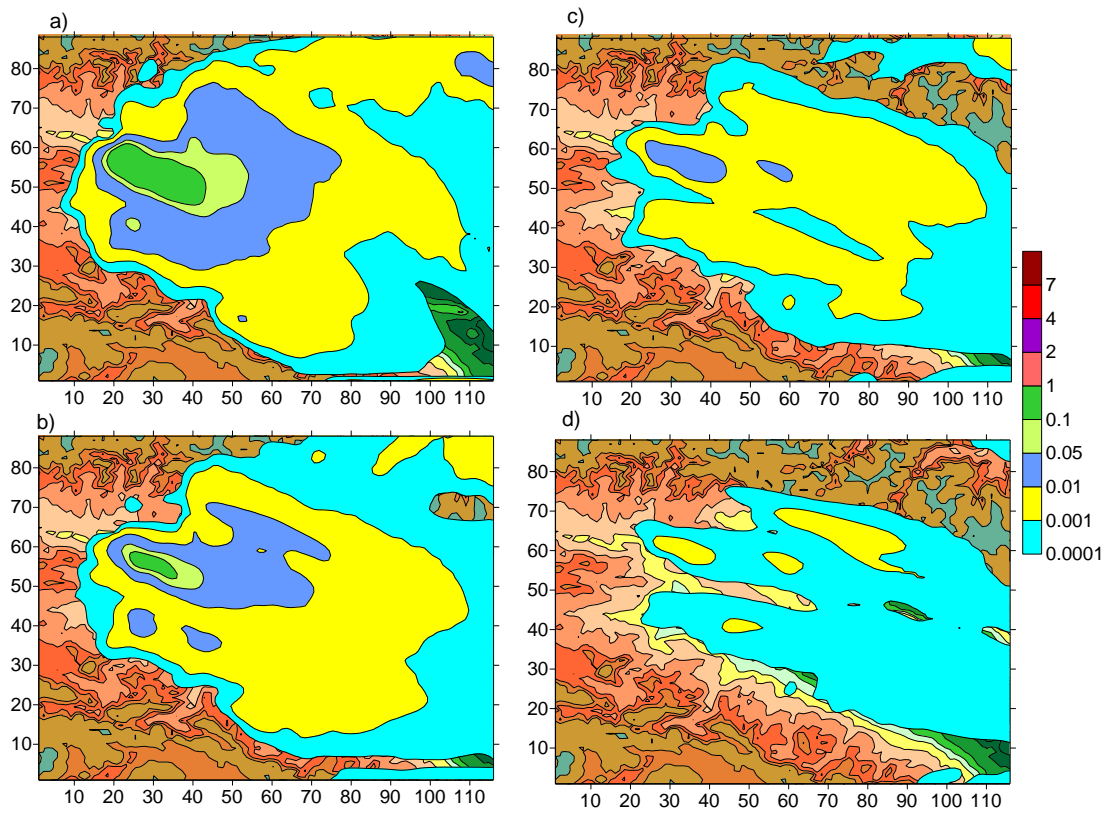
ნახ. 4.5.1. ატმოსფეროში მტერის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$
და 600 მ სიმაღლეებზე როცა $t = 0$ სთ.



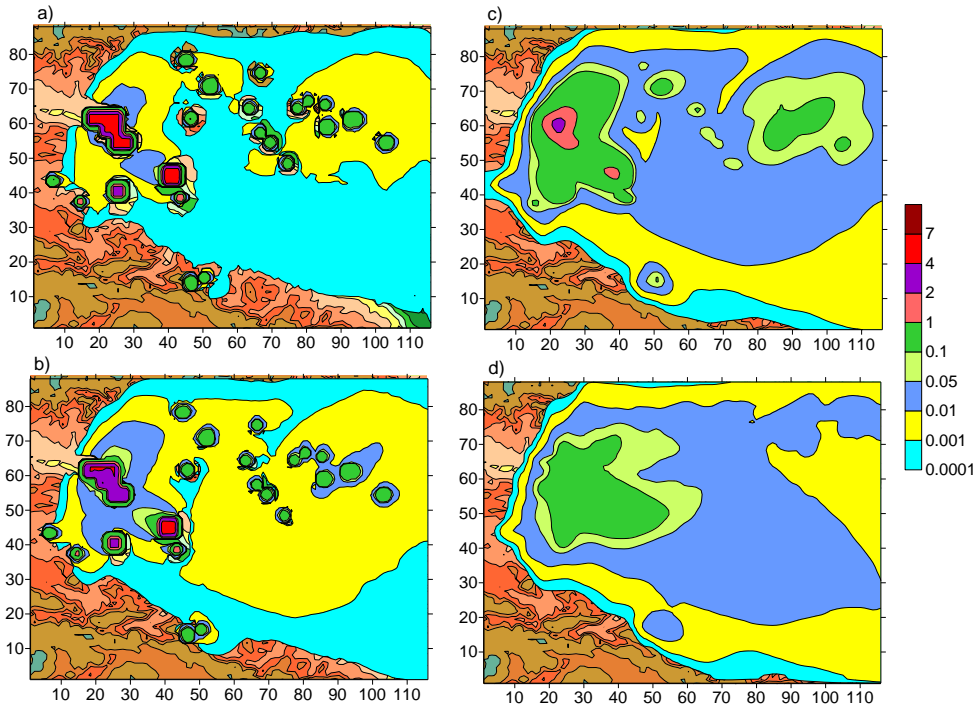
ნახ.3.5.2. ატმოსფეროში მტერის კონცენტრაცია $z = 1000, 1500,$
 2000 და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 0$ სთ.



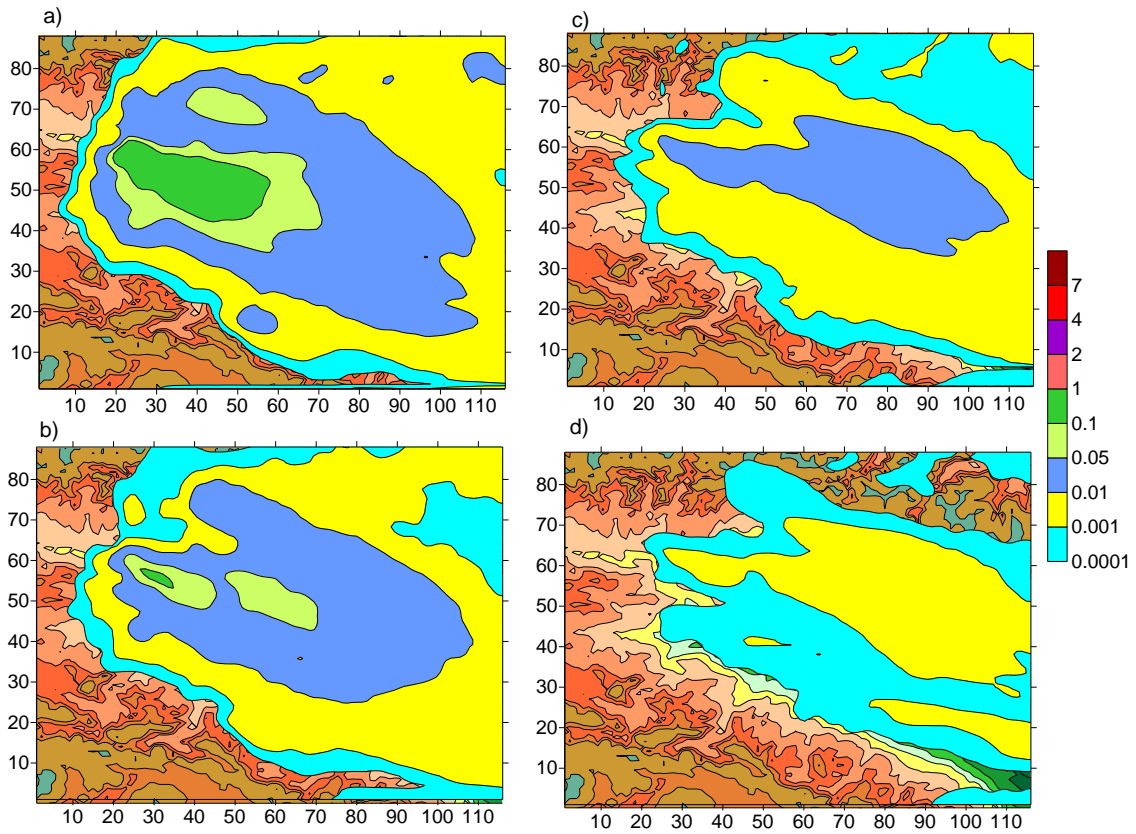
ნახ.4.5.3. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 12$ სთ.



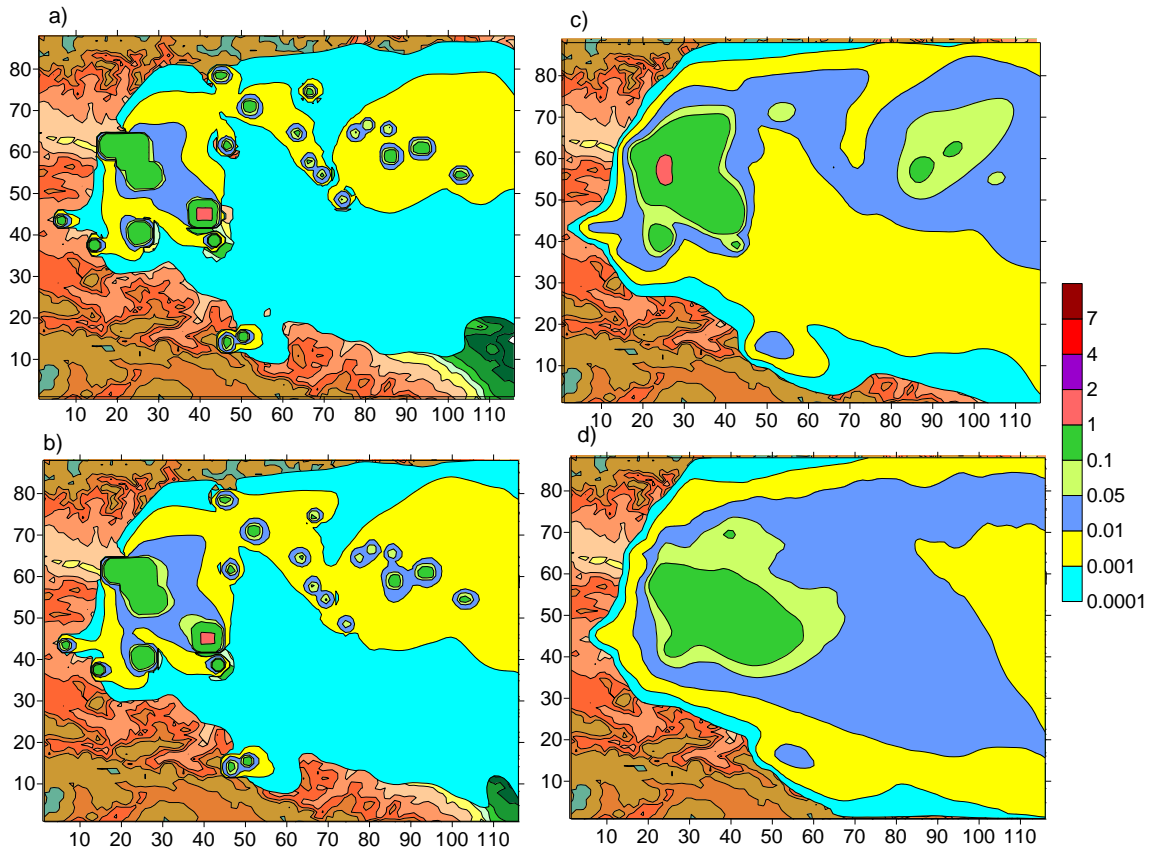
ნახ.4.5.4. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000, 1500, 2000$ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 12$ სთ.



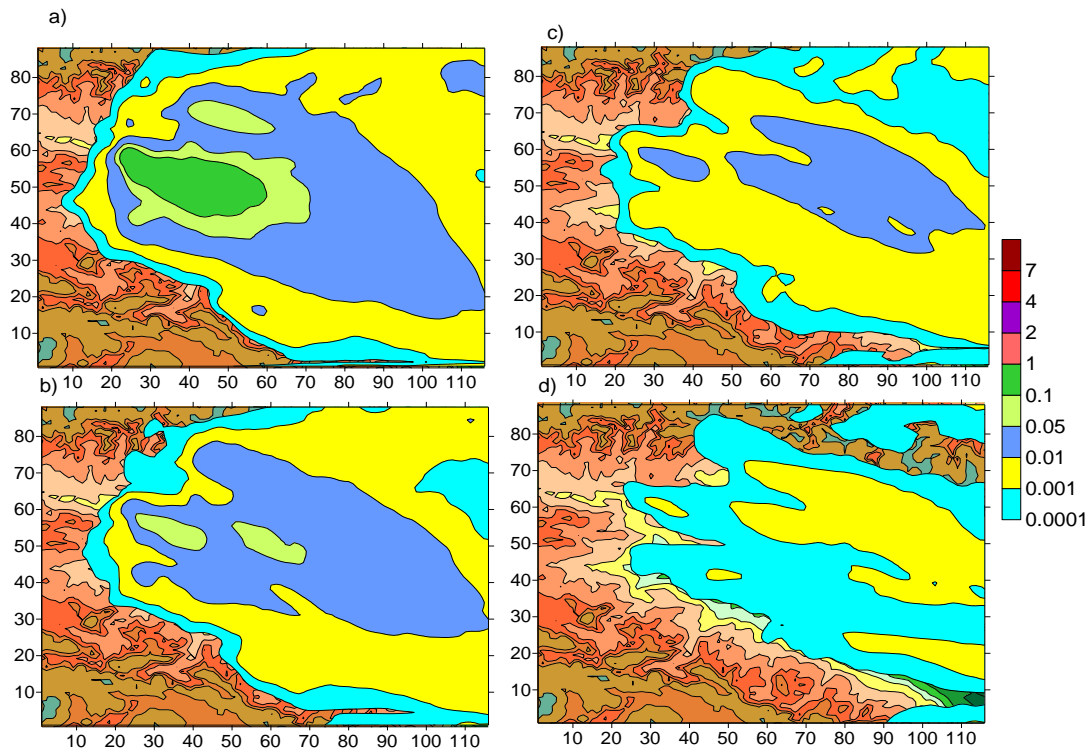
ნახ. 4.5.5. ატმოსფეროში მტვერის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$
და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 21$ სთ.



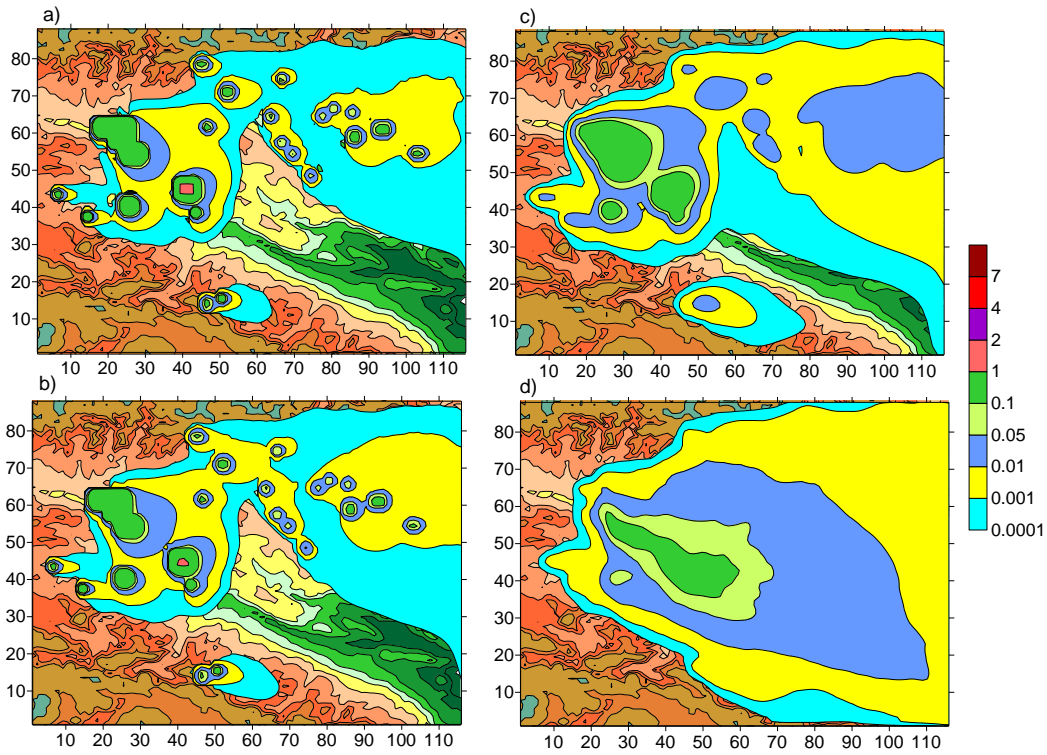
ნახ.4.5.6. ატმოსფეროში მტვერის $z = 1000, 1500, 2000$ და 3000 მ
სიმაღლეებზე, როცა $t = 21$ სთ.



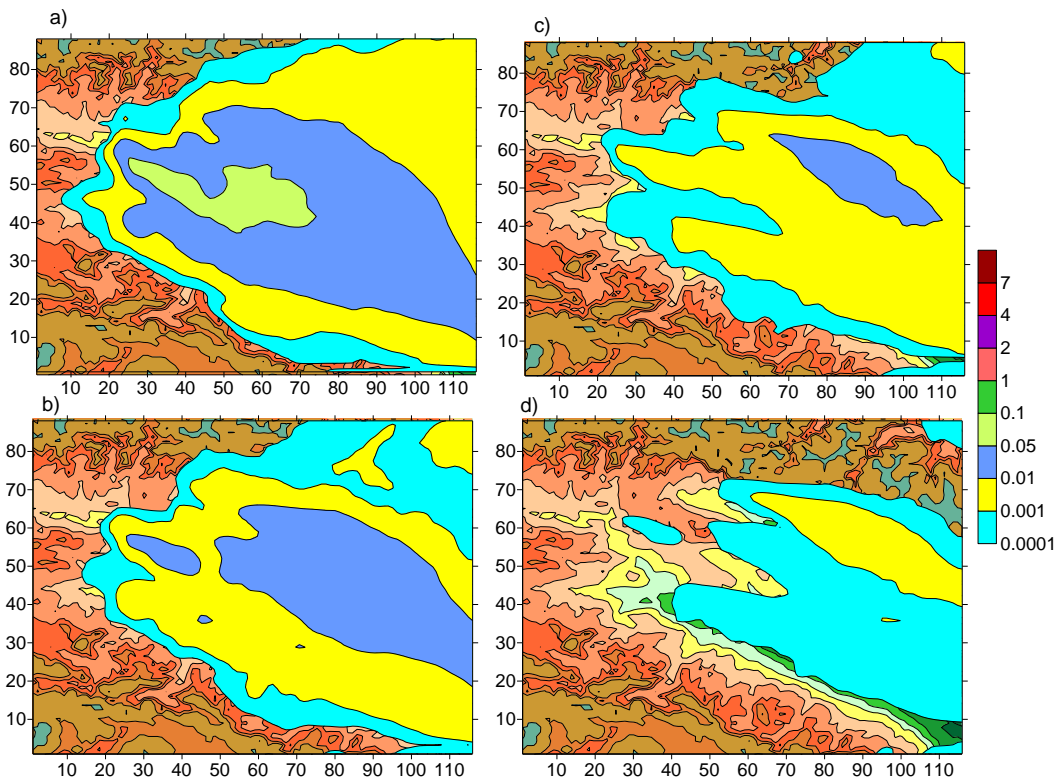
ნახ.4.5.7 ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 24$ სთ.



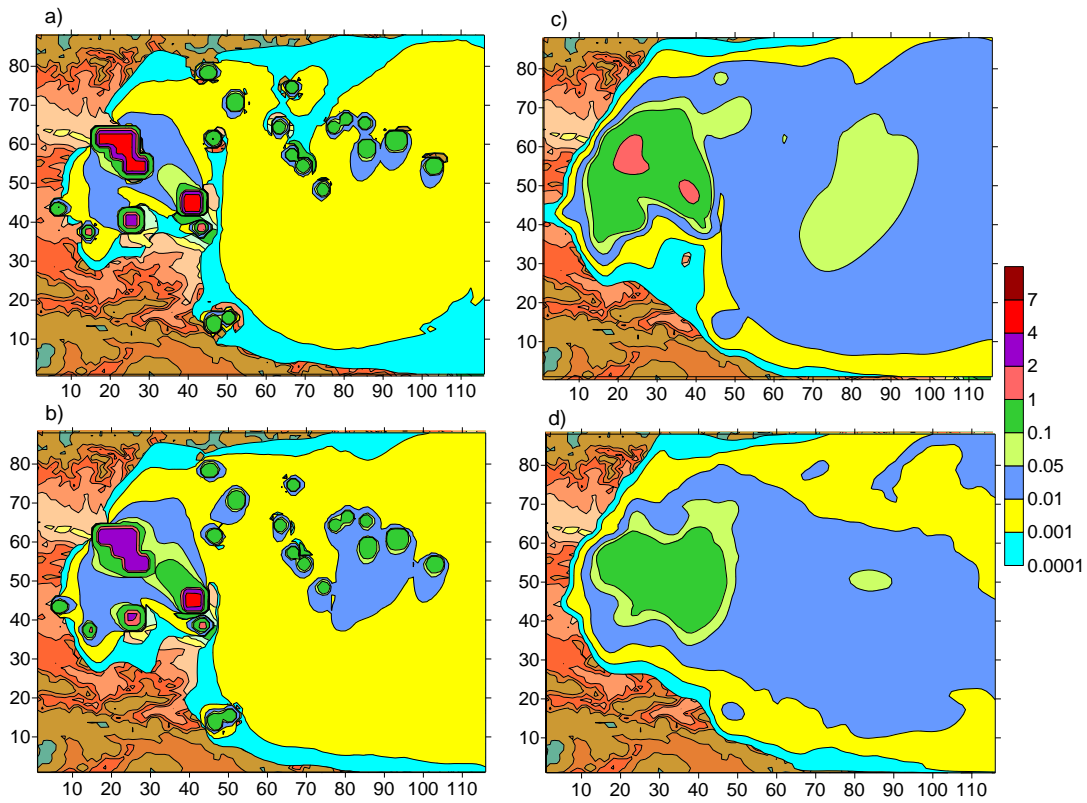
ნახ.4.5.8. ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაცია $z = 1000, 1500, 2000$ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 24$ სთ.



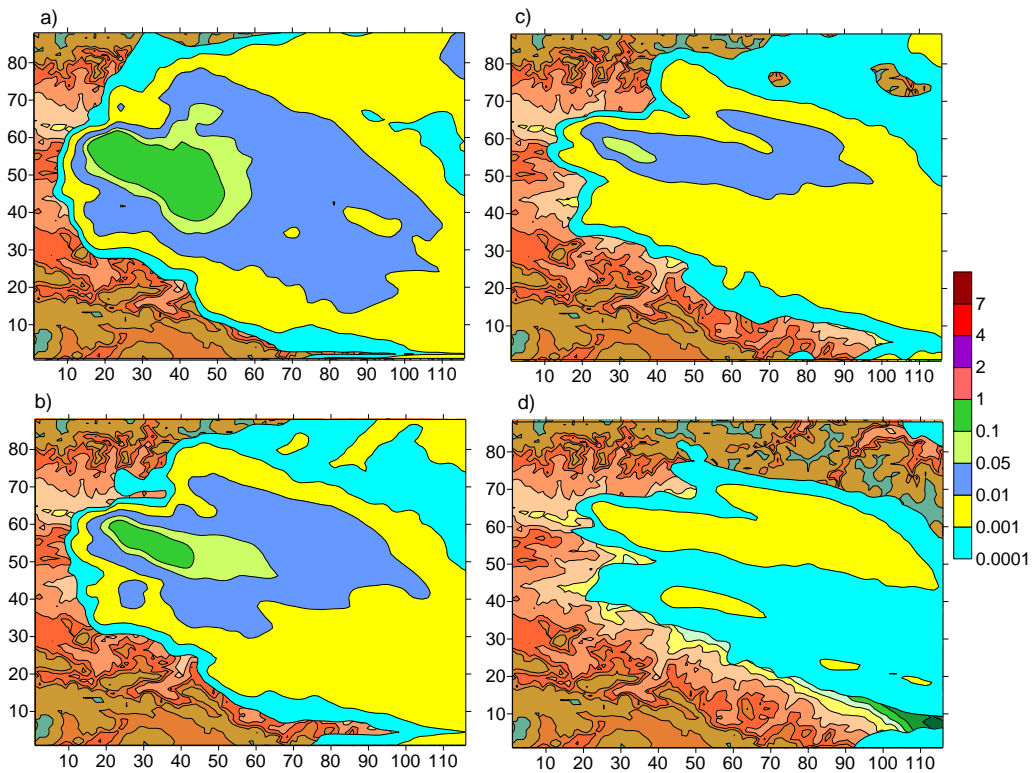
ნახ.4.5.9 ატმოსფეროში მტერის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 30$ სთ.



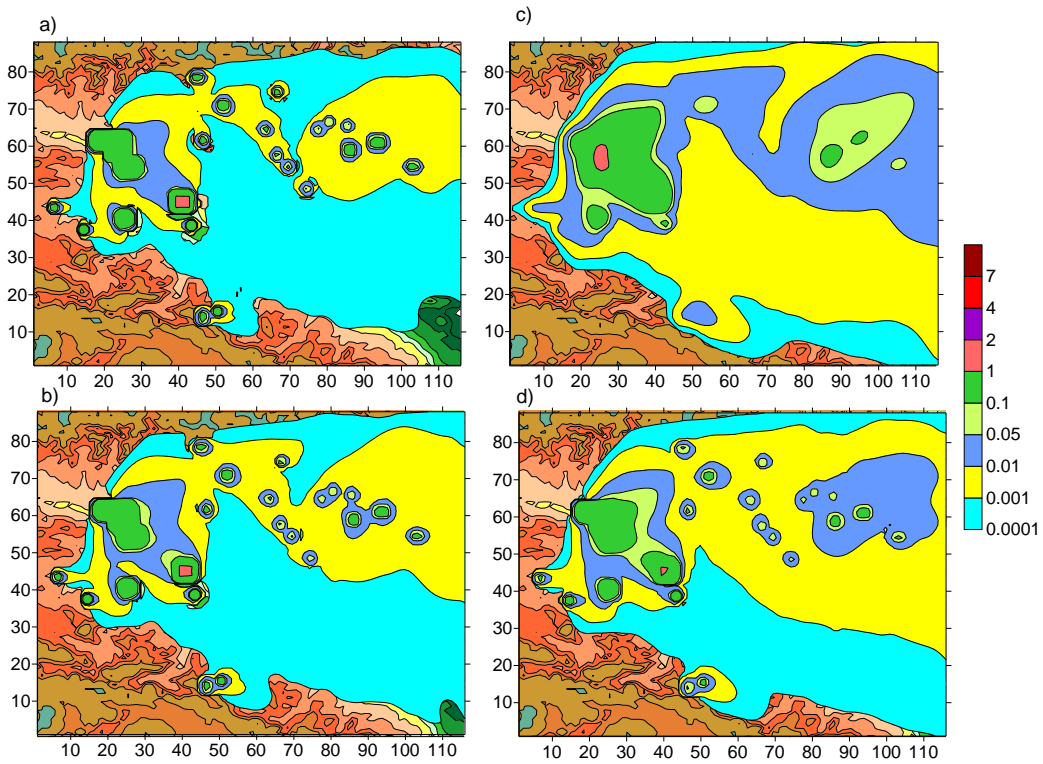
ნახ. 4.5.10. ატმოსფეროში მტერის $z = 1000, 1500, 2000$ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 30$ სთ.



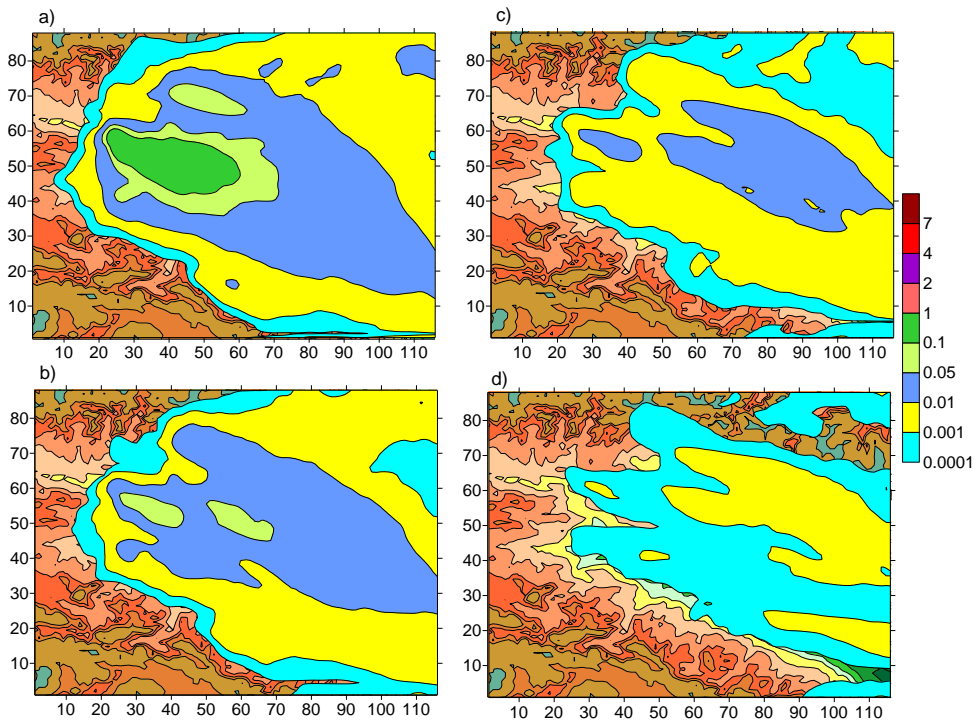
ნახ.4.5.11. ატმოსფეროში მტერის კონცენტრაცია $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 40$ სთ.



ნახ.4.5.12. ატმოსფეროში მტერის $z = 1000, 1500, 2000$ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 30$ სთ



ნახ.4.5.13. ატმოსფეროში მტვერის კონცენტრაცია $z = 2, 0, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 48$ სთ.



ნახ. 4.5.14. ატმოსფეროში მტვერის $z = 1000, 1500, 2000$ და 3000 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 30$ სთ

ნახ. 4.5.8 – 4.5.14 ნახვენებია მტვერის კონცენტრაციის ცვლილება მეორე დღე-ღამის განმავლობაში 24-დან 48 საათამდე. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მყარდება მტვერის

კონცენტრაციის კვაზიპერიოდული ცვლილება. მტვერის მასა კონცენტრირებულია კახეთის რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში და მოიცავს რეგიონის უმეტეს ტერიტორიას. მაგრამ, კონცენტრაცია $C \geq 0.1$ ზდკ მიღებულია მხოლოდ დაბინძურებული ნქალაქების ტერიტორიაზე და ქ.ქ. რუსთავისა და თბილისის მიდამოებში დაახლოებით 300 - 400 კმ² ფართობის ტერიტორიაზე.

ამრიგად, ჩატარებულმა რიცხვითმა მოდელირებამ აჩვენა, რომ კახეთის ქალაქებში არასტაციონალური დამტვერიანების პირობებში მყარდება მტვერის დროში კვაზიპერიოდული განაწილება. ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვერის მასა ქმნის მტვერის დრუბელს, რომელიც იკავებს რეგიონის უმეტეს ცენტრალურ ნაწილს. მაგრამ 0,1 ზდკ-ზე მეტი მნიშვნელობები ფორმირდება მხოლოდ ქ.ქ. თბილისისა და რუსთავის მიმდებარე ტერიტორიების თავზე.

დასკვნა

ჩატარებული ანალიზის საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ:

კახეთის რეგიონში წყალსაცავების წყლები მიეკუთვნებიან საშუალოდ მინერალიზირებულ წყალსაცავების კატეგორიას.

გრუნტის წყლები ხასიათდებიან მაღალი მინერალიზაციით და მიეკუთვნებიან მაღალი მინერალიზაციის მქონე წყლებს; აღინიშნება ნატრიუმის, ქლორისა და სულფატების იონების მაღალი შემცველობა, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ წყალსაცავები გაშენებულია დამლაშებულ ნიადაგებზე.

სიღნაღის რაიონის სოფ. ანაგის და გურჯაანის რაიონის სოფ.ახაშნის ტერიტორიაზე არსებულ ხელოვნურ წყალსაცავებში ბიოგენური ნივთიერებებიდან მხოლოდ ამონიუმის იონების კონცენტრაციები აღემატებიან ზღვრულად დასაშვებ მნიშვნელობებს, ამავე დროს არის ტენდენცია, რომ მათი რაოდენობა ძველ წყალსაცავებში მეტია ახალ წყალსაცავებთან შედარებით.

მიკრობიოლოგიური თვალსაზრისით სასოფლო-სამეურნეო ჩამონადენი დაბინძურებულია E-coli 1-ით.

მძიმე ლითონების კონცენტრაცია უმნიშვნელოა, დაფიქსირებულია ნორმის ფარგლებში და არ ხდება ამ ლითონებით წყალსაცავებისა და ნიადაგების დაბინძურება. ნიადაგში მძიმე ლითონებიდან პრიორიტეტული დამაბინძურებელი ელემენტია სპილენძი. აღსანიშნავია, რომ ზაფხულის თვეებშიმისი შემცველობა ნიადაგში ხასიათდება ზრდის ტენდენციით, რასაც ჩვენ ვხსნით სპილენძის შემცველი შხამქიმიკატების გამოყენებით ზაფხულის პერიოდში. ნიადაგის ზედა 10 სმ-იან ფენაში დაფიქსირებულია სპილენძის მაქსიმალური რაოდენობა, რომელიც დაახლოებით 20 ზდკ-ს ფარგლებშია, ტყვიის შემცველობა მერყეობს 2-3 ზდკ-ს ფარგლებში, ვერცხლის შემცველობა კი ბევრად ნაკლებია მის შესაბამის ზდკ-ზე.

ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის და ნივთიერების გადატანა-დიფუზიის განტოლებების, ნიადაგში ტემპერატურის გავრცელებისა და სინოტივის განტოლების, წყლის არეში ტემპერატურის გავრცელების განტოლებების და შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობების გამოყენებით დამუშავებულია კახეთის რეგიონში ატმოსფერული პროცესების ევოლუციისა და მტვერის გავრცელების მათემატიკური მოდელი.

არასტაციონალური, არაწრფივი სამგანზომილებიანი განტოლებების რიცხვითი ინტეგრირებისათვის გამოყენებულია ცხადი შუმანის და არაცხადი, გახლეჩის მეთოდზე დაფუძნებული რიცხვითი რეალიზაციის მეთოდები.

დამუშავებულია მოდელის რეალიზაციის ალგორითმი, შედგენილია რიცხვითი ინტეგრირების კომპიუტერული პროგრამა კომპიუტერულ ენაზე “VIZUAL FORTRAN”.

განსაზღვრულია ინტეგრირების არე. არის პორიზონტალური ზომები: 236კმ×180კმ×9კმ ატმოსფეროში და 236კმ×180კმ×2მ ქვეფენილი ნიადაგის და მინგეჩაურის წყალსაცავისათვის. პორიზონტალური მიმართულებით სივრცული ბიჯები 2 კმ-ია, ვერტიკალური მიმართულებით დაახლოებით 300 მ ატმოსფეროში და 0.1 მ ნიადაგში და წყალსაცავში. დროითი ბიჯი უდრის 10 წმ-ს.

ჩატარებულია რიცხვითი ექსპერიმენტები. ექსპერიმენტების მიზანი იყო გამოკვლეულიყო კახეთის რეგიონში β და γ - მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების განვითარების ჰიდროთერმოდინამიკური თავისებურებები და კინემატიკით გამოწვეული ქალაქებში გაბნეული მტვერის გავრცელების შესაძლო სურათები.

განხილულია 4 სინოპტიკური სიტუაცია: ფონური სტაციონალური დასავლეთის, აღმოსავლეთის, ჩრდილოეთისა, სამხრეთის ქარების შემთხვევები. მოდელირებისას დაშვებული იყო, რომ კახეთის ქალაქების ტერიტორიაზე 2მ სიმაღლეზე კონცენტრაციების მნიშვნელობები მუდმივია და სიდიდით ტოლია საშუალო წლიური

მნიშვნელობის. შესწავლილი იქნა ასევე, მტვრის გავრცელება სტაციონალური დასველეთის ქარის დროს არასტაციონალური მტვრის წყაროების პირობებში.

რიცხვითი ექსპერიმენტებით მიღებული მასალების ანალიზის საფუძველზე დადგენილია, რომ :

1. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, როგორც ზონალურ ასევე მერიდიანულ კვეთაში, წარმოიშვება მეზომასშტაბის ვერტიკალური ცირკულაციური სისტემები, რომელთა ჰორიზონტალური ზომები დამოკიდებულია ოროგრაფიის არაერთგვაროვნებაზე.
2. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ქვედა ნაწილში, ქედებსა ან მაღლობებს შორის არსებულ დაბლობ ტერიტორიებზე, ჰაერის მოძრაობას აქვს ურთიერთ საპირისპირო მიმართულება და წარმოშობენ ციკლონური ან ანტიციკლონური ტიპის ვერტიკალურ და ჰორიზონტალურ ოროგრაფიულ ცირკულაციურ სისტემებს. არსებულ ეფექტს ადგილი აქვს იმ შემთხვევაში თუ მსხვილმასშტაბიანი ფონური მოძრაობის სიჩქარე 1-3 მ/წმ-ის ფარგლებშია.
3. 3 მ/წმ-ზე მეტი ქარის სიჩქარის შემთხვევაში მიწისპირა ფენის დამამუხრუჭებელი მოძრაობა ვერ წარმოშობს ვერტიკალურ გრიგალებს. დინება ფონური სიჩქარის მიმართულებისაა, რომელზედაც ზედ ედება სხვადასხვა სიგრძის ტალღური შეშფოთება. ტალღური შეშფოთების ამპლიტუდა დიდია დიდი დახრილობის ოროგრაფიული არაერთგვაროვნების არეში და მცირდება დაბლობ და ვაკე ტერიტორიების თავზე.
4. თავისუფალ ატმოსფეროში ოროგრაფიისა და ქვეფენილი ზედაპირის თერმიული ზემოქმედების გავლენა ფონური ქარის სიჩქარეზე ვლინდება ზონალური ტალღური შეშფოთებების წარმოშობასა და ვერტიკალურ მერიდიანულ სიბრტყეში მეზომასშტაბის გრიგალების ფორმირებაში.

ვერტიკალური გრიგალური სტრუქტურები, რომლებიც წარმოიშვებიან მთავორიან არეში მიწისპირა ტემპერატურულ ველთან ერთად როგორც აძლიერებენ, ასევე ასუსტებენ თემიული რეჟიმით გამოწვეულ მთა-გორის ქარებს.

5. მიწისპირა ქარის სიჩქარეების განაწილება აჩვენებს, რომ თერმიული რეჟიმის დღეღამურმა ცვლილებამ შეიძლება გამოიწვიოს ქარის ვერტიკალური განაწილების ცვლილება – მინიმალური მიწისპირა ტემპერატურის დროს ფორმირებული შტილური მდგომარეობა შეიცვალოს არაშტილური სიტუაციით მიწისპირა მაქსიმალური ტემპერატურის დადგომის მომენტისათვის, და პირიქით.
6. β- მეზომასშტაბის ვერტიკალური სიჩქარეების ველის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მეტად რთული სახისაა. ის ერთის მხრივ დამოკიდებულია ფონური დინების და რელიეფის ურთიერთ ორიენტაციაზე, ფორმირებული მიწისპირა ქარის სიჩქარეზე და ტემპერატურულ ველზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში:

- ფონური დასაველეთის ქარის შემთხვევაში 100 მ სიმაღლეზე ფორმირდება მკვეთრად გამოხატული დადმავალი მოძრაობის ზოლი. იგი მიუყვება მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობს რეგიონის აღმოსავლეთი საზღვრიდან მდ. ალაზნის ვაკის ბოლომდე. ამ არეში ვერტიკალური მოძრაობის სიჩქარე აღწევს -1.1 მ/წმ-ს. აღნიშნულის მოპირდაპირედ, ივრის ზეგანის ჩრდილო-დასაველეთ ნაწილში მიღებულია ადმავალი მოძრაობის ზოლი. ზოლი თან გასდევს ივრის ზეგანს მთელ სიგრძეზე. მისი სიგანე საშუალოდ 5-7 კმ-ია, სიგრძე კი 200კმ.

- ფონური აღმოსავლეთის ქარის შემთხვევაში გამოთვლებით მიღებული ვერტიკალური სიჩქარის ველს გააჩნია γ-მეზომასშტაბის სტრუქტურა, რომელშიც ერთმანეთს ენაცვლებიან ადმავალი და დადმავალი დინებები. მდინარეების ალაზნის, იორის, მტკვარის გასწვრივ და ცივ გომბორის ქედის მიდამოებში

ვერტიკალური სიჩქარეების მნიშვნელობები იცვლება -0.3 მ/წმ-დან 0.5 მ/წმ-მდე. ხოლო მთავარი კავკასიონის ქედის ცალკეული ხეობების და ქედების მიდამოების ვერტიკალური სიჩქარის მოდულები 1 მ/წმ-დე აღწევენ.

- ფონური სამხრეთის ქარის პირობებში ვერტიკალური სიჩქარის ველში, ქვეფენილი ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე, ფორმირდება დიდი ვერტიკალური სიჩქარეების ვიწრო და გრძელი ზოლები. დადმავალი მოძრაობის ზოლი მიღებულია კავკასიონის ქედის სამხრეთი კალთის გასწვრივ, აღმავალი მოძრაობის ზოლი - ცივ გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი კალთის გასწვრივ. ვერტიკალური სიჩქარის სიდიდე ამ ზოლებში აღწევს 1მ/წმ-ს. თავისუფალ ატმოსფეროში მძლავრი აღმავალი მოძრაობები მიღებულია არსებული ქედების და ხეობების მიდამოებში ვიწრო და მცირე სიგრძის ცალკეული უბნების სახით. მათი ვერტიკალური განვრცობა სხვადასხვაა. ზოგიერთი მათგანი აღწევს ტროპოპაუზამდე.
 - ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს გამოთვლებით ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ფორმირდება დადებითი ვერტიკალური სიჩქარის მქონე ერთი ცენტრალური ზოლი დედოფლის წყაროდან ახმეტამდე და რამდენიმე მცირე კონვექტიური წარმონაქმნი. აღნიშნული ზოლის ვერტიკალური განვრცობა დაახლოებით 3-4 კმ-ია. ის დახრილად მიუყვება მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობს და მიწის ზედაპირიდან 3 კმ-ის სიმაღლეზე იშლება რამდენიმე უფრო მცირე ზონის ვიწრო კონვექტიურ უჯრედებად. შუა და ზედა ტროპოსფეროში წარმოიშება მრავალრიცხოვანი მცირე ზომის აღმავალი და დადმავალი მოძრაობის არეები, ვერტიკალური მოძრაობის სიჩქარეები სიდიდით ≤ 1 მ/წმ. წარმოშობილი მეზომასშტაბის ვერტიკალური ველის ზონები შედგება უფრო მცირე ზონის (4-10 კმ) დიამეტრის კონვექტიური უჯრედებისაგან.
7. ტემპერატურის განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზევით ძირითადად დამოკიდებულია ტემპერატურის ფონურ განაწილებაზე. მასზე გარკვეულ ზეგავლენას ახდენს სითბოს გაცვლა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენასა და მის ზევით არსებულ არეს შორის. ცალკეულ შემთხვევაში ეს გავლენა იწვევს ტემპერატურის გრადიენტის 100 კმ-ზე 1 - 3 გრადუსით ცვლილებას. ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს 3კმ სიმაღლეზე ტემპერატურის გრადიენტი მიმართულია ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. 6კმ სიმაღლეზე ტემპერატურა მაქსიმალურია რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში და მცირდება როგორც სამხრეთის ასევე ჩრდილოეთის მიმართულებით. 8 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურული გრადიენტი მიმართულია სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ.
- ფონური დასავლეთის ქარის დროს ატმოსფეროს სასახლვრო ფენასა და ტროპოსფეროში ტემპერატურული ველი ჰორიზონტალური მიმართულებით ნაკლებად ცვალებადია. მისი გრადიენტი მიმართულია ჩრდილოეთით და შეადგენს დაახლოებით 2°C-ს 100 კმ-ზე. დასავლეთი ფონური ქარის დროს, აღმოსავლეთის ფონური ქარის შემთხვევისაგან განსხვავებით, ტროპოსფეროში მერიდიანული ტემპერატურული გრადიენტის მიმართულება არ იცვლება.
- 8. მიწისპირა ტემპერატურის დროითი და სირცითი განაწილება განისაზღვრება ლოკალური რელიეფით და ტემპერატურის დღეღამური ცვლილებით. გამოკვეთილია რეგიონის დამახასიათებელი მიწისპირა ტემპერატურის განაწილება მომატებული და შემცირებული ტემპერატურების ზონებით. ტემპერატურის დღეღამური ცვლილება იწვევს მიწისპირა ფენაში ვერტიკალურ თერმიულ და დინამიკური მდგრადობის ცვლილებას. ცვლილების ზომები დამოკიდებულია კონკრეტულ ტერიტორიაზე და მისი ზომები განსხვავდება ერთმანეთისაგან.
 - 9. ტემპერატურის იზოხაზებს ნიადაგის ზედაპირზე და 2 მ სიმაღლეზე მეტად რთული ფორმები აქვთ. ისინი განსხვავდებიან ოროგრაფიული იზოგიფსების ფორმებისაგან.

აღნიშნული გამოწვეულია კონკრეტული პუნქტის მახლობლობაში ნიადაგის ზედაპირის სხვადასხვა ორიენტაციითა და დახრილობით ჰორიზონტის მიმართ. აღნიშნული ძირითადად განსაზღვრავს შთანთქმულ მოკლევალდიანი სითბური ენერჯის სიდიდეს, გავლენას ახდენს სითბურ ბალანსზე დედამიწა-ატმოსფეროს გამყოფ ზედაპირზე და შესაბამისად, ტემპერატურულ ველზე. 100 მ სიმაღლეზე ატმოსფერული ტურბულენტობა აგლუვებს ტემპერატურის ლოკალურ არაერთგვაროვნებას, ტემპერატურული ველი ხდება უფრო გლუვი და ის მოდის თანხვედრაში რელიეფის გასაშუალებულ ფორმასთან.

10. გამოთვლებით მიღებულია, რომ ტემპერატურის დღედამური ცვლილება არ ახდენს დიდ გავლენას მიწისპირა წნევაზე. მიწისპირა წნევის ველებს შორის და ატმოსფეროს ნოტიო პროცესებზე.

11. შესწავლილია კახეთის რეგიონის დამტვერიანების დღედამური ცვლილება 4 ძირითადი მეტეოროლოგიური სიტუაციების შემთხვევაში. გამოკვლეულია მტვრის გადატანა-დიფუზიის როგორც საერთო კანონზონიერებანი, ასევე ცალკეული სიტუაციებისათვის დამახასიათებელი თავისებურებები:

- მტვერი კონცენტრირებულია უშუალოდ დაბინძურების პუნქტის მიდამოებში და დასახლებული პუნქტიდან ჰორიზონტალური მიმართულებით მხოლოდ მცირე მანძილზე არის გავრცელებული. დაბინძურების პუნქტიდან 2 – 4 კმ მანძილზე მისი კონცენტრაცია დაახლოებით 10 ჯერ მცირდება, ხოლო უფრო დაშორებით 20 - 30 კმ მანძილზე კონცენტრაცია დაახლოებით 10^2 – 10^3 -ჯერ არის შემცირებული. დამაბინძურებელი ნივთიერების ვერტიკალური ტურბულენტური გადატანა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში არის უპირატესი ჰორიზონტალურ გადატანასთან შედარებით. ამიტომ, ატმოსფეროს მიწისპირა 100 მ ფენაში მტვრით დაბინძურებული ვერტიკალური სტრუქტურა ფაქტიურად უცვლელია. ის ჰორიზონტალური მიმართულებით მხოლოდ მცირედით არის გაფართოებული. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ($z = 600 - 1000$ მ) დამტვერილი ზონის ჰორიზონტალური ზომები მნიშვნელოვნად იზრდება როგორც ჰაერის დინების მიმართულებით, ასევე მისი მართობული მიმართულებითაც, რაც, თავის მხრივ, მიუთითებს ჰორიზონტალური ტურბულენტობის მნიშვნელობაზე მტვრის ჰორიზონტალური გადატანის პროცესში.
- ჰაერის დინებისა და ტურბულენტობის დროში ცვლილება ახდენს გავლენას ატმოსფეროში ქალაქებიდან მოხვედრილი მტვრის სივრცულ განაწილებაზე. ჰაერში მტვერი ვრცელდება რეგიონის დიდ ნაწილზე. მიუხედავად ამისა, 0.1 საშუალო დღედამურ ზღვ-ზე მეტი კონცენტრაცია მიიღება მხოლოდ ქ. თბილისის და რუსთავის უშუალო სიახლოვეს. დანარჩენ ნაწილში კონცენტრაცია გაცილებით ნაკლებია 0.1ზღვ-ზე. მტვრის გავრცელების ვერტიკალური არე შემოსაზღვრულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენით, მის ზევით თავისუფალ ატმოსფეროში დამტვერიანება მიღებულია ცალკეული ლაქების სახით.
- დამტვერიანების დროში ევოლუცია წარმოშობს მტვერის მეზომასტაბის 3 - 4 ღრუბელს, რომლებიც შემდეგ ერთიანდებიან ერთ სისტემაში და მყარდება დამტვერიანების განაწილების კვაზისტატიკური სურათი.
- მიწის ზედაპირზე და 3 კმ-ის ზევით მტვერის კონცენტრაცია სწრაფად მცირდება და მეტ სიმაღლეზე კონცენტრაციის მნიშვნელობები 10^4 ჯერ ნაკლებია ზღვრულად დასაშვებ მნიშვნელობაზე.

ამრიგად, ჩატარებულმა კვლევებმა პასუხი გასცა კახეთის რეგიონის მეტეოროლოგიის მრავალ საკითხს. ამასთან წამოაჩინა საკითხები, რომლებიც მოითხოვენ შედგომ დაზუსტებასა და გაუმჯობესობას.

მიზანშეწონილია კვლევის შემდგომი განვრცობა უფრო დიდი გარჩევის უნარის მქონე უმეზომასტაბის რიცხვითი მოდელების გამოყენებით სხვადასხვა სიმძლავრისა და მიმართულების ფონური სიტუაციებისათვის. საჭიროა განხორციელდეს მიღებული შედეგების შედარება კონკრეტული ნატურალური დაკვირვების მასალებთან.

ლიტერატურა

1. თურუშაძე - საქართველოს ნიადაგების რუკა, მასშ. 1:500 000, თბილისი, 1999.
2. გ.ტალახაძე - საქართველოს ძირითადი ნიადაგური ტიპები. “ცოდნა”, თბილისი, 217 გვ., 1964.
3. მ.საბაშვილი - ნიადაგმცოდნეობა – თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 354 გვ., 1970.
4. ვ.ხიკიშვილი - აღმოსავლეთ საქართველოს დამლაშებული ნიადაგები და მათი სასოფლო-სამე-უ რნეო ათვისება. -“საბჭოთა საქართველო”, თბილისი, 117 გვ., 1960.
5. გ.სუბატაშვილი - გარემოს ქიმია (ეკოქიმია), თსუ გამომცემლობა, თბილისი, 187 გვ., 2009.
6. ბუნებრივი რესურსების ინტეგრირებული მართვა საქართველოს წყალშემკრებ აუზებში (INRMW- საქართველო) ტექნიკური ანგარიში - მდ. ალაზან-ივრის წყალშემკრები აუზის ქვედაწელის საპილოტე ტერიტორიის ბუნებრივი რესურსების დეტალური შეფასება აპრილი, 2013 წელი.
7. <https://en.wikipedia.org/wiki/Alazani>
8. Фомин Г.С., Фомин А.Г. – Вода. Контроль качества и экологической безопасности по международным стандартам. Справочник. Москва, 2001.
9. Руководство по методам гидробиологического анализа поверхностных вод и донных отложений. – Гидрометеиздат, Ленинград, 240 ст., 1983.
10. Фомин Г.С. Фомин А.Г. - Почва, контроль качества и экологические безопасности по международным стандартам. -Москва ВНИИ стандарт, 300 ст, 2001
11. მ. კორძასია. საქართველოს ჰავა. 1964.,საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა, თბილისი, 240 გვ.
12. Труды ЗацНИГМИ. 1971, вып. 44(50), Гидрометиздат, Ленинград,384 с.
13. Г.С. Ривин. Современные системы мезомасштабного прогноза погоды: состояние и перспективы .http://method.meteorf.ru/publ/books/80_years/rivin.pdf. 20 с.
14. Г. С. Ривин, И. А. Розинкина, Р. М. Вильфанд, Д. Ю. Алферов, Е. Д. Астахова, Д. В. Блинов, А. Ю. Бундель, Е. В. Казакова, А. А. Кирсанов, М. А. Никитин, В. Л. Перов, Г. В. Суркова, А. П. Ревокатова, М. В. Шатунова, М. М. Чумаков. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития. 2015, Метеорология и гидрология. № 6, с. 58-67.
15. Г. И. Марчук Методы вычислительной математики. М., Наука, 1980, 608 с.
16. [6] Baldauf M., Seifert A., Forster J., et al. Operational convective scale numerical weather prediction with COSMO model: Description and sensitivities. Mon. Wea. Rev., 2011, vol. 139, pp. 3887-3905.
17. А. В. Старченко. Численное моделирование локальных атмосферных процессов.1999, Вычислительная гидродинамика: Сборник статей, с. 81-89.
18. В. В. Ефимов, В. С. Барабанов, А. В. Крупин. Моделирование мезомасштабных особенностей атмосферных циркуляций в Крымском регионе.20012, Мор. гидроф. журнал, с. 64-73.
19. A. P. Weigel, F. K. Chow and M. W. Rotach, “On the nature of turbulent kinetic energy in a steep and narrow Alpine valley,” Boundary-Layer Meteorology Springer Science-Business Media B.V. 2006 , DOI 10.1007/s10546-006-9142-9.
20. S. Kirkwood, M. Mihalikova, T. N. Rao, and K. Satheesan, “Turbulence associated with mountain waves over Northern Scandinavia – a case study using the ESRAD VHF radar and the WRF mesoscale model,” Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, vol. 9, 2009, pp. 20775–20817.
21. Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256с.

22. Шлычков В.А. Расчет влияния выбросов Экибастузской ГРЭС на загрязнение территории Западной Сибири в результате дальнего атмосферного переноса // Оптика атмосф. и океана. 1998. Т. 11. № 6. С. 598-601.
23. Шлычков В.А., Мальбахов В.М., Леженин А.А. Численное моделирование атмосферной циркуляции и переноса загрязняющих примесей в Норильской долине. // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 05-06. С. 490-496.
24. Шлычков В.А. Численная модель пограничного слоя атмосферы с детализацией конвективных процессов на основе вихреразрешающего подхода // Аэрозоли Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 612с.
25. Surmava A. A., Mishveladze B. A., Davitashvili T. Numerical modeling of the pollution transfer in the Caucasus atmosphere from hypothetical source in the case of the background western wind. J. Georgian Geoph. Soc., 2009. v. 13(b), pp. 15-21.
26. A. Surmava Numerical Modeling of the α - and β -Mesoscales Vortexes and Waves Generated by Influence of the Complex Terrain of the Caucasus and Georgia Proceedings of International Conference „Environment and Global Warming”. Collected Papers, New series, No. 3(82), 2011, pp.432-437.
27. Jandieri G., surmava A., Gvelesiani A. On the Wind and Turbulence in the Lower Atmosphere above the Complex Terrain International Journal of Geosciences, 2011, 2, doi:10.4236/ijg.2011.21002 Published Online February 2011 (<http://www.SciRP.org/journal/ijg>) pp. 13-28.
28. Surmava A.. Numerical investigation of the modeling of transportation and deposition of the radioactive pollution in the Caucasian Region in case of the hypothetical accident on the Armenian Nuclear Power Plant Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B, Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, 2012, v. 15, pp.
29. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1974, 302 с.
30. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат. 1969. 296 с.
31. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 752 с.
32. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. Москва: Наука. 1976. 352 с.
33. Зилинткевич С. С., Монин А. С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л.: Наука, 1971, 44 с.
34. Марчук Г. И., Кочергин В. П., Саркисян А. Ш. И др. Математические модели циркуляции в океане. Наука: Новосибирск, 1980. 288 с.
35. Пененко В. В., Алоян А. Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985, 256 с.
36. Дымников В. П. О параметризации балла неконвективной облачности в задачах фонового прогноза погоды и общей циркуляции атмосферы. Тр. ЗСРНИГМИ, 1974, вып. 11, с. 62-68.
37. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 376 с.
38. Гандин Л. С., Данович А. М., Лайхтман Д. Л., Мельников И. И., Рузин М. И., Соцопко Е. А., Шленева М. В. Задачник по динамической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1967, 218 с.
39. Казаков А. Л., Лазриев Г. Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, т.14, № 3, с. 257-265.
40. Марчук Г. И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. Л.: Гидрометеиздат, 1982, 320 с.
41. Таварткиладзе К. А. Учёт влияния высоты местности при вычислении эффективного излучения. Тр. ЗалНИГМИ, 1970, вып. 35, с. 10-41.
42. Шуман Ф. Многоуровневая модель по полным уравнениям. Лекции по численным методам прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1969, с. 481-498.

43. Shuman F. G., Hovermale L. R. An operational six-layer primitive equation model. J. Appl. Mech. 1968. V. 7. No 4. P. 525-547.
44. Деметрашвил Д. И., Пушистов П. Ю. О влиянии нестационарности фонового потока на движение воздуха над горами в свободной атмосфере. Тр. ЗапСибНИИ, вып. 46, 1979, с. 69-79.
45. Деметрашвил Д. Инестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью земли. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана т. 15, № 7, 1979, с. 699-709.
46. Сохов Т. З. О нелинейных орографических волнах в атмосфере. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана т. 6, № 2, 1970, с. 115-126
47. საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფერული ჰაერის წეღიწადეული. 2015. www.nea.gov.ge
48. მოკლე მიმოხილვა საქართველოს გარემოს დაბინძურების შესახებ. www.nea.gov.ge
49. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52. 04. Ст.57-95.