ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

მარიამ ელიზბარაშვილი, გიორგი გაფრინდაშვილი,
ელიზბარ ელიზბარაშვილი, გიორგი დვალაშვილი,
ნინო ჩიხრაძე, თამარ ხუნწელია, ზურაბ რიკაძე

საშიში გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენები ცენტრალური კავკასიონის საზღვრისპირა რეგიონებში – ყაზბეგი, დუშეთი, თიანეთი და მცხეთა

გამომცემლობა „უნივერსალი“
თბილისი 2022

UDC (უაკ) 551.515.9(479.22)
ე – 562

მონოგრაფიაში განხილულია ცენტრალურ კავკასიონზე თბილისი-გუდაური-ლარსის და თბილისი-ჟინვალი-შატილის საავტომობილო გზებზე საგანგებო სიტუაციების წარმომქმნელი საშიში გეოლოგიური (მეწყერი, ღვარცოფი, კლდეზვავი-ქვათაცვენა, მდინარის ნაპირის გარეცხვა და სხვ.) და ჰიდრომეტეოროლოგიური (უხვი ნალექები, ნისლი, ძლიერი ქარი, ქარბუქი, თოვლის ზვავი და სხვ.) მოვლენები. ჩატარებულია რეგიონის და საავტომობილი გზების კლასიფიკაცია/დარაიონება საშიში ბუნებრივი მოვლენების თვალსაზრისით.

კვლევა განხორციელდა შოთა რუსთაველის საქართველოს ეროვნული სამეცნიერო ფონდის ფინანსური მხარდაჭერით, გრანტი №BRG-I-21-228 „ცენტრალურ კავკასიონზე მდებარე საზღვრისპირა დასახლებებთან დამაკავშირებელი საავტომობილო გზების (თბილისი-გუდაური-ლარსი და თბილისი-ჟინვალი-შატილი) კლასიფიკაცია/დარაიონება საშიში ბუნებრივი მოვლენების თვალსაზრისით და მისი გეოგრაფიული საინფორმაციო სისტემის შექმნა“.

შოთა რუსთაველის საქართველოს ეროვნული სამეცნიერო ფონდი
SHOTA RUSTAVELI NATIONAL SCIENCE FOUNDATION OF GEORGIA

რედაქტორები: მარიამ ელიზბარაშვილი – გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი
ნინო ჩიხრაძე – გეოგრაფიის მაგისტრი,
რეცენზენტები: ვაჟა ტრაპაიძე – თსუ ასოცირებული პროფესორი, ტექნიკის დოქტორი
მერაბ გაფრინდაშვილი – გეოლოგიის დეპარტამენტის უფროსი, გარემოს ეროვნული სააგენტო

ინგლისური თარგმანი: ნინო ჩიხრაძე

© მ. ელიზბარაშვილი, გ. გაფრინდაშვილი,
ე. ელიზბარაშვილი, გ. დვალაშვილი,
ნ. ჩიხრაძე, თ. ხუნწელია, ზ. რიჟაძე, 2022

გამომცემლობა „უნივერსალი“, 2022

თბილისი, 0186, ა. პოლიტკოვსკაიას №4, ☎: 5(99) 17 22 30; 5(99) 33 52 02
E-mail: universal505@ymail.com; gamomcemlobauniversali@gmail.com

ISBN 978-9941-33-305-7

შ ი ნ ა ა რ ს ი

გვ.

შესავალი 6

თავი 1 საავტომობილო გზები და მუნიციპალიტეტები 8

1.1 საავტომობილო გზები 8

1.1.1 თბილისი-ფასანაური-გუდაური-დარიალი-ლარსის გზა 8

1.1.2 თბილისი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილის გზა 9

1.2 მუნიციპალიტეტების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება 9

1.2.1 მცხეთის მუნიციპალიტეტი 9

1.2.2 დუშეთის მუნიციპალიტეტი 10

1.2.3 თიანეთის მუნიციპალიტეტი 12

1.2.4 ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი 13

ლიტერატურა 14

თავი 2 მორფოლოგიური და გეოლოგიური პირობები 15

2.1 შესავალი 15

2.2 იურული სისტემა 16

2.2.1 ქვედა იურული ნალექები 16

2.2.2 შუა იურული ნალექები 18

2.2.3 შუა და ზედა იურული ნალექები 20

2.3. ცარცული სისტემა 21

2.3.1. ქვედა ცარცული ნალექები 21

2.3.2 ზედა ცარცული ნალექები 23

2.3.3 ზედა ცარცული და ქვედა პალეოგენური ნალექები (K_2-E_1) 25

2.4 პალეოგენური სისტემა 25

2.4.1 პალეოცენური და ქვედა ეოცენური ნალექები (E_1-E_1^2) (შახვეტილას წყება). 25

2.4.2 შუა ეოცენური ნალექები (E_2^2) (ქვაკვერის წყება). 26

2.4.3 ზედა ეოცენური ნალექები (E_2^3). 26

2.4.4 ზედა ეოცენური და ოლიგოცენური ნალექები (E_2^3-E_3) (ყინთის წყება). 27

2.4.5 ოლიგოცენური და ქვედა მიოცენური ნალექები (E_3-N_1^1) (მაიკოპის წყება) 27

2.5 ნეოგენური სისტემა 28

2.5.1 სარმატული სართული 28

2.5.2 მეოტური და პონტური სართულები (N_1^3m-p) (დუშეთის წყება) 28

2.6 მეოთხეული სისტემა 29

2.7 მაგმური ქანები 31

ლიტერატურა 32

თავი 3 საშიში გეოლოგიური მოვლენები 33

3.1 მეწყრულ-გრავიტაციული და ღვარცოფული პროცესები 33

3.2 გეოლოგიური საფრთხეების მაპროვოცირებელი ფაქტორები 34

3.3 საკვლევ ტერიტორიაზე გეოლოგიური საფრთხეებით გართულებული

დაძაბული უბნები და მათი დახასიათება 36
3.4 საადაპტაციო ღონისძიებები 49
ლიტერატურა 51
თავი 4 კლიმატი და ჰიდროლოგია. 52
4.1 ჰაერის ტემპერატურა 52
4.2 ჰაერის სინოტივე 57
4.3 ატმოსფერული ნალექები 58
4.4 თოვლის საფარი 62
4.5 ქარი 65
4.6 ჰიდროლოგია 66
ლიტერატურა 67
თავი 5 საშიში ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენები 68
5.1 ინტენსიური, უხვი და კატასტროფული ნალექები 68
5.2 ნისლი 70
5.3 ძლიერი ქარები 72
5.4 ქარბუქი 73
5.5 თოვლის ზვავები. 74
5.6 სეტყვა 76
5.7 წყალდიდობები და წყალმოვარდნები. 79
ლიტერატურა 80
თავი 6 საკვლევი არეალის ზონირება (დარაიონება) ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 82
6.1 შესავალი 82
6.2 გზის ცალკეული მონაკვეთების ზონირება (დარაიონება) ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 83
დანართები 180
დანართი 1. საკვლევი არეალი 180
დანართი 2. საკვლევი არეალის ტექტონიკური დანაწევრების რუკა 181
დანართი 3. საკვლევი არეალის გეოლოგიური რუკა 182
დანართი 4. ქ. მცხეთა – დაბა ჟინვალის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით. 185
დანართი 5. დაბა ჟინვალი – სოფ. ანანური – სოფ. ჭართალი საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 186
დანართი 6. სოფ. ჭართალი – დაბა ფასანაური – სოფ. ზემო ამირნის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით. 187
დანართი 7. სოფ. ჩოხელნი – სოფ. ქვეშეთი – სოფ. არახვეთის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 188
დანართი 8. სოფ. არახვეთი – სოფ. მლეთა – დაბა გაუდაური – სოფ. ალმასიანის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 189

დანართი 9. სოფ. კობი – სოფ. სიონი – სოფ. არშას საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით . . . 190
დანართი 10. სოფ. არშა – სოფ. ფანშეთი – დაბა სტეფანწმინდა – ლარსის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 191
დანართი 11. დაბა ჟინვალი – სოფ. გუდრუხი – სოფ. ხილიანას საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 192
დანართი 12. სოფ. ხილიანა – მდ. ვანხევის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 193
დანართი 13. მდ. კიშხევი – მდ. როშკისწყლის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით . . 194
დანართი 14. მდ. როშკისწყალი – სოფ. ბისო – დათვისჯვრის უღელტეხილის (მდ. გუდანისჭალის ხეობა) საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 195
დანართი 15. სოფ. ლებაისკარი – სოფ. კისტანი – სოფ. შატილი – სოფ. მუცოს (მდ. არღუნის და მდ. ანდაქის ხეობები) საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით 196

შესავალი

საქართველოს საზღვრისპირა რეგიონებთან დამაკავშირებელ საავტომობილო გზებს განსაკუთრებული სტრატეგიული მნიშვნელობა გააჩნია. გზების უქონლობა ან გზებზე გადაადგილების შეფერხება შესაძლოა გახდეს საზღვრისპირა მონაკვეთის გაუკონტროლებლობის წინაპირობა, რაც თავის მხრივ უკანონო პროდუქციის გადმოტანის რისკს გაზრდის, ან გაურკვეველი წარმომავლობის და დანიშნულების შეიარაღებული პირების თუ ჯგუფების გადმოსვლის საფრთხეს შეიცავს. სწორედ მოუწესრიგებელი და გადაადგილებისთვის არასაიმედო გზების არსებობა არის მოსახლეობის საზღვრისპირა მთიანი რეგიონებიდან ბარში მიგრაციის ერთ-ერთი მიზეზი. ამის გამო ძალიან ბევრი მთის სოფელი გაუკაცრიელდა.

მთიანი რეგიონები მრავალ ტურისტს იზიდავს, რაც მნიშვნელოვანია სახელმწიფოს ეკონომიკური განვითარებისათვის, მაგრამ მოუწესრიგებელი საგზაო ინფასტრუქტურა და რთული ბუნებრივი პირობები აძნელებს ტურისტების გადაადგილებას და ბევრი მაღალმთიანი რეგიონის ტურისტული პოტენციალის სათანადოდ ათვისება სწორედ ამ მიზეზების გამო ვერ ხდება.

საავტომობილო გზები წარმოადგენს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან კრიტიკულ ინფრასტრუქტურას, რადგანაც მისი მეშვეობით მოსახლეობას ხელი მიუწვდება სამედიცინო მომსახურებაზე, საგანმანათლებლო დაწესებულებებზე, ტურისტულ ობიექტებზე და ა.შ. ამასთანავე, მოწესრიგებული და გამართული საგზაო ქსელი მნიშვნელოვან როლს ასრულებს სახელმწიფოს სოციალურ-ეკონომიკურ განვითარებაში.

გზები აუცილებელია საზოგადოებრივი სასიცოცხლო ფუნქციების შენარჩუნებისათვის. გზების დაზიანებას და განადგურებას ბუნებრივი კატასტროფების მიერ უარყოფითი გავლენა შეუძლია იქონიოს მოქალაქეების კეთილდღეობაზე. კლიმატის გლობალური ცვლილების პირობებში მნიშვნელოვნად მატულობს ამინდისა და კლიმატის ექსტრემალური მოვლენების სიხშირე და ინტენსივობა: დიდთოვლობა, ნისლი, ზვავი, ქარიშხალი, თავსხმა წვიმა, სეტყვა და ა.შ., რაც გეოლოგიურ მოვლენებთან ერთად ქმნის საგანგებო სიტუაციებს საავტომობლო გზებზე და აფერხებს მოძრაობას. ხშირად რამდენიმე საათიდან დაწყებული, მთელი ზამთრით დამთავრებული გზები იკეტება და სოფლები და დასახლებულ პუნქტები მოწყვეტილი და იზოლირებული რჩება, ამიტომ საქართველოს საზღვრისპირა რეგიონებთან დამაკავშირებელ სააავტომობილო გზებზე საშიში გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების შესწავლა და გზების კლასიფიკაცია/დარაიონება ამ მოვლენების მიხედვით მეტად მნიშვნელოვანია სახელმწიფოსათვის, საზოგადოებისათვისა და მეცნიერებისათვის.

ჩვენი კვლევის მიზანი იყო თბილისი-გუდაური-ლარსის და თბილისი-ჟინვალი-შატილის საავტომობილო გზებზე საგანგებო სიტუაციების წარმომქმნელი საშიში გეოლოგიური (მეწყერი, ღვარცოფი, კლდეზვავი-ქვათაცვენა, მდინარის ნაპირის გარეცხვა და სხვა) და ჰიდრომეტეოროლოგიური (წყალდიდობა, თოვლის ზვავი, ნისლი, გრიგალი და სხვა) მოვლენების განხორციელების პროცესის და მახასიათებლების გამოკვლევა, გზების კლასიფიკაცია/დარაიონება საშიში გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების თვალსაზრისით და მისი გეოგრაფიული საინფორმაციო სისტემის (GIS) შექმნა.

ნაშრომში გამოკვლეულია ორი საგზაო მონაკვეთი, რომლებიც საქართველოს საზღვრისპირა მთიანი ტერიტორიისათვის სასიცოცხლო მნიშვნელობას ატარებს, რადგან ისინი აკავშირებენ ერთმანეთთან კავკასიონის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდობებს:

1. თბილისი-ფასანაური-გუდაური-დარიალი-ლარსი, ანუ ე.წ. საქართველოს სამხედრო გზა; და

2. თბილისი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილი, ანუ პირიქითა ხევსურეთის და პირაქეთა ხევსურეთის მაღალმთიანი ნაწილის დედაქალაქთან დამაკავშირებელი გზა.

ორივე მიმართულებით მიმავალი გზა უკავშირდება კავკასიონის ჩრდილო ფერდობებზე განლაგებულ საქართველოს ისტორიულ-ეთნოგრაფიულ პროვინციებს, რომლებიც იზოლირებულია მაღალი წყალგამყოფი ქედით (კავკასიონის მთავარი ქედი) და მათთან პირდაპირი სატრანსპორტო კომუნიკაცია ამ ეტაპზე შესაძლებელია მხოლოდ მაღალი უღელტეხილების მეშვეობით: ჯვრის უღელტეხილისა (2379 მ) (ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი) და დათვისჯვრის უღელტეხილის (2676 მ) (დუშეთის მუნიციპალიტეტი) გავლით.

კვლევა განხორციელდა შოთა რუსთაველის საქართველოს ეროვნული სამეცნიერო ფონდის ფინანსური მხარდაჭერით, გრანტი №BRG-I-21-228, „ცენტრალურ კავკასიონზე მდებარე საზღვრისპირა დასახლებებთან დამაკავშირებელი საავტომობილო გზების (თბილისი-გუდაური-ლარსი და თბილისი-ჟინვალი-შატილი) კლასიფიკაცია /დარაიონება საშიში ბუნებრივი მოვლენების თვალსაზრისით და მისი გეოგრაფიული საინფორმაციო სისტემის შექმნა“. პროექტის ხელმძღვანელი: გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი მარიამ ელიზბარაშვილი, კოორდინატორი: გეოგრაფიის აკადემიური დოქტორი გიორგი გაფრინდაშვილი, მონაწილეები: გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი ელიზბარ ელიზბარაშვილი, გეოგრაფიის აკადემიური დოქტორი გიორგი დვალაშვილი, გეოგრაფიის მაგისტრი ნინო ჩიხრაძე, დოქტორანტები: ზურაბ რიკაძე, თამარ ხუნწელია; და თსუ-ს სტუდენტი: ირაკლი ელიზბარაშვილი.

თავი 1

საავტომობილო გზები და მუნიციპალიტეტები

1.1. საავტომობილო გზები

ცენტრალურ კავკასიონზე მდებარეობს საზღვრისპირა დასახლებებთან დამაკავშირებელი ორი მნიშვნელოვანი საავტომობილო გზა: 1. თბილისი-ფასანაური-გუდაური-დარიალი-ლარსი, ანუ ე.წ. საქართველოს სამხედრო გზა; და 2. თბილისი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილი, ანუ პირიქითა ხევსურეთისა და პირაქეთა ხევსურეთის მაღალმთიანი ნაწილის დედაქალაქთან დამაკავშირებელი გზა (დანართი 1; 1 გვ.).

1.1.1. თბილისი-ფასანაური-გუდაური-დარიალი-ლარსის გზა

თბილისი-ფასანაური-გუდაური-დარიალი-ლარსის გზა შედარებით კეთილმოწყობილია და დიდი დატვირთვითაც გამოირჩევა. ხევის ისტორიულ-ეთნოგრაფიული რეგიონი სწორედ მასზეა დამოკიდებული, წინააღმდეგ შემთხვევაში, ის დაკარგავდა კავშირს მხარის ცენტრთანაც და დედაქალაქთანაც, ასევე სხვა რეგიონებთანაც. ამ გზას გააჩნია უმთავრესი დატვირთვა საქართველო-რუსეთის ერთადერთი საბაჟო-გამშვები პუნქტის მიმართულებით, რაც განაპირობებს პროდუქციის ტრანსპორტირებას და ორივე ქვეყნის, ან მეზობელი სომხეთის რესპუბლიკიდან საავტომობილო ტრანსპორტით ამ მიმართულებით გადაადგილებას. ეს გზა უზრუნველყოფს მუნიციპალიტეტის მოსახლეობის კავშირს ქვეყნის სხვა ნაწილებთან. გზა ასევე მნიშვნელოვანია რეგიონში ჩასული მრავალრიცხოვანი ტურისტების (მათი ოდენობა მზარდ ხასიათს ატარებს) შეუფერხებლად გადაადგილებისათვის, ასევე, ზამთრის კურორტ გუდაურის და მისი ცნობილი სათხილამურო ტრასის შეუფერხებლად ფუნქციონირებისათვის. საქართველოს სამხედრო გზის მიმდებარე ზოლი ეგზოდინამიკური პროცესების თვალსაზრისით ძალიან აქტიურია. თუმცა, იქაც გამოიყოფა განსაკუთრებით რთული რისკის შემცველი უბნები, სადაც მათი განმეორებადობა გამოირჩევა უფრო მაღალი ინტენსივობით. ასევე, არის რიგი უბნები, სადაც რთული მეტეოროლოგიური პირობების გამო მოძრაობა ხშირად ფერხდება (დიდთოვლობა, ზვავი, ძლიერი ქარი, წვიმები და სეტყვა).

საქართველოს საავტომობილო მაგისტრალი – [ს3] (მცხეთა-სტეფანწმინდა-ლარსი)- საქართველოს ერთ-ერთი უმთავრესი საერთაშორისო ავტომაგისტრალი, რომელიც იწყება ქალაქ მცხეთასთან და მიემართება ჩრდილოეთით კურორტ გუდაურისა და დაბა სტეფანწმინდის გავლით რუსეთის საზღვრამდე [1].

საავტომობილო მაგისტრალი აგრეთვე მოიცავს ევროპის ავტომაგისტრალს კავკასიაში E117-ს, რომელიც რუსეთის სამხრეთ ნაწილს აკავშირებს სომხეთთან საქართველოს გავლით. მარშრუტი იწყება ქალაქ მინერალნიე ვოდისთან რუსეთში, გრძელდება საქართველოში, სადაც ძირითადად ემთხვევა საქართველოს სამხედრო გზას, ხოლო შემდეგ სომხეთში ერევნის გავლით მიდის ირანის საზღვრამდე. ავტომაგისტრალის სიგრძეა 1050 კმ. ქალაქ მინერალნიე ვოდის შემდეგ ქალაქ ბესლანამდე ავტომაგისტრალი გადაკვეთს ევროპის ავტომაგისტრალს E50-ს, თბილისში ის გადაკვეთს ევროპის ავტომაგისტრალს E60-ს და მარშრუტის დასასრულს, სომხეთის რესპუბლიკის ქალაქ მეღრიში ის უერთდება ევროპის ავტომაგისტრალს E002-ს.

1.1.2. თბილისი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილის გზა

თბილისი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილის გზა წარმოადგენს ასევე კავკასიონის სამხრეთ და ჩრდილო ფერდობების დამაკავშირებელ საკომუნიკაციო საშუალებას. ის დაბა ჟინვალამდე საქართველოს სამხედრო გზის ნაწილია, ხოლო შემდეგ მიემართება მის ჩრდილო-ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულებით, მიუყვება რა მდინარე ფშავისა და შემდეგომ, ხევსურეთის არაგვის ხეობებს. თბილისი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილის გზა ერთადერთია, რომელიც მდინარე არღუნისა და ანდაკის ხეობებს აკავშირებს საქართველოს სხვა რეგიონებთან (გარდა რამდენიმე საცალფეხო, ტურისტული ბილიკისა). პირიქითა ხევსურეთის სოფლების კავშირი რეგიონებთან სწორედ მასზეა დამოკიდებული და წლის განმავლობაში 7-7,5 თვე ის დაკეტილია დიდთოვლობის გამო. ზაფხულის დასაწყისში გართულებულია მოძრაობა გეოდინამიკური პროცესების გამო, რაც გამოწვეულია თოვლის დნობით და თავსხმა წვიმების შედეგად დაძრული ნიაღვრებით. მიუხედავად იმისა, რომ ბოლო პერიოდში განხორციელდა გზის სარეაბილიტაციო სამუშაოები, ამ გზის გაუმართაობა მოქმედებს საქართველოს სასაზღვრო პუნქტთან კავშირზე; ასევე, შატილისა და მუცოს მიმართულებით მხოლოდ ამ გზით ხდება მოძრაობა. ეს გზა აგრეთვე წარმოადგენს გადაადგილების ერთადერთ საშუალებას მეცხვარეთა და მესაქონლეთათვის გაზაფხულზე და შემოდგომის პერიოდში, როდესაც ხდება ცხვრის და მსხვილფეხა პირუტყვის გადარეკვა. სასაზღვრო პუნქტთან კავშირის შესუსტება და მოსახლეობის კლება ზრდის რისკს მათ დაუცველობასთან დაკავშირებით.

ჟინვალი – ბარისახო – შატილი [26] შიდასახელმწიფოებრივი მნიშვნელობის გზას წარმოადგენს, რომლის მთლიანი სიგრძეა 106 კმ.

მცხეთა-სტეფანწმინდა-ლარსის ავტომაგისტრალი და ჟინვალი–ბარისახო–შატილის გზატკეცილი მიემართება საქართველოს მცხეთა-მთიანეთის მხარის 4 სხვადასხვა მუნიციპალიტეტში, ესენია: მცხეთის, დუშეთის, თიანეთისა (მცირე ნაწილი) და ყაზბეგის (დიდი ნაწილი) მუნიციპალიტეტები. ამასთან დაკავშირებით, შემდგომ პარაგრაფში განიხილება ჩამოთვლილი მუნიციპალიტეტების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება.

1.2. მუნიციპალიტეტების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება

1.2.1. მცხეთის მუნიციპალიტეტი

მცხეთის მუნიციპალიტეტს აღმოსავლეთით ესაზღვრება საგარეჯოს მუნიციპალიტეტი, დასავლეთით – კასპის მუნიციპალიტეტი, ჩრდილოეთით – დუშეთისა და თიანეთის მუნიციპალიტეტები, სამხრეთით – გარდაბნისა და თეთრიწყაროს მუნიციპალიტეტები და ქალაქი თბილისი [2].

მცხეთის მუნიციპალიტეტის ყველაზე მაღალი წერტილია **უსახელო მთა** თრიალეთის ქედზე, დიდგორის მონაკვეთი, ზ.დ.1782 მ. ყველაზე დაბალი წერტილია მდინარე მტკვრის ხეობა ზაჰესთან, ზ.დ. 425 მ. მუნიციპალიტეტის უკიდურესი ჩრდილოეთი წერტილია საგურამო-იალნოს მთა ნაკოხარის დასავლეთით, მარტყოფის სამონასტრო კომპლექსის ჩრდილოეთით, ზ.დ. 1590 მ. უკიდურესი სამხრეთი წერტილია მდინარე ვერეს ხეობა ბეთანიის მონასტრის აღმოსავლეთით, ზ.დ. 660 მ. უკიდურესი დასავლეთი წერტილია თრიალეთის ქედის ჩრდილო განშტოება- კოშკისყელის ქედი, მდინარე ნიჩბისის წყლისა და კავთურის წყალგამყოფი, სოფელ ზემო ნიჩბისის სამხრეთ-დასავლეთით, ზ.დ. 1750 მ. უკიდურესი

აღმოსავლეთი წერტილია იალნოს ქედის ჩრდილო განშტოება, მდინარე თეზამისა და გორანას წყალგამყოფი, ზ.დ. 1590 მ.

მცხეთის მუნიციპალიტეტის ფართობია 805 კმ², მუნიციპალური და მცხეთა-მთიანეთის მხარის ცენტრი – ქალაქი მცხეთა. მუნიციპალიტეტის ტერიტორია ძირითადად დაბალი და საშუალო მთიანია, სიმაღლე ზღვის დონიდან 670-1600 მ-ის ფარგლებში იცვლება. მცირემიწიანობის მიუხედავად მცხეთის მუნიციპალიტეტის ტერიტორია გამოირჩევა ბუნებრივი პირობების მრავალფეროვნებით. ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში იჭრება საშუალო სიმაღლის განედური საგურამოს ქედი, რომელიც იალნოს ქედის დასავლეთ გაგრძელებას წარმოადგენს. საგურამოს ქედი მის თხემურ ნაწილში პლიოცენის კონგლომერატებითაა აგებული. სამხრეთ ფერდობზე კი განვითარებულია ზედა სარმატის თიხები და კირქვიანი ქვიშაქვები. საგურამოს ქედი თავისი უკიდურესი დაბოლოებებით ქალაქ თბილისშიც იჭრება.მუნიციპალიტეტის სამხრეთ-დასავლეთით აღმართულია საწკეპელას ქედი, რომელიც ქმნის თრიალეთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ განშტოებას. საწკეპელას ქედის აღმოსავლურ დაბოლოებას ეწოდება არმაზის ქედი, რომლის სიმაღლე 1125 მ-მდეა.მდინარეებს არაგვსა და ქსანს შორის გაწოლილია სხალტბის სერი, რომელიც კუესტისებურია და გამორჩეულია თავისი მაღალი ფლატით, რომელიც ნეოგენური კონგლომერატებით არის აგებული. სხალტბის ქედის სიგრძე 12 კმ-ია, ხოლო სიმაღლე 1091 მ. მცხეთის მუნიციპალიტეტს ეკუთვნის ასევე მსხალდიდის, სათიბისა და საბადურის ქედების გარკვეული ნაწილები. მუნიციპალიტეტის ერთ-ერთი მთავარი მორფოლოგიური ელემენტია მუხრანი-საგურამოს ვაკე, რომელიც წარმოადგენს მესამეულის წყებებში მოქცეულ ახალგაზრდა ტექტონიკურ დეპრესიას, რომლის ღერძი ქვაბულის მიმართულებას ემთხვევა. მუხრანი-საგურამოს ქვაბულის ფსკერი აგებულია მდინარე არაგვისა და ქსნის პირველი ტერასის აკუმულაციური კაჭარ-კენჭნარით [1].

მდინარე არაგვი მუნიციპალიტეტს კვეთს სოფელ მისაქციელიდან ქალაქ მცხეთამდე. არაგვი ზემო და შუა დინებაში მთის მდინარეა, მუნიციპალიტეტში შემოსვლის შემდეგ კი – ვაკის. მუხრანი-საგურამოს ვაკეზე მდინარე იშლება, იტოტება და საკმაოდ ფართო ჭალას აჩენს; განვითარებულია ტერასები; შესართავთან სხალტბისა და საგურამოს ქედებს კვეთს და ისე ჩაედინება მტკვარში. არაგვის მთავარი შენაკადებია ნარეკვავი (სიგრძე 47 კმ) და თეზამი (28 კმ) [2].

1.2.2. დუშეთის მუნიციპალიტეტი

დუშეთის მუნიციპალიტეტს სამხრეთით საზღვრავს მცხეთის მუნიციპალიტეტი, დასავლეთით – კასპისა და ახალგორის მუნიციპალიტეტები, ჩრდილოეთით საზღვრავს რუსეთის ფედერაცია და ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი, ხოლო აღმოსავლეთით ესაზღვრება ახმეტისა და თიანეთის მუნიციპალიტეტები. დუშეთის მუნიციპალიტეტი მცხეთა-მთიანეთის მხარის ყველაზე დიდი ადმინისტრაციული ერთეულია. დუშეთის მუნიციპალიტეტის ფართობია 2981,5 კმ² [2].

დუშეთის მუნიციპალიტეტის ყველაზე მაღალი წერტილია **მთა კიდეგანა** კიდეგანის ქედზე, ზ.დ. 4274 მ. ყველაზე დაბალი წერტილია მდინარე არაგვის ხეობა სოფელ ჭოპორტის სამხრეთით, ზ.დ. 520 მ. მუნიციპალიტეტის უკიდურესი ჩრდილოეთი წერტილია მთა არჯელომი არჯელომის ქედზე, საქართველო-რუსეთის საზღვართან, ზ.დ. 3219 მ. უკიდურესი სამხრეთი წერტილია მდინარე არაგვის ხეობა მცხეთის სოფელ ნატახტრის ჩრდილო-აღმოსავლეთით, ზ.დ. 520 მ. უკიდურესი დასავლეთი წერტილია ლომის-ალევის ქედი, ზემო

მლეთის უღელტეხილზე, სოფელ ზემო მლეთის ჩრდილო-დასავლეთით, 4 კმ-ში, ზ.დ. 2293 მ. უკიდურესი აღმოსავლეთი წერტილია მუცოს ქედი თებულოს მთის სამხრეთ-დასავლეთით, საქართველო-რუსეთის საზღვართან, ადგილი ქართოლისი, ზ.დ. 4270 მ.

დუშეთის მუნიციპალიტეტის ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი საშუალო და მაღალმთიანია. მცირე ფართობზე არის დაბალმთიანი ადგილებიც, კერძოდ: ბაზალეთის პლატოს, დუშეთის ქვაბულისა და შიდა ქართლის ვაკის სახით. რელიეფში ძირითადად გაბატონებულია ეროზიული, ასევე ძველმყინვარული და პერიგლაციალური რელიეფის ფორმები. დუშეთის მუნიციპალიტეტის ჩრდილოეთით აღმართულია საქართველოს კავკასიონის შემადგენელი მონაკვეთი – თუშეთ-ხევსურეთისა და მთიულეთ-ფშავის კავკასიონები. პირველი მათგანი კავკასიონის ჩრდილოეთ, მეორე კი სამხრეთ კალთაზე მდებარეობს. მუნიციპალიტეტის ფარგლებში თუშეთ-ხევსურეთის კავკასიონს გამოეყოფა ხევსურეთისა და აწუნთის ქედები. ხევსურეთის ქედი გაწოლილია მდინარეების არღუნისა და ასას ხეობებს შორის; აქვს ჩრდილოური მიმართულება. მის თხემზე აღმართულია მწვერვალები: მალალებისმაღალი (4007 მ), მახისმაღალი (3391 მ) და გომღისმაღალი (3740 მ). უღელტეხილი ისართღელე (3486 მ), რომელიც ქედის შუა მონაკვეთში მდებარეობს, ერთმანეთთან აკავშირებს არხოტისა და არდოტის თემებს. დუშეთის მუნიციპალიტეტის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში აღმართულია მერიდიანული აწუნთის ქედი. მუნიციპალიტეტის ტერიტორიაზე შედის დასავლური კალთა, სადაც აღმართულია მწვერვალი პირჩიტა (3840 მ). აწუნთის ქედი აგებულია ქვედა იურული თიხაფიქლებით [1].

მუნიციპალიტეტის ფარგლებში მთიულეთ-ფშავის კავკასიონს გამოეყოფა ალევის, მთიულეთის, გუდამაყრისა და ქართლის ქედები. ალევის ქედი მდებარეობს მუნიციპალიტეტის დასავლეთ ნაწილში, ახალგორის მუნიციპალიტეტის საზღვრის გასწვრივ. ქედს ახასიათებს ნაზი რელიეფი, გამონაკლისს წარმოადგენს ლორწომისკლდის მასივი, რომელიც დუშეთის მუნიციპალიტეტის ფარგლებს გარეთაა. მთიულეთის ქედი მთავარ ქედს შირიმის მწვერვალთან გამოეყოფა, მიემართება სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ და მთავრდება დაბა ფასანაურის ჩრდილოეთით. გუდამაყრის ქედი მთავარ ქედს მწვერვალ ჩრდილო ჭიუხთან გამოეყოფა. აქვს თითქმის მერიდიანული მიმართულება. გრძელდება დაახლოებით 40 კმ სიგრძეზე კავკასიონის მთავარი ქედიდან ჭინვალის წყალსაცავამდე. გადასასვლელებიდან მთავარია უღელტეხილები ფხიტური და უკანტბა. ქართლის ქედი შემოდის მუნიციპალიტეტის აღმოსავლეთ ნაწილში. იგი აღმოსავლეთ კავკასიონში შემავალი მთიულეთ-ფშავის კავკასიონის სამხრეთ განშტოებაა. ის მთავარ ქედს დიდი ბორბალოს მთასთან გამოეყოფა, მიემართება სამხრეთისაკენ და ბოლოვდება ცხვარიჭამიასთან. დუშეთის მუნიციპალიტეტის სამხრეთ ნაწილში ვრცელდება დაბალმთიანი ბაზალეთის პლატო (ვაკე). იგი გაწოლილია მდინარეებს არაგვსა და ნარეკვავს შორის. პლატოს აბსოლუტური სიმაღლე მერყეობს ზ.დ. 875 მეტრიდან 950 მ-მდე; დანაწევრებულია მცირე მდინარეებით: საკრამულოსხევით (ლაზვიანთხევი), ხანათხევითა და მდინარე თინასხევით. ბაზალეთის პლატო აგებულია მეოთხეული კონგლომერატებითა და რიყნარ-ქვიშნარით [3].

მთავარ სამდინარო ქსელს ქმნის ოთხი არაგვი (მთიულეთ-გუდამაყრისა და ფშავ-ხევსურეთის), რომელთაგან უმთავრესია მთიულეთის არაგვი. მთიულეთის არაგვი (სიგრძე 41 კმ) სათავეს იღებს ყელის ვულკანურ მთიანეთზე, მწვერვალ ხორისარის კალთებიდან, ზღვის დონიდან 3180 მ-დან. დაბა ფასანაურამდე მდინარეს აქვს სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულება; ეს საკმაოდ გრძელი მონაკვეთი თეთრი არაგვის სახელწოდებას ატარებს. ფასანაურს ქვემოთ იგი იღებს სამხრულ მიმართულებას, ანანურთან კი კვლავ სამხრეთ-

აღმოსავლეთისაკენ მოიხრება და ასე რჩება ჟინვალის წყალსაცავამდე. მთავარი შენაკადებია: ამირთხევი, დგნალისხევი, არყალა, ერეთოსწყალი, ჩაბარუხი (მარჯვ.); გვიდაქე, ფშარისხევი, ჩირიკისხევი, ხადისწყალი და სონჩოსხევი (მარცხ.).დუშეთის მუნიციპალიტეტში აღსანიშნავია ასევე მთავარი ქედის ჩრდილო კალთის მდინარეები არღუნი და ასა. არღუნი საკმაოდ გრძელი (სიგრძე 148 კმ) და წყალუხვი მდინარეა (აუზის ფართობი 3390 კმ²); ზემო დინებაში მთისაა, ქვემოთაში კი – ვაკის.მდინარე ასას საერთო სიგრძეა 133 კმ. მის ზემო მონაკვეთს ეწოდება არხოტისწყალი.მდინარე არაგვზე აგებულია ჟინვალის წყალსაცავი, რომლის სარკის ფართობია 11,5 კმ², მოცულობა – 520 მლნ. მ³ [3].

1.2.3. თიანეთის მუნიციპალიტეტი

თიანეთის მუნიციპალიტეტს ჩრდილო-დასავლეთით საზღვრავს დუშეთის მუნიციპალიტეტი, აღმოსავლეთით ახმეტის მუნიციპალიტეტი ესაზღვრება, სამხრეთით კი მცხეთისა და საგარეჯოს მუნიციპალიტეტები. მისი ფართობია 906,3 კმ² [2].

თიანეთის მუნიციპალიტეტის ყველაზე მაღალი წერტილია **უსახელო მთა** ქართლის ქედის თიანეთის ქედის მონაკვეთზე, ზ.დ. 3258 მ. ყველაზე დაბალი წერტილია მდინარე ივრის ხეობა, მდინარე ვაშლიანის შესართავი სოფელ გრძელველის სამხრეთ-დასავლეთით, ზ.დ. 910 მ. მუნიციპალიტეტის უკიდურესი ჩრდილოეთი წერტილია ქართლის ქედის ჩრდილო მონაკვეთი, მთა ცოხისთავის აღმოსავლეთით 4 კმ-ზე, ზ.დ. 3258 მ. უკიდურესი სამხრეთი წერტილია იალნოს ქედის ჩრდილო განშტოება, მდინარე თეზამისა და გორანას წყალგამყოფი, ზ.დ. 1590 მ. უკიდურესი დასავლეთი წერტილია მდ. აძეძის აუზი, მთა ბოკორისწვერი, ზ.დ. 1487 მ. უკიდურესი აღმოსავლეთი წერტილია ბუნგალთგორას ქედი, ივრისა და ალაზნის წყალგამყოფი, ზ.დ. 2970 მ.

თიანეთის მუნიციპალიტეტის ტერიტორია საშუალო-მაღალმთიანია. ტერიტორიის დიდი ნაწილი მაღლობებსა და მთისწინეთებს უკავია, მცირედი კი – ჩადაბლებებს. ძირითადად გაბატონებულია ეროზიული, ძველმყინვარული და წყალ-აკუმულაციური რელიეფის ფორმები.მუნიციპალიტეტის დასავლეთით აღმართულია უმეტესად საშუალომთიანი ქართლის ქედის აღმოსავლეთი კალთები. გადასასვლელებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია უღელტეხილი ფუტკარული (2300 მ), რომელიც აკავშირებს არაგვისა და ივრის ხეობებს. ქართლის ქედი მეტ-ნაკლებადაა დანაწევრებული ხევ-ხეობებით. მისი კალთებიდან არაერთი მდინარე იღებს სათავეს, მ.შ. აძეძი, ქუსნო, ხაშრულა, ძაღლიანთხევი, ხინჭებისხევი, წირდალისხევი, ჩარგლულა და სხვა [1].

თიანეთის მუნიციპალიტეტის აღმოსავლეთით აღმართულია ეროზიულ-მერიდიანული კახეთის საშუალომთიანი ქედი. მუნიციპალიტეტის ფარგლებში კახეთის ქედს გამოეყოფა ჭიაურის ქედი, რომელიც გაწოლილია მდინარეებს იორსა და საგამს შორის. ჭიაურის ქედზე აღმართულია მთა ჭიაური (2018 მ), რომელიც მდინარე ჭიაურისწყლის სათავეში მდებარეობს და ახასიათებს გუმბათისებრი ფორმა. კახეთის ქედიდან ჩამოედინება მდინარეები: საგამი, ბაბხისხევი, წისქვილისწყალი (დასავლეთ კალთებიდან), ილტო და მისი მთელი რიგი მარჯვენა შენაკადები. თიანეთის მუნიციპალიტეტის რელიეფის უარყოფითი ფორმებიდან გამოსაყოფია თიანეთისა და ერწოს ქვაბულები.თიანეთის ქვაბული ივრის ხეობის გაფართოებული ნაწილია და შემოფარგლულია ქართლისა და კახეთის ქედებით. ქვაბული ვრცელდება ზ.დ.1050 მ-დან (სამხრ.) 1150 მ-მდე (ჩრდ.). თიანეთის ქვაბულის ფსკერი წარმოადგენს აკუმულაციურ ვაკეს, იგი შექმნილოია ტექტონიკური პროცესებით.თიანეთის ქვაბულის მსგავსად ერწოს ქვაბულიც

ღრმულისებრი ტექტონიკური ჩადაბლებაა, რომელიც ირწყვება მდინარე აძეძით. ქვაბულის სიმაღლეა 1000-1100 მ ზ.დ. ერწოს ქვაბულის ფსკერი აკუმულაციური ბრტყელი ვაკეა, რომელიც აგებულია თიხებით, კაჭარ-კენჭნარითა და ქვიშებით [4].

1.2.4. ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი

ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან შემოსაზღვრულია დუშეთის მუნიციპალიტეტით, სამხრეთით საზღვრავს ახალგორის მუნიციპალიტეტი, დასავლეთით – ჯავის მუნიციპალიტეტი, ჩრდილოეთით კი რუსეთის ფედერაცია. მუნიციპალიტეტის ფართობია 1081,7 კმ² [5].

ყაზბეგის მუნიციპალიტეტის ყველაზე მაღალი წერტილია **მთა მყინვარწვერი,** ზ.დ.5054 მ. ყველაზე დაბალი წერტილია მდინარე თერგის ხეობა, დარიალის ციხის ჩრდილოეთით, საქართველო-რუსეთის სახელმწიფო საზღვართან, ზ.დ. 1220 მ. მუნიციპალიტეტის უკიდურესი ჩრდილოეთი წერტილია მთა კაჯანი ხოხის ქედზე, საქართველო-რუსეთის საზღვართან, ზ.დ. 3914 მ. უკიდურესი სამხრეთი წერტილია ლომის-ალევის ქედი, ზემო მლეთის უღელტეხილზე, დუშეთის სოფელ ზემო მლეთის ჩრდილო-დასავლეთით, 4 კმ. ზ.დ. 2293 მ. უკიდურესი დასავლეთი წერტილია მთა ზილგახოხი კავკასიონის მთავარ ქედზე, ზ.დ. 3857 მ. უკიდურესი აღმოსავლეთი წერტილია კავკასიონის მთავარ ქედზე, არხოტისთავისღელის უღელტეხილის სამხრეთით, 1 კმ., ზ.დ. 3370 მ.

ყაზბეგის მუნიციპალიტეტის ტერიტორია მთლიანად მაღალმთიანია. სიმაღლე ზღვის დონიდან 1700 მ-იდან 5000 მ-ის ფარგლებში იცვლება. მუნიციპალიტეტის ტერიტორიის რელიეფი ძირითადად კლდოვანი და ძნელად მისადგომია. აქ განვითარებულია ეროზიული, ვულკანური და ძველმყინვარული რელიეფის ფორმები. მთავარი ოროგრაფიული ერთეულია ხევის კავკასიონი და აგრეთვე მერიდიანული შანის, ყუროსა და კიდეგანის ქედები; გვერდითი ქედებიდან – ხოხის ქედი. ხევის კავკასიონი ვრცელდება კავკასიონის მთავარი ქედის ჩრდილოეთ კალთაზე და ის მოიცავს მდინარე თერგის ზემო დინების აუზს.

გადასასვლელებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია ჯვრის ღელტეხილი (2379 მ), რომელზედაც გადადის საქართველოს სამხედრო გზა. შანის ქედი წარმოადგენს აღმოსავლეთ კავკასიონის ჩრდილოეთ განშტოებას. ის მდინარე თერგის მარჯვენა შენაკადების ხდისწყლისა და არმხის წყალგამყოფი მერიდიანული ქედია. შანის ქედის უმეტესი ნაწილი რთული რელიეფით ხასიათდება, რაც გამოიხატება მის უსწორმასწორო პროფილში. აქ მდებარე უმეტესი მწვერვალები ძნელად მისადგომი, ციცაბოკალთებიანი და კლდოვანია. შანის ქედისთვის ყველაზე მნიშვნელოვანია შანის მასივი, რომელზეც აღმართულია ქედის ყველაზე მთავარი მწვერვალები. უმაღლესი მწვერვალია შანი (4451 მ). სხვა მწვერვალებია: აკაკი წერეთლის მწვერვალი (3780 მ), ილია ჭავჭავაძის მწვერვალი (3800 მ) და სხვ. 1953 წელს ქედის ერთ-ერთ უსახელო მწვერვალს ქალაქ რუსთავის სახელი დაერქვა. ყუროს ქედი — წარმოადგენს კავკასიონის ჩრდილოეთ გამყოლი ქედის ერთ-ერთ შემადგენელ განშტოებას, რომელიც ჰყოფს მდინარეებს თერგსა და ხდეს. ყუროს ქედის უმაღლესი წერტილია ყუროსწვერი (4091 მ). კიდეგანის ქედი გამოეყოფა თუშეთ-ხევსურეთის კავკასიონის ჩრდილოეთ ნაწილს. მთავარ ქედს იგი გამოეყოფა საძელისღელის უღელტეხილთან; შემდეგ ვრცელდება ჩრდილოეთისაკენ და უკვე ინგუშეთის ფარგლებში ებჯინება 375 კმ სიგრძის კლდოვან ქედს. აქ აღმართულია მწვერვალები: კიდეგანისმაღალი (4275 მ), ვაჟა-ფშაველას მწვერვალი (4200 მ), გველისმთა (3970 მ), საამღოსმაღალი (3884 მ), თათელისმაღალი (3755 მ). ხოხის ქედი წარმოადგენს კავკასიონის

გვერდითა ჩრდილო ქედს. თრუსოს ქედი აკავშირებს კავკასიონის მთავარ ქედთან. მასზე მდებარეობს მთლიანად აღმოსავლეთ საქართველოს უმაღლესი წერტილი — მყინვარწვერი (5054 მ), რომელიც მძლავრი გამყინვარებით ხასიათდება.

გადასასვლელებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია მაილის უღელტეხილი (4400 მ), რომელიც წარმოადგენს ერთ-ერთ ყველაზე მაღალ უღელტეხილს საქართველოს ფარგლებში.ხოხის ქედის შტოქედებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია ორწვერის ქედი, რომელზეც აღმართულია მწვერვალი შავნაბადა (3683 მ). ხოხის ქედი აღმოსავლეთით მთავრდება მყინვარწვერის მასივით, რომელსაც გააჩნია საკმაოდ ბევრი მოკლე შტოქედი, მ.შ. ყველაზე მნიშვნელოვანია ბართქორთი და არჩქორთი. მასივის აღმოსავლეთ კალთაზე მდებარეობს მთა ტყარშეტი (3360 მ), რომელსაც გააჩნია ვულკანური აგებულება. მთიდან ეშვება ამავე სახელწოდების ვულკანური ნაკადი, რომელმაც გადაკეტა მდ. თერგის ხეობა, შემდეგ მდინარემ ნაკადი გაჭრა და შექმნა ტყარშეტის კანიონი [5].

ყაზბეგის მუნიციპალიტეტში აღსანიშნავია ასევე მდინარე თერგის ხეობის ერთ-ერთი მონაკვეთი კასარა ანუ კასრისხევი, რომელსაც ახასიათებს ვიწრო კლდეკარისებრი მოყვანილობა. კასარას ეროზიული კლდეკარი გაჩენილია მთა მცირე ხორისარიდან ჩამოსული 8 კმ სიგრძის ლავური ღვარის შედეგად. კასარა ვრცელდება 2-3 კმ-ზე.დარიალის ხეობა წარმოადგენს თერგის ხეობის ანტეცედენტურ მონაკვეთს, რომელიც 1000 მ სიღრმეზეა ჩაჭრილი. დარიალის ხეობაში გაშიშვლებულია ზედა პროტეროზოური და პალეოზოური კრისტალური ფიქლები და გრანიტოიდები, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში – იურული თიხაფიქლებია. თრუსოს ხეობა მოქცეულია კავკასიონის მთავარსა და ხოხის ქედებს შორის. ხეობის სიგრძეა 25 კმ. მისი უდაბლესი ნაწილი 2000 მეტრზეა ზ.დ. თრუსოს ხეობა აგებულია იურული ფიქალ-ქვიშაქვების ძლიერ დანაოჭებული შრეებით.

ლიტერატურა

[1] მარუაშვილი ლ. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. თსუ. თბ., 1964, გამოცემა I.

[2] უკლება დ., ზარდალიშვილი გ., ქართული საბჭოთა ენციკლოპედია, ტ. 7, თბ., 1984, გვ. 257-258.

[3] აფხაზავა ი., კვერენჩხილაძე რ., ქართული საბჭოთა ენციკლოპედია, ტ. 3, თბ., 1978, გვ. 660-662.

[4] აფხაზავა ი., ზარდალიშვილი გ., ქართული საბჭოთა ენციკლოპედია, ტ. 4, თბ., 1979, გვ. 679-680.

[5] სანებლიძე მ. კვერენჩხილაძე რ., ქართული საბჭოთა ენციკლოპედია, ტ. 10, თბ., 1986, გვ. 617-618.

თავი 2

მორფოლოგიური და გეოლოგიური პირობები

2.1. შესავალი

ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი. საქართველოს მთიან რაიონებს შორის ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი, მისი გეომორფოლოგიური თავისებურებებიდან გამომდინარე, ერთ-ერთი ყველაზე ხელსაყრელი სახმელეთო-სატრანსპორტო გეოგრაფიული მდებარეობით გამოირჩევა. გეოლოგიური სტიქიის ფართო მასშტაბის განვითარებიდან გამომდინარე, ტერიტორიის ოპტიმალურად ათვისების შესაძლებლობები უკიდურესად გართულებულია. მუნიციპალიტეტის ტერიტორიის გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობს ძლიერ დისლოცირებული და ტექტონიკურად ინტენსიურად აშლილი იურული ასაკის თიხა-ფიქლები და ასპიდური ფიქლები ქვიშაქვების ლიმიტირებული მორიგეობით, პალეოზოური გრანიტები და მეტამორფული ფიქლები, მეოთხეულის ასაკის ეფუზიური ანდეზიტ-ბაზალტები და მათი კლასტოლიტები, მძლავრი მყინვარული და ალუვიურ-ფლუვიოგლაციალური ნალექები.

დუშეთის მუნიციპალიტეტი. ტერიტორიის თანამედროვე რელიეფის სახე განპირობებულია ტექტონიკურ-გეოლოგიური აგებულებით და მორფოსტრუქტურული თავისებურებით, სადაც მკვეთრადაა გამოკვეთილი ყველა მორფოლოგიურ-კლიმატური ზონა – ბარის ვაკე-ტერასულიდან და გორაკ-ბორცვიანი დაბალმთიანებიდან დაწყებული, მაღალმთიანი ალპურით დამთავრებული. ტერიტორიის სამი-მეოთხედი მთიანეთს წარმოადგენს, რომლის რელიეფი დიდი დახრილობით, ღრმა ეროზიული ჩაჭრითა (300-1000 მ და მეტი) და ინტენსიური დანაწევრებით (3,5-5კმ²) ხასიათდება და მიეკუთვნება გეოლოგიური პროცესების განმსაზღვრელ მაღალი ენერგეტიკული პოტენციალის რიგს.

თიანეთის მუნიციპალიტეტი. ტერიტორია იკავებს აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრული კალთის საშუალო და მაღალმთიან მთა-ხეობათა ზონას და დაბალმთიანი ივრის ტექტონიკური და ეროზიული ფორმებით გართულებულ მთისწინეთის ზონას. მას დასავლეთიდან ესაზღვრება მდ. არაგვისა და მდ. ივრის სუბმერიდიანული და სუბგანედური მიმართულების ქართლის ქედი, რომლის სიმაღლეები ზღვის დონიდან 1500-3076 მ ფარგლებში მერყეობს. თიანეთის ტერიტორია მთლიანად მდ. ივრის აუზის ზემო და შუა წელშია მოქცეული, რომელიც სათავიდან სოფ. ქვემო არტანამდე სამხრეთ-დასავლეთისაკენ გაედინება, ხოლო შემდეგ სამხრულ მიმართულებას ღებულობს და თიანეთის ქვაბულში ზღვის დონიდან 1080 მ-მდე დაბლდება.

მცხეთის მუნიციპალიტეტი. მუნიციპალიტეტის ტერიტორია მოქცეულია ზემო ქართლის ვაკე-ტერასული და ბორცვიან-სერებიანი რელიეფის ზონაში, ნახევრად კონტინენტური ზომიერად თბილი კლიმატით, ტყისპირა და მნიშვნელოვნად გარდაქმნილი ლანდშაფტით. ტერიტორიულად მნიშვნელოვან ფართობს იკავებს მუხრან-საგურამოს ვაკე-ტერასული რელიეფი, რომელიც წარმოადგენს ახალგაზრდა ტექტონიკურ დეპრესიას, ამოვსებულია ზედა პლიოცენური და მეოთხეულის ალუვიონით. ვაკე ზედაპირის სიმაღლე ზღვის დონიდან 500-600მ-ის საზღვრებში მერყეობს და გადაკვეთილია მდ. ქსნისა და მდ. არაგვის ქვემო დინებებით. სოფ. ძეგვთან მდ. მტკვარი შედის ე.წ. ძეგვის კლდეკარში, რომელიც გაჭრილია კვერნაქის სერისა და საწკეპელას ქედის ურთიერთქმედების მონაკვეთში. ძეგვის კლდეკარის გაგრძელებას

მცხეთის ქვემოთ წარმოადგენს გამკვეთი ვიწრო ხეობა, რომელიც ზემო ავჭალამდე მიდის. ქ. მცხეთასთან მდ. მტკვრის ხეობის გაფართოება განპირობებულია მდ. არაგვის ხეობის შემოერთებით.

საქართველოს ტექტონიკური დანაწევრების რუკის [1] მიხედვით საკვლევი ტერიტორია მოიცავს: I – კავკასიონის ნაოჭა (ნაოჭა-შარიაჟული) სისტემის I_1 – მთავარი ქედის ზონის I_1^2 – აღმოსავლეთი დაძირვის (ნაოჭა-მარაოსებრ) ქვეზონას; I_2 – ყაზბეგ-ლაგოდეხის (ნაოჭა-ქერცლებრივ) ზონას; I_3 – მესტია-თიანეთის (ნაოჭა-შარიაჟულ) ზონას; I_3^1 – შოვი-ფასანაურის (ნაოჭა-ქერცლებრივ) ზონას; I_3^2 – ჟინვალი-გომბორის (ალოქტონურ) ქვეზონას; II – ამიერკავკასიის მთათაშუა არეს; და II_3^1 – ქართლის მოლასური ქვეზონის-ბაზალეთის და მუხრან-ტირიფონის ბლოკებს (დანართი 2; 1 გვ.).

საკვლევი არეალის ფარგლებში წარმოდგენილია ნალექები იურულიდან დაწყებული თანამედროვე მეოთხეული ასაკის ქანებით დამთავრებული (დანართი 3; 3 გვ.).

2.2. იურული სისტემა

2.2.1. ქვედა იურული ნალექები

სინემურული სართული (J_{1s}) (კისტინკის წყება). კისტინკის წყების აგებულებაში მონაწილეობას იღებს ასპიდური, ქვიშიანი, ანდალუზიტ-ხიასტოლიტური ფიქლები, წვრილ და საშუალომარცვლოვანი კვარციანი და კვარც-პლაგიოკლაზიანი ქვიშაქვები, მათი სუსტად გაკვარცებული ანალოგები და კვარციტები, კვარციანი გრაველიტები და ქვიშაქვები, შიდაფორმაციული და ბაზალური კონგლომერატები. ვულკანური მასალა სპილიტური ეფუზივებით, სხვადასხვა ზომის პიროკლასტური ნატეხებითა და ურალიტ-ლაბრადორული დიაბაზების სუბვულკანური ბუდინირებული სხეულებითაა წარმოდგენილი. დარიალის ხეობაში გრანიტოიდების ფუნდამენტის შვერილთან თითქმის ყველა მხრიდან კისტინკის წყების სუსტად მეტამორფული დანალექი ქანებია შეხებაში. მდ. ხდეს (ბროლის წყალი) დინების ქვედა ნაწილში და მდ. დევდორაკის (ამალი) მარცხენა ფერდობზე მეტამორფული ფიქლების, ქლორიტიზირებული კვარციტების და ფილიტების იზოლირებული ფრაგმენტების გამოსავლებია დაფიქსირებული, რომლებიც თეთრი ფერის გამარმარილოებული კირქვების ლინზების შემცველია, რაც გვაფიქრებინებს, რომ ეს ფრაგმენტები იურამდელ დანალექ საფარს უნდა წარმოადგენდეს. დანალექი ქანები ნაცრისფერი კვარციანი ქვიშაქვების, რქატყუარიანი გრაფიტიზირებული ფიქლების და დაფიქლებული კვარციტების მორიგეობითაა წარმოდგენილი, რომლებშიც დაფიქლებული ალევროლიტების შუაშრეები და კვარციანი გრაველიტების მცირე ზომის ლინზები აღინიშნება [2].

პლინსბახური სართული (J_{1p}) (წიკლაურის წყება). პლინსბახური ასაკის ნალექებით აგებულია კავკასიონის მთავარი ქედის ჩრდილო ფერდის მაღალმთიანი ნაწილი, რომელიც ყაზბეგის, ბაჩახის, ყუროს, შანის, კორას სიმაღლეებს მოიცავს და წარმოდგენილია წიკლაურის წყების ფიქლებიან-ვულკანოგენური წარმონაქმნებით. აღნიშნული ნალექები მეტნაკლებად ფართო გავრცელებით მდინარეების თერგის, ხდეს (ბროლის წყალი), შონდონისა და ასას ხეობების დინების ზედა ნაწილებშია გავრცელებული. სამხრეთიდან ეს ნალექები შეცოცების ტიპის რეგიონალური ტექტონიკური აშლილობებითაა შემოსაზღვრული, რომელთაც სამხრეთით დახრილი რკალისებური ფორმა ახასიათებს, ხოლო ჩრდილოეთი მხრიდან ამ ნალექებს თანხმობით ადევს ტოარსული ასაკის წარმონაქმნები, რომლებიც ჩაჩხოხის მთის, ოხკურის ქედის და ტეხკორტის მთის სიახლოვეს ზოლის სახით გაუყვება.

სამხრეთით, პლინსბახურ ნალექებში, ტოარსული წარმონაქმნები მხოლოდ სინკლინების გულში, შანის და ზეტუკის მთების დასავლეთით ფიქსირდება. პლინსბახური ნალექების სიგანე ცენტრალურ ნაწილში 16 კმ-ს აღწევს. პლინსბახური ასაკის ნალექები სტრუქტურულ ჭრილში დიდი კავკასიონის მსხვილი გეოტექტონიკური ზონის ანტიკლინორიუმს მიეკუთვნება, რომლებიც რთული შიდა აგებულებით გამოირჩევა, რაც ნალექების მრავალჯერადი დეფორმაციითაა გამოწვეული [2].

პლინსბახური ასაკის ქვიშაქვიან-ფიქლებრივ-ვულკანოგენური ნალექები ზედაპირზე გადარეცხილია და ხაზობრივი ასიმეტრიული შეკუმშული ნაოჭებითაა წარმოდგენილი, რომლებსაც სამხრეთით დახრილი შევიწროებული ნაოჭის ღერძები და ფართო ფრთები ახასიათებს. მათი სიგანე 1-6 კმ-ია, ხოლო სიგრძე 18 კმ-მდე აღწევს. ნაოჭა სტრუქტურები აქ მკვეთრად განსხვავდება კავკასიონის ტერიტორიაზე გავრცელებული ნაოჭებისაგან, რაც მდინარეების თერგისა და ტანიეს შორის გავრცელებულ სტრუქტურებშია გამოხატული, სადაც ისინი კავკასიონისათვის მახასიათებელი მიმართულებიდან სწრაფად იცვლება სამხრეთ-დასავლეთისაკენ და შემდეგ კვლავ ჩრდილო-დასავლური მიმართულებით მიუყვება, რაც მათი განივი ფლექსურული გადაღუნვით გამოიხატება, რომელიც მეორე და მესამე რიგის ნაოჭებით გართულებული პირველი რიგის ნაოჭებითაა წარმოდგენილი. აღნიშნული სტრუქტურები სხვადასხვა გენეზისის მრავალრიცხოვანი რღვევებითა და აშლილობებითაა დასერილი და სტრუქტურების ღერძების გასწვრივი კლივაჟებია დამახასიათებელი, რომლებთანაც დიაბაზების მრავალრიცხოვანი დაიკებია დაკავშირებული. პლინსბახური ასაკის ნალექების ლითოლოგიური ჭრილი მდ. თერგის აუზში მთავარი ქედის ანტიკლინორიუმის სამხრეთ ფრთაზეა გამოხატული [2].

ტოარსული სართული (J1t) (ყაზბეგის წყება). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ტოარსული ასაკის ნალექები ჩრდილო ნაწილში შესხლეტვა-შეცოცების ხასიათის ორ რეგიონულ რღვევას შორის არის მოქცეული და ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონის ქვედა და შუა იურული თიხაფიქლების ჩრდილო ნაწილს მოიცავს. ამ ნალექების ზოლი ხევსურეთის ტერიტორიაზე 15-17 კილომეტრამდე ფართოვდება, ხოლო დასავლეთით, სტეფანწმინდის სამხრეთით სოფ. ხევთან ვიწროვდება და 6-7 კმ-ს არ აღემატება. ამავე ასაკის ნალექებითაა აგებული ხევსურეთის არაგვის ორივე ფერდობი, მდ. სნოსწყალი, მდ. წირწლოვანისწყლისა და მდ. წყაროსთავის დინებების ზედა ნაწილი, ასევე, მდ. თერგის ხეობაში სოფ. გერგეთის და სოფ. სნოს შორის ტერიტორია. ამავე ნალექებითაა აგებული შანის მთასა და უღ. საჯიხვისღელეს ტერიტორიაზე არსებული სინკლინური ნაოჭების გული, აგრეთვე მდ. ლიკიკისა და მდ. აკუშოსწყლის დინების ზედა ნაწილში განვითარებული ანტიკლინების თაღები.

საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილო ნაწილში მდ. ასასა და მდ. შანდონს შორის აღნიშნული ასაკის ნალექები აქ არსებული ქედის ჩრდილო ფერდის ამგები ქანებია. სამხრეთით ეს ნალექები ხშირად აალენური ასაკის წარმონაქმნებითაა გადაფარული, რის გამოც ამ ნალექების გამოსავლები მდინარეების ღრმად ჩაჭრილ ხეობებში ფიქსირდება (მდინარეები ართხმოსწყალი, ქვენამთისწყალი და სხვა) [2].

კავკასიონის მთავარ ქედზე, არხოტის უღელტეხილის ფარგლებში ფაუნისტურად დათარიღებული აალენური სართულის ნალექები სინკლინური ნაოჭების გულში გამოდიან, რომელთა ფრთები ზედატოარსული ასაკის ქვიშაქვიან-ფიქლებიანი ნალექებითაა წარმოდგენილი. ანალოგიური ჭრილი აღინიშნება ჭაუხის მიმდებარე ტერიტორიაზე, იმ განსხვავებით, რომ აქ ნაოჭის ფრთების ორივე მხარე ყაზბეგის წყების ნალექებითაა აგებული, რომლებიც რეგიონალური რღვევის მიერაა მოკვეთილი. მდ. ხევსურეთის არაგვის აუზში გ.

ჩიხრაძეს [3] ყაზბეგის წყების ანალოგიური ნალექები „ხახმატის წყების“ სახელით აქვს გამოყოფილი, ამ წყების ლითოლოგიური შედგენილობა სავსებით ემთხვევა ყაზბეგის წყებას. ამის გარდა, ეს ნალექები მიმართებაზე ერთმანეთის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს. ყაზბეგის წყების თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების ერთობლივი სიმძლავრე 1300-1400 მეტრია, რომელიც ლითოლოგიური სახესხვაობით ორ ქვეწყებად იყოფა: ერთი, რომელიც საკუთრივ თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი; და მეორე, რომელიც თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების მორიგეობითაა წარმოდგენილი [2].

წყების ქვედა საზღვარი ზედა პლინსბახური სართულის ნალექებთან ერთად საკვლევი ტერიტორიის დიდ ნაწილზე შესხლტეტვა-შეცოცების ტიპის რეგიონალური რღვევის გასწვრივ გადის, რომელსაც ყაზბეგისა და კოლოტანას მონაკვეთში არსებული ქედის სამხრეთ ფერდზე რკალისებური ფორმა ახასიათებს. საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილო ნაწილში წიკლაურის წყების წარმონაქმნები თანდათანობით გადადის ყაზბეგის წყების ნალექებში. ხევსურეთის არაგვის აუზში მდინარეები სნოსწყალი, ართხმოსწყალი, ქვენამთისწყალი და სხვა, რომლებიც ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონას მოიცავს, თიხაფიქლებიანი და ქვიშაქვებიანი წარმონაქმნებითაა წარმოდგენილი. პლინსბახური სართულის ნალექების კონტაქტი ქვეფენილ ნალექებთან არ შეინიშნება. ყაზბეგის წყების ქვედა ჰორიზონტების ნალექების ლითოლოგიური შედგენილობა წიკლაურის წყების ზედა ნაწილისაგან ლითოლოგიურად თითქმის არ განსხვავდება [2].

2.2.2. შუა იურული ნალექები

აალენური სართულის (**J$_{2a}$**) ნალექების გამოსავლები მდ. არაგვისა და მდ. არყალას შესართავთან, ხოლო მდ. ქსნის აუზში მდ. ალეურას შესართავთანაა გაშიშვლებული, სადაც ისინი ანტიკლინური ნაოჭების გულის ამგები ქანებია და კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვების თხელი შუაშრეების შემცველი მუქი ნაცრისფერი და შავი ფერის თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი. ამ ნაოჭების ორივე ფრთაზე კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები გამოდის, რომლებიც თიხაფიქლების თხელ შუაშრეებს შეიცავს. აღმავალ ჭრილში სამხრეთით პორფირიტული წყების გამოსავლები ფიქსირდება, რომლებიც აალენური ნალექების უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს. ნაოჭების ჩრდილო ფრთებზე სორის წყების ნალექებს ტრანსგრესიულად ადევს ზედა ეოცენური წარმონაქმნები. სორის წყების ნალექები მდ. ქსნის ხეობიდან აღმოსავლეთით მდ. არაგვის ხეობამდე უწყვეტ ზოლადაა გავრცელებული. ეს გამოსავლები სამხრეთი მხრიდან ისაზღვრება შეცოცებით, სადაც სორის წყების ნალექები პალეოგენური და ნეოგენური ასაკის ნალექების სხვადასხვა ჰორიზონტებზეა შეცოცებული. მდინარეების – ქსნის, ბუნალას და ნარეკვავის ხეობებში ჩრდილო მიმართულებით აღმავალ ჭრილში ქვიშიან-თიხაფიქლებიანი წყება თანდათანობით ბაიოსური პორფირიტული წყებით იფარება, ხოლო აღმოსავლეთით – თანდათანობით ისოლება ტრანსგრესიული ზედა ეოცენური ნალექების ქვეშ, რომლებიც მდ. ნარეკვავის აღმოსავლეთით უშუალოდ სორის წყებაზეა განფენილი. ქვიშაქვიან-თიხაფიქლებიანი ნალექები ლითოლოგიური შედგენილობით ორ ნაწილად იყოფა. ქვედა ნაწილი ძირითადად ნაცრისფერი, მუქინაცრისფერი, მომწვანო ნაცრისფერი, მოყავისფრო თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი და ქარსიანი ქვიშაქვების შუაშრეებს შეიცავს. მათი სიმძლავრე 180-200 მეტრია. წყების ზედა ნაწილი სქელშრეებრივი კვარც-არკოზული ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც თიხაფიქლების შუაშრეებს შეიცავს. ქვიშაქვები ნაცრისფერი და ღია ნაცრისფერია, მკვრივი, წვრილ და

საშუალომარცვლოვანია; შედგება კვარცის, მიკროკლინის, მჟავე პლაგიოკლაზის მარცვლებისაგან და მუსკოვიტისა და ბიოტიტის ქერცლებისაგან [2].

დასავლეთით, ხევსურეთის ტერიტორიაზე აალენურ სართულს ორი დასტა შეესაბამება: ქვედა დასტა, რომელიც გ. ჩიხრაძემ და ზ. ქოქრაშვილმა [4] გამოყვეს და ხახმატის წყების სახელწოდებითაა ცნობილი. ამ წყებაში საშუალო და სქელშრეებრივი წვრილ და საშუალო მარცვლოვანი კვარც-პლაგიოკლაზიანი ქვიშაქვები დომინირებს. მათგან ზოგი თიხაფიქლების წვრილ ნამსხვრევებს და ფლიშურ ფიგურებს შეიცავს. ქვიშაქვებს ირიბშრეებრივი ტექსტურა ახასიათებს და ამით გამოირჩევა ჩვეულებრივი ქვიშაქვებისაგან. თიხაფიქლებს მოკრძალებული ადგილი უჭირავს, რომლებიც ცალკეული დასტების სახით ან შუაშრეების სახით გვხვდება. ამ ნალექებში შეინიშნება გამკვრივებული თიხისაგან წარმოქმნილი კონკრეციების არსებობა, რომლებიც ხშირ შემთხვევაში პირიტის წვრილი კრისტალებითა და სიდერიტითაა შევსებული.

სამხრეთით განლაგებული ზედა დასტის ნალექები გუდანის წყებად არის მიჩნეული. ის თიხაფიქლებით, ხშირად ალევროლიტური ფიქლებით არის წარმოდგენილი, რომლებიც თხელშრეებრივი და ზოლებრივი ქვიშაქვების შუაშრეებს და თიხოვანი სიდერიტების სხვადასხვა ზომის და ფორმის კონკრეციებს შეიცავენ. აღნიშნული ნალექების საერთო სიმძლავრე 500 მეტრს არ აღემატება.

დათვისჯვრის უღელტეხილზე თიხაფიქლებს შორის ნაპოვნია განამარხებული ფორმა, სადაც საშუალო და სქელშრეებრივი ქვიშაქვების შრეებია დაფიქსირებული. აღნიშნული ადრე აალენური ფორმა აგრეთვე ნაპოვნია კავკასიონის მთავარი ქედის ჩრდილოეთით, მდინარეების არღუნისა და გულიჭალას შენაკადთან სინკლინური სტრუქტურების გულში, რომლებიც თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი.

ბაიოსური სართული (J$_{3b}$) (პორფირიტული წყება). ვულკანოგენური წყება მდ. ქსნის ხეობიდან აღმოსავლეთით სოფ. ჯვარისუბნამდე ვრცელდება. მისი მაქსიმალური სიმძლავრე 500-600 მეტრია. მკვლევრების მონაცემების მიხედვით ნაოჭის სამხრეთ ფრთაზე ბაიოსი სპილიტების ტუფოლავებით იწყება, რომელსაც ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები მოყვება და ჭრილი კვარც-არკოზული ქვიშაქვებით მთავრდება. ე. გამყრელიძის [5] მონაცემების მიხედვით, კვარც-არკოზული ქვიშაქვები სორის წყების ქვიშაქვებისაგან არ განსხვავდება. ამ ქვიშაქვებითაა აგებული სინკლინური ნაოჭის გული, რომლის სამხრეთი ფრთა რღვევითაა გაკვეთილი და ქვიშაქვები ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებზეა შეცოცებული.

ბათური სართული (J$_{2bt}$) (შევარდენის წყება). საკვლევ ტერიტორიაზე შევარდენის წყება თანხმობითაა განფენილი ბურსაჭირის წყებაზე. იგი თრუსო-თიბის რღვევის გასწვრივ სამხრეთით გადახრილი ანტიკლინების ფრთებზეა გაწოლილი. ამ სართულის გამოსავლები დაფიქსირებულია მდ. თერგის ხეობაში სოფ. კობის მიდამოებში, მდ. თერგის მარჯვენა შენაკადში და მდ. ბაკურხევისა და მდ. შავი არაგვის ხეობების აუზებში. წყება მუქი-ნაცრისფერი თიხაფიქლების დასტებითაა წარმოდგენილი, რომელიც მუქი ნაცრისფერი ქვიშაქვებისა და ქვიშიანი კირქვების შუაშრეებს შეიცავს.

წყების ხილული სიმძლავრე 250-300 მეტრია, მაგრამ შესაძლოა უფრო მეტიც იყოს. მისი რეალური სიმძლავრის დადგენა ვერ ხერხდება იმის გამო, რომ რეგიონში თრუსო-თიბის მძლავრი რეგიონალური შეცოცების შედეგად, რღვევის ზოლში აღნიშნული ნალექები ზედა იურული ასაკის კარბონატულ ფლიშზეა შეცოცებული. ლითოლოგიური შედგენილობით შევარდენის წყება პირობითად შეიძლება დაიყოს **ორ ნაწილად: ქვედა** – მუქი ნაცრისფერი და შავი ფიქლების დასტები, რომლებიც შავი ფერის არგილიტების იშვიათ შუაშრეებს და ლინზებს შეიცავს, გარდა ამისა, ერთეულ დასტებში საშუალო და თხელშრეებრივი ქვიშაქვების

შუაშრეებიც ფიქსირდება **და ზედა** – კარბონატული ნაწილი, რომელიც მუქი ფერის თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი და კარბონატული ქვიშაქვების და ქვიშიანი კირქვების შუაშრეებსა და ლინზებს შეიცავს [2].

2.2.3. შუა და ზედა იურული ნალექები.

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში კარბონატული ფლიშის ნალექები დიდი კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე მნიშვნელოვან ტერიტორიაზეა გავრცელებული, რომლებიც მესტია-თიანეთის ზონაში შოვი-ფასანაურის ქვეზონის ჩრდილო (გუდამაყრის) ნახევარს მოიცავს და მძლავრი დასტების სახით აგრძელებს ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონის ქვედა და შუა იურულ ქვიშიან-თიხაფიქლებიან სერიას [2].

კალოვიური სართული და ოქსფორდული სართულის ქვედა ქვესართული (J_2k-J_3O_1) (ნაროვანის წყება). ამ სართულის ნალექები თიბი-თრუსოს რეგიონალური რღვევის გასწვრივ მდ. თერგსა და მდ. ბაკურხევს შორის ტერიტორიაზე, მდინარეების – დათვისხევის, საჩალისჭალისა და ნაროვანის ხეობებში ჩრდილო-დასავლური გავრცელების ანტიკლინური ნაოჭების თაღებში დასტების სახითაა წარმოდგენილი. აღნიშნული ნალექები საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ვიწრო ზოლის სახით გამოდის ზედაპირზე და მათი სიგრძე 300-400 მეტრს არ აღემატება. ლითოლოგიური შედგენილობით ეს ნალექები სუსტად კარბონატული თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი და კირქვების შუაშრეებს შეიცავს. ზოგ შემთხვევაში ქვიშაქვები სუსტად კარბონატულია; მათში მუქი ნაცრისფერი, სუსტად კარბონატული თიხაფიქლების თხელი შუაშრეები გამოერევა. ნაროვანის წყების სავარაუდო სიმძლავრე 280-300 მეტრია [6].

ოქსფორდული სართულის ზედა ქვესართული (J_3O_2) (კასარას წყება). ნაროვანის წყება აღმავალ ჭრილში თანხმობით იცვლება მუქი ფერის მერგელების და მერგელოვანი ფიქლების დასტების მორიგეობით, რომლებიც კირქვების შუაშრეებს შეიცავენ. ამ ქანების ზედაპირზე გამოსავლები გუდამაყრის ქვეზონის ტერიტორიაზე გავრცელებულია მდ. ართხმოსწყლისა და მდ. ხადისწყლის ხეობებში, ხოლო მდ. დათვისხევის მარჯვენა ფერდზე მსხვილი ანტიკლინური ნაოჭების თაღის და ფრთების ამგები ქანებია. აღნიშნული წყების სრული ჭრილი განსაკუთრებით მდ. ბაკურხევის ხეობაშია გამოკვეთილი. კასარას წყების ნალექები ძლიერ დისლოცირებულია, რის გამოც ზემოთ აღწერილი მდინარეების აუზებში დიდი ფართობი უკავია, სადაც ერთეული ზოლის სიგანე 3,5-4 კმ-ს აღწევს. აღნიშნული წყება ძირითადად მუქი ნაცრისფერი და შავი შეფერილობისაა და წარმოდგენილია საშუალო და სქელშრეებრივი დაფიქლებული მერგელებით და შედარებით ნაკლები რაოდენობის კარბონატული თიხაფიქლებითა, რომელთა სიმძლავრე რამდენიმე მეტრს აღწევს. ამ დასტებში რითმულ მორიგეობაში იმყოფება მომწვანო მუქი ნაცრისფერი დაფიქლებული პელიტომორფული ქვიშიანი კირქვების და კარბონატული ქვიშაქვების თხელი შუაშრეები. აღმავალ ჭრილში ნათლად ჩანს, რომ ჭრილის ქვედა ნაწილში დაფიქლებულ მერგელეთან ერთად დაფიქლებული კირქვები მორიგეობს, ხოლო ზედა ნაწილში დაფიქლებული და ქვიშიანი კირქვები უტოლდება მერგელების, კარბონატული და არაკარბონატული თიხაფიქლების რაოდენობას [6].

კიმერიჯული სართული (J_3km) (დუმაცხოს წყება). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში მასიური კირქვები, მათი ბრექჩიები და კონგლომერატები, რომლებიც მერგელების შუაშრეებს შეიცავს, დუმაცხოს წყების სახელწოდებითაა ცნობილი. ამ ნალექებით არის აგებული კაწალხევის და ვანხევის მსხვილი სინკლინური ნაოჭების ფრთები და ამავე სახელწოდების

ანტიკლინური სტრუქტურების თაღები. გარდა ამისა, დუმაცხოს წყების ნალექები გუდამაყრის და უბისთავის ქედების თხემურ ნაწილებში სინკლინური ნაოჭების გულის ამგები ქანებია, ხოლო მდ. მილიონას და მდ. ხადისწყლის ხეობების ზედა ნაწილში, კასარას წყების ნალექების პარალელურად, ვიწრო 250-300 მეტრის სიგანის ზოლად მიუყვება. დუმაცხოს წყების ნალექები ძლიერ დაწვრილნაოჭებულია და გუდამაყრის ქვეზონის მნიშვნელოვან ნაწილს მოიცავს, სადაც შედარებით კარგი გამოსავლებია ზედაპირზე დაფიქსირებული მდ. ბაკურხევისა და მდ. ფშავის არაგვის ხეობებში [2].

ტიტონური სართული (J₃t) (წიფორის წყება). წიფორის წყების ნალექები წყალგამყოფი ქედების თხემებზე სინკლინური ნაოჭების გულის ამგები ქანებია, რომლებიც მეტნაკლებად სრული სახით საორბეს მთაზე და მდ. ართხმოსწყლისა და მდ. ხადისწყლის წყალგამყოფებზე, ვანხევისა და კაწალხევის სინკლინების გულშია წარმოდგენილი.

აღნიშნული წყება ერთგვაროვანი, უმეტესად თანაბარმარცვლოვანი, მუქი ნაცრისფერი კირქვებითა და იშვიათად მუქი ნაცრისფერი დაფიქლებული მერგელებითაა წარმოდგენილი. ამავე ნალექებში კირქვები ზოგ შემთხვევაში ქვიშიანია, ხოლო მერგელები გადადის თიხაფიქლებში. წყების ქვედა ნაწილში იშვიათად ბრექჩირებული და ორგანული ნივთიერებების შემცველი კირქვების შუაშრეები და ქვიშიანი კირქვების დასტების ბუდობებია დაფიქსირებული. წყების საერთო სიმძლავრე 300-350 მეტრამდეა [2].

2.3. ცარცული სისტემა

2.3.1. ქვედა ცარცული ნალექები

ბერიასული სართული (K₁b) (მლეთის წყება). დუმაცხოს წყების სამხრეთით, საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში, განივი ტექტონიკური აშლილობის გასწვრივ, თითქმის შავი ფერის დაფიქლებული მერგელები, მერგელოვანი ფიქლების დასტები და მკვრივი ქვიშიანი კირქვების შრეებია გავრცელებული. ძირითადი ქანების გამოსავლები მდ. კაწალხევის მარცხენა ფერდზე, მისი მარცხენა შენაკადების ხეობებსა და ლუთხუბის ხეობაშია გავრცელებული. აღნიშნულ წყებას მკვლევრები შავი მერგელების წყებად მოიხსენიებენ. წყების ქვედა ნაწილი ჩირიკის შეცოცებითაა მოკვეთილი და მისი არასრული სიმძლავრე 260 მეტრია. მლეთის წყების ქვედა ნაწილისათვის საშუალო და სქელშრეებრივი თიხიანი მერგელებია დამახასიათებელი, რომლებიც ზედა ნაწილში თიხაფიქლებში გადადის. წყებაში თხელი და საშუალოშრეებრივი ნაცრისფერი კარბონატული ქვიშაქვები და ქვიშიანი კირქვები შედარებით ნაკლები რაოდენობით გვხვდება. ხოლო თიხიანი კირქვების 4,5-30 სმ-ის სიმძლავრის შრეები იშვიათობას წარმოადგენს [2].

ვალანჟინური სართული (K₁v) (ედისის წყება). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ედისის წყების ნალექები თანხმობითაა განლაგებული ქვეშ მდებარე მლეთის წყების წარმონაქმნებზე. აღნიშნული წყება თავისი სტრატიგრაფიული დონის მიხედვით ბაცი ფერის მერგელოვანი წყების ქვედა ნაწილს წარმოადგენს. ედისის წყება ლითოლოგიურად ერთგვაროვანი ნაცრისფერი, ქვიშიანი და თიხიანი კირქვებისგანაა წარმოდგენილი, რომლებშიც მერგელების და იშვიათად ქვიშაქვების შუაშრეები გამოერევა. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ედისის წყების ნალექები სხვა ნალექებისგან მკვეთრად განსხვავდება და მიმართებაზე ფაციალურ ცვლილებებს არ განიცდის. ეს ნალექები ზემოთაღნიშნულ ტერიტორიაზე დიდი გავრცელებით არ სარგებლობს. მათი იზოლირებული გამოსავლები ზედაპირზე მხოლოდ მდ. კაწალხევის მარჯვენა ფერდზე, მდ. ლუთხუბის ხეობაში და საორბეს მთის სამხრეთით გუდამაყრის ქედზე

აღინიშნება, სადაც ისინი ანტიკლინური სტრუქტურების გულის ამგები ქანებია. ედისის წყება მიმართებაზე ვალანჟინ-ჰოტრივული ასაკის ბაცი ფერის მერგელოვანი წყების ქვედა ნაწილს ებმის, რომელიც მდ. დიდი ლიახვის აუზშია გამოყოფილი და სტრატიგრაფიული დონითაც მისი შესატყვისია. აღნიშნული ნალექები ჭრილის ზედა ნაწილში თანხმობით და თანდათანობით ბახანის წყების კარბონატულ-ტერიგენულ ფლიშურ ნალექებში გადადის [2].

ჰოტრივული სართულის *ქვედა ქვესართული (K₁h₁)* (ბახანისა და ჟამურის წყებები). საკვლევ ტერიტორიაზე **ბახანის წყება** ფართო გავრცელებით სარგებლობს. ეს ქანები, რომლებიც მრავალრიცხოვან მცირე ნაოჭებშია თავმოყრილი მდ. მაგაწალხევისა და მდ. გომეწრულას დინების ზედა ნაწილში, სოფ. მიგრიაულთას და სოფ. დიხჩოს მიდამოებში, სახარნოს ქედზე, დიხჩამთას და საცხარეს ხეობაში ფართო ზოლის სახითაა წარმოდგენილი. იგი ტერიგენულ-კარბონატული ნალექებითაა წარმოდგენილი და ლითოლოგიური შედგენილობით შესამჩნევად განსხვავდება ზედა იურული და ქვედა ცარცული კარბონატული წყების ნალექებისაგან. მიუხედავად იმისა, რომ ზოგ შემთხვევაში ბახანის წყების ქანები და ქვეშ მდებარე მლეთის წყების ქანები თითქმის ერთგვაროვანია, ბახანის წყებაში თიხიან-ქვიშიანი ტერიგენული მასალის მოჭარბებაა დაფიქსირებული. აღნიშნული ნალექები ნაცრისფერი და მუქი ნაცრისფერი დაფიქლებული მერგელებისაგან, მერგელოვანი თიხებისაგან, იშვიათად თიხაფიქლებისაგან, კვარციან-პლაგიოკლაზიანი და კვარც-ქარსიანი კარბონატული ქვიშაქვებისგან და თიხიან-ქვიშიანი კირქვებისაგანაა წარმოდგენილი. წყების სიმძლავრე 260 მეტრიდან 355 მეტრის ფარგლებში მერყეობს [2].

ჟამურის წყების ნალექები მდ. დიდი ლიახვის აუზიდან მდ. ივრის ხეობამდეა გადაჭიმული, რომლებიც ტერიგენულ და კარბონატულ ფლიშს შორის გარდამავალ წყებად იქნა გამოყოფილი. წყება ლითოლოგიურად მუქი ნაცრისფერი და შავი ფერის თიხაფიქლებითა და მერგელოვანი ფიქლებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ნაცრისფერ წვრილმარცვლოვან, კარბონატულ, კვარციტისებურ ქვიშაქვების შუაშრეებს შეიცავს. მერგელების შუაშრეები ძალიან იშვიათად გვხვდება და ისიც წყების ქვედა ნაწილში. წყების სიმძლავრე 65 მეტრიდან 85 მეტრის ფარგლებში ცვალებადობს [2].

ჰოტრივული სართულის *ზედა ქვესართული* და ბარემული სართული (K₁h₂-br) (ფასანაურის წყება). ჟამურის წყება თანდათანობით მუქი ნაცრისფერი თიხაფიქლების და ნაცრისფერი კვარციანი ქვიშაქვების მორიგეობით იცვლება. წყების სიმძლავრე 500 მეტრს აღწევს. ეს ნალექები ვ. რენგარტენის [7] მიერ დაბა ფასანაურთან ფასანაურის წყების სახელით იქნა გამოყოფილი, სადაც ისინი სინკლინური ნაოჭების აგებულებაში იღებენ მონაწილეობას. გასულ საუკუნეში რიგი მკვლევრებისა ფასანაურის წყებას ორ ნაწილად ყოფდნენ. ქვედა ნაწილი კარბონატული ქვიშაქვებისა და მერგელოვანი ქანების მორიგეობას წარმოადგენდა, რომელიც არაკარბონატული თიხაფიქლების შუაშრეებს შეიცავდა, ხოლო ზედა ნაწილი არაკარბონატული ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების მორიგეობას წარმოადგენდა. უფრო მოგვიანებით კი მკვლევრებმა აღნიშნული წყება სამ ქვეწყებად გაყვეს [2].

აპტური სართული (K₁a) (დგნალის წყება). საკვლევ ტერიტორიაზე დგნალის წყება თანხმობით ადევს ფასანაურის წყებას, რომელიც სინკლინური ნაოჭების ამგები ნალექებისგან შედგება. დგნალის წყების ნალექები ძირითადად თიხაფიქლების და ქვიშაქვების მორიგეობითაა წარმოდგენილი, სადაც ქვიშაქვებს თიხაფიქლების რაოდენობა სჭარბობს. მიუხედავად ამისა, ამ ნალექებში ქვიშაქვები მაინც სახელმძღვანელო ნალექებად ითვლება. ქვიშაქვების საგებში ფლიშური ფიგურები ფასანაურის წყების ქვიშაქვებთან შედარებით

კარგადაა გამოკვეთილი. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში დგნალის წყების სიმძლავრე 450-550 მეტრია, ზოგ ადგილას კი 200-250 მეტრამდე მცირდება [2].

ალბური სართული (K_1al) (ნავთისხევის ანუ პავლეურის წყება). ნავთისხევის წყება თითქმის ყველგან თან სდევს დგნალის წყების გავრცელების არეალს და ყველა ნაოჭის აგებულებაში მონაწილეობს, სადაც კი დგნალის წყების ნალექებია გავრცელებული. წყება ფერადი (მომწვანო, მოყავისფრო და ნაცრისფერი) თიხოვან-მერგელოვანი ფიქლებითა და არგილიტებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ღია ნაცრისფერი სხვადასხვა ზომის მარცვლოვანი კარბონატული ქვიშაქვების და ზოგჯერ წვრილნატეხოვანი კონგლომერატ-ბრექჩიების შუაშრეებს შეიცავს. პირველად ეს ნალექები ვ. რენგარტენის [7] მიერ იქნა გამოყოფილი საქართველოს სამხედრო გზაზე სოფ. პავლეურთან და ამიტომ პავლეურის წყების სახელწოდებითაა ცნობილი, ხოლო ნ. ვასოევიჩმა [8] ანალოგიური წყება მთიან კახეთში ნავთისხევის წყების სახელით გამოყო. შოვი-ფასანაურის ქვეზონაში ნავთისხევის წყების ნალექები ტერიგენულ-კარბონატული ფერადი წარმონაქმნებითაა წარმოდგენილი და შედარებით წვრილმარცვლოვანია, ვიდრე ჟინვალ-გომბორის ქვეზონაში [2].

2.3.2. ზედა ცარცული ნალექები

სენომანური სართულის ქვედა ქვესართული (K_{2s_1}) (უკუღმართის წყება). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში უკუღმართის წყება სხვა წყებებისაგან ადვილი გასარჩევია. იგი ძირითადად სქელ და საშუალოშრეებრივი ქვიშაქვებისაგანაა აგებული, რომლებიც არგილიტებთან, მერგელებთან და თიხაფიქლებთან მორიგეობს. წყება მკვეთრად განსხვავდება როგორც ქვეშ მდებარე ნავთისხევის ფერადი შრეებისაგან, ისე ზემოთ მდებარე ანანურის წყებიდან, რომლებიც კაჟებისა და გაკაჟებული ქანებითაა აგებული. მთიულეთის ქვეზონაში უკუღმართის წყება თანხმობითაა გაწოლილი ნავთისხევის წყებაზე. ამ ნაწილში წყებების ერთმანეთისაგან გამოყოფა გაძნელებულია, რადგან ნავთისხევის წყებების ქანები ხშირად კარგავს მათთვის დამახასიათებელ შეფერილობას. ამ შემთხვევაში მათ შორის საზღვარს პირველი სქელშრეებრივი, უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების გამოჩენისთანავე ატარებენ, რომელთა საგებში დგნალის და ნავთისხევის ქვიშაქვებისთვის დამახასიათებელი ფლიშური ფიგურები კარგად არაა გამოხატული. არღუნ-ჟინვალის ქვეზონაში უკუღმართის წყება უხეში ფაციესითაა წარმოდგენილი. წყება კონგლომერატებით ან კონგლომერატ-ბრექჩიებით იწყება, ხანდახან გვხვდება ლოდბრექჩიებიც. მდინარე არაგვის აუზში, დაბა ანანურთან, უკუღმართის წყებაში გვხვდება კონგლომერატების დასტების და გრაველიტების შუაშრეები [2].

სენომანური სართულის ზედა ქვესართული და ტურონული სართულის ქვედა ქვესართული (K_{2s_2}-t_1) (ანანურის წყება). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ანანურის წყება ყველგან თანხმობით მოსდევს უკუღმართის წყებას და ერთსა და იმავე ადგილებში არის გაშიშვლებული. ანანურის წყების ზედა და ქვედა ნაწილი გაკაჟებული ქანებითაა წარმოდგენილი, ხოლო შუა ნაწილში შავი ფერის კაჟები ან გაკაჟებული ქანები დომინირებს. მთიულეთის ქვეზონაში წყების სიმძლავრე 8-9 მეტრიდან 15-20 მეტრის ფარგლებში მერყეობს. წყების ქვედა დასტა გაკაჟებული მერგელებითა და არგილიტებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ქვიშაქვების შუაშრეებს შეიცავს. ასევე გვხვდება შავი და მოცისფრო ფერის კაჟების შუაშრეებიც. შუა დასტა შავი ფერის კაჟებითაა აგებული, სადაც მოცისფრო-მონაცრისფრო ზოლებრივი კაჟების და შავი გაკაჟებული ფიქლების შუაშრეები გამოერევა. ზედა დასტა გაკაჟებული, სუსტად კარბონატული მერგელებით, ქვიშაქვებითა და ფიქლებითაა აგებული.

დასტის ზედა ნაწილში გაკაჟებული მერგელების და თეთრი ფერის გაკაჟებული პელიტური კირქვების მორიგეობა აღინიშნება, რომელშიდაც თიხა-ფიქლების შუაშრეებიც გამოერევა [2].

ტურონული სართულის ზედა ქვესართული (K$_2$t$_2$) (მარგალიტისკლდის წყება). მარგალიტისკლდის წყება თავისი წითელი შეფერილობით სხვა წყებებისაგან ადვილად გამოსარჩევია. უმეტეს შემთხვევაში მარგალიტის კლდის წყება თანხმობითაა გაწოლილი ანანურის წყების ზედა ნაწილზე. მხოლოდ ერთეულ ადგილებში, განსაკუთრებით ქვედა ფაციალურ ზონაში გვხვდება წყების ტრანსგრესიული განლაგება. მთიულეთის ქვეზონაში წყება მოყავისფრო-წითელი ფერისაა, იშვიათად მომწვანო ნაცრისფერი მარცვლოვანი კირქვების, პელიტომორფული კირქვების, მერგელების და ფიქლების რითმული მორიგეობითაა წარმოდგენილი. არღუნ-ჟინვალის ქვეზონაში მარგალიტისკლდის წყების ნალექები მოყავისფრო-წითელი და მოვარდისფრო კირქვების, მერგელებისა და ფიქლების მორიგეობითაა წარმოდგენილი. ჩრდილო ქვეზონისაგან განსხვავებით, აქ წყების აგებულებაში ქვიშაქვები, მიკრო კონგლომერატები და კონგლომერატები დიდ როლს თამაშობს. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგ ადგილას წითელი კაჟების და ტუფოგენური ქანების შუაშრეებიც ფიქსირდება [6].

კონიაკური და სანტონური სართული (K$_2$kn-St) (ეშმაკისხევის წყება). საკვლევ ტერიტორიაზე ეშმაკისხევის წყება მკვლევრების მიერ ორ ნაწილადაა გაყოფილი. ქვედა ნაწილი კირქვების, მერგელებისა და ფიქლების მორიგეობითაა წარმოდგენილი, რომლებისთვისაც ხშირად ლითოგრაფიული კირქვებია დამახასიათებელი. კირქვები საშუალო და სქელშრეებრივია, მოთეთრო-ნაცრისფერია მომწვანო ელფერით, მკვრივია და ნიჟარისებური მონატეხი ახასიათებს; მათში კარბონატულობა 90-95%-ია. მერგელები შედარებით რბილია, ძირითადად საშუალო და თხელშრეებრივი. თიხები მომწვანო ნაცრისფერია, ზოგ შემთხვევაში – ფურცლოვანი, ისინი ყველგან თხელშრეებრივია. სამხრეთით არღუნ-ჟინვალის ქვეზონაში ეშმაკისხევის წყების ნალექები მხოლოდ ერთეულ ადგილებშია გაშიშვლებული. ადრე ჩატარებული კვლევების მონაცემების მიხედვით მდ. ალეურას აუზსა და სამების მთის მიდამოებში აღნიშნული ნალექები მცირე სინკლინური ნაოჭების გულის ამგები ქანებია. აქ ისინი მარგალიტისკლდის წყების ნალექებზე თანხმობითაა განლაგებული, რომლებიც ლითოგრაფიული კირქვების, მერგელებისა და ფიქლების რითმული მორიგეობითაა წარმოდგენილი. აქვე ქვიშაქვების შუაშრეებიც ფიქსირდება. ქვიშაქვები ზოგ ადგილას მსხვილმარცვლოვან ქვიშაქვებსა და მიკროკონგლომერატებში გადადის. წყების სიმძლავრე 30-40 მეტრს არ აღემატება [6].

კამპანური სართული (K$_2$km) (წითლიანის და ჯორჭოს წყება). აღნიშნული ნალექები ეშმაკისხევის ნალექებისაგან ლითოლოგიურადაც მკვეთრად განსხვავდება. კამპანური ასაკის ნალექები საშუალოშრეებრივი ქვიშიანი კირქვების, მოყავისფრო-წითელი, იისფერი, მომწვანო-ნაცრისფერი მერგელების და მერგელოვანი ფიქლების მორიგეობითაა წარმოდგენილი. ეშმაკისხევის წყების კირქვებთან შედარებით კამპანური ასაკის კირქვები უფრო რბილი და ქვიშიანია, ხშირ შემთხვევაში მოყავისფრო-წითელი შეფერილობით ხასიათდება. ეს ნალექები საქართველოს სამხედრო გზაზე სოფელ წითლიანთანაა კარგად გაშიშვლებული [2].

2.3.3. ზედა ცარცული და ქვედა პალეოგენური ნალექები (K$_2$-E$_1$)

მაასტრიხტული სართული და დანიური სართული (K$_2$m-E$_1$d) (ორბიტოიდებიანი წყება და კვეტერას წყება). გასულ საუკუნეში ვ. რენგარტენმა [7] საქართველოს სამხედრო გზაზე ორბიტოიდებიანი წყება მაასტრიხტულ ასაკად დაათარიღა. მოგვიანებით ნ. ვასოევიჩმა [8]

ორბიტოიდებიანი წყება ცალკე წყებად გამოყო კახეთის ქედზე და სამაჩაბლოს ტერიტორიაზე. ალევი-ჟინვალის ქვეზონაში დანიური სართულის ნალექები მხოლოდ მდ. არყალას ხეობასა და დაბა ჟინვალის მიდამოებშია დაფიქსირებული. დაბა ჟინვალის მიდამოებში დანიური ასაკის ნალექები მუქი ნაცრისფერი არგილიტებისა და მერგელების მორიგეობითაა წარმოდგენილი, რომლებიც შავი კაჟების შუაშრეებს და ლინზებს შეიცავს. წყების ზედა ნაწილში წვრილნატეხოვანი ბრექჩიები და კონგლომერატებია დაფიქსირებული. აქ წყების სიმძლავრე 50-60 მეტრია [2].

2.4. პალეოგენური სისტემა

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში პალეოგენური ნალექები თიანეთი-საძეგურის და არღუნ-ჟინვალის ქვეზონებში ფლიშური ნალექებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც, პირველ რიგში, მსხვილი სინკლინური სტრუქტურების ამგები ქანებია. ეს ნალექები მკვლევარებს შახვეტილას (პალეოცენი და ქვედაეოცენი), ქვაკვერის (შუაეოცენი) და იღდოყანის (ზედაეოცენი), წყებებადაა დაყოფილი. არღუნ-ჟინვალის ქვეზონაში მხოლოდ ზედაეოცენური ნალექებია გავრცელებული, რომლებიც უხეში ფლიშითაა წარმოდგენილი. სამხრეთით ქსანი-არყალას ქვეზონის ფარგლებში შუა და ზედაეოცენური ნალექების გამოსავლებიც აღინიშნება. აღნიშნული ნალექები შუა იურულ წარმონაქმნებზეა ტრანსგრესიულად გაწოლილი და ზემოდან ოლიგოცენ-ქვედა მიოცენური (მაიკოპის წყება) ნალექებითაა გადაფარული.

2.4.1. პალეოცენური და ქვედა ეოცენური ნალექები (E_1-E_1^2) (შახვეტილას წყება).

შახვეტილას წყება მუქი ნაცრისფერი-მომწვანო ფერის წვრილ და საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვების, ქვიშიანი კირქვების, თიხაფიქლების და მერგელოვანი თიხების მორიგეობითაა წარმოდგენილი, რომლებშიც გაკაჟებული ქვიშიანი კირქვების შუაშრეები შეინიშნება. მდ. არაგვსა და მდ. ქსანს შორის შახვეტილას წყების ნალექები საძეგურის სინკლინის ორივე ფრთაზე კარგადაა გამოხატული. აღმოსავლეთით კი მდ. არაგვის მარცხენა ფერდზე სინკლინის სამხრეთი ფრთის ამგები ქანებია, ხოლო ნაოჭის ჩრდილო ფრთა პავლეურის შეცოცების მიერაა მოკვეთილი. სოფ. ავენისიდან აღმოსავლეთი მიმართულებით აღნიშნული ნალექები რამდენიმე ნაოჭის აგებულებაში იღებს მონაწილეობას. შახვეტილას წყება იწყება კონგლომერატებით, რომლებიც რიფული კირქვების, ქვიშაქვების, იშვიათად პორფირიტების და ცარცული ასაკის ფლიშური ნალექების, წითელი და ლითოგრაფიული კირქვების, შავი ფერის კაჟების და სხვა ქანების ქვარგვალებითაა აგებული. მდინარე საკანაფისხევის ხეობაში შახვეტილას წყება ბაზალური ფუძის კონგლომერატებით საბუეს წყებაზე ტრანსგრესულადაა გაწოლილი. აქ კონგლომერატების სიმძლავრე 4-5 მეტრია. შახვეტილას წყების საერთო სიმძლავრე 200-215 მეტრს შეადგენს [2].

2.4.2. შუა ეოცენური ნალექები (E_2^2) (ქვაკვერის წყება).

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ქვაკვერის წყების ნალექებითაა აგებული საძეგურის, დოლოშის და შაშუკაანთკარის სინკლინური სტრუქტურების ფრთები. წყება მუქინაცრისფერი და მომწვანო-ნაცრისფერი მერგელების, თიხაფიქლების და ქვიშაქვების მორიგეობითაა წარმოდგენილი. შუა ეოცენური ნალექები დაბა ჟინვალის მიდამოებში, მდ. არაგვის მარჯვენა

შენაკადების დინების ზედა ნაწილშია გაშიშვლებული. აქ სორის წყებაზე ბაზალურ კონგლომერატებთან ერთად ქვიშაქვები და ქვიშიანი კირქვები ტრანსგრესიულადაა დალექილი, რომლებიც მსხვილი ნუმულიტების მრავალრიცხოვან განამარხებულ ფორმებს შეიცავს. შუა ეოცენური ნალექების სიმძლავრე ჭრილში 20 მეტრს არ აღემატება [2].

2.4.3. ზედა ეოცენური ნალექები (E_2^3).

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ზედა ეოცენური ნალექები ცარცულ და ქვედა პალეოგენურ ნალექებთან შედარებით მკვეთრ ფაციალურ ცვლილებებს განიცდის. თიანეთი-საძეგურის ქვეზონაში ზედა ეოცენი ტიპიური ფლიშური ნალექებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც თითქმის ყველა მსხვილი სინკლინური სტრუქტურების გულის ამგები ქანებია. არღუნ-ჟინვალის ქვეზონაში ზედა ეოცენი უხეში ფლიშური ნალექებითა და კონგლომერატებითაა წარმოდგენილი. ქსანი-არყალას ქვეზონაში ზედაეოცენი ქვიშაქვიან-თიხიანი ნალექებითაა წარმოდგენილი.

საძეგური-თიანეთის ქვეზონის ზედა ეოცენური ნალექები (E_2^3) (ილდოყანის წყება). აღნიშნულ ქვეზონაში ილდოყანის წყება მერგელების, ფიქლებრივი თიხების და ქვიშაქვების მორიგეობითაა წარმოდგენილი. თიხები და მერგელები მუქი ნაცრისფერია, ზოგჯერ შავიფერისაა და ბითუმინიზირებულია. ქვიშაქვები ძირითადად კარბონატულია, საგებში ფლიშური ფიგურების არსებობა აღინიშნება. წყება თითქმის ყველგან კონგლომერატებით იწყება, რომელიც პორფირიტების, კვარც-არკოზული ქვიშაქვების, რიფული კირქვების, შავი კაჟებისა და სხვა ქანების ქვარგვალებითაა აგებული. წყების სიმძლავრე რამდენიმე ათეული მეტრიდან 250-300 მეტრის ფარგლებში მერყეობს. ილდოყანის წყება შუა ეოცენური ნალექების სხვადასხვა ჰორიზონტზე ტრანსგრესიულადაა დალექილი [2].

არღუნ-ჟინვალის ქვეზონის ზედაეოცენური ნალექები (E_2^3) (უხეში ფლიში). არღუნ-ჟინვალის ქვეზონის ჩრდილო ნაწილში უხეში ფლიშის ნალექები მდ. დიდი ჯახას ხეობაშია დაფიქსირებული, სადაც ცარცულ ფლიშურ ნალექებზე უთანხმოდაა განლაგებული ლოდბრექჩიების შრეები, რომლებიც ძირითადად ბაიოსური პორფირიტული წყების ქანებითაა აგებული, სადაც თითოეული ლოდის დიამეტრი 10-12 მეტრს აღწევს. ლოდბრექჩიებში ასევე გვხვდება ზედა იურული ასაკის რიფული კირქვებისა და ქვიშაქვების, ცარცული ფლიშის წითელი კირქვების, ლითოგრაფიული კირქვების, შავი კაჟების, მიკროკონგლომერატების, რომლებიც ორბიტოიდების ფაუნას შეიცავს და სხვათა ლოდები. ლოდბრექჩიების სიმძლავრე 150 მეტრია. სამხრეთით, სადაც ფლიშური ნალექები ფრონტალური გავრცელებით სარგებლობს, ზედა ეოცენური უხეში ფლიში მდ. ქსნიდან აღმოსავლეთით მდ. არაგვის აუზამდე თითქმის უწყვეტ ზოლად გაედევნება [6].

2.4.4. ზედა ეოცენური და ოლიგოცენური ნალექები (E_2^3-E_3) (ყინთის წყება)

ყინთის წყების ნალექები თბილისი-თიანეთის საავტომობილო გზის სიახლოვეს სოფ. ჩეკურაანთგორის სამხრეთით და ერწოს დაბლობის ჩრდილოეთითაა გაშიშვლებული. აქ ეს ნალექები მკვეთრი კუთხური უთანხმოებით არის განფენილი ქვედა ცარცულ აპტ-ალბურ და ზედა ცარცულ-სენომანურ წყებებზე, სადაც ბაზალური კონგლომერატები პორფირიტების, ქვიშაქვების, გრანიტების და სხვა ქანების კარგად დამუშავებული ქვარგვალებითაა აგებული. წყების აგებულებაში გარდა ქვიშაქვებისა და თიხებისა მონაწილეობას იღებს მერგელების

ლინზისებური შუაშრეები. იშვიათად გვხვდება მკვრივი წვრილმარცვლოვანი კარბონატული ქვიშაქვების სეპტარიები.

ქსანი-არყალას ზედა ეოცენური და ოლიგოცენური ნალექები (E_2^3-E_3). ქსანი-არყალას ქვეზონაში, მდ. ქსნის აუზიდან მდ. არაგვის აუზამდე უწყვეტ ზოლად გავრცელებული ქვიშაქვიან-თიხიანი ნალექები ძირითადად აალენური და ბაიოსურია, ხოლო აღმოსავლეთით ისინი შუა ეოცენურ ნუმულიტებიან კირქვებზე ტრანსგრესიულადაა განლაგებული. ზედა ეოცენური ნალექები თითქმის ყველგან კონგლომერატებით იწყება. კონგლომერატები კვარც-არკოზული ქვიშაქვების, პორფირიტების და ტუფების კარგად დამუშავებული ქვარგვალებითაა აგებული. გვხვდება ასევე რიფული კირქვების, გრანიტების და სხვა კრისტალური ქანების ქვარგვალებიც. მათ ზემოდან მოყვება თხელი და საშუალოშრეებრივი ქვიშაქვებისა და თიხების მორიგეობა მერგელებისა და კირქვების შუაშრეებით. ხშირად გვხვდება მიკროკონგლომერატების, ხოლო იშვიათად, წვრილ და საშუალოკენჭოვანი კონგლომერატების შუაშრეები. ზედა ეოცენური უხეში ფლიშის ნალექების სიმძლავრე 2500 მეტრია [2].

2.4.5. ოლიგოცენური და ქვედა მიოცენური ნალექები (E_3-N_1^1) (მაიკოპის წყება).

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში მაიკოპის სერიის ნალექები ქსანი-არყალას ტექტონიკურ ფანჯარაში რამდენიმე სინკლინური სტრუქტურის ამგები ქანებია. საქართველოს ბელტის აღმოსავლეთ დაძირვის ზონაში, ორხევის შეცოცების გასწვრივ, მათი ზედაპირზე გამოსავლები რთული ტექტონიკური აშლილობის შედეგად წყვეტილი სახითაა წარმოდგენილი. მაიკოპის სერიის გავრცელების არეალში ხშირადაა განვითარებული მძლავრი მეწყრული სხეულები, რაც ხელს უშლის წყების სრული ჭრილის შედგენას და რეალური სიმძლავრის დადგენას. მკვლევრების დიდი ნაწილი მაიკოპის სერიას ორ ნაწილად ყოფს: ქვედა-ქვიშაქვიანი და ზედა-თიხოვანი. მათი აზრით, ქვიშაქვებიანი წყება ქვედა და შუა ოლიგოცენად, ხოლო თიხოვანი – ზედა ოლიგოცენ-ქვედა მიოცენადაა მიჩნეული. მაიკოპის სერიის სიმძლავრეები, სხვადასხვა მკვლევრების მოსაზრებების მიხედვით, ძალზედ განსხვავებული და სხვადასხვაგვარია. მკვლევრების გარკვეული ნაწილი მაიკოპის სერიის სიმძლავრედ 600 მეტრს მიიჩნევს, ზოგის აზრით, მისი სიმძლავრე 438 მეტრია, ხოლო რიგი მკვლევრებისა მაიკოპის სერიის სიმძლავრედ 315 მეტრს მიიჩნევს [2]. მაიკოპის სერიის ქვედა ნაწილი საშუალო და სქელშრეებრივი ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც თხელ და საშუალოშრეებრივ, მოყავისფრო და მოყვითალო ფერის თიხების შუაშრეებს შეიცავს. თიხების დასტებში კი თხელშრეებრივი, საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი კვარციანი ქვიშაქვები გვხვდება, რომლებიც ზოგ შემთხვევაში მიკროკონგლომერატებში გადადის. აგრეთვე გვხვდება კონგლომერატების შუაშრეები და ლინზებიც, რომელთა ქვარგვალები ძირითადად ცარცული ფლიშის ქვარგვალებისგანაა წარმოდგენილი. მაიკოპის სერიის ქვედა ნაწილის სიმძლავრე 120-140 მეტრია. მაიკოპის სერიის ზედა ნაწილი მუქი ნაცრისფერი, მოყავისფრო და შოკოლადისფერი თხელშრეებრივი თიხებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ქვიშაქვების თხელ შუაშრეებს შეიცავს და რომლებშიც იაროზიტის რაოდენობაა მომატებული. თიხები ძირითადად არაკარბონატულია, ზოგ ნაწილში – კარბონატული, იშვიათად მუქი ყვითელი მერგელებიც გვხვდება. მაიკოპის სერიის ზედა ნაწილის სიმძლავრე 200 მეტრამდეა. დუშეთის ტერიტორიაზე მაიკოპის სერიის ასაკი შუა და ზედა ოლიგოცენადაა განსაზღვრული. მაიკოპის სერიის ქვედა ნაწილში მუქინაცრისფერი სუსტადკარბონატული თიხების 25-30 მეტრის სიმძლავრის დასტა გამოიყოფა, რომელიც ქვედა ოლიგოცენურ ასაკად არის დათარიღებული.

თიხების ამ დასტას და ქვედა ნაწილის უმეტესობას ა. ლალიევი [9] ზედა ეოცენურ ასაკს აკუთვნებს, ხოლო მაიკოპის სერიის ნალექებს მთლიანობაში იგი ოლიგოცენ-ქვედამიოცენის ინტერვალში განიხილავს.

2.5. ნეოგენური სისტემა

2.5.1. სარმატული სართული

სარმატული სართულის ქვედა ქვესართული (N_1S_1). საკვლევ ტერიტორიაზე სარმატული სართულის ქვედა ქვესართული სოფ. არღუნის აღმოსავლეთითაა გაშიშვლებული და მდ. ფოთეს ხეობამდე ვრცელდება.

სარმატული სართულის შუა ქვესართული (N_1S_2). შუა სარმატული ნალექები მდ. ქსნის აუზიდან მდ. ივრის აუზამდე ფართო ზოლის სახითაა გავრცელებული. მათი ნაწილი ჩრდილოეთიდან შეცოცებული ცარცულ-პალეოგენური და შუა მიოცენური წარმონაქმნებითაა გადაფარული, ხოლო თავის მხრივ, შუა სარმატული ნალექები დუშეთის წყების კონგლომერატებზეა შეცოცებული. ჰორიზონტის საერთო სიმძლავრე 711 მეტრია [2].

სარმატული სართულის ზედა ქვესართული (N_1s_3) (ნაცხორის წყება) საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში კონტინენტური ქვიშაქვიან-თიხიანი ნალექებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც უშუალოდ შუა სარმატულ ნალექებზეა განლაგებული და ტრანსგრესიულადაა გადაფარული აღჩაგილ-აფშერონული კონგლომერატებით. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ნაცხორის წყება კონგლომერატების, ქვიშაქვებისა და თიხების მორიგეობითაა აგებული, სადაც თიხები ნაცრისფერი, ღია ნაცრისფერი, ზოგჯერ კი მოყვითალო-ნაცრისფერი და მურა-მოწითალო ფერისაა. კონგლომერატები ძირითადად ზედა ცარცული ფლიშის კირქვების, იშვიათად პორფირიტების, ქვიშაქვების, კაჟების და სხვა ქანების კარგად შეცემენტებული ქვარგვალებისაგანაა აგებული. ერწოს დეპრესიის ჩრდილო ბორტთან, ნაცხორის წყების სიმძლავრე 150-200 მეტრს არ აღემატება, ქართლის დეპრესიის სხვა რაიონებში – 1500 მეტრს აღწევს, ხოლო გრომი-ბერშუეთის რაიონში – 3000 მეტრია. ერწოს დეპრესიის ჩრდილო ბორტზე ნაცხორის წყების სიმძლავრის ასეთი მნიშვნელოვანი სიმცირე აღჩაგილ-აფშერონული ტრანსგრესიით უნდა იყოს გამოწვეული [2].

2.5.2. მეოტური და პონტური სართულები (N_1^3m-p) (დუშეთის წყება).

საკვლევი ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში გავრცელებულია ზღვიურ-კონტინენტური ნალექები, რომლებიც ქვიშიანი თიხების, თიხნარებისა და ქვიშაქვების შუაშრეების შემცველი კონგლომერატების მძლავრი დასტითაა წარმოდგენილი. აღნიშნული წყების სრული ჭრილის დახასიათება ტერიტორიის ფარგლებში იმის გამო ვერ ხერხდება, რომ ჩრდილოეთიდან დუშეთის წყებაზე სარმატული და შუა ეოცენური ნალექებია შეცოცებული, ხოლო სამხრეთით ამ ნალექების გავრცელება საკვლევი ტერიტორიის საზღვრებს სცილდება. დუშეთის წყების ნალექები ნაცხორის წყების ზღვიურ-კონტინენტურ ნალექებზეა დალექილი და დ. ბულეიშვილის [10] მონაცემების მიხედვით, ორ ნაწილადაა გაყოფილი. ქვედა ნაწილი კონგლომერატებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც წვრილკენჭოვანი, კარგად დახარისხებული და ძლიერ შეცემენტებულია. დუშეთის წყების სიმძლავრე 600-700 მეტრს შეადგენს.

2.6. მეოთხეული სისტემა

საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილო ნაწილი კავკასიონის მთავარი ქედის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდობებს მოიცავს, რომლებიც ციცაბოდ დახრილი ფერდობებიანი მაღალმთიანი რელიეფითაა წარმოდგენილი ღრმად ჩაჭრილი და გაშლილი ტროგული და მყინვარული ეროზიული ხეობებით. ტერიტორიის ამ ნაწილში მორფოლოგიურ ფორმებს, ტექტონიკური, გლაციალური და ეროზიულ-აკუმულაციური პროცესები ქმნის. ტექტონიკურ-ეროზიული რელიეფის ძირითადი ფონი მყინვარული, ვულკანური, გრავიტაციული და ნაწილობრივ კარსტული წარმოშობის ფორმებითაა გართულებული. რეგიონში მეოთხეული ნალექების წარმონაქმნის ხელშემწყობი ფაქტორებია აქ გაბატონებული მკაცრი კლიმატური პირობები და ამგებ ქანებზე ფიზიკური და სხვა სახის გამოფიტვის აგენტების ინტენსიური ზემოქმედება. მეოთხეული ნალექები ძირითადად ალუვიური, დელუვიური, პროლუვიური, კოლუვიური, კოლუვიურ-სოლიფლუქციური, ფლუვიოგლაციალური და გლაციალური ნალექებითაა წარმოდგენილი. მათ შორის ჭარბობს დელუვიური ნალექები, რომლებიც ტერიტორიის ფარგლებში შლეიფების სახითაა გავრცელებული. ქედებისა და მთების ციცაბოდ დახრილ კალთებზე აკუმულირებული მასალა კოლუვიური ნალექებითაა წარმოდგენილი, ხოლო მთის ფერდობების ძირებში მდინარეების კალაპოტების მიმდებარედ დელუვიურ-პროლუვიური ნალექებია გავრცელებული. რეგიონის მაღალმთიან ნაწილში, რომლის ქედების კლდოვანი თხემები ფიქლებითა და ქვიშაქვებითაა აგებული, ჭარბობს კოლუვიური ნალექები. მდინარის ხეობებს, რომელთაც ვარცლისებური ფორმები ახასიათებს, მათი ფერდობები სხვადასხვა ქანების მორენული და სუსტად დამუშავებული ნატეხოვანი მასალით წარმოდგენილი ფლუვიო-გლაციალური ნალექებითაა აგებული [2; 6].

ალუვიური ნალექები (aQ). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ალუვიური ნალექებითაა აგებული მთავარი მდინარეების – თერგის, არაგვის, არღუნისა და ანდაქის და მათი მსხვილი შენაკადების კალაპოტები, ჭალები და ჭალისზედა ტერასები, სადაც ისინი როგორც ვულკანური წარმონაქმნების, ისე დანალექი ქანების კარგად დამუშავებული მსხვილი კაჭარ-კენჭნარით, ხრეშის, ქვიშის და ქვიშნარის შემავსებლებითაა წარმოდგენილი [2; 6].

ალუვიურ-პროლუვიური ნალექები (apQ). აღნიშნული ტიპის ნალექები მდინარისპირა აუზებში, ძირითადად ალუვიური ნალექების კარგად დამუშავებული ქვარგვალების და პროლუვიური ნალექების ცუდად დამუშავებული მასალის ნაზავითაა წარმოდგენილი. ეს ნალექები ქვიშაქვების, თიხაფიქლების, კირქვების, კვარცის, იშვიათად, მაგმური ქანების, კაჭარ-კენჭნარის, ხვინჭის, ქვიშა-ხრეშის და ნატეხოვანი დაუხარისხებელი მასალითაა აგებული. მათი შედარებით მძლავრი დანაგროვები მდინარეთა გაშლილ ხეობებშია თავმოყრილი, რომელთაც ფართო ტერასები ახასიათებს იქ, სადაც მდინარეებს მრავალრიცხოვანი მცირე და მშრალი ხევები უერთდება. ამ ხევებში განვითარებული ღვარცოფული ნაკადების მიერ ჩამოტანილი კოლუვიური მასალის აღრევა ხდება ალუვიურ ნალექებში და წარმოიქმნება მძლავრი ალუვიურ-პროლუვიური დანაგროვები.

ალუვიურ-პროლუვიური ნალექები, რომლებიც მდინარეების – თერგის, სნოსწყლის, ასას, ხევსურეთის არაგვის, ფშავის არაგვის, ანდაქისა და არღუნის მეორეხარისხოვან ხეობებშია განვითარებული, ძლიერ განსხვავდება ძირითად ხეობებში განვითარებული ალუვიურ-პროლუვიური ნალექებისაგან და წარმოდგენილია შედარებით ცუდად დამუშავებული და ცუდად დახარისხებული უხეშმარცვლოვანი მასალით [2; 6].

პროლუვიური ნალექები (pQ). პროლუვიური ნალექები საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ძირითადად მცირე შენაკადების და მშრალი ხევების კალაპოტებში სატრანზიტო ზონებშია თავმოყრილი და ღვარცოფული ნაკადების გავლის პერიოდში კატასტროფულ გამონატანებს ქმნის. ხოლო მთავარი მდინარეებისა და მათი დიდი შენაკადების ხეობებში ამ ნალექებით როგორც ჭალისპირა, ისე სხვა დონეებზე არსებული ტერასებია გადაფარული, სადაც ისინი შლეიფების და მძლავრი გამოზიდვის კონუსების სახითაა წარმოდგენილი.

აღნიშნული ნალექები დიდი რაოდენობითაა დაგროვილი მდ. თერგის მარცხენა შენაკადის მდ. დევდორაკის (ამალი) ხეობის ტრანზიტულ ზონაში, სადაც 2014 წლის 17 მაისს განვითარებული კლდეზვავური ტიპის მეწყრის შედეგად წარმოქმნილი ღვარცოფული ნაკადის გავლას კატასტროფული შედეგი მოყვა. მდ. დევდორაკის (ამალი) და მდ. თერგის შესართავთან უცაბედად მოვარდნილმა ღვარცოფულმა ნაკადმა, რომელმაც ჩამოიტანა უამრავი ქვა-ტალახოვანი მასა, გადაკეტა და შეაგუბა მდ. თერგი. საგრძნობლად დააზიანა და საექსპლოატაციოდ უვარგისი გახადა ლარსის სასაზღვრო გამშვებ პუნქტთან დამაკავშირებელი საავტომობილო გზის დიდი მონაკვეთი, იყო ადამიანთა მსხვერპლი, დაიტბორა და მწყობრიდან გამოვიდა აქ არსებული სხვადასხვა ინფრასტრუქტურული ობიექტები [2].

დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები (dpQ). საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში აღნიშნული ნალექები ფართო გავრცელებით სარგებლობს, რომლებიც ზედა მეოთხეული (QIII-IV) და თანამედროვე (Q_{IV}) ნალექებითაა წარმოდგენილი. ეს ნალექები მდინარეების აუზებში, ძირითადად ხეობების ფერდობებსა და მათ კალთებზეა გავრცელებული. ისინი ღორღოვანი და ქვიშანარევი მასალის უსტრუქტურო წარმონაქმნებია, რომლებიც ფერდობების ზედა ნაწილიდან წვიმის წყლისა და თოვლის დნობის შედეგად წარმოქმნილი ღვარების მიერ გადარეცხილი მასალის პროდუქტს წარმოადგენს [2; 6].

კოლუვიურ-დელუვიური ნალექები (cdQ_{IV}). აღნიშნული ტიპის ნალექებით მდინარეების ხეობების ფერდობებია დაფარული, რომლებიც ზოგ შემთხვევაში მდინარეებს კეტავს და იწვევს კალაპოტების მიგრაციას. ეს ნალექები ძირითადად ცუდად დახარისხებული და სუსტად დამუშავებული ნატეხოვანი მასალითაა წარმოდგენილი, რომლებიც თიხა-ქვიშნარითაა შეცემენტებული [2; 6].

კოლუვიური ნალექები (cQ). კოლუვიური ნალექები მთის ფერდობების მიმდებარე ტერიტორიებზე და მდინარეთა ხეობების ფერდობების გასწვრივ აღინიშნება, რომელთა მძლავრი დანაგროვები ქედების ძირში გვხვდება. იმ ადგილებში, სადაც მკვრივი ქანებით აგებული ციცაბოდ დახრილი ფერდობებია, კოლუვიური წარმონაქმნები ფერდობების ძირში მსხვილნატეხოვან დანაგროვებს ქმნიან. ხოლო რბილი ქანებით აგებული ფერდობებიდან ჩამოცვენილი ნატეხოვანი მასალა ფართო შლეიფების სახითაა წარმოდგენილი.

საკვლევი ტერიტორიის იმ ნაწილში, სადაც მერგელოვან-კირქვიანი და კარბონატული ქანებია გავრცელებული, კოლუვიური ნალექები კირქვების, მერგელების, თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების ნატეხოვანი მასალითაა წარმოდგენილი. იქ, სადაც ვულკანური წარმონაქმნებია გავრცელებული, კოლუვიური ნალექები ანდეზიტების, ბაზალტების, დაციტებისა და სხვა მსხვილნატეხოვანი მასალითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ხეობების ფერდობებს ფარავს, ხოლო ხეობების კალაპოტში ხშირ შემთხვევაში ხეობების გადაკეტვას იწვევს [2; 6].

ფლუვიოგლაციალური ნალექები. ზედა მეოთხეული და თანამედროვე (Q_{III-IV}) ფლუვიო-გლაციალური ნალექები დაუხარისხებელი ქვარგვალებით, ქვიშითა და მონაცრისფრო-მოყავისფრო-მოყვითალო ფერის თიხებითაა წარმოდგენილი [2; 6].

გლაციალური ნალექები. ამ ტიპის ნალექები მორენული და მყინვარული ფორმებითაა წარმოდგენილი. თანამედროვე (Q_{IV}) გლაციალური ნალექები ჩვენს საკვლევ ტერიტორიაზე ზღვის დონიდან 2500-3300 მეტრის სიმაღლეებზეა გავრცელებული. თანამედროვე გლაციალური ნალექების მორენები ზედა მეოთხეულ – თანამედროვე (QIII-IV) მორენებისგან განსხვავებით ძირითადად ფიქლების და ქვიშაქვების ნატეხოვანი ჩანართებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ღორღოვან, ქვიშიან და პუდრისებურ მასალასთან ერთადაა გადაზელილი. აღნიშნული ნალექები ფართო გავრცელებით სარგებლობს მდ. ჩხერისა და მდ. ხდესწყლის (ბროლის წყალი) ხეობებში, მდ. ამალისა და მდ. აბანოს დინებების ზედა ნაწილებში, კორას, ჩროლის, ტანიეს და ჭაუხის მთების მიდამოებში [2].

2.7. მაგმური ქანები

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში მაგმური ქანები წარმოდგენილია ზედა პალეოზოური გრანიტოიდებით ($\square Pz_3^2$), იურული გაბროდიორიტებით, პლიოცენური სუბვულკანური ბაზალტებით, მეოთხეული ასაკის გრანიტპორფირებითა და სუბაერული ანდეზიტების, დაციტებისა და ანდეზიტ-დაციტების ლავებით (aLQ). ზედა პალეოზოური გრანიტოიდები ($\square Pz_3^2$) გავრცელებულია რეგიონის ჩრდილო ნაწილში, მდინარეების თერგის, დარიალის, ხდესწყლისა (ბროლის წყალი) და თარგმისწყლის ხეობებში და წარმოდგენილია სამი დამოუკიდებელი სხეულის სახით: დარიალის, გველეთისა და თარგმის მასივებით. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში, განსაკუთრებით, ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში ხშირად გვხვდება იურული ასაკის დიაბაზური ფორმაციის ინტრუზიული და ეფუზიური შრეთაშორისი წარმონაქმნები [2].

მეოთხეული ასაკის ვულკანოგენები (aLQ). კავკასიონის ნაოჭა ზონაში, ხანგრძლივი შესვენების შემდეგ, სუბაერალური ეფუზიური ვულკანიზმი გვიან პალეოზოურში ჩნდება და ჰოლოცენამდე გრძელდება. ვულკანიზმის წარმოქმნა დაკავშირებულია კავკასიონის მთავარი ქედის მნიშვნელოვან ცენტრალურ აზევებასთან და ტექტონიკურად ძლიერ აშლილ უბნებთან, სადაც ამომყვანი ყელის ცენტრები უმეტეს შემთხვევაში ანტიკლინურ სტრუქტურებთანაა დაკავშირებული. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში უახლესი ვულკანიზმი კავკასიონის დანაოჭების გვიანდელ ეტაპზე აქტიურდება. ვულკანური ამომყვანი ყელის ცენტრები ძირითადად მდ. თერგის შენაკადების სათავეებში, კავკასიონის მთავარი ქედის წყალგამყოფსა და მის ორივე ფერდზეა თავმოყრილი. გარდა ამისა, ვულკანური წარმონაქმნების ცალკეული ჯგუფები წითელის და კაბარჯინას მთების ტერიტორიებს მოიცავს [2].

კაბარჯინას ვულკანიზმი. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში გავრცელებულ მრავალრიცხოვან ეფუზიურ ლავებს შორის კაბარჯინას ვულკანური მასივი ყველაზე რთული და საინტერესო წარმონაქმნია. დღეისათვის კაბარჯინას ვულკანი ძლიერ დანაწევრებულია და საკმაოდ ღრმა ხეობებითაა ჩაჭრილი. განსაკუთრებულად ციცაბო და ვერტიკალურია მისი დასავლური და ჩრდილო ფერდები, ხოლო დამრეცი და სუსტად დანაწევრებულია მისი სამხრეთი ფერდი, რომლის ზედაპირიც მეოთხეული საფარითაა გადაფარული [2].

ყაზბეგის ვულკანური მასივი. ყაზბეგის ვულკანური წარმონაქმნები ხოხის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე მდ. თერგის შენაკადებშია გავრცელებული. მასივი მთავარი ქედის ჩრდილოეთით მდებარეობს. ყაზბეგის ვულკანური წარმონაქმნების აგებულებაში ლავების გარდა ქვედა იურული ასაკის ფიქლებიან-ქვიშაქვებიანი ნალექებიც მონაწილეობს, რომლებიც მძლავრ ფუნდამენტს ქმნის. ჰიფსომეტრიულად მაღალ ნიშნულზე, ლავური ნაკადების

გამოსავლები ძნელად მისადგომ ადგილებშია გაშიშვლებული, სადაც ისინი მყინვარებს შორისაა მოქცეული. მთავარი სიმაღლიდან (5054 მ) ლავური ნაკადები ყველა მიმართულებითაა გავრცელებული, რომლებიც ადრინდელი, უსწორმასწორო რელიეფის გამო მდინარე თერგის ხეობაში ეშვება. შედგენილობით აღნიშნული ლავური ნაკადები ძირითადად ანდეზიტურ-დაციტურია. ლავური ნაკადებიდან ჩვენი საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ხვდება ჩაჩხოხის, ხრეთის, ცდოს, ჩხერის, არშის, ფანშეტისა და მნადონის ლავური ნაკადები [2].

ლიტერატურა:

[1] გამყრელიძე ე.პ. (2004). საქართველოს ტერიტორიის ტექტონიკური დანაწევრების სქემა, თბილისი;

[2] გარემოს ეროვნული სააგენტო (2018). ყაზბეგის და დარიალის ფურცლების (K-38-XV და IX) გეოლოგიური ანგარიში, მასშტაბი 1:200 000 (ტომი I). საქართველოს გარემოს დაცვისა და სოფლის მეურნეობის სამინისტრო, სსიპ გარემოს ეროვნული სააგენტო, გეოლოგიის დეპარტამენტი, 179 გვერდი;

[3] ჩიხრაძე გ.ა. (1979). კავკასიონის დიდი წყალგამყოფი ქედის სამხრეთ ფერდობების ქვედა და შუა იურული ნალექების ლითოლოგია, ახალი სერია №62. გამომცემლობა „მეცნიერება“. თბილისი, 1979 წ;

[4] ჩიხრაძე გ.ა. (1981). კავკასიონის დიდი წყალგამყოფი ქედის სამხრეთი ფერდობის ქვედა და შუა იურული ასაკის ნალექების ლითოლოგიური თავისებურებები, ახალი სერია, გამომც. „მეცნიერება“, თბილისი, 1981;

[5] გამყრელიძე ე.პ. (1970). მდ. ქსნის ხეობის ტექტონიკური სარკმელი, ტომი 59, პარაგრაფი №3, 1970;

[6] გარემოს ეროვნული სააგენტო (2021). კახეთის მხარის ტოპოფურცლების: ახმეტის K-38-XVI, ყვარლის K-38-XVII და მახისმაღალის K-38-X გეოლოგიური ანგარიში, მასშტაბი 1:200 000, საქართველოს გარემოს დაცვისა და სოფლის მეურნეობის სამინისტრო, სსიპ გარემოს ეროვნული სააგენტო, გეოლოგიის დეპარტამენტი, 151 გვერდი;

[7] რენტგარტენი ვ.პ. (1932). საქართველოს სამხედრო გზის გეოლოგიური ანგარიში, 148 გვერდი, თბილისი;

[8] ვასოევიჩი ნ.ბ. (1940). აღმოსავლეთ ამიერკავკასიის დიდი ტექტონიკურ ნაფენები. ტომი XIX, №2,3, 1940;

[9] ლალიევი ა.გ. (1964). საქართველოს მაიკოპის წყება, გამომცემლობა „ნედრა“;

[10] ბულეიშვილი დ.ა. (1960). აღმოსავლეთ საქართველოს მთათაშორისი აუზის გეოლოგია და ნავთობისა და გაზის შემცველობა, 1960 წ.

თავი 3

საშიში გეოლოგიური მოვლენები

საკვლევი არეალის ფარგლებში სტიქიურ გეოლოგიურ პროცესებს შორის, განვითარების მასშტაბებით და მათგან მოსახლეობისა და ინფრასტრუქტურული ობიექტებისადმი მიყენებული მატერიალური ზიანის მიხედვით, განმსაზღვრელ დომინანტურ ადგილს იკავებს მეწყრები, ღვარცოფები, კლდეზვავები, ქვათაცვენები და მდინარეთა ნაპირების გარეცხვა.

3.1. მეწყრულ-გრავიტაციული და ღვარცოფული პროცესები

საკვლევ არეალში წარმოშობის მიხედვით გვხვდება შემდეგი ჯგუფის მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესები:

სანაპირო (ბაზისური) მეწყრები – მათი წარმოქმნა-განვითარებისა და პროგნოზის განმსაზღვრელ ფაქტორს წარმოადგენს მდინარეთა და წყალსაცავების ეროზიული პროცესებით ნაპირების წარეცხვა, მათი მორფოდინამიკა და ამგები ქანების ეროზიისადმი მდგრადობის კრიტერიალური მახასიათებლები. იმისდა მიხედვით თუ რა ადგილი და გეომორფოლოგიური მდებარეობა უკავიათ ნაპირების გეოლოგიური აგებულების ჭრილში ქანების ეროზიული მდგრადობის თვალსაზრისით, ეს დამოკიდებულია ნაპირამგები ქანების ეროზიული პროცესებისადმი მგრძნობიარობის ხარისხზე. ეროზიული პროცესებით გამოწვეული მეწყრები მნიშვნელოვან საშიშროებას უქმნის მოსახლეობას და ინფრასტრუქტურულ ობიექტებს. აღნიშნული პროცესებია განვითარებული მდინარეების – არაგვის, თერგის, არღუნის, ფშავის არაგვისა და ხევსურეთის არაგვის და მათი შენაკადების ნაპირებზე.

კლიმატოგენური (ანუ კონსისტენტური) მეწყრების წარმოქმნა-გააქტიურება დამოკიდებულია ატმოსფერული ნალექების რაოდენობრივი მაჩვენებლების შიდაწლიურ რეჟიმზე, გრუნტის წყლების არსებობასთან და ტექნოგენური წყლების ჩაჟონვასთან დამეწყვრისადმი მიდრეკილ ფერდობებში, რაც იწვევს დამეწყვრისადმი მგრძნობიარე დანალექ ქანებში ფარულად მიმდინარე „დატენიანების ეფექტით დამუხტვას“, მათ კონსისტენურ ცვლილებებს და ძვრის წინაღობის დაქვეითებას კრიტიკულ ზღვრამდე. საკვლევ არეალში კლიმატოგენური მეწყრები ხასიათდება საყოველთაო და მასობრივი გავრცელებით.

ტექტო-სეისმოგენური მეწყრული მოვლენები არსებითად განსხვავდება ამ სახეობის მოვლენების ყველა სხვა გენეტიკური ტიპებისგან. მათ ახასიათებს აზონალური განვითარება და ლოკალიზდება სხვადასხვა რანგის ტექტონიკური დისლოკაციების ზონაში, განსაკუთრებით, ზონათშორისო აშლილობების სივრცეში. სეისმოგენური მეწყრულ-გრავიტაციული მოვლენების მრავალსახეობებიდან განსაკუთრებით უნდა გამოიყოს ლოკალური სეისმოგენური რღვევების ეფექტი, როდესაც ძლიერი მიწისძვრების შედეგად ძირითადი ქანებით აგებულ ფერდობებზე წარმოიქმნება ახალი ნაპრალები, რომელთა გასწვრივ შემდგომში მიმდინარეობს სტრუქტურული ხასიათის მნიშვნელოვანი გადაადგილებები.

ტექნო-ანთროპოგენური მეწყრული მოვლენები. მაღალი ურბანიზაციის დასახლების სივრცეში ბუნებრივად მიმდინარე ეგზოგეოდინამიკური პროცესების წარმოქმნის გვერდით, განსაკუთრებით, მეწყრული მოვლენების სახით, ერთ-ერთ წამყვან ადგილს იკავებს ტექნო-ანთროპოგენური ზემოქმედებით ენერგეტიკული პოტენციალი და მისგან წარმოშობილი მეწყრები.

იმასთან დაკავშირებით, რომ **ღვარცოფული მოვლენების** ფორმირებაში გადამწყვეტია ღვარცოფტრანსფორმირებადი მდინარეთა აუზების ამგებელი ქანების მგრძნობიარობა დენუდაცია-გრავიტაციული პროცესებისადმი, როგორც ღვარცოფმაფორმირებელ კერებში გეოლოგიური პროდუქტის მიმწოდებელი, სადაც მათი რაოდენობრივი მაჩვენებლები დამოკიდებულია ქანების ფიზიკურ მდგრადობაზე და გადაადგილების გრავიტაციულ ენერგიაზე, დამუშავებული იქნა საქართველოს მთავარ მდინარეთა აუზების ამგებელი ქანების საინჟინრო-გეოლოგიური ფორმაციების ფართობები არსებული შესაბამისი რელიეფის ენერგეტიკული პოტენციალის სივრცეში.

მდინარის ნაპირის გარეცხვა (ეროზია). საკვლევი ტერიტორიის თანამედროვე რელიეფის ფორმირებასა და გარდაქმნაში წამყვანი როლი ეროზიას მიეკუთვნება. რელიეფის დანაწევრების ენერგია დამოკიდებულია ამგებელი ქანების ლითოლოგიაზე, წყლის მასაზე, წყლის მოძრაობის სიჩქარესა და სიმძლავრეზე, ასევე, რელიეფის დახრილობაზე, ტექტონიკურ მოძრაობებსა და ეროზიის ბაზისის მდებარეობაზე.

მდინარეთა ნაპირების ინტენსიური ეროზიული პროცესები მიმდინარეობს მდინარეების – არაგვის, თერგის, არღუნის, ფშავის არაგვის, ხევსურეთის არაგვის და მათი შენაკადების ნაპირებზე.

3.2. გეოლოგიური საფრთხეების მაპროვოცირებელი ფაქტორები

საკვლევი არეალის ფარგლებში გეოლოგიური საფრთხეების ძირითადი მაპროვოცირებელი ფაქტორები შესაძლებელია დაჯგუფდეს შემდეგნაირად:

მუდმივად მოქმედი: გეოლოგიური აგებულება (სტრატიგრაფია, ლითოლოგია) და მორფოლოგიური თავისებურება (რელიეფი);

ნელა ცვალებადი: ტექტონიკური მოძრაობები, კლიმატური პირობები, ჰიდროგეოლოგიური პირობები და ნიადაგურ-მცენარეული საფარი;

სწრაფად ცვალებადი: მეტეოროლოგიური, ჰიდროლოგიური, სეისმური და ადამიანის არასწორი საინჟინრო-სამეურნეო საქმიანობა.

როგორც ზემოთ აღინიშნა, გეოლოგიური პროცესებისა და მოვლენების წარმოქმნის მუდმივად მოქმედი მთავარი განმაპირობებელი ფაქტორია ტერიტორიის გეოლოგიური პირობები, ამგებელი ქანების ლითოლოგიური შედგენილობა, მათი ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები და სხვა.

რელიეფი წარმოადგენს არამარტო ადამიანის სამეურნეო-საინჟინრო საქმიანობის ფუძემდებელ საფუძველს, არამედ ეგზოგეოდინამიკური პროცესების ჩასახვა-გააქტიურებაში, მათ შორის, უპირველეს ყოვლისა, მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესებისა და ღვარცოფებისათვის. რელიეფის როლი განსაკუთრებით შთამბეჭდავია კავკასიის ცენტრალური სეგმენტის –საქართველოს ალპურ-ჰიმალაური ტიპის რელიეფისათვის.

იმის დასადგენად, თუ რა ადგილს იკავებს რელიეფის მორფო-კლიმატური ზონალობა ეგზოგეოდინამიკური პროცესებისა და მოვლენების წარმოქმნა-გააქტიურებაში საქართველოს მაგალითზე, მრავალმხრივი რეგიონალური და რეჟიმულ-სტაციონარული კვლევებით დადგენილია რელიეფის დახრილობის ის ოპტიმალური კატეგორიები, სადაც ვერტიკალურ ზონალობასთან კავშირში გრავიტაციული ველების დაძაბულობის სიდიდეები იცვლება იმ საზღვრებში, რომლებშიც დომინირებს ამა თუ იმ სახის გეოდინამიკური პროცესები. რელიეფის ამ სახით დამოკიდებულება გეოდინამიკური პროცესების ურთიერთობასთან კავშირში

აღნიშნულია „რელიეფის ენერგიის პოტენციალით“, რომელიც მოცემულია დახრილობის შემდეგ გრადაციებში: 3^0-მდე – იდეალურად ბრტყელი ზედაპირი; $3\text{-}8^0$ – ვაკე დამრეცი, $8\text{-}15^0$ – სუსტად დახრილი, $15\text{-}25^0$ – ზომიერად დახრილი, $25\text{-}35^0$ – საშუალოდ დახრილი, $35\text{-}45^0$ – მაღალი დახრილობის, $45\text{-}65^0$ – ძლიერ მაღალი დახრილობის და $65\text{-}90^0$ – ქარაფოვანი და შვეული (ფლატე) ზედაპირები.

კლიმატი, როგორც მოცემული ტერიტორიის ამინდის გრძელვადიანი რეჟიმი, შესაბამისი გეოგრაფიული გარემოს პირობებისათვის უნდა იქნას განხილული, როგორც სტატიკური ფუნქცია გეოლოგიური პროცესების ფონური მდგომარეობის მაფორმირებელ დომინანტად, ხოლო მეტეოროლოგიური ელემენტები (ამინდი, ტემპერატურა, ნალექები, ტენიანობა), რომელთა რეჟიმი იცვლება შიდაწლიურ გადახრებში გრძელვადიანი საშუალო მრავალწლიურიდან სტოქასტიკურად ფონურზე ზევით თუ დაბლა, წარმოადგენს მეწყრულ-ღვარცოფული მოვლენების ერთ-ერთ მთავარ გამსაზღვრელ ფაქტორს.

მეწყრები, რომელთა დინამიკური რეჟიმის გამსაზღვრელი „დატენიანების ეფექტი“ უკავშირდება ატმოსფერული ნალექების საშუალო მრავალწლიური ნორმიდან გადახრების სიდიდეებს, იყოფა შემდეგ კატეგორიებად:

1. **ფონურზე დაბალი მეწყერი (სტაბილური მეწყრები),** როდესაც ატმოსფერული ნალექების და „დატენიანების ეფექტის“ წლიური მაჩვენებლები საშუალო მრავალწლიურ ნორმაზე დაბალია;

2. **ფონური მეწყერი,** როდესაც წლის განმავლობაში მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობრივი მაჩვენებელი და დეფორმირებადი ჰორიზონტის „დატენიანების ეფექტი“ ექცევა საშუალო მრავალწლიური ნორმის საზღვრებში (ანუ სტატიკური რეჟიმის პირობებში) და მეწყრული პროცესები მიმდინარეობს ფონური რეჟიმის დონეზე;

3. **სტრესული მეწყერი,** როდესაც წლის განმავლობაში მოსული ატმოსფერული ნალექები აჭარბებს საშუალო მრავალწლიურ ნორმას 200 მმ-მდე. ამ შემთხვევაში, დეფორმირებადი ჰორიზონტის ფერდობებზე, აგებული ოპტიმალური რეცეპტორული თვისებების მქონე ქანებით, იწყება მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესების გააქტიურების ტენდეცია ფონურზე მაღლა და ხშირად დინამიკაში მოდის წონასწორობის ზღვრულ მდგომარეობაში მყოფი მეწყერსაშიში ფერდობები;

4. **ექსტრემალური მეწყერი** – როდესაც მეწყრული პროცესების გააქტიურება იწყება ნალექების მოსვლის შემთხვევაში 400 მმ-მდე საშუალო მრავალწლიური ნორმის ზევით. ამ შემთხვევაში ცოცხლდება ჰომეოსტატიზმის მდგომარეობაში მყოფი თითქმის ყველა მეწყრული სხეული, დინამიკაში მყოფი სხეულები გადადის ექსტრემალურ რეჟიმში, ხოლო სენსიტიური გეოლოგიური გარემოს პირობებში მეწყრული პროცესებისადმი მაღალი რეცეპტორული თვისებების მქონე ფერდობებზე წარმოიქმნება ახალი მეწყრები;

5. **პაროქსიზმული მეწყერი** – იმისდა მიუხედავად, თუ ატმოსფეროს რა სახის ცირკულაციურ რეჟიმთან გვექნება საქმე და ატმოსფერული ნალექები მოვა 400-600 მმ-ზე მეტი საშუალო მრავალწლიური ნორმის ზევით, რომელსაც თან დაერთვის „დატენიანების ეფექტის“ ზრდა ზღვრულ შესაძლებლობამდე, გააქტიურდება სტაბილურ მდგომარეობაში მყოფი ყველა მეწყრული სხეული და წარმოიქმნება მრავალი ახალი, ხოლო მეწყრული პროცესების ექსტრემალური გააქტიურება შეიძლება გადავიდეს რეგიონალური ხასიათის პაროქსიზმულ რეჟიმში, რომელთა არაერთი პარადიგმა გვაქვს საქართველოში.

თუ მეწყრული პროცესების დინამიკურ რეჟიმში გადამწყვეტ როლს თამაშობს ატმოსფერული ნალექების შიდა წლიური გადახრები და „დატენიანების ეფექტი“, **ღვარცოფული**

მოვლენების ტრანსფორმაციაში მთავარი განმსაზღვრელია დღე-ღამეში თავსხმა წვიმების სახით მოსული ნალექების რაოდენობა და ინტენსივობა (წლის თბილ პერიოდში – IV-X თვეები) და ღვარცოფმაფორმირებელი გეოლოგიური პროდუქტის არსებობა.

მთიანი ტერიტორიისათვის დადგენილია, რომ ღვარცოფული პროცესების ფონური მდგომარეობა იწყება დღეღამეში მოსული ნალექებით 30-40 მმ დიაპაზონში. შესაბამისი გეოლოგიური გარემოს პირობებში ექსტრემალური ხასიათის ღვარცოფები დიდი ენერგიითა და მოცულობებით იწყება 50-80 მმ-ის დიაპაზონში; 80-100 მმ-ის და მეტი ნალექების მოსვლის პირობებში, როდესაც გაჯერებული იქნება ღვარცოფმაფორმირებელი გეოლოგიური პროდუქტით, ადგილი ექნება კატასტროფული ხასიათის ღვარცოფებს. ამის კლასიკურ მხარეს წარმოადგენს ცენტრალური კავკასიონის მდინარეების – არაგვის, თერგის, ფშავის არაგვის, ხევსურეთის არაგვისა და არღუნის შენაკადები.

3.3. საკვლევ ტერიტორიაზე გეოლოგიური საფრთხეებით გართულებული დაძაბული უბნები და მათი დახასიათება

ისტორიული გეოლოგიური მონაცემების და საველე გეოლოგიური კვლევების შედეგად მიღებული მონაცემების დამუშავების შედეგად საკვლევი არეალის ფარგლებში დაფიქსირდა:

1) სხვადასხვა მასშტაბის 42 მეწყერი;

2) კლდეზვავ-ქვათაცვენის 31 უბანი;

3) 115 ღვარცოფმაფორმირებელი წყალსადინარი;

4) მდინარეთა ნაპირების გარეცხვის და სიღრმითი ეროზიის 17 უბანი.

აღნიშნული პროცესებისთვის მომზადდა მონაცემთა ბაზა გეოსაინფორმაციო სისტემაში (GIS), თითოეული იდენტიფიცირებული საფრთხე დატანილია რუკაზე, რომლის საფუძველზეც შედგენილია საფრთხეების ზონირების (დარაიონება) რუკები (დანართები 4-15).

ქვემოთ ვიძლევით საკვლევ არეალში და მის მიმდებარე ტერიტორიებზე აფიქსირებული მნიშვნელოვანი გეოლოგიური საფრთხეების დახასიათებას.

ჟინვალი – ბარისახო – შატილის საავტომობილო გზის მონაკვეთი

აქტიური მეწყრული პროცესის (ნახ.3.3.1) შედეგად ზიანდება მდ. არღუნის ხეობაში დათვისჯვარი – შატილი – მუცოს საავტომობილო გზის მონაკვეთები (კოორდ.: X-505804-Y-4710258). საავტომობილო გზაზე დაფიქსირებულია ღვარცოფული ხევი (ნახ. 3.3.2).

ნახ. 3.3.1

ნახ. 3.3.2

მაღალი რისკის შემცველობის კლდეზვავ-ქვათაცვენის უბანი (კოორდ.: X-508532-Y-4715879) პერიოდულად აქტიურდება და საფრთხეს უქმნის მოქალაქეთა და ტრანსპორტის უსაფრთხო გადაადგილებას (ნახ. 3.3.3-3.3.4).

ნახ. 3.3.3

ნახ. 3.3.4

მდ. არღუნის ხეობის მარჯვენა მხარეს განვითარებულმა კლდეზვავმა (კოორდ.: X-508509-Y-4717081) 2021 წლის გაზაფხულზე გადაკეტა საავტომობილო გზა, დააზიანა გზის ვაკისი და დამცავი გვერდული ბაგირი. შესაბამისი სამსახურების მიერ განხორციელდა საავტომობილო გზის ოპერატიული გაწმენდა (ნახ. 3.3.5-3.3.6).

ნახ. 3.3.5

ნახ. 3.3.6

მდ. არღუნის მარჯვენა ნაპირის ეროზირებად უბანზე, სადაც ირეცხება 2-3 მ სიმაღლის ნაყარი გრუნტი და მასზედ არსებული გზის ვაკისი (კოორდ.: X-508626-Y-4717282), დაზიანებულია გვერდული ბაგირები (ნახ. 3.3.7-3.3.8).

ნახ. 3.3.7

ნახ. 3.3.8

მდ. არღუნის მარჯვენა ნაპირის გარეცხვის უბანზე (ნახ. 3.3.9 – კოორდ.: X-508969-Y-4717564) ირეცხება 2-3 მ სიმაღლის ნაყარი გრუნტი და მასზედ არსებული გზის ვაკისი, ასევე ამ უბანზე განვითარებულია მეწყრული პროცესები (კოორდ.: X-509007-Y-4717572) და დაზიანებულია გვერდული ბაგირები (ნახ. 3.3.10).

ნახ. 3.3.9

ნახ. 3.3.10

მდ. არღუნის მარცხენა ნაპირის გარეცხვის უბანზე (კოორდ.: X-509365-Y-4718837) ზიანდება კოლუვიურ ნაფენებსა და ნაყარ გრუნტზე გაყვანილი გზის ვაკისი. აღნიშნულ პროცესს ხელს უწყობს მდინარის მარჯვენა მხარეს არსებული კლდეზვავ-ქვათაცვენის უბნის პერიოდული რეაქტივიზაციის შედეგად მდინარის ნაკადის მარცხენა ნაპირისკენ მიმართვა (ნახ. 3.3.11-3.3.12).

ნახ. 3.3.11

ნახ. 3.3.12

დელუვიურ-კოლუვიურ ნალექებში განვითარებულია ჩამოქცევითი ტიპის მეწყრული სხეული, რომლის მასალაც აკუმულირდება გზის ვაკისსა (კოორდ.: X-511435-Y-4720332) და მდ. არღუნის მარჯვენა ნაპირის გარეცხვის უბანზე (ნახ. **3**.3.13-3.3.14).

ნახ. 3.3.13

ნახ. 3.3.14

მდ. არღუნი რეცხავს მარჯვენა ნაპირს (კოორდ.. X-511705-Y-4720680; X-511589-Y-4720747), რის შედეგადაც ზიანდება გზის ვაკისი და გვერდული ბაგირები (ნახ. 3.3.15-3.3.16).

ნახ. 3.3.15

ნახ. 3.3.16

მდ. არღუნი რეცხავს მარჯვენა ნაპირს (კოორდ.: X-512020-Y-4721312; X-512251-Y-4721616) და აზიანებს საავტომობილო გზის ვაკისს. პროცესს ხელს უწყობს მდინარის კალაპოტში არსებული დიდი ზომის ლოდი, რომელიც ნაკადს მარჯვენა ნაპირისკენ მიმართავს. აღნიშნულ უბანზე პერიოდულად ხდება ერთეული ნატეხოვანი მასალის გრავიტაციული გადაადგილება გზის ვაკისის მიმართულებით (ნახ. 3.3.17-3.3.18).

ნახ. 3.3.17

ნახ. 3.3.18

მდინარის მარცხენა მხარეს დაფიქსირებულია კლდეზვავური ტიპის მეწყერი (კოორდ.: X-512280-Y-4722023), რომლის მასალა აკუმულირებულია საავტომობილო გზის ვაკისზე (ნახ. 3.3.19-3.3.20).

ნახ. 3.3.19

ნახ. 3.3.20

მდინარის ხეობის მარცხენა მხარეს დაფიქსირებულია ქვათაცვენის უბანი (კოორდ.: X-512220-Y-4722409), რომელიც გამოხატულია კოლუვიური შლეიფის სახით.

ნახაზზე – 3.3.21 ჩანს ღვარცოფული ხევის გზით გადაკვეთის უბანი სოფ. შატილის მიმდებარედ. 1500 მმ-იანი რკინის ნაკადგამტარი ამოვსებულია ღვარცოფული მასალით, რის შედეგადაც ხდება ღვარცოფული მყარი ნატანი მასალის გზის ვაკისზე აკუმულირება.

ნახ. 3.3.21

სოფ. შატილში, კოშკების მიმდებარედ, მდ. არღუნი რეცხავს მარცხენა ნაპირს (კოორდ.: X-512907-Y-4722901), რის შედეგადაც თითქმის სრულად დეფორმირებულია მავთულბადიანი ქვა-ყორის ნაპირდამცავი გაბიონი. ნაპირგარეცხვა ასევე მიმდინარეობს კოშკების მოპირდაპირე მხარეს, აქ არსებული ხის კოტეჯების მიმდებარედ. ნაპირგარეცხვების შედეგად საფრთხე ექმნება შიდასაუბნო საავტომობილო გზას, ხის კოტეჯებს და კოშკებს (ნახ. 3.3.22-3.3.23). საჭიროა მდინარის კალაპოტის გასწორხაზოვნება და ნაპირდამცავი ნაგებობის მოწყობა.

ნახ. 3.3.22

ნახ. 3.3.23

სოფ. შატილის ტერიტორიაზე მდ. არღუნი რეცხავს მარჯვენა ნაპირს (კოორდ.: X-513040-Y-4722904), რის შედეგადაც ზიანდება შატილი-მუცოს დამაკავშირებელი საავტომობილო გზა. საჭიროა მდინარის კალაპოტის გასწორხაზოვნება და ნაპირდამცავი ნაგებობების მოწყობა.

მდ. არღუნი რეცხავს ტბიური ნალექებით აგებულ მარჯვენა ნაპირს (კოორდ.: X-514001-Y-4723577; X-514064-Y-4723651), რომელზეც მდებარეობს შატილი-მუცოს დამაკავშირებელი საავტომობილო გზის ვაკისი (ნახ. 3.3.24-3.3.25).

ნახ. 3.3.24

ნახ. 3.3.25

ჟინვალი – ბარისახო –დათვისჯვრის უღელტეხილის მონაკვეთი

სხვადასხვა ტიპის გეოლოგიური საფრთხეებია (ღვარცოფი, მეწყერი-კლდეზვავი-ქვათაცვენა, მდინარის ნაპირის გარეცხვა) დაფიქსირებული ჟინვალი – ბარისახო – დათვისჯვრის უღელტეხილის მონაკვეთზე, **მდინარეების – ფშავის არაგვის, ხევსურეთის არაგვისა და გუდანისჭალის ხეობებში** (ნახ. 3.3.26, 3.3.27 და 3.3.28).

ნახ. 3.3.26. ღვარცოფი

ნახ. 3.3.27. მეწყერი-კლდეზვავი-ქვათაცვენა

ნახ. 3.3.28. მდინარის ნაპირის გარეცხვა (ეროზია)

საავტომობილო გზის აღნიშნულ მონაკვეთზე განსაკუთრებით აღსანიშნავია მდინარეების – საკანაფისხევის, გუდრუხისხევის, თვალიურას, შარახევის, მაღარულას, ჩარგლურას და სხვათა ღვარცოფული ხევები (ნახ. 3.3.29; 3.3.30).

ნახ. 3.3.29. მდ. საკანაფისხევი

ნახ. 3.3.30. მდ. მაღარულა

სოფ. ბისოში (დუშეთის მუნიციპალიტეტი), ბისოს ციხე-სახლი (არქიტექტურული ძეგლი) მდებარეობს (კოორდ.: X-499922, Y-4708555) მდ. გუდანის მარჯვენა სამხრეთული ექსპოზიციის, ძლიერ დახრილი (50-80^0) ფერდობის შუა ნაწილში. გეოლოგიურად აგებულია აალენური სართულის ქვედა ქვესართულით (J_2a_1) და წარმოდგენილია საშუალო და სქელშრეებრივი, საშუალო და წვრილმარცვლოვანი კვარც-არკოზული ქვიშაქვებით, პირიტიანი თიხაფიქლების კონკრეციებით და თიხიანი სიდერიტებით. აალენური ასაკის ნალექები გადაფარულია 3-4 მეტრის სიმძლავრის კოლუვიურ-დელუვიური წარმონაქმნებით, რომლებიც ცუდად დახარისხებული და დაუმუშავებელი ნატეხოვანი მასალითაა წარმოდგენილი და თიხა-ქვიშნარითაა სუსტად შეცემენტებული. **ბისოს ციხე-სახლი (არქიტექტურული ძეგლი)** განეკუთვნება გვიან-შუა საუკუნეებს. აგებულია კლდოვანი წყებით და შედგება მიჯრით მდგარი ორი სამსართულიანი ციხე-სახლისგან. ნაგებობაზე ფიქსირდება სხვადასხვა მიმართულების და მასშტაბის ბზარები, აღმოსავლეთის კედელი შეზნექილია, რაც სავარაუდოდ უკავშირდება ადრეულ პერიოდში მომხდარ სეისმურ ბიძგებს. ორივე სახლის სართულშუა გადახურვა და სახურავი ჩაქცეულია. აღნიშნული ფაქტორი ატმოსფერული ნალექების პერიოდში ხელს უწყობს დეფორმაციების მომატებას. ბოლო პერიოდში საავტომობილო გზის გაფართოების მიზნით, 200-220 მეტრ მანძილზე მოხდა ფერდობის ჩამოჭრა, რაც ვიზუალურადაც ფიქსირდება. სავარაუდოდ, სამუშაოების შემდგომ, ფერდობის დიდმა დახრილობამ, ბუნებრივად (მაღალი ენერგეტიკული პოტენციალი) ქანების დაბალმა ფიზიკურ-მექანიკურმა თვისებებმა და ინტენსიური წვიმების შედეგად გრუნტების გადატენიანებამ გამოიწვია ბისოს ციხის და მიმდებარედ არსებული ნაგებობების ქვედა მხარეს, საავტომობილო გზის გასწვრივ დაახლოებით 90 მეტრ მანძილზე ძლიერ გამოფიტული თიხა-ფიქლების ჩამოშლა. ციხე-სახლის ქვედა მხარეს, საავტომობილო გზის გასწვრივ 50 მეტრ მონაკვეთზე, ნაგებობიდან 0,5-1,5 მეტრში წარმოქმნილია დაახლოებით 12 მეტრიანი თითქმის ვერტიკალური ფლატე. მეწყრული სხეულის დინამიკური მდგომარეობის, დიდი დახრილობის (მაღალი ენერგეტიკული პოტენციალი) და ამგები გრუნტების ხარისხის გათვალისწინებით, არსებობს მეწყრული სხეულის რეგრესიულად განვითარების მაღალი რისკი, რა დროსაც შესაძლებელია ციხე-სახლს ძირი გამოეცალოს და არქიტექტურული ძეგლი სრულად დაინგრეს (ნახ. 3.3.31).

ნახ. 3.3.31. მეწყერი

მცხეთა-სტეფანწმინდა-ლარსის საავტომობილო გზის მონაკვეთი

მდ. არაგვის აუზის თითქმის ყველა შენაკადი ღვარცოფული პროცესების განვითარების მაღალი რისკით ხასიათდება, რომელთა ფორმირებაში მონაწილეობას ღებულობს არა მარტო თავსხმა წვიმები, არამედ მეწყრული მოვლენებიც. ღვარცოფმაფორმირებელი გეოლოგიური გარემოს და კლიმატურ-მორფოლოგიური ზონალობიდან გამომდინარე, ღვარცოფული პროცესების ტრანსფორმაციას ადგილი აქვს თითქმის ყოველ წელს, ან შეიძლება განმეორდეს წელიწადში რამდენჯერმე.

ეროზიულ-მეწყრული პროცესების შედეგად ღვარცოფმაფორმირებელი კერების კლასიკურ მაგალითს წარმოადგენს მდინარე არაგვის ხეობის მარჯვენა ფერდობის ალევის (ლომისის) ქედის აღმოსავლეთი კალთა – **დაბა ფასანაურიდან სოფ. მლეთას შორის,** რომლის ყველა ეროზიულ ხევში შესაბამისი რაოდენობის ატმოსფერული ნალექების შემთხვევაში ტრანსფორმირდება სხვადასხვა სიძლიერისა და მოცულობის ღვარცოფული მოვლენები (ნახ. 3.3.32).

ნახ. 3.3.32

მაგალითისათვის, 1953 წლის 17 ივლისს წარმოქმნილმა ღვარცოფებმა მთლიანად გამოიყვანა მწყობრიდან საქართველოს სამხედრო გზა ფასანაური-მლეთის მონაკვეთზე, ხოლო 1987 წლის 2-3 ივნისს განვითარებულმა ღვარცოფებმა, რომელთა ზოგიერთი ცალკეული ხევიდან (ჩოხელთხევი, ნაღვარევისხევი, მლეთისხევი) გამოტანილი ქვატალახოვანი მასალის მოცულობამ 1მლნ.მ^3-მდე შეადგინა, წალეკა სოფ. ჩოხელთხევის მნიშვნელოვანი ნაწილი, ქვა-ტალახით მოფინა საავტომობილო გზა და მთლიანად დაფარა სოფლის ეკლესია. ასევე, 2006 წელს მლეთის ხევში დიდი მოცულობის ღვარცოფმა დაფარა ეკლესიის მნიშვნელოვანი ნაწილი.

ამ მხრივ განსაკუთრებულად რთული ვითარებაა შექმნილი სოფ. მლეთასა და მის მიმდებარე ტერიტორიაზე. მლეთის ტერიტორიაზე ნათლად იკვეთება ეროზიის სამი გენერაციის მორფოლოგიური ფორმები.

1. მლეთის ხევი და მისი მსგავსი ფორმები, რომლებსაც გამომუშავებული აქვთ წყალშემკრები აუზები და ღვარცოფმაფორმირებელი კერები, შედარებით ღრმად ჩაჭრილი ხეობები "V"-ესებური პროფილით, რომელთაც შექმნილი აქვთ უმეტესად ორ იარუსიანი გამოზიდვის კონუსები და მათში ჩაჭრილი ეროზიული კალაპოტებით უშუალოდ უერთდებიან მთავარ ეროზიულ ბაზისს (მდ. არაგვის კალაპოტს). მათ მიერ გამომუშავებული გამოზიდვის კონუსები 20-40მ სიმაღლის საფეხურებით მდინარის კალაპოტიდან, გამოყენებულია დასასახლებლად და სამეურნეო საქმიანობისათვის;

2. ეროზიული ხრამები, რომელთაც დაწყებული აქვთ წყალშემკრები აუზის ფორმირება და მასში აქტიურად მიმდინარეობს ღვარცოფმაფორმირებელი გეოლოგიური კერების რეგრესიული განვითარება – გაფართოება. მათთვის დამახასიათებელია ეროზიული ჩაჭრის ნაკლები სიღრმე (1.5-10მ), კალაპოტების დიდი დახრილობა, რომლებიც მთავრდება ნახევრად დაკიდებული შესართავი საფეხურებით და ბაზისურ არეალში გამომუშავებული აქვს ახალგაზრდა ერთსაფეხურიანი გამოზიდვის კონუსები;

3. სრულიად ახალგაზრდა (არაუმეტეს 2-3 წლის) **ეროზიული ღრანტეები,** რომელთა უმრავლესობა იწყება ფერდობის შუა ნაწილში, სადაც მეწყრულ-სოლიფლუქციური მოვლენებით უკვე დარღვეულია მისი ზედაპირის მდგრადობა. ასეთ ეროზიულ ფორმებს არ გააჩნია წყალშემკრები სივრცე, ჩაჭრის სიღრმე 0.5-1.0 მ-მდეა, ჯერ კიდევ არ გადაუკვეთია გრუნტის წყლების განტვირთვის დონე, ახასიათებს დიდი დახრილობის კალაპოტები დაკიდებული ბაზისით და აქტიური პროგრესირებადი განვითარება, როგორც სათავისკენ, ასევე ბაზისის მიმართულებით. ამ სახის ეროზიული ფორმები ახლო მომავალში ღვარცოფული პროცესების აქტიური განვითარების სარბიელს წარმოადგენს.

მდ. მლეთის ხევის სიგრძე 1.5 კმ-ია, ხოლო ვიწრობიდან გამოსვლის შემდეგ 890 მეტრი. ხეობას ზედა ნაწილში აქვს ,,V''-ს მაგვარი ფორმა, რომელიც ვიწრობიდან გამოსვლის შემდეგ ღებულობს გაშლილი ხეობის სახეს. ინტენსიური თოვლის დნობისა და თავსხმა წვიმების პერიოდში მდინარის კალაპოტში ფორმირდება მძლავრი ღვარცოფული ნაკადები. სხვადასხვა სიმძლავრის ღვარცოფული ნაკადების ფორმირება ხდება ყოველწლიურად, ხშირად წელიწადში 2-3 ჯერ და დამოკიდებულია მხოლოდ იმაზე, თუ რა რაოდენობის ნალექები მოვა თავსხმა წვიმების სახით (40 – 50 მმ-ზე ზევით).

ამჟამად კალაპოტში ფიქსირდება ღვარცოფული ნაკადების ახალი გავლის კვალი. მდ. მლეთისხევის ღვარცოფტრანსფორმირებად გეოლოგიურ პროდუქტს წარმოადგენს მის კერაში არსებული ძირითადი ქანების დენუდაციურ – გრავიტაციული და პერიოდულად გააქტიურებული მეწყრული მოვლენები (ნახ. 3.3.33).

ნახ. 3.3.33

სოფ. ქვეშეთში დიდი მოცულობის (დაახლოებით 10000მ^3) ღვარცოფმა გაიარა 2014 წლის ივნისის დასაწყისში, რომელმაც მნიშვნელოვანი ზიანი მიაყენა საქართველოს სამხედრო გზას და სოფლის მოსახლეობას. ღვარცოფმაფორმირებელი ხევი იწყება ალევის (ლომისის) ქედის აღმოსავლური კალთის თხემისპირა ზონაში, სოფელს კვეთს თითქმის ცენტრალურ ნაწილში და უერთდება მდინარე არაგვს მარჯვენა მხრიდან. აღნიშნულ უბანზე ამჟამად გატარებულია კაპიტალური დამცავი ღონისძიება (ნახ. 3.3.34).

ნახ. 3.3.34

კლდეზვავ-ქვათაცვენების პროცესებია განვითარებული **სტეფანწმინდა-ცდო-გველეთის საავტომობილო გზის** ცალკეულ მონაკვეთებზე. აღნიშნული პროცესები პერიოდულად საფრთხეს უქმნის საავტომობილო გზას (ნახ. 3.3.35).

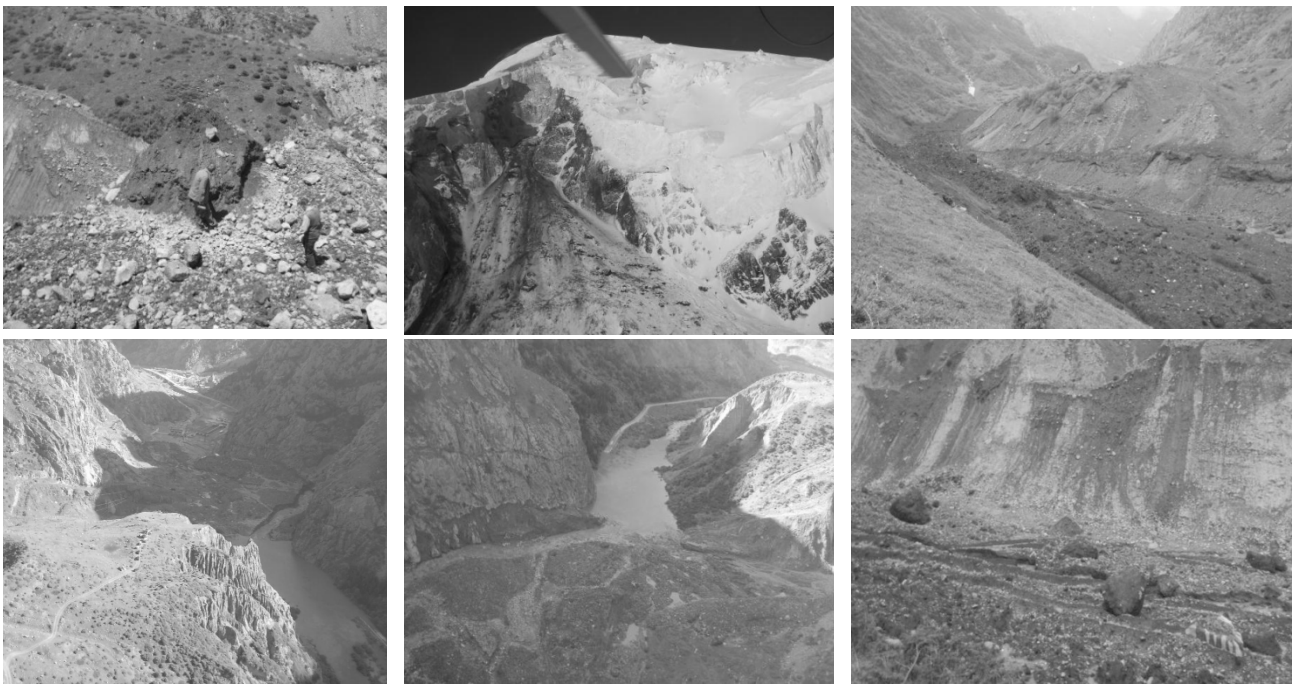
ნახ. 3.3.35

ღვარცოფული პროცესების აქტიური გამოვლინების უბნებია დაფიქსირებული **გუდაური-სტეფანწმინდა-ლარსის საავტომობილო გზის ცალკეულ მონაკვეთზე** (ნახ. 3.3.36).

ნახ. 3.3.36

2014 წლის 17 მაისს, დარიალის ხეობაში მდინარე თერგისა და მდინარე დევდორაკი-ამალის შესართავში (ყაზბეგის მუნიციპალიტეტი) ადგილი ჰქონდა კატასტროფული მასშტაბის ღვარცოფულ მოვლენას. 17 მაისს მთა მყინვარწვერზე ჩამოიქცა კლდეზვავური ტიპის მეწყერი, რომელმაც კლდოვან მასალასთან ერთად ჩაითრია მასზე ზედდებული მყინვარულ-თოვლიანი მასა. მყინვარწვერიდან მოწყვეტილი მასის მოცულობამ დაახლოებით 5 მლნ $მ^3$ შეადგინა. ეს მასა თავისუფალი ვარდნით და შემდგომი გადაადგილებით შეეჯახა რა მყინვარ დევდორაკის ენას, რომელმაც თავის მხრივ განიცადა გარკვეული დეფორმაციები, მდინარე დევდორაკის ხეობაში მოხვედრის შემდეგ გადაიზარდა ღვარცოფულ ნაკადში, რომელიც მდინარე ამალთან შეერთების შემდეგ ერთიან ნაკადად ტრანსპორტირდა ქვედა დინებაში. მდინარე ამალისა და მდინარე თერგის შეერთების უბანზე წარმოიქმნა მძლავრი გამოზიდვის კონუსი (დაახლოებით 2 მლნ $მ^3$ მოცულობის), რომელმაც მთლიანად ჩახერგა დარიალის ხეობა, წარმოიქმნა 30 მეტრი სიმაღლის ჯებირი და დააგუბა მდინარე თერგი. აღნიშნული მოვლენის შედეგად თერგის შესართავთან დაიღუპა 8 ადამიანი. 2014 წლის 20 აგვისტოს მდ. დევდორაკის ხეობაში მოსული უხვი ნალექის შედეგად ადგილი ჰქონდა 2014 წლის 17 მაისის მოვლენის დროს ხეობაში აკუმულირებული ჭარბი მასალის დინამიკაში მოსვლას ღვარცოფის სახით (ნახ. 3.3.37), რამაც მდინარე თერგთან ჰიდროელექტროსადგურის მშენებლობაზე დასაქმებული 2 ადამიანი იმსხვერპლა.

2014 წლის 17 მაისის და 20 აგვისტოს წარმოქმნილმა პროცესებმა მთლიანობაში ქვეყანას დიდი მატერიალური ზარალი მიაყენა, მწყობრიდან გამოიყვანა საქართველოს სამხედრო გზა, “ჩრდილოეთი-სამხრეთის” მაგისტრალური გაზსადენი, დააზიანა მაღალი ძაბვის ელექტროგადამცემი ანძა და სატრანსპორტო საშუალებები, გარე სამყაროს მოწყვიტა მესაზღვრეთა ბაზა, საბაჟო-გამშვები პუნქტი, საქართველოს საპატრიარქოს რეზიდენცია და დიდი ყოფითი პრობლემები შეუქმნა იქ მომსახურე პერსონალს. აღნიშნული კატასტროფის ძირითადი გამომწვევი მიზეზებია ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულება, ტექტონიკა, მორფოლოგიური პირობები, ასევე კლიმატის ცვლილების ნეგატიური ზემოქმედება.



ნახ. 3.3.37

სტიქიის შემდეგ გარემოს ეროვნული სააგენტოს ინიციატივითა და საქართველოს მთავრობის დაფინანსებით შვეიცარიულმა კომპანიამ დაამონტაჟა ადრეული შეტყობინების თანამედროვე სისტემა, რომელიც როგორც ღვარცოფის სათავეს, ასევე მდინარის ხეობაში წყლის კრიტიკულ დონეებს აკონტროლებს თანამედროვე ტექნოლოგიებით. ასევე შეიქმნა მონაცემების კომუნიკაციის ერთიანი სისტემა, რაც ადრეული გაფრთხილების სისტემის გამართულ ფუნქციონირებას უზრუნველყოფს [1]. ამასთანავე, აღსანიშნავია ის გარემოებაც, რომ საავტომობილო გზის აღნიშნულ მონაკვეთზე ბოლო პერიოდში გაყვანილი იქნა საავტომობილო გვირაბი, რის შედეგადაც მომავალში საკუთრივ საავტომობილო გზაზე პრაქტიკულად გამოირიცხა რაიმე სახის სერიოზული გართულებები.

3.4. საადაპტაციო ღონისძიებები

მეწყერსაწინააღმდეგო ღონისძიებები – საკვლევ ტერიტორიაზე განვითარებული მეწყერების გენეზისიდან, აქტიურობის ხარისხიდან და მასშტაბებიდან გამომდინარე, შემუშავებული იქნა ის ძირითადი საადაპტაციო დამცავი ღონისძიებები, რომლებიც საშუალებას იძლევა მნიშვნელოვნად შევამციროთ მათი უარყოფითი ზეგავლენა გარემოზე, ან სრულად აღმოვფხვრათ მათი ნეგატიური შედეგები [2] .

არჩევენ **პასიურ (პროფილაქტიკური)** და **აქტიურ (კაპიტალურ)** მეწყერსაწინააღმდეგო ღონისძიებებს.

პასიური: 1) **აკრძალვითი** – ფერდობების ჩამოჭრა, ნაგებობების მშენებლობა, მიწების სასოფლო-სამეურნეო დამუშავება, მცენარეული საფარის განადგურება, მორწყვა, სამთო სამუშაოები და სხვა; 2) **მარეგულირებელი** – სამეურნეო საქმიანობის შემცირება, სხვადასხვა რეკომენდაციები.

აქტიურ ანუ კაპიტალურ საინჟინრო მეწყერსაწინააღმდეგო ღონისძიებებს განეკუთვნება **სპეციალური ნაგებობები** – ფერდობსამაგრი კედლები, ნაკადების მიმართულების შემცვლელები, ფერდობებზე ქანების ფიზიკურ მდგომარეობაზე ზემოქმედება და სხვა.

მეწყერსაწინააღმდეგო ღონისძიებები ასევე შეიძლება დავყოთ **პრევენციულ და საინჟინრო** დამცავ ღონისძიებებად.

პრევენციული ღონისძიებების დანიშნულებაა ფერდობებზე მეწყრული პროცესების ფორმირებამდე ან მეწყრული პროცესების გააქტიურების საწინააღმდეგო ისეთი ღონისძიებების გატარება, რომლებიც მიმართული იქნება ფერდობის მდგრადობის ზრდისკენ.

მეწყრული ფერდობების მდგრადობის გაზრდის **საინჟინრო ღონისძიებები** შემდეგია:

ა) რელიეფის შეცვლა ფერდობებში ამძრავი ძალების შემცირების მიზნით (ციცაბო საფეხურების მოჭრა-მოსწორება, ფერდობის დატერასება, გრუნტის კონტრბანკეტების მოწყობა და სხვა);

ბ) ქანების არამდგრადი მასივების და ერთეული ლოდების მოხსნა (ზოგჯერ სუსტი გრუნტების შეცვლა მდგრადით);

გ) სხვადასხვა შემაკავებელი ნაგებობებისა და კონსტრუქციების გამოყენება (საყრდენი კედლები, კონტრფორსები, შემაკავებელი ხიმინჯები და სვეტები, ანკერები, დაანკერებული ფილები, გამამაგრებელი ფილები, პლომბები);

დ) ფერდის მასივის გაწყლოვანების შემცირება (სხვადასხვა ტიპის დრენაჟების მოწყობა, აგროსატყეო მელიორაცია და სხვა);

ე) კლდეზვავ-ქვეთაცვენის ტიპის მეწყრებისთვის: ფერდობების პერიოდული გაწმენდა ცალკეული ლოდებისგან, დამცავი ბადეების და ზღუდარების მოწყობა, შესაბამისი საგზაო ნიშნების გამოყენება, საშიშროების შემცველი უბნების მონიტორინგი.

ღვარცოფსაწინააღმდეგო ღონისძიებები – ღვარცოფული ნაკადების შესარბილებლად – რკინა-ბეტონის და ქვის წყობის დამბები და ზღურბლები; ღვარცოფული ნაკადების გასატარებლად – ღვარცოფგამტარები, არხები, ხიდები, მიმმართველები, დამბები, დეზები; ღვარცოფული ნაკადების დინამიკის შესამცირებლად – საგუბარების კასკადის მოწყობა, კალაპოტების დასაფეხურება, აგროსატყეო მელიორაცია, კალაპოტების პერიოდული გაწმენდა; ღვარცოფული ნაკადების მონიტორინგის და ადრეული შეტყობინების სისტემის ორგანიზაცია.

ეროზიის საწინააღმდეგო ღონისძიებები – პროცესის ტიპიდან გამომდინარე ღონისძიებები შეიძლება დაიყოს 3 ძირითად ჯგუფად: კალაპოტის ეროზიული პროცესებისგან დამცავი საინჟინრო ღონისძიებები; ფართობული ეროზიისგან დამცავი საინჟინრო ღონისძიებები და დახრამვითი ეროზიისგან დამცავი ღონისძიებები; შესაბამისად, დამცავი ღონისძიებებიც ამის მიხედვით უნდა შეირჩეს, კერძოდ:

1) **კალაპოტის ეროზიული პროცესებისგან დამცავი საინჟინრო ღონისძიებები:**
   - ეროზიის საწინააღმდეგო კედლები;
   - მიმმართველი და შემაკავებელი დამბები და დეზები;
   - კალაპოტის გასწორხაზოვნება;
   - სხვადასხვა ტიპის კომბინირებული ღონისძიებები.

2) **ფართობული ეროზიისგან დამცავი საინჟინრო ღონისძიებები:**

გაშიშვლებული ფერდების დაცვა გამოფიტვისგან:
   - დამცავი საფარები (მაგ: „რენოს მატრასები“ და სხვა);
   - ბალახოვან-მცენარეული საფარის შექმნა (ბიოინჟინერია).

3) **დახრამვითი ეროზიისგან დამცავი ღონისძიებები:**
   - ხრამების ძირების გამაგრება;
   - ზედაპირული ნაკადების ორგანიზება;
   - ხრამების ამოვსება;

– სადრენაჟო-წყალგამშვები კოლექტორების მოწყობა;

– ფერდობების გრუნტის მასების გაძლიერებული გაწყლოვანების თავიდან აცილება ინფილტრაციის ხარჯზე (წყალმოსაცილებელი ღარების და თხრილების სისტემები, აგროსატყეო მელიორაცია, ზედა მხრის თხრილები).

ლიტერატურა:

[1] საქართველოს მეოთხე ეროვნული შეტყობინება კლიმატის ცვლილების შესახებ გაეროს ჩარჩო კონვენციისადმი (2020). თბილისი, 541 გვერდი. https://www.ge.undp.org/content/georgia/ka/home/library/environment_energy/unfccc-fourth-national-communication.html

[2] გაფრინდაშვილი, გ. (2016). საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის გეოდინამიკური პროცესები და მოსალოდნელი გეოეკოლოგიური გართულებები. თბილისი: ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი. მოპოვებული http://press.tsu.ge/data/image_db_innova/zustadasabunebismety/giorgi_gafrindashvili.pdf-დან

თავი 4

კლიმატი და ჰიდროლოგია

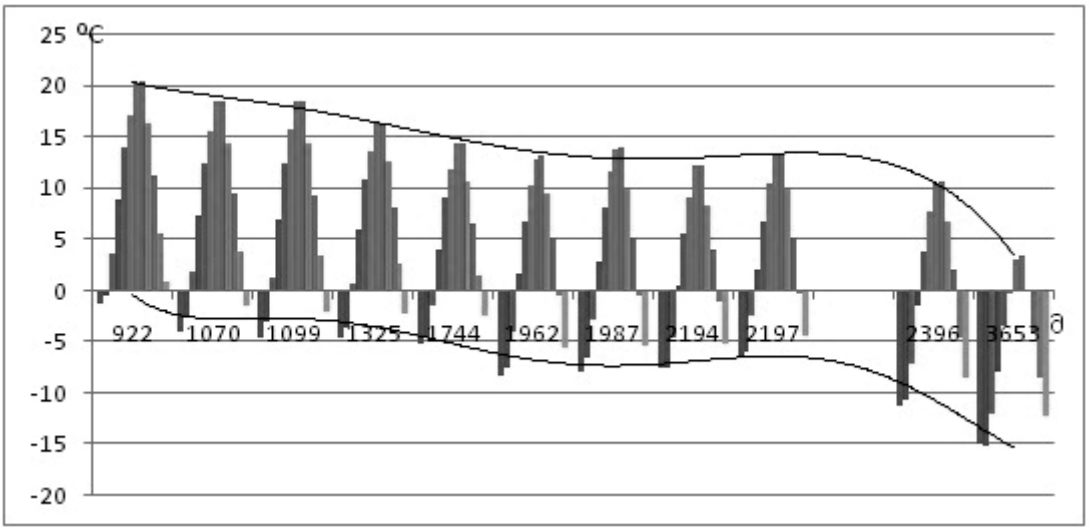
4.1. ჰაერის ტემპერატურა

რეგიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული მრავალფეროვნების და სიმაღლეთა სხვაობის დიდი დიაპაზონის გამო, ტემპერატურის განაწილებას კონტრასტული ხასიათი აქვს. ტემპერატურის ცვლილების მთავარი ფაქტორი რეგიონში ადგილის სიმაღლეა. სიმაღლის გაზრდასთან ერთად ტემპერატურა ეცემა. ცხრილი 4.1.1-ის თანახმად, ყველაზე ცივი თვე ძირითადად იანვარია, მაღალმთიან ზონაში კი თებერვალი (ყაზბეგი, მაღალმთიანი) [1; 2].

ცხრილი 4.1.1. ჰაერის ტემპერატურა, ^{0}C

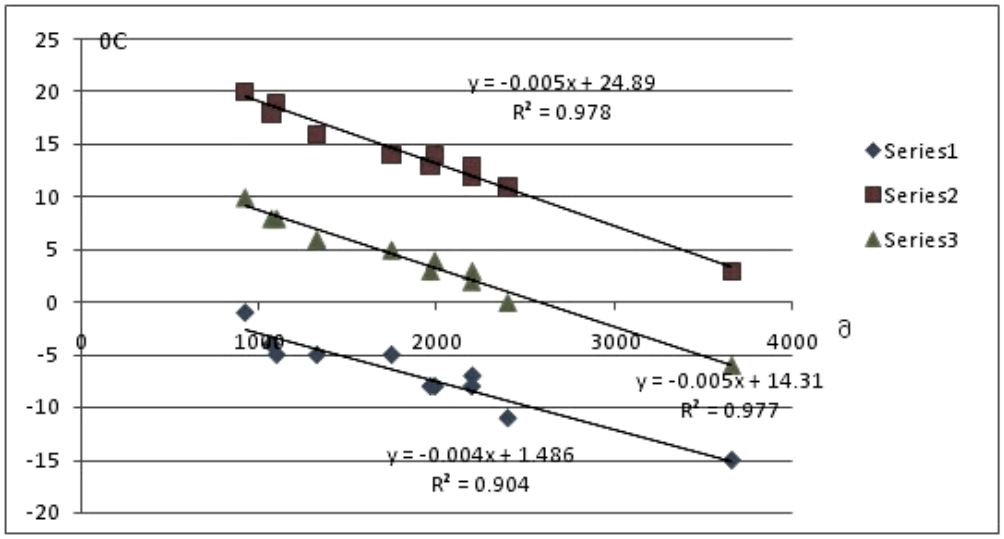
მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ.დ., მ	თ ვ ე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი, 403	1,7	2,8	6,9	12,8	17,4	21,2	24,4	23,7	19,6	13,4	8,1	3,8	13,0
დუშეთი, 922	-1,4	-0,5	3,5	8,9	13,9	17,2	20,2	20,4	16,3	11,2	5,5	0,8	9,7
ფასანაური, 1070	-4,1	-2,6	1,9	7,4	12,4	15,6	18,5	18,5	14,4	9,4	3,7	-1,6	7,8
თიანეთი, 1099	-4,7	-3,1	1,3	7,0	12,4	15,7	18,6	18,5	14,4	9,2	3,3	-2,1	7,5
ბარისახო, 1325	-4,7	-3,6	0,6	6,0	10,9	13,6	16,5	16,4	12,6	8,1	2,6	-2,4	6,4
სტეფანწმინდა, 1744	-5,2	-4,7	-1,5	4,0	9,0	11,8	14,4	14,4	10,6	6,6	1,5	-2,6	4,9
კობი 2, 1962	-8,4	-7,6	-4,0	1,7	6,8	10,2	12,9	13,2	9,5	5,1	-0,5	-5,7	2,8
კობი 1, 1987	-8,0	-6,6	-2,9	2,7	8,1	11,6	13,8	13,9	9,8	5,2	-0,5	-5,4	3,5
გუდაური 2, 2194	-7,7	-7,7	-4,6	0,4	5,5	9,1	12,3	12,3	8,3	4,0	-1,2	-5,3	2,1
გუდაური 1, 2197	-6,7	-6,1	-2,6	2,0	6,8	10,5	13,2	13,3	9,8	5,2	-0,4	-4,4	3,3
ჯვრის უღ., 2396	-11,4	-10,8	-7,2	-1,6	3,8	7,8	10,5	10,6	6,8	2,1	-4,6	-8,7	-0,2
ყაზბეგი მ/მ, 3653	-15,0	-15,3	-12,2	-8,0	-3,5	-0,3	3,0	3,4	0,0	-4,1	-8,6	-12,3	-6,1

სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის წლიური სვლის დეტალები კარგად ჩანს ნახ. 4.1.1-ზე წარმოდგენილი დიაგრამიდან.



ნახ. 4.1.1. ტემპერატურის წლიური სვლის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით დისკრეტულ წერტილებში უდიდესი და უმცირესი თვიური ტემპერატურების სიმაღლის მიხედვით

საშუალო წლიური და თვიური ტემპერატურების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით კარგად აღიწერება წრფივი ფუნქციით (ნახ. 4.1.2). დეტერმინაციის კოეფიციენტები ამ შემთხვევაშიც საკმაოდ მაღალია, რაც მიუთითებს ადგილის სიმაღლის მნიშვნელოვან როლს ტემპერატურის ველის ჩამოყალიბებაში.

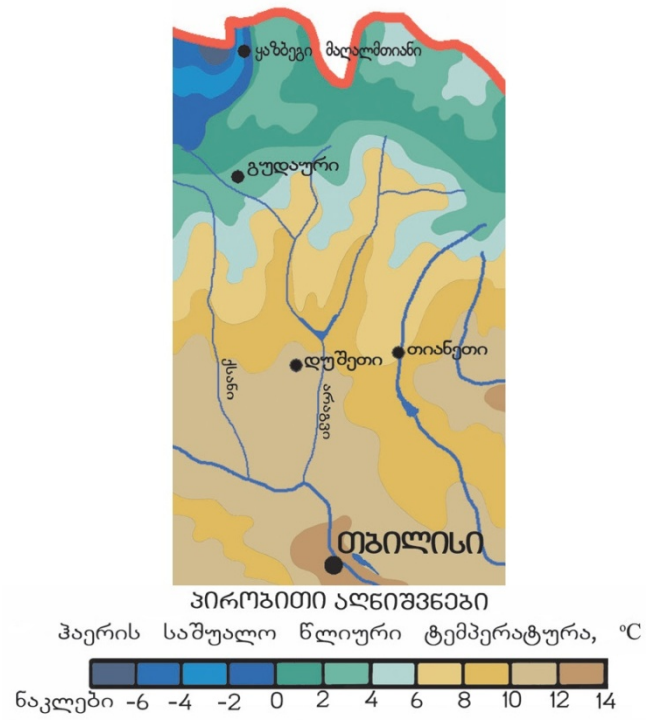


ნახ. 4.1.2. ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მცხეთა-მთიანეთის რეგიონში და შესაბამისი აღმწერი ფუნქციები: 1-იანვარი; 2-ივლისი; 3-წელი
(R^2-დეტერმინაციის კოეფიციენტია)

ნახ. 4.1.2-დან და შესაბამისი განტოლებებიდან ირკვევა, რომ ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ივლისის საშუალო თვიური და საშუალო წლიური ტემპერატურებისათვის ყოველ 100მ სიმაღლეზე 0.5^0-ს, ხოლო იანვრის ტემპერატურისათვის 0.4^0-ს შეადგენს, რაც ზამთრისათვის დამახასიათებელი ინვერსიების შედეგია. ამავე ნახაზზე წარმოდგენილი დეტერმინაციის კოეფიციენტი გვიჩვენებს, თუ რამდენია ადგილის სიმაღლის წილი ტემპერატურის ცვლილებაში. როგორც დეტერმინაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობები

გვიჩვენებს, ადგილის სიმაღლის წილი ტემპერატურის ცვლილებაში ძირითადად გადამწყვეტია და 100 %-ს უახლოვდება, მხოლოდ იანვარში 90%-ს შეადგენს, ასევე ინტენსიური ინვერსიული პროცესების გამო. მიღებული დამოკიდებულებების და განტოლებების მაღალი საიმედოობიდან გამომდინარე, შეგვიძლია საკმაო სიზუსტით ვიმსჯელოთ სხვადასხვა სიმაღლითი სარტყლის ტემპერატურულ რეჟიმზე და წარმატებით გამოვიყენოთ ისინი სხვადასხვა გაანგარიშებებში.

რეგიონის ტერიტორიის ტემპერატურული რეჟიმი კარგად აისახება ნახ. 4.1.3-4.1.7-ზე წარმოდგენილ იზოთერმების რუკებზე [3].



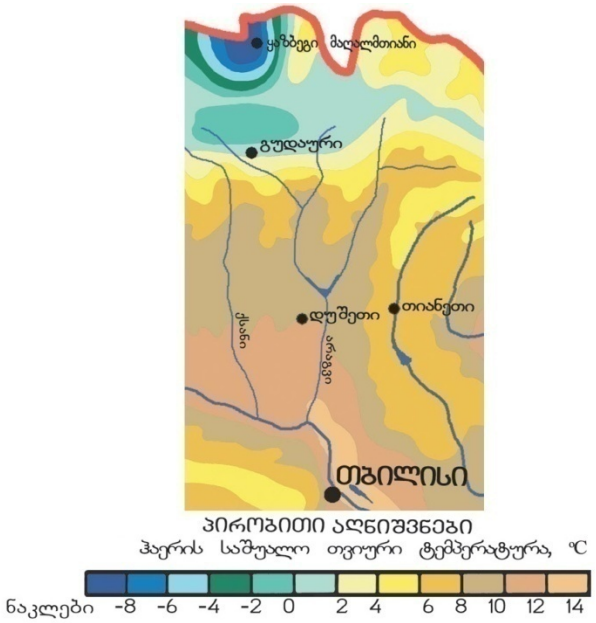
ნახ. 4.1.3. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა [3]

ნახ. 4.1.4. ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა (იანვარი) [3]

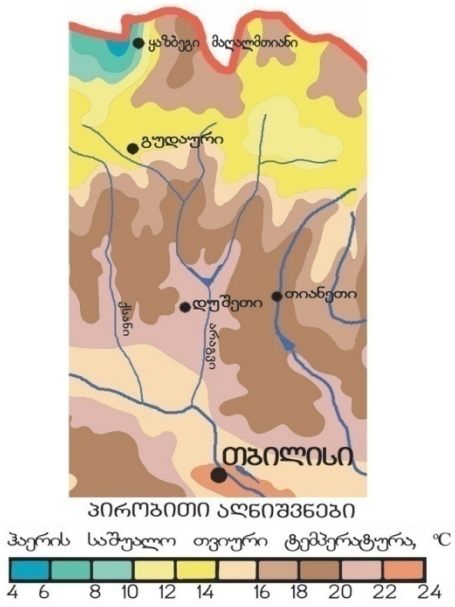
ნახ. 4.1.3-დან ჩანს, რომ ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა რეგიონის ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე ძირითადად დადებითია და მინუს 6-დან 10-12^{0}C -მდე იცვლება. უდიდესი ტემპერატურები აღინიშნება მდინარეების არაგვისა და ქსნის ქვემო დინებებსა და მტკვრის ხეობაში, ხოლო უმცირესი -კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში.

ნახ. 4.1.4-ის თანახმად, იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა ყველგან უარყოფითია და ძირითადად მინუს 14-16^{0}C-დან მინუს 1-2^{0}C -მდე ფარგლებში მერყეობს. უდიდესი ტემპერატურები აღინიშნება აგრეთვე მდინარეების არაგვისა და ქსნის ქვემო დინებებსა და მტკვრის ხეობაში, ხოლო უმცირესი კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში აღინიშნება.

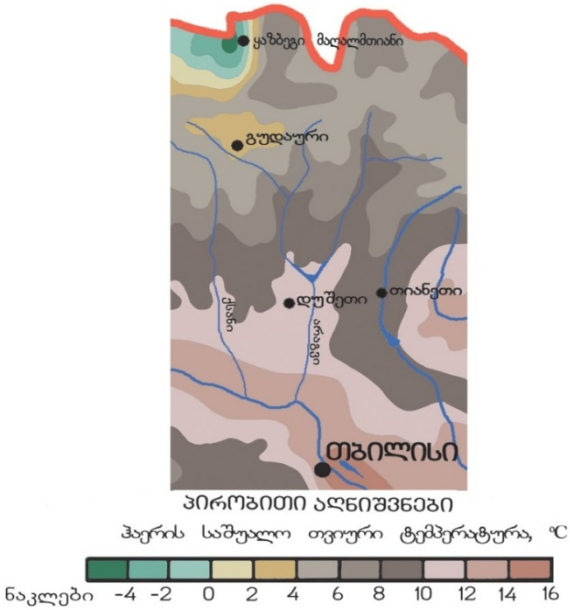
აპრილში (ნახ. 4.1.5) ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე ტემპერატურა დადებითია და 10-12^{0}C -მდე აღწევს, მაღალმთიან ზონაში კი უარყოფითია და მინუს 8-10^{0}C-მდე ეცემა. ამ შემთხვევაშიც უდიდესი ტემპერატურები აღინიშნება აგრეთვე მდინარეების არაგვისა და ქსნის ქვემო დინებასა და მტკვრის ხეობაში, ხოლო უმცირესი – კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში.



ნახ. 4.1.5. ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა (აპრილი) [3]



ნახ. 4.1.6. ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა (ივლისი) [3]



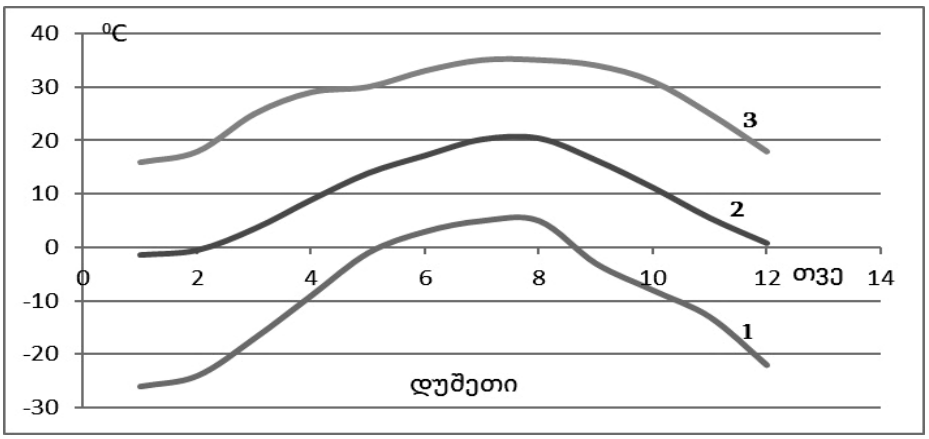
ნახ. 4.1.7. ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა (ოქტომბერი) [3]

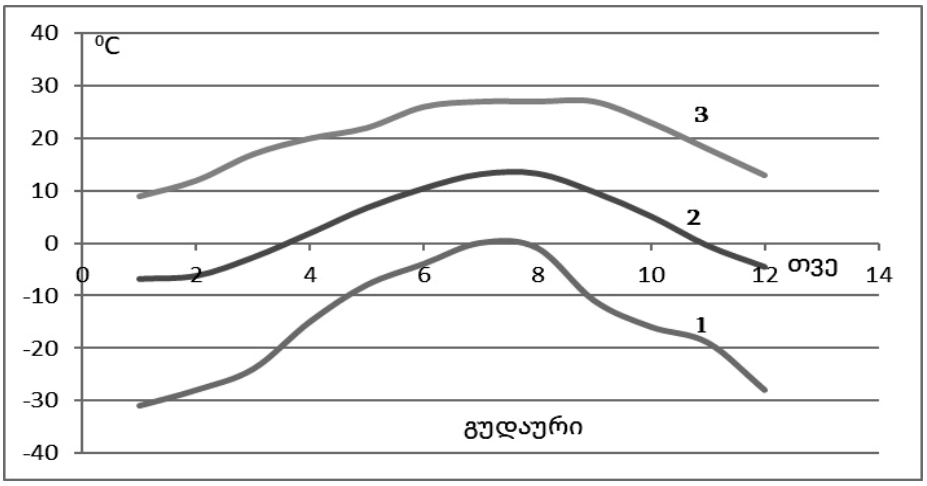
ივლისის თვეში (ნახ. 4.1.6) ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ყველგან დადებითია და 4-დან 22^{0}C -მდე იცვლება, მაქსიმუმის და მინიმუმის ძირითადი ადგილები შენარჩუნებულია.

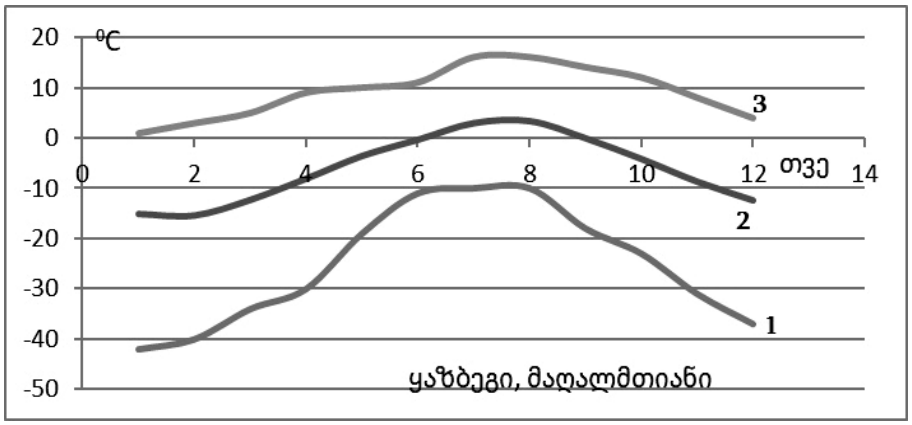
ოქტომბრის თვის ტემპერატურა (ნახ. 4.1.7) მინუს 4-დან პლიუს 12-14^{0}C -ფარგლებში მერყეობს. ამ თვეშიც შენარჩუნებულია ძირითადი გეოგრაფიული კანონზომიერება – უდიდესი ტემპერატურები მდინარეების არაგვის და ქსნის ქვემო დინებაში და მტკვრის ხეობაში, ხოლო უმცირესი კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში.

როგორც უკვე ავღნიშნეთ, ტემპერატურის წლიური სვლა ხასიათდება მინიმუმით იანვარში, ხოლო მაქსიმუმით – ივლის-აგვისტოში.

ასეთივე სვლა აქვს ტემპერატურის ექსტრემალურ მახასიათებლებს – აბსოლუტურ მინიმუმს და აბსოლუტურ მაქსიმუმს, საშუალო მინიმუმს და საშუალო მაქსიმუმს. ეს კარგად ჩანს ნახ. 4.1.8- დან, სადაც წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობების წლიური სვლა სამ განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში: დუშეთში, გუდაურსა და მაღალმთიან ყაზბეგში.







ნახ. 4.1.8. ჰაერის ტემპერატურის საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობების წლიური სვლა: **1** – აბსოლუტური მინიმუმი; **2** – საშუალო; **3** – აბსოლუტური მაქსიმუმი

როგორც ნახ. 4.1.8 – დან ჩანს, ექსტრემალურ ტემპერატურათა მნიშვნელობანი რეგიონში საკმაოდ დიდ დიაპაზონში მერყეობს. მაგალითად, გუდაურში იანვარში ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი მინუს 30 გრადუსზე დაბლა ეცემა, ხოლო ზაფხულში ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმი 30 გრადუსს აღწევს. მაღალმთიან ყაზბეგში იანვარში ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი მინუს 40 გრადუსზე დაბლა ეცემა, ხოლო ზაფხულში ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმი 18-20 გრადუსს აღწევს [4].

4.2. ჰაერის სინოტივე

სინოტივის ძირითადი მახასიათებლებია წყლის ორთქლის პარციალური წნევა და ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე. წყლის ორთქლის პარციალური წნევა, ჰაერის ტემპერატურის მსგავსად, წლიურ სვლაში უმცირეს მნიშვნელობებს ზამთარში, ხოლო უდიდესს მნიშვნელობებს _ზაფხულში აღწევს [1; 2]. ამასთანავე სიმაღლის ზრდით პარციალური წნევაც აგრეთვე კანონზომიერად კლებულობს (ცხრ. 4.2.1).

ცხრილი 4.2.1. ჰაერის წყლის ორთქლის პარციალური წნევა (ჰპა)

მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ.დ., მ	თ ვ ე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი, 403	5,0	5,2	5,9	8,5	12,2	14,6	16,8	16,3	13,8	10,7	8,1	5,7	10,2
დუშეთი, 922	4,3	4,5	5,2	7,7	11,3	13,8	16,1	15,5	13,0	9,6	7,0	5,0	9,4
ფასანაური, 1070	3,7	4,0	4,9	7,2	10,5	12,9	15,2	14,7	12,1	8,8	6,3	4,5	8,7
თიანეთი, 1099	3,9	4,3	5,2	7,6	11,0	13,5	15,8	15,1	12,6	9,0	6,5	4,8	9,1
ბარისახო, 1325	3,5	3,8	4,7	6,7	9,6	12,0	14,2	13,9	11,4	8,1	5,8	4,2	8,2
სტეფანწმინდა, 1744	2,8	3,0	3,7	5,6	8,0	10,0	12,1	11,6	9,1	6,2	155	3,3	6,7
კობი 2, 1962	2,2	2,6	3,3	5,0	7,6	9,3	11,2	10,9	8,7	6,1	4,1	2,9	6,2
გუდაური 2, 2194	2,5	2,8	3,4	4,8	7,0	9,0	11,0	10,7	8,6	6,0	4,1	3,0	6,1
ჯვრის უღ,, 2396	2,3	2,5	3,1	4,6	6,4	8,5	10,5	10,2	8,1	5,5	3,8	2,8	5,7
ყაზბეგი მ/მ, 3653	1,4	1,4	1,6	2,5	3,5	4,4	5,5	5,4	4,1	2,9	2,1	-1,6	3,0

ცხრილიდან ჩანს, რომ წლის განმავლობაში პარციალური წნევის საშუალო წლიური მნიშვნელობა რეგიონის ტერიტორიაზე იცვლება დაახლოებით 3-დან 10 ჰპა-მდე ფარგლებში, უდიდესია დაბალმთიან სადგურებზე, ხოლო უმცირესია მაღალმთიან ყაზბეგში.

იანვარში წყლის ორთქლის პარციალური წნევა უმცირესია და მერყეობს 1-დან 4-5 ჰპა-ფარგლებში. გაზაფხულიდან პარციალური წნევა იზრდება და მაქსიმუმს ივლის-აგვისტოში აღწევს, როდესაც ის 5-16 ჰპა ფარგლებში იცვლება. შემოდგომიდან პარციალური წნევა კვლავ კლებულობს.

ჰაერის სინოტივის აგრეთვე მნიშვანელოვანი მახასიათებელია შეფარდებითი სინოტივე. ის წარმოადგენს ჰაერში შემავალი წყლის ორთქლის პარციალური წნევის შეფარდებას გაჯერებული წყლის ორთქლის პარციალურ წნევასთან იმავე ტემპერატურაზე და გამოისახება პროცენტებში (%). ეს პარამეტრი დამოკიდებულია ჰაერის ტემპერატურაზე, ცირკულარულ პროცესებზე, ღრუბლიანობაზე, ქარის რეჟიმზე, ოროგრაფიაზე და ა.შ. შეფარდებით სინოტივეს სინოტივის სხვა მახასიათებლების მსგავსად ახასიათებს სეზონური სვლა, თუმცა მნიშვნელოვნად დამოკიდებულია ადგილობრივ პირობებზე (ცხრ. 4.2.2).

ცხრილი 4.2.2. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე (%)

მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ.დ., მ	თვე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი, 403	73	69	66	62	64	60	56	57	64	73	77	76	66
დუშეთი, 922	72	72	70	68	72	70	69	68	72	75	75	74	71
ფასანაური, 1070	76	74	73	70	74	74	73	72	76	77	77	77	74
თიანეთი, 1099	81	80	78	75	76	75	74	73	78	80	82	82	78
ბარისახო, 1325	76	76	73	72	75	77	77	77	80	78	78	76	76
სტეფანწმინდა, 1744	62	63	66	69	70	71	74	72	72	87	64	61	68
კობი 2, 1962	64	64	67	69	72	73	74	74	74	75	65	64	69
გუდაური 2, 2194	72	74	76	74	76	76	76	75	78	75	72	68	74
ჯვრის უღ., 2396	78	80	84	80	82	82	83	83	86	82	79	75	81
ყაზბეგი მ/მ, 3653	66	68	68	69	70	71	70	69	66	63	60	60	67

როგორც ცხრილიდან ჩანს, შეფარდებითი სინოტივის საშუალო წლიური მნიშვნელობა 67-81% ფარგლებში მერყეობს. წლიურ სვლაში მაქსიმუმი დაბალი და საშუალო მთის ზონაში ზამთარში ან შემოდგომის დასაწყისში, ძირითადად ნოემბერ-იანვარში იცის, ხოლო მინიმუმი ძირითადად გაზაფხულზე აღინიშნება. მაღალმთიან ზონაში შეფარდებითი სინოტივის მაქსიმუმი ზაფხულში ან შემოდგომის დასაწყისში, ხოლო მინიმუმი ზამთარში აღინიშნება.

4.3. ატმოსფერული ნალექები

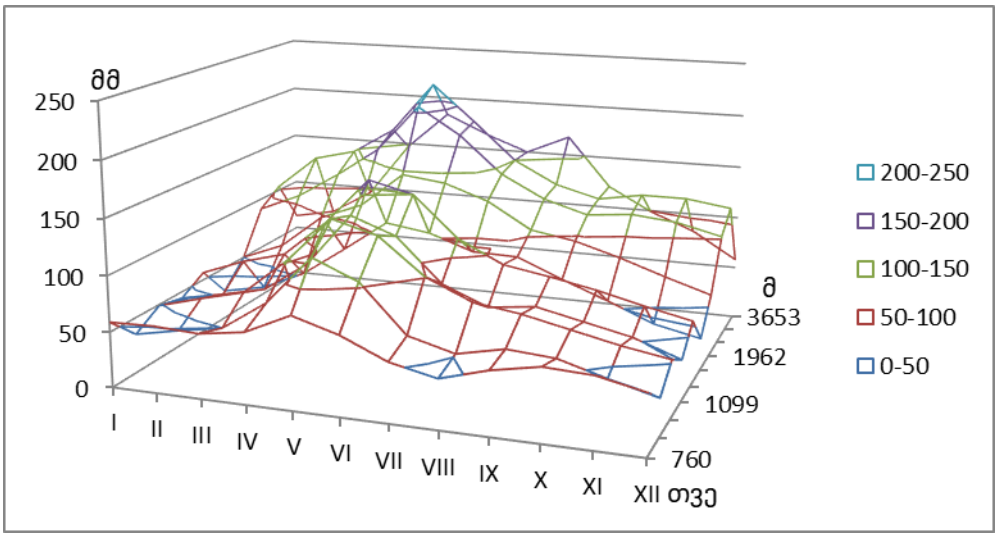
ატმოსფერული ნალექები კლიმატის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ელემენტია, რომელიც განსაზღვრავს ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის ძირითად მიმართულებებს. ასევე გვევლინება სტიქიური ჰიდროლოგიური და გეოლოგიური პროცესების ჩასახვა-გააქტიურების ერთ-ერთ მთავარ ფაქტორად. ცხრილში 4.3.1 წარმოდგენილია ატმოსფერული ნალექების თვიური და წლიური ჯამების მნიშვნელობები რეგიონის მთავარ პუნქტებში.

ცხრილი 4.3.1. ატმოსფერული ნალექების თვიური და წლიური ჯამები (მმ)

მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ. დ., მ	თ ვ ე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი, 403	16	22	31	52	86	72	48	37	42	42	35	22	505
დუშეთი, 922	35	43	50	77	121	104	62	51	60	57	45	34	739
ფასანაური, 1070	49	60	70	103	144	133	101	83	77	68	59	52	999
თიანეთი, 1099	44	52	61	89	137	122	83	66	71	62	53	38	878

ბარისახო, 1325	57	72	83	117	160	150	113	93	86	78	68	59	1136
სტეფანწმინდა, 1744	27	35	53	81	110	104	90	89	72	56	39	30	786
კობი 2, 1962	50	66	98	114	147	142	128	104	97	85	71	58	1160
გუდაური 2, 2194	90	107	132	160	205	180	145	124	112	116	112	102	1585
ჯვრის უღ., 2396	104	137	147	172	220	186	150	129	118	125	125	119	1733
ყაზბეგი მ/მ, 3653	63	71	-95	147	183	165	150	168	121	99	83	58	1404

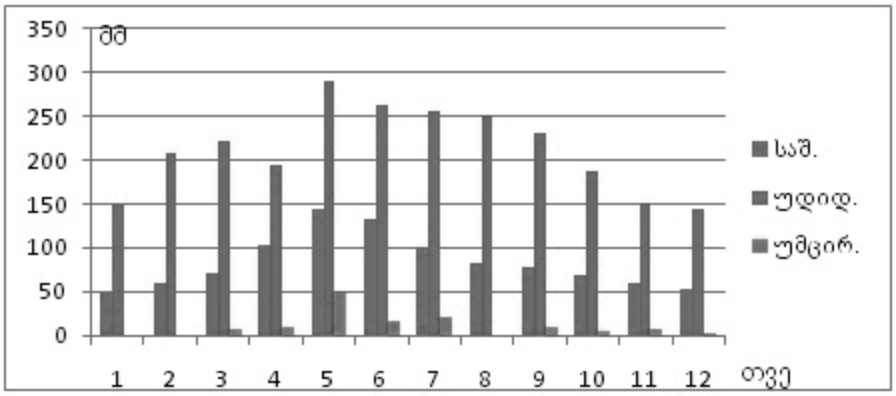
ცხრილი 4.3.1-დან ჩანს, რომ რეგიონის ტერიტორიაზე წლის განმავლობაში უდიდესი ნალექი მაღალმთიან ზონაში მოდის. წლიურ სვლაში მათი მაქსიმუმი გაზაფხულზე, ან ზაფხულში აღინიშნება, ხოლო უმცირესი ნალექი უმთავრესად ზამთარში მოდის. რეგიონში ნალექების წლიური სვლის მთელ მრავალფეროვნებას კარგად გამოხატავს ნახ. 4.3.1-ზე წარმოდგენილი დიაგრამა.



ნახ.4.3.1. ნალექების თვიური ჯამების წლიური სვლის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების ველი

ნახ. 4.3.1-ზე წარმოდგენილი ველი კარგად გამოსახავს ნალექების წლიური სვლის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების დეტალებს. კერძოდ, კარგად მოჩანს ზედაპირის დადებითი ფორმები (ამოზნექილობა), რაც შეესაბამება ნალექების მაქსიმუმებს ძირითადად გაზაფხულსა და ზაფხულში.

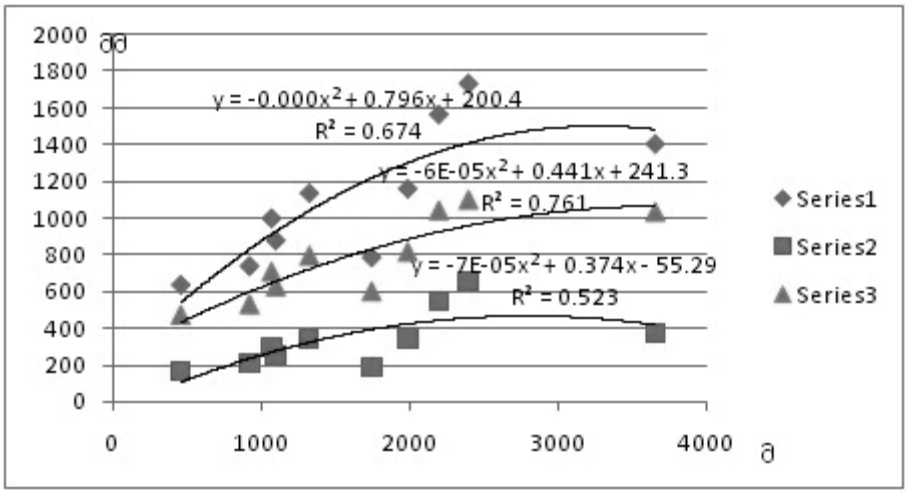
ნალექების თვიური ჯამები დიდ ფარგლებში მერყეობს. ეს კარგად ჩანს ნახ. 4.3.2-ზე ფასანაურის მაგალითზე წარმოდგენილი ნალექების უდიდესი, საშუალო და უმცირესი თვიური ჯამების ჰისტოგრამებიდან.



4.3.2. ატმოსფერული ნალექების უდიდესი, საშუალო და უმცირესი თვიური ჯამების წლიური სვლა ფასანაურში

როგორც ნახ. 4.3.2-დან ჩანს, ზამთრის თვეების განმავლობაში შესაძლებელია ნალექი საერთოდ არ მოვიდეს, ან უმნიშვნელო რაოდენობით მოვიდეს. ამავე დროს ცალკეულ წლებში ნებისმიერ თვეს შესაძლებელია მოვიდეს ნალექების ისეთი რაოდენობა, რომ ჯამში რამდენიმეჯერ აღემატებოდეს ნალექების თვიურ ნორმას. ნალექებისათვის ეს დამახასიათებელია, რადგანაც დიდი დისპერსიით ხასიათდება. ექსტრემალური დღეღამური ნალექები ცალკე პარაგრაფში განიხილება.

მთებში ერთ-ერთი აქტუალური პრობლემაა ნალექთა ჯამების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით. ნახ. 4.3.3-ზე წარმოდგენილია ნალექების ჯამების სიმაღლის მიხედვით ცვლილება რეგიონში, შესაბამისი აღმწერი ფუნქცია და დეტერმინაციის კოეფიციენტი.



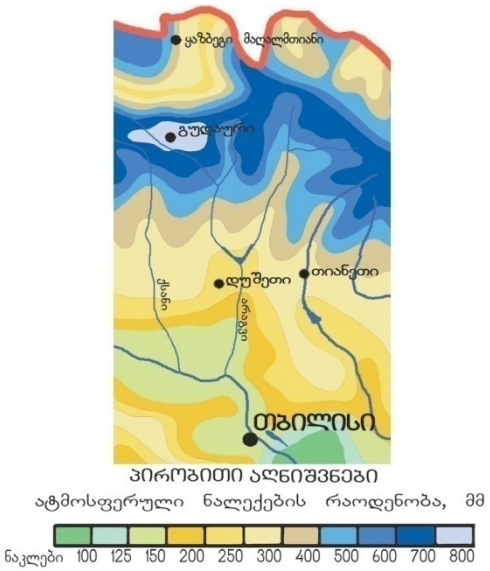
ნახ. 4.3.3. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით და შესაბამისი აღმწერი ფუნქცია (R^2-დეტერმინაციის კოეფიციენტია); X – ადგილის სიმაღლე, Y – ნალექების ჯამი, 1- ნალექების წლიური ჯამი, 2 – ცივი პერიოდის ნალექების ჯამი, 3 – თბილი პერიოდის ნალექების ჯამი.

დეტერმინაციის კოეფიციენტი ნალექთა წლიური ჯამისათვის 0.67-ს უდრის, თბილი პერიოდის ნალექებისათვის – 0.76, ხოლო ცივი პერიოდის ნალექებისათვის – 0.52-ია, რაც იმას ადასტურებს, რომ ადგილის სიმაღლის ხვედრითი წილი ნალექთა ჯამის ცვლილებაში შედარებით მნიშვნელოვანია წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში და 76%-ს შეადგენს.

დანარჩენი წილი, ანუ 24%, ნალექთა ჯამების გადანაწილებაში რელიეფის ფორმას და სხვა მორფომეტრულ ფაქტორებს შეაქვს.

ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიული განაწილების შემაჯამებელი იზოჰიეთების რუკები წარმოდგენილია ნახ. 4.3.4 – ნახ.4.3.6-ზე [3]. ამ რუკებიდან კარგად ჩანს ნალექების სივრცობრივი განაწილების კანონზომიერებები.

ნახ. 4.3.4. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამები (მმ) [3]



ნახ. 4.3.5. ატმოსფერული ნალექების ჯამები წლის ცივ პერიოდში (მმ) [3]

ნახ. 4.3.6. ატმოსფერული ნალექების ჯამები წლის თბილ პერიოდში (მმ) [3]

ნახ. 4.3.4 – 4.3.6-ის თანახმად, რეგიონის ტერიტორიაზე მოსული ნალექების წლიური ჯამები მერყეობს 400-500-დან 1500-1600 მმ-მდე. წლის ცივი პერიოდის ნალექები დაახლოებით 100-1000 მმ-მდე შეადგენს, ხოლო წლის თბილი პერიოდის ნალექები-200-300 მმ-დან 1400 მმ-მდე შეადგენს. უმცირესი რაოდენობის ნალექები მდინარეთა ხეობებშსა და დაბალ მთაში მოდის, ხოლო ნალექების უდიდესი რაოდენობა კავკასიონის მაღალმთიან ქედებზე აღინიშნება.

ცხრილში – 4.3.2 წარმოდგენილია ატმოსფერული ნალექების მნიშვნელოვანი მახასიათებელი – ნალექიან დღეთა რაოდენობა.

ცხრილი 4.3.2. ნალექიან დღეთა რაოდენობა

მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ.დ., მ	თ ვ ე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი, 403	6,5	7,5	8,8	11,8	15,1	11,7	9,1	7,5	8,7	9,2	8,7	6,8	111
დუშეთი, 922	9,3	9,5	10,8	11,9	15,5	12,1	9,5	8,1	8,5	9,3	9,0	8,9	122
ფასანაური, 1070	10,3	10,7	12,7	15,0	19,7	16,9	13,5	11,8	11,0	10,9	9,0	8,9	150
თიანეთი, 1099	9,5	10,7	12,9	13,9	16,8	14,1	11,2	9,1	10,3	10,9	10,6	9,5	140
ბარისახო, 1325	9,0	9,9	11,8	12,7	19,0	16,6	13,6	12,2	11,3	9,9	8,3	8,1	132
სტეფანწმინდა, 1744	7,0	7,1	9,4	12,2	16,3	15,3	12,7	11,2	9,5	8,2	7,2	6,2	122
გუდაური 2, 2194	12,5	13,3	15,1	17,4	21,3	19,5	17,2	14,6	14,6	13,1	12,7	11,7	183
ჯვრის უღ., 2396	12,6	13,2	15,6	17,4	20,5	18,3	17,2	14,8	14,4	12,5	12,4	12,0	181
ყაზბეგი მ/მ, 3653	10,7	12,1	15,4	16,5	20,7	19,8	17,1	15,5	14,1	13,6	12,0	11,3	179

ცხრილიდან ჩანს, რომ ნალექიან დღეთა რიცხვი რეგიონში საშუალოდ 120-180 დღეს შეადგენს. ნალექიან დღეთა რიცხვის წლიური სვლა ძირითადად შეესაბამება ნალექების ჯამების წლიურ სვლას: მაქსიმუმი – გვიან გაზაფხულზე, ან ზაფხულში, ხოლო მინიმუმი - ზამთარში.

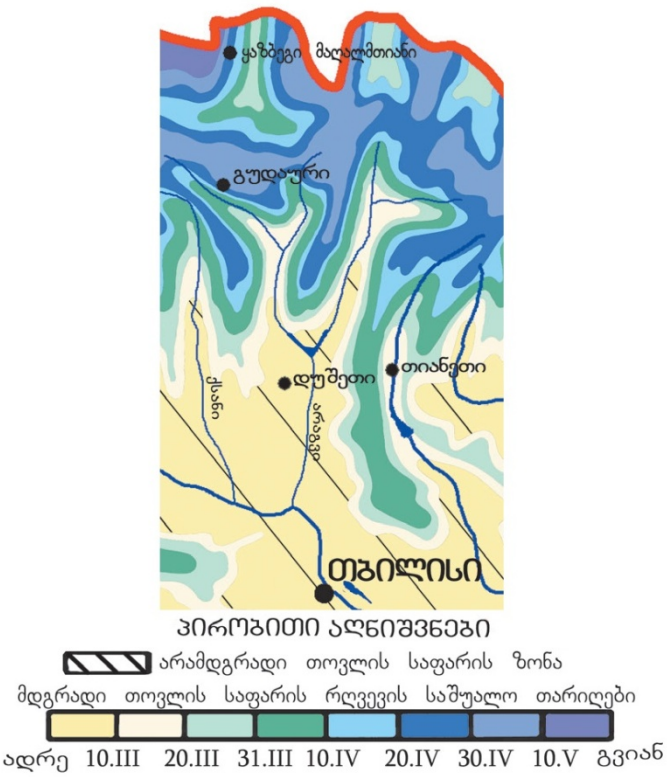
4.4. თოვლის საფარი

საკვლევი რეგიონის მთიანი ზონა ხშირი თოვლიანობით ხასიათდება. შესაბამისად, მნიშვნელოვანია თოვლის საფარის არსებობის ხანგრძლივობა. ზღვის დონიდან 1000მ სიმაღლეზე თოვლის საფარიანი დღეთა რაოდენობა წელიწადში დაახლოებით 70-100 დღეა, 2000მ სიმაღლეზე – 170, 3000მ სიმაღლეზე – 280 და ა.შ. ადგილის სიმაღლის შესაბამისად მატულობს აგრეთვე თოვლის საფარის სიმაღლე (ნახ 4.4.1).

ცხრილში – 4.4.1 მოცემულია თოვლის საფარის საშუალო თვიური სიმაღლეები მეტეოსადგურებზე არსებული მუდმივი ლარტყის მონაცემებით [2].

როგორც ცხრილი 4.4.1- დან ჩანს, თოვლის საფარის საშუალო თვიური და მაქსიმალური მნიშვნელობებით გამოირჩევა ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მდ. არაგვის აუზი. აქ განლაგებულ სადგურებზე თოვლის საფარის უდიდესი სიმაღლეების საშუალო და მაქსიმალური მნიშვნელობები შეადგენს სადგურ ფასანაურში (1070მ) 48 და 105სმ-ს, მლეთაში (1580მ) 96 და 241სმ-ს, გუდაურში (2194მ) 152 და 260სმ-ს, ხოლო ჯვრის უღელტეხილზე (2395მ) 156 და 334სმ-ს.

ნახ.4.4.1. თოვლის საფარის საშუალო სიმაღლე, სმ [3]



ნახ. 4.4.2. თოვლის საფარის რღვევის საშუალო თარიღები [3]

ცხრილი 4.4.1. თოვლის საფარის საშუალო თვიური სიმაღლე (სმ)

მეტეოსადგური	თ ვ ე										ზამთარში		
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	საშ.	მაქს.	მინ.
ყაზბეგი მ/მ	8	13	20	17	13	12	18	22	42	33	62	156	23
სტეფანწმინდა	–	–	5	8	13	23	15	4	13	–	38	96	6
სნო	–	–	3	6	–	20	17	2	–	–	34	90	3
ჯვრის უღ.	–	5	27	61	107	153	185	164	84	14	156	334	104
გუდაური	–	–	13	45	77	99	147	95	32	–	152	260	48
მლეთა	–	–	8	24	48	71	67	31	–	–	96	241	27
ქვეშეთი	–	–	8	20	46	65	63	26	–	–	–	–	–
ფასანაური	–	–	–	7	21	32	21	3	–	–	48	105	8
ჟინვალი	–	–	–		7	8	2	–	–	–	17	62	1
თიანეთი	–	–	–	7	17	22	15	3	–	–	36	73	5
დუშეთი	–	–	–	2	6	8	4	–	–	–	17	61	3

თოვლის საფარის ვერტიკალური განაწილებისა და არსებობის ხანგრძლივობის მიხედვით მცხეთა-მთიანეთის რეგიონის ტერიტორიაზე გამოიყოფა სამი ზონა: არამდგრადი, მდგრადი და მუდმივი თოვლის საფარის ზონა.

თოვლის საფარის არამდგრადი ზონა ვრცელდება დაახლოებით 800-900 მ სიმაღლემდე ზ.დ. ამ ზონაში ზამთრის განმავლობაში თოვლის საფარი რამდენჯერმე რჩება და ქრება. შესაძლოა უთოვლო ზამთრების შემთხვევებიც. თოვლის საფარის მრავალწლიური საშუალო მაქსიმალური სიმაღლე ჩვეულებრივად არ აღემატება 3-5 სმ-ს, თუმცა ცალკეულ ძალიან იშვიათ შემთხვევაში თოვლის საფარის სიმაღლემ შეიძლება მიაღწიოს 1 მეტრს და მეტს.

მდგრადი თოვლის საფარის ზონაში, გუდაურში და ჯვრის უღელტეხილის ტერიტორიაზე თოვლის საფარის სიმაღლეების საშუალო მნიშვნელობები აღემატება 200 სმ-ს, ხოლო მაქსიმალური სიმაღლე აღწევს 260-270 სმ-ს. აქ 200-300 სმ სიმაღლის თოვლის საფარის გრადაციას აქვს მაქსიმალური განმეორებადობა (ცხრ. 4.4.2).

ცხრილი 4.4.2. გრადაციების მიხედვით თოვლის საფარის სიმაღლის უდიდესი მნიშვნელობების განმეორებადობა მდგრადი თოვლის საფარის ზონაში (%) [2]

მეტეოსადგური	თოვლის საფარის სიმაღლე (სმ)											
	11-20	21-30	31-50	51-75	76-100	101-125	126-150	151-175	176-200	201-250	251-300	301-350
კობი	15	10	5	10	15	20	25	–	–	–	–	–
ჯვრის უღ.	–	–	0	–	–	6	6	17	17	18	24	12
გუდაური	–	–	2	2	15	15	18	15	14	17	2	–
ფასანაური	12	20	25	29	9	2	–	–	–	–	–	–

ცხრილის მონაცემებიდან ჩანს, რომ კობში, რომელიც მდებარეობს მდ. თერგის აუზში კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე, თოვლის საფარის საშუალო დეკადური სიმაღლეების უდიდესი მნიშვნელობების (126-150 სმ) განმეორებადობა აღწევს 25%-ს, ხოლო სამხრეთ ფერდობზე სადგურებში – ჯვრის უღელტეხილი და გუდაური, ეს მაჩვენებელი შესაბამისად ტოლია 12%-ისა (301-350 სმ) და 2%-ის (251-300სმ). ასეთი განსხვავება აიხსნება კავკასიონის ჩრდილოეთი და სამხრეთი ფერდობების განსხვავებული ორიენტაციით ჰაერის ნოტიო ნაკადების მიმართ.

მდგრადი (მარადიული) თოვლის საფარის ზონა მდებარეობს თოვლის ხაზის ზევით.

რეგიონის ტერიტორიის დაბლობ ნაწილში (პირველი ზონა) თოვლის საფარის გაჩენის საშუალო თარიღი დეკემბრის თვის მეორე ნახევარია (დიღომი, მუხრანი, ჟინვალი). ადგილის სიმაღლის მატებისას (მეორე ზონა) თოვლის საფარის გაჩენის საშუალო თარიღი გადაინაცვლებს ნოემბრის მორე ნახევარზე (ბარისახო, მლეთა, ქვეშეთი, ფასანაური). მესამე ზონაში თოვლის საფარის გაჩენის საშუალო თარიღი აღინიშნება უკვე ოქტომბრის პირველ ნახევარში (ჯვრის უღელტეხილი).

ზემოთ მოცემულ ნახ. 4.4.2-ზე წარმოდგენილია თოვლის საფარის რღვევის საშუალო თარიღები რუკა. აქ კარგად ჩანს თოვლის საფარის არამდგრადი ზონა.

ნახ. 4.4.2-ის თანახმად თოვლის საფარის რღვევის საშუალო თარიღი პირველ ზონაში აღინიშნება მარტის თვის პირველ ნახევარში, მეორე ზონაში – აპრილში, ხოლო მესამე ზონაში – მაის-ივნისში.

4.5. ქარი

საკვლევ ტერიტორიაზე ქარის რეჟიმული მახასიათებლები მნიშვნელოვნად დამოკიდებულია რთულ ოროგრაფიაზე. მთის მწვერვალებსა და ქედებზე აღინიშნება ქარის დიდი სიჩქარეები, ხოლო ხეობებში ქარის სიჩქარე მინიმალურია. ამავე დროს, განვითარებულია ადგილობრივი ცირკულაცია, ანუ ადგილი აქვს მთა-ხეობების, ფერდობების და მყინვარული გენეზისის ქარების ლოკალური სახეობების ფორმირებას. ამიტომაც რეგიონის მთიან ტერიტორიაზე აღინიშნება ქარის სიჩქარის და მიმართულების დიდი ცვალებადობა [4] (ნახ. 4.5.1).

მართლაც, ნახ. 4.5.1-ზე წარმოდგენილი რუკის თანახმად, მდინარეთა ხეობებში ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე 2მ/წმ-ზე ნაკლებია, ხოლო მწვერვალებსა და ქედებზე აღემატება 6 მ/წმ-ს.

ცხრილი 4.5.1-ის თანახმად, ქარის საშუალო წლიური სიჩქარის მაქსიმუმი (6,4 მ/წმ) აღნიშნულია სადგურ ყაზბეგზე.

ნახ. 4.5.1. ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე (მ/წმ) [3]

ცხრილი 4.5.1. ქარის საშუალო თვიური და წლიური სიჩქარე (მ/წმ)

მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ.დ., მ	თვე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი, 403	2.2	2.7	2.8	2.8	2.5	2.5	2.8	2.3	2.1	2.0	1.7	1.8	2.4
დუშეთი, 922	1.3	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.4	1.4	1.4	1.4	1.2	1.0	1.4
ფასანაური, 1070	0,9	1,2	1,6	1,6	1,4	1,2	1,2	1,0	1,1	1,1	0,9	0,8	1,2
თიანეთი, 1099	1.8	2.2	2.4	2.3	2.1	2.1	1.7	1.6	1.8	1.8	1.3	1.2	1.9
ბარისახო, 1325	1,8	1,9	2,1	2,2	2,1	1,9	1,8	2,0	1,9	1,9	1,8	1,6	1,9
სტეფანწმინდა, 1744	2,6	2,6	2,4	2,0	1,6	1,5	1,4	1,6	1,7	2,0	2,2	2,5	2,0
ბურსაჭირი, 1760	1,7	1,9	1,8	1,8	2,0	2,0	2,0	1,7	1,6	1,5	1,4	1,6	1,8
კობი 2, 1962	1,7	1,9	1,9	1,3	1,4	1,3	1,5	1,4	1,6	1,5	1,9	1,7	1,6
გუდაური 2, 2194	1,5	1,6	1,4	1,4	1,4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,2	1,2	1,3
ჯვრის უღ., 2396	2,2	2,4	2,2	1,8	1,9	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	1,9	2,2	2,0
ყაზბეგი მ/მ, 3653	7,0	7,5	7,4	7,0	6,1	4,8	5,0	5,4	6,4	7,1	6,6	6,8	6,4

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარის აბსოლუტური მაქსიმუმი შეადგენს ყაზბეგზე 7,5 მ/წმ-ს თებერვალში, სტეფანწმინდაში – 2,6 მ/წმ-ს იანვარსა და თებერვალში, კობში – 1,9 მ/წმ-ს თებერვალში, მარტსა და ნოემბერში, ჯვრის უღელტეხილზე – 2,4 მ/წმ თებერვალში, სადგურ ბურსაჭირში – 2.0 მ/წმ-ს მაისში, ივნისსა და ივლისში, გუდაურში – 1,6 მ/წმ-ს თებერვალში, ფასანაურში – 1,6 მ/წმ-ს მარტსა და აპრილში, თიანეთში – 2,4 მ/წმ-ს მარტში.

4.6. ჰიდროლოგია

საკვლევი არეალის ზედაპირული ჩამონადენის ძირითად არტერიებს წარმოადგენს მდინარეები: არაგვი, თერგი, ფშავის არაგვი და არღუნი თავიანთი მრავალრიცხოვანი შენაკადებით. აღნიშნული ტერიტორიები მიეკუთვნება კასპიის ზღვის აუზს, მდინარე არაგვისა და თერგის აუზებს.

მდინარეთა თანამედროვე ხეობები გამომუშავებულია წყლის ეროზიული მოქმედების შედეგად და რელიეფში ღრმად ჩაჭრილი პატარა მდინარეები ჭალას თითქმის ყველგან მოკლებულია და ხასიათდება დიდი დახრილობით, გასწვრივი პროფილი საფეხურობრივი ან სწორხაზობრივია. საკუთრივ მდინარე თერგი და არაგვი რამდენიმე ადგილას იტოტება და ქმნის მცირე ზომის კუმბულებს. კალაპოტები ზომიერად კლაკნილია. შენაკადების კალაპოტის ფსკერი უმრავლეს შემთხვევაში არასწორია, კლდოვანია და ჩახერგილია ლოდებით.

მდინარეები ხასიათდება შერეული საზრდოობით: თოვლის, წვიმის მყინვარების და გრუნტის წყლებით. საზრდოობის წყაროებიდან პირველი ადგილი უჭირავს თოვლის საბურველს, რომლის სიმძლავრე და დგომის ხანგრძლივობა სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება. ასევე მნიშვნელოვანია მყინვარული საზრდოობა, განსაკუთრებით მდინარე თერგისათვის. საკვლევ არეალში მდინარეთა ქსელი კარგად არის განვითარებული და მაღალია ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირის კოეფიციენტი.

წყლის ნაკადის საშუალო სიჩქარეები დიდი მდინარეებისათვის მერყეობს 1,1-1,8 მ/წმ ფარგლებში, ხოლო პატარა მდინარეებისათვის 1,5 მ/წმ-დან 2.4 მ/წმ-მდე. წყლის ტემპერატურა ზამთრის პერიოდში 0,5 – 0,7 ^{0}C -ია, ზაფხულში ტემპერატურა 15 – 18 ^{0}C ფარგლებში მერყეობს. აღსანიშნავია, რომ ცალკეულ წლებში, ნოემბრიდან მარტის ჩათვლით, ჰაერის ტემპერატურის დაბლა დაწევის შემთხვევაში, მდინარეებში ფიქსირდება ფსკერული ყინული და წანაპირები.

წყლიანობის რეჟიმი ხასიათდება გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობით და არამდგრადი წყალმცირობით წლის სხვა პერიოდებში. გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობა, გამოწვეული თოვლისა და მყინვარების დნობითა და წვიმებით, ჩვეულებრივ იწყება აპრილში, მაქსიმუმს აღწევს ივლის-აგვისტოში. ამ დროს ჩამოედინება წლიური ჩამონადენის 70%. წყლის მინიმალური დონეები აღინიშნება შემოდგომაზე და იანვარ-თებერვალში.

საკვლევი არეალის თითქმის ყველა მდინარეს ახასიათებს სწრაფი და ძლიერი ადიდება, ისინი ხასიათდება დონეების შედარებით უფრო სწრაფი მატებითა და კლებით და ამისი განმაპირობებელი ძირითადი მიზეზი წვიმაა. ამ მხრივ განსაკუთრებით გამოირჩევა მდინარე არაგვის, თერგისა და არღუნის შენაკადები, სადაც წარმოიქმნება ღვარცოფული ნაკადები. აღსანიშნავია, რომ ღვარცოფული ნაკადები არ წარმოიქმნება ყოველწლიურად და მათ რეგულარული სახე არა აქვთ.

საკვლევ არეალში გავრცელებულია დროებითი ნაკადები, რომლის კალაპოტებში წყალი ჩნდება მხოლოდ თოვლის დნობის ან ინტენსიური წვიმების პერიოდში. ამ მხრივ

გამოირჩევა მდინარე არაგვის შენაკადები; ამასთან, ზოგიერთ შემთხვევაში, მათში არსებული მცენარეებისა და აუზების მცირე სიგრძის გამო, ისინი შედარებით ნაკლები რისკის შემცველია.

ლიტერატურა:

[1] საქართველოს სამეცნიერო-გამოყენებითი კლიმატური ცნობარი (2020). უნივერსალი, თბილისი, 303 გვ.

[2] Справочник по климату СССР (1967-1971). Вып.14, часть 1-5, Гидрометеоиздат, Ленинград.

[3] საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი (2011). ჰიდრომეტეო-როლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა, თბილისი, 120გვ.

[4] ე. ელიზბარაშვილი (2017). საქართველოს ჰავა ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა, თბილისი, 320გვ.

თავი 5

საშიში ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენები

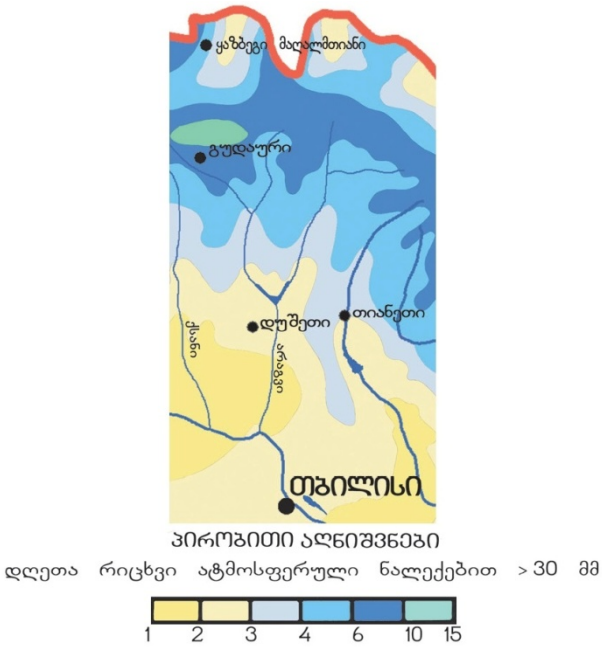
5.1. ინტენსიური, უხვი და კატასტროფული ატმოსფერული ნალექები

ინტენსიური ეწოდება ნალექებს, როდესაც დღეღამის განმავლობაში მოსული რაოდენობა აღემატება 20 მმ-ს, ხოლო უხვი ეწოდება ნალექებს, როდესაც მათი დღეღამური ჯამები აღემატება 30მმ-ს. ასეთი ნალექები ამინდის საშიშ მოვლენად მიიჩნევა, რადგანაც შესაძლოა სტიქიური მოვლენების განვითარება გამოიწვიოს, მათ შორის, წყალდიდობა, წყალმოვარდნა, დატბორვა, ღვარცოფი და სხვა, და ამით დიდი მატერიალური ზარალი მიაყენოს მოსახლეობას და ეკონომიკას [1]. ცხრილში – 5.1.1 წარმოდგენილია ინტენსიურ და უხვნალექიან დღეთა რიცხვის საშუალო თვიური და წლიური მნიშვნელობები 3 პუნქტისათვის, რომლებიც ახასიათებს რეგიონის განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებს.

ცხრილი 5.1.1. დღეთა რიცხვი ინტენსიური და უხვი ნალექებით

მეტეოსადგური		თვე												წელი
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
დუშეთი	დღეთა რიცხვი ინტენსიური ნალექებით	0,1	0,2	0,2	0,8	1,3	1,3	0,5	0,5	0,6	0,5	0,2	0,1	6
	დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით	0,02	0,01	0,1	0,2	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	2
გუდაური	დღეთა რიცხვი ინტენსიური ნალექებით	1,0	1,4	1,6	1,8	2,5	2,5	1,9	1,6	1,3	1,3	2,9	1,1	21
	დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით	0,4	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	8
ჯავახეთი მ/მ	დღეთა რიცხვი ინტენსიური ნალექებით	0,9	0,9	0,9	2,0	2,1	1,4	1,6	2,2	1,3	0,8	1,0	0,7	16
	დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით	0,3	0,3	0,5	1,1	0,7	0,5	0,6	1,1	0,5	0,5	0,4	0,2	8

როგორც ცხრილიდან ჩანს, მთელი წლის განმავლობაში ინტენსიურ ნალექებიან დღეთა რიცხვი დიდ ფარგლებში მერყეობს და ტერიტორიაზე ძირითადად 6-21-ს შეადგენს. უხვნალექიან დღეთა რიცხვი შედარებით ნაკლებია და წელიწადში 2-8 დღეს შეადგენს. უფრო დეტალურ ინფორმაციას უხვნალექიან დღეთა რიცხვის რეგიონის ტერიტორიაზე განაწილების შესახებ იძლევა ნახ. 5.1.1-ზე წარმოდგენილი რუკა.



ნახ. 5.1.1. დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით წელიწადში [2]

ნახ. 5.1.2. ატმოსფერული ნალექების აბსოლუტური დღეღამური მაქსიმუმი (მმ) [2]

რუკიდან ჩანს, რომ რეგიონის ტერიტორიაზე უხვ ნალექიან დღეთა რიცხვი წლის განმავლობაში იცვლება 1-2-დან 10-15 და მეტ დღემდე. უხვი ნალექები განსაკუთრებით ხშირია კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში, სადაც მერყეობს 6-10 დღეს შორის. ინტენსიური და უხვი ნალექები წლის განმავლობაში განსაკუთრებით ხშირია გაზაფხულის მეორე ნახევარსა და ზაფხულში, როდესაც გააქტიურებულია კონვექციური პროცესები. თუ განვიხილავთ საავტომობილო გზებს, მაშინ შემდეგი სურათი გვექნება: თბილისი-ჟინვალის მონაკვეთზე დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით საშუალოდ წლის განმავლობაში არ აღემატება 2-ს, მაქსიმუმს აღწევს გუდაური-კობის მონაკვეთზე (10 დღე), სადაც ინტენსიურ ნალექიან დღეთა რიცხვი აღემატება 20-ს. ასეთივე მდგომარეობაა ჟინვალი-შატილის გზის უღელტეხილზე.

დღეისათვის არ არის განსაზღვრული კატასტროფული ნალექების ზოგადი განმარტება. ერთერთი განმარტების თანახმად ეს არის “საშიში მოვლენა, რომელიც უქმნის საშიშროებას ადამიანთა სიცოცხლეს და ჯანმრთელობას, და იწვევს ნაგებობების და სატრანსპორტო საშუალებების რღვევას, საწარმოო და სატრანსპორტო პროცესის მოშლას, ან ზიანს აყენებს გარემოს”. ამრიგად, კატასტროფულს შეიძლება მივაკუთვნოთ ექსტრემალურად ინტენსიური ნალექები, აგრეთვე მნიშვნელოვანი ნალექები, რომლებიც მოდის რამდენიმე დღეღამის განმავლობაში, იწვევს წყალდიდობას, წყალმოვარდნას, ღვარცოფულ პროცესებს, თოვლის ზვავებს ან სხვა სტიქიურ მოვლენებს და მთლიანობაში ქმნის საგანგებო სიტუაციას, რამაც შეიძლება გამოიწვიოს მნიშვნელოვანი მატერიალური ზარალი და ადამიანთა მსხვერპლი.

მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის თანახმად, ნალექების კატასტროფულობის ხასიათზე შეიძლება ვიმსჯელოთ დღეთა რიცხვით 50 მმ-ზე მეტი ნალექებით (R50). თუმცა, არსებული მეტეოროლოგიური დაკვირვებათა მონაცემების თანახმად, რეგიონში ასეთი ნალექების საშუალო დღეთა რიცხვი წელიწადში არ აღემატება 1-ს, ხოლო უდიდეს დღეთა რიცხვი შეადგენს 3-4 დღეს. აგრეთვე დაბალია კატასტროფული ნალექების მოსვლის ალბათობა.

ცხრილი 5.1.2. ნალექების დღეღამური მაქსიმუმების მახასიათებლები (მმ)

მეტეოსადგური, სიმაღლე ზ.დ., მ	აბსოლუტური მაქსიმუმი	საშუალო მაქსიმუმი	მოსალოდნელი 100 წელიწადში ერთხელ
თბილისი, 403	147	29	128
დუშეთი, 922	82	29	84
ფასანაური 1070	93	35	96
თიანეთი 1099	105	32	110
ბარისახო, 1325	94	30	95
სტეფანწმინდა, 1744	111	27	114
გუდაური 2, 2194	100	33	106

ცხრილი 5.1.2.-დან ჩანს, რომ ნალექების აბსოლუტური მაქსიმუმი რამდენიმეჯერ აღემატება ინტენსიური და უხვი ნალექების კრიტერიუმებს. კონკრეტულად, გუდაურსა და თიანეთში შეადგენს 100-105 მმ-ს. რამდენადმე ნაკლებია ფასანაურში (93 მმ), ხოლო დუშეთში 82 მმ-ია. ამავე ცხრილის თანახმად საუკუნეში ერთხელ მაინც მოსალოდნელი დღეღამური ნალექების ჯამები საკმაოდ მაღალია, და გუდაურსა და თიანეთში შეადგენს 106-110 მმ-ს, ფასანაურში 96 მმ-ს, ხოლო დუშეთში-84 მმ-ს.

დეტალურ ინფორმაციას ექსტრემალური ნალექების სივრცობრივი განაწილების შესახებ რეგიონის ტერიტორიაზე იძლევა ზემოთ მოცემულ ნახ. 5.1.2 – ზე წარმოდგენილი განზოგადოებული რუკა. რუკის თანახმად, რეგიონში გამოიყოფა ექსტრემალური ნალექების ორი მთავარი ზონა. პირველი მათგანი მოიცავს დუშეთის მუნიციპალიტეტს, არაგვის შუა დინებას და მიმდებარე მთებს. ამ ზონაში ნალექების დღეღამური მაქსიმუმი შეადგენს 75-100 მმ-ს. მეორე ზონა, სადაც ნალექების მაქსიმუმი 100 მმ-ს აღემატება, უფრო ვრცელ ტერიტორიაზე ვრცელდება და მოიცავს კავკასიონის მაღალმთიან სარტყელსაც.

5.2. ნისლი

ნისლი წარმოადგენს საშიშ მეტეოროლოგიურ მოვლენას. თუ ნისლის დროს მხედველობის არე შემცირებულია 50 მ და ნაკლებზე, მას ძლიერ ნისლს უწოდებენ. ნისლი უარყოფითად მოქმედებს ტრანსპორტის ყველა სახეობის მოძრაობაზე (სახმელეთო, საზღვაო, საჰაერო), ძლიერი ნისლის დროს გახშირებულია ავარიები. ნისლი უარყოფით გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე. ირღვევა თერმოლეგურაციის პროცესები, რაც იწვევს სასუნთქი ორგანოების დაავადებას [1].

წარმოშობის მიხედვით განასხვავებენ შიდამასიურ და ფრონტალურ ნისლს. შიდამასიური ნისლის სახეობებია: ადვექციური და რადიაციული ნისლი. მთიანი რელიეფის პირობებში არსებობს ადვექციური ნისლის ნაირსახეობა – ფერდობების ნისლი. ნისლიან დღეთა საშუალო და მაქსიმალური რაოდენობა წარმოდგენილია ცხრილში 5.2.1.

ცხრილი 5.2.1. ნისლიან დღეთა საშუალო და მაქსიმალური რაოდენობა

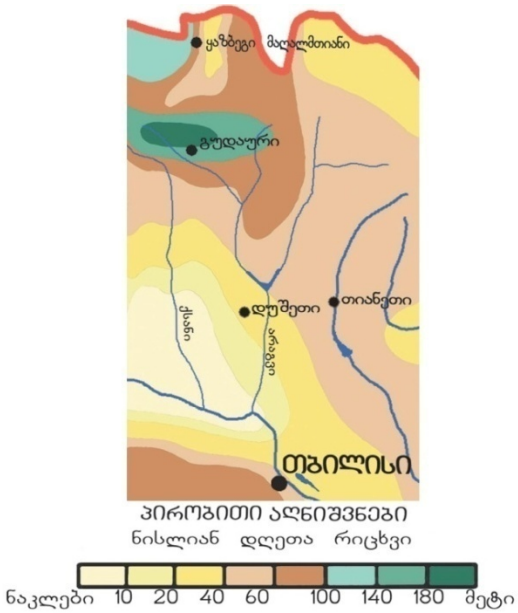
მეტეოსადგური		თვე												წელი
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი	საშ.	8	6	3	0,9	0,3	0,1	0,1	0,03	0,3	1	4	9	33
	მაქს.	19	16	14	6	3	1	1	1	2	10	11	23	62

დუშეთი	საშ.	4	3	3	2	2	0,8	0,6	0,7	0,6	1	2	4	24
	მაქს.	15	8	9	4	6	3	5	6	3	4	6	10	42
თიანეთი	საშ.	4	4	4	3	1	0,6	0,4	0,5	1	2	4	4	28
	მაქს.	10	16	13	8	5	3	2	3	3	6	13	17	54
კობი	საშ.	4	5	6	7	3	3	3	3	5	5	4	5	53
	მაქს.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ბურსაჭირი	საშ.	12	12	16	13	8	7	6	6	10	12	13	11	126
	მაქს.	25	23	25	21	16	15	12	12	18	28	22	15	161
გუდაური	საშ.	12	12	15	15	13	10	9	8	13	14	13	11	145
	მაქს	24	23	25	22	21	18	17	18	22	26	23	27	178
სტეფანწმინდა	საშ.	3	2	4	4	3	1	2	2	3	4	4	2	34
	მაქს.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ჯვრის უღ.	საშ.	13	14	19	19	18	14	17	14	19	18	16	13	194
	მაქს.	28	23	27	26	26	24	24	24	28	26	26	21	239
ყაზბეგი მ/მ	საშ.	2	3	5	9	14	15	14	13	12	8	6	3	104
	მაქს.	18	16	18	19	26	27	24	22	24	19	18	15	214

ნისლიან დღეთა როგორც საშუალო, ისე მაქსიმალური რაოდენობით გამოირჩევა ჯვრის უღელტეხილი (შესაბამისად 194 და 239 დღე წელიწადში), შემდეგ მოდის ყაზბეგი, გუდაური და ბურსაჭირი. დანარჩენ სადგურებში ნისლიან დღეთა მაქსიმალური რიცხვი წელიწადში არ აღემატება 65 დღეს.

ნისლიან დღეთა ტერიტორიული განაწილების თავისებურებანი კარგად ჩანს ნახ. 5.2.1-დან.

რუკიდან გამომდინარეობს, რომ ნისლიან დღეთა რაოდენობა გარდა ადგილის აბსოლუტური სიმაღლისა, მნიშვნელოვნად დამოკიდებულია ოროგრაფიაზე. ადგილის აბსოლუტური სიმაღლის მატებასთან ერთად ნისლების საშუალო ხანგრძლივობა იზრდება. ჯვრის უღელტეხილზე ის წელიწადში აღწევს აბსოლუტურ მაქსიმუმს (1903,3სთ).



ნახ.5.2.1. ნისლიან დღეთა საშუალო წლიური რიცხვი [2]

ნისლების ხანგრძლივობის დიდი მნიშვნელობებით გამოირჩევა გუდაური (1383,1სთ). რაც შეეხება ყაზბეგს, იქ ნისლების საშუალო ხანგრძლივობა წელიწადში ორჯერ ნაკლებია, ვიდრე გუდაურში და თითქმის სამჯერ ნაკლებია, ვიდრე ჯვრის უღელტეხილზე, რაც განპირობებულია იმით, რომ კავკასიონის მთიან რეგიონში 3კმ სიმაღლეზე ზევით ადგილი აქვს ღრუბლიანობის და შესაბამისად, ნისლიანობის შემცირებას.

ამრიგად, საავტომობილი გზის თბილისი-ჟინვალის მონაკვეთზე ნისლიან დღეთა რიცხვი წელიწადში საშუალოდ არ აღემატება 40-ს, ჟინვალი-ქვეშეთის მონაკვეთზე აღწევს 100-ს, გუდაურის მონაკვეთზე შეადგენს 150-ს, ხოლო კობი-სტეფანწმინდის მონაკვეთზე კლებულობს. საავტომობილო გზის ჟინვალი-ბარისახოს მონაკვეთზე წელიწადში საშუალოდ 60 დღეა ნისლით, ხოლო უღელტეხილის შემდეგ კლებულობს.

5.3. ძლიერი ქარები

ძლიერი ქარები, რომელთა სიჩქარე ტოლია ან მეტი 15მ/წმ განეკუთვნება ამინდის საშიშ მოვლენათა რიცხვს. მცხეთა-მთიანეთის ტერიტორიაზე განლაგებული სადგურებისათვის ძლიერი ქარიანი დღეების საშუალო და მაქსიმალური თვიური და წლიური რიცხვები წარმოდგენილია ცხრილ 5.3.1.-ში.

ცხრილი 5.3.1. ძლიერი ქარიანი დღეების საშუალო და მაქსიმალური თვიური და წლიური რაოდენობა

მეტეოსადგური		თვე												წელი
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
თბილისი	საშ.	2,0	2,2	2,9	2,5	1,4	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,2	1,3	19
	მაქს.	7	7	13	8	8	6	6	8	7	6	6	5	52
დუშეთი	საშ.	0,5	0,5	0,8	0,5	0,6	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,3	0.2	5
	მაქს.	2	3	6	5	5	2	2	1	2	2	3	1	26
თიანეთი	საშ.	3,2	3,5	4,3	3,8	2,7	2,2	1,9	1,8	2,3	2,8	2,1	1,9	32
	მაქს.	8	10	11	12	9	8	9	8	10	10	7	6	74
ბურსაჭირი	საშ.	3,7	4,1	4,5	3,6	3,7	4,1	3,0	3,0	2,5	2,7	2,5	3,5	41
	მაქს.	10	14	12	11	10	10	8	8	8	9	8	8	70
გუდაური	საშ.	0,8	0,6	0,9	0,6	0,4	0,1	0,5	0,6	0,2	0,4	0,3	0,3	6
	მაქს.	6	5	4	5	3	1	4	3	1	2	3	2	17
სტეფანწმინდა	საშ.	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0,2	1
	მაქს.	0	1	1	0	1	1	0	0	1	3	1	3	8
ყაზბეგი მ/მ	საშ.	8,2	8,6	9,5	8,4	6,7	4,3	4,3	4,0	6,8	8,8	7,1	7,9	85
	მაქს.	14	22	23	17	19	16	15	9	19	20	20	23	132

როგორც ცხრილიდან ჩანს, წელიწადში ძლიერი ქარიანი დღეების საშუალო წლიური რაოდენობა უდიდესია ყაზბეგში (85 დღე), ძლიერი ქარიანი (ვ≥15მ/წმ) დღეების მინიმალური რაოდენობა წელიწადში აღნიშნულია სტეფანწმინდაში (1 დღე), დუშეთსა და გუდაურში შესაბამისად 5 და 6 დღე. თუმცა, უნდა აღინიშნოს, რომ თბილისის აეროპორტში ძლიერ ქარიან დღეთა რიცხვი შეადგენს 127-ს.

მცხეთა-მთიანეთის რეგიონში ძლიერი ქარიანი დღეების საშუალო და მაქსიმალური თვიური და წლიური რაოდენობა ადგილის აბსოლუტური სიმაღლის მატებისას არ განიცდის შესაბამის მატებას. მაქსიმალურ დღეთა რიცხვი ძლიერი ქარებით უდიდესია ყაზბეგში და წელიწადში შეადგენს 132-ს, რეგიონის დანარჩენ პუნქტებში მნიშვნელოვნად ნაკლებია.

ქარს, რომლის სიჩქარე მეტია 33 მ/წმ-ზე, ცნობილია გრიგალის სახელწოდებით. გრიგალური ქარები დიდ ზიანს აყენებს სახალხო მეურნეობის რიგ დარგებს. სადგურ ყაზბეგზე მთელი წლის განმავლობაში ადგილი აქვს გრიგალურ ქარებს. ჯვრის უღელტეხილზე გრიგალური ქარები (სიჩქარე, დაქროლვა) საერთოდ არ აღინიშნება, თბილისში კი ქარის მაქსიმალური სიჩქარე მთელი წლის განმავლობაში ნაკლებია 30 მ/წმ-ზე, მხოლოდ დაქროლვებს თებერვალში, მარტში და დეკემბერში აქვს 30 მ/წმ-ზე მეტი სიჩქარე (შესაბამისად 34,32 და 34 მ/წმ) [1].

5.4. ქარბუქი

ქარბუქი წარმოადგენს საშიშ მეტეოროლოგიურ მოვლენას; მთებში ის ზრდის ზვავსაშიშროებას. იგი ზიანს აყენებს სახმელეთო ტრანსპორტის ყველა სახეობის ფუნქციონირებას. ავტომაგისტრალებზე ქარბუქის მიერ წარმოქმნილი ნაქმქერების შედეგად ფერხდება მიმოსვლა. ქარბუქი ზიანს აყენებს მემცენარეობას. ქარბუქის დროს ადგილი აქვს თოვლის საფარის ბუნებრივ განაწილებას, რაც იწვევს სასოფლო-სამეურნეო კულტურის გაყინვა-განადგურებას. ქარბუქი ხელს უშლის აგრეთვე პირუტყვის ნორმალურ გამოზამთრებას.

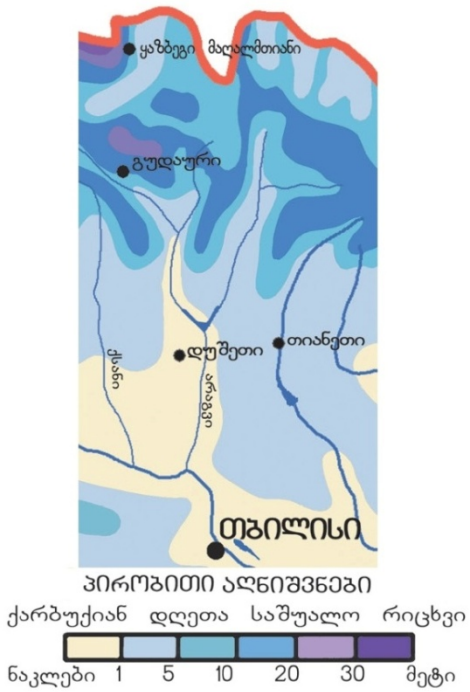
ქარბუქი დამახასიათებელია მთიანი რაიონებისათვის, სადაც მის ფორმირებაზე გავლენას ახდენს რელიეფის ხასიათი და ადგილის აბსოლუტური სიმაღლე, აგრეთვე თოვლის ინტენსივობა და თოვლის საფარის ფიზიკური თვისებები (ელიზბარაშვილი, 2017). მცხეთა-მთიანეთის რაიონის მთიანი ტერიტორიისათვის წარმოდგენას ქარბუქის განაწილების შესახებ იძლევა ცხრილი 5.4.1.

ცხრილი 5.4.1. ქარბუქიან დღეთა საშუალო და მაქსიმალური რაოდენობა და საშუალო ხანგრძლივობა (სთ) თვესა და წელიწადში [3]

მეტეოსადგური		თვე												წელი
		VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	
თბილისი	საშ.	-	-	-	-	-	-	0,2	0,1	-	-	-	-	0,3
	მაქს.	-	-	-	-	-	-	4	1	-	-	-	-	4
	საშ. ხანგ.	-	-	-	-	0,7	0,04	1,4	1,1	0,4	0,2	-	-	3
დუშეთი	საშ.	-	-	-	-	-	-	0,5	0,2	0,1	-	-	-	0.8
	მაქს.	-	-	-	-	-	-	4	2	2	-	-	-	4
	საშ. ხანგ.	-	-	-	-	-	-	3,5	0,7	0,6	-	-	-	5
თიანეთი	საშ.	-	-	-	0,03	0,2	0,3	0,1	1	0,9	0,2	-	-	3
	მაქს.	-	-	-	1	2	2	8	6	3	2	-	-	12
	საშ. ხანგ.	-	-	-	0,04	1,6	1,6	9,1	8,5	4,4	1,5	-	-	27
ბარისახო	საშ.	-	-	-	-	0,07	0,2	0,7	0,5	0,4	0,2	-	-	2
	მაქს.	-	-	-	-	1	3	4	2	4	2	-	-	10
	საშ. ხანგ.	-	-	-	-	0,2	0,2	1,8	2,0	3,1	0,2	-	-	8
გუდაური	საშ.	-	-	-	0,4	1	2	3	3	2	0,4	-	-	12
	მაქს.	-	-	-	3	9	7	10	11	10	3	-	-	31
	საშ. ხანგ.	0,1	-	-	1,5	3,3	8,4	13,6	8,3	8,5	1,5	-	-	45
ბურსაჭირი	საშ.	-	-	-	0,3	0,6	2	3	3	3	0,7	0,08	-	13
	მაქს.	-	-	-	2	4	5	7	10	8	3	2	-	26
	საშ. ხანგ.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
კობი	საშ.	-	-	-	-	3	6	10	9	8	4	-	-	40
	მაქს.	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
	საშ. ხანგ.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ჯვრის უღ.	საშ.	-	-	-	2	2	3	5	5	6	2	0.5	-	26
	მაქს.	-	-	-	4	5	7	8	14	13	5	2	-	33

	საშ. ხანგ.	-	-	-	7,5	14,0	22,3	34,8	40,4	47,4	14,7	8,4	-	184
ყაზბეგი მ/მ	საშ.	1	1	6	10	9	10	11	12	14	12	9	5	100
	მაქს.	4	4	14	21	23	24	20	21	21	20	18	13	143
	საშ. ხანგ.	6,3	6,7	38,1	90,9	117,8	103,0	128,3	143,8	141,6	126,7	93,2	30,6	1027

ქარბუქების საშუალო ხანგრძლივობა უდიდესია ყაზბეგში (1027სთ). ჯვრის უღელტეხილზე შეადგენს 184,5სთ, ხოლო გუდაურში 45,2სთ. ქარბუქიან დღეთა საშუალო წლიური რიცხვის ტერიტორიული განაწილება გამოსახულია ნახ. 5.4.1-ზე. ნახაზიდან ჩანს, რომ თბილისი ჟინვალის მონაკვეთზე ქარბუქიან დღეთა რიცხვი წელიწადში არ აღემატება 1-ს; ქვეშეთიდან მატულობს და გუდაური – კობის მონაკვეთზე შეადგენს მაქსიმუმს – 40-ს, სიონი-სტეფანწმინდა-ლარსის მონაკვეთზე კი კლებულობს დაახლოებით 5 დღემდე.



ნახ. 5.4.1. ქარბუქიან დღეთა საშუალო რიცხვი წელიწადში [2]

5.5. თოვლის ზვავები

საკვლევი რეგიონის მთიანი რაიონებისათვის დამახასიათებელია განსაკუთრებით ძლიერი, ძლიერი, საშუალო და სუსტი ზვავსაშიშროება.

ლ.ქალდანის და მ.სალუქვაძის გამოკვლევებით [4; 5] საქართველოს სამხედრო გზის ზვავსაშიშ მონაკვეთზე არაზვავსაშიშია მხოლოდ ის მონაკვეთი, რომელიც კაიშაურის პლატოზე გადის. სუსტი ზვავსაშიშროების რაიონში მდებარე გზების უმეტესი ნაწილი არაზვავსაშიშია, მაგრამ აქ არის ცალკეული ციცაბო ფერდობები, რომლებზედაც უხვთოვლიან ზამთრებში ზვავები წარმოიქმნება. ეს ზვავები და ასევე მაღალმთიან ზონაში წარმოქმნილი ზოგიერთი ზვავი გზამდე აღწევს და საფრთხეს უქმნის ტრანსპორტის გადაადგილებას.

საქართველოს სამხედრო გზაზე სამი ძირითადი ზვავსაშიში მონაკვეთია – ჟინვალი-მლეთა, გუდაური-კობი და ალმასიანი-დარიალი. პირველი (ჟინვალი-მლეთა) და მესამე მონაკვეთი (ალმასიანი-დარიალი) სუსტი, ხოლო მეორე მონაკვეთი (გუდაური-კობი) – განსაკუთრებით ძლიერი ზვავსაშიშროებით გამოირჩევა.

მ. სალუქვაძის [5] მონაცემებით, ჟინვალი-მლეთის მონაკვეთზე 52 ზვავშემკრებია და ზვავების ჩამოსვლა მოსალოდნელია ინტენსიური ნალექების დროს. ზვავების უმეტესობა უხვთოვლიან ზამთარში გზას ფარავს.

ალმასიანი-დარიალის მონაკვეთზე 27 ზვავი ჩამოდის, რომლებიც ინტენსიური ნალექების დროს მთლიანად კეტავს გზას, ხოლო ტრასაზე გამოტანილი თოვლის მასის მოცულობა 76 ათასი $მ^3$ აღინიშნა 1987 წლის იანვარში. გუდაური-კობის მონაკვეთზე 59 ზვავშემკრებია, აქედან 41 ზვავი გზაზე გამოდის. ამ მონაკვეთზე არსებული ზვავდამცავი გვირაბები და გალერეა გზის ნაწილს სრულად ან ნაწილობრივ იცავს მხოლოდ 17 ზვავისაგან.

ცხრილი 5.5.1. ზვავსაშიშროების განაწილება ფართობის, კერების ზედაპირის დახრილობის და ზვავის მაქსიმალური სიჩქარის მიხედვით [5]

ფართობი			კერების ზედაპირის დახრილობა			ზვავის მაქს. სიჩქარე		
ჰა	როდენობა	%	გრადუსი	როდენობა	%	მ/წმ	როდენობა	%
<0,5	46	32	<25	6	4	<20	16	11
0,5-1,0	14	10	26-30	16	11	21-30	44	30
1,1,-10,0	53	36	31-35	38	26	31-40	46	32
>10	32	22	36-40	48	33	>40	39	27
–	–	–	>40	37	26	–	–	–
∑	145	100	–	145	100	–	145	100

საქართველოს სამხედრო გზის გასწვრივ არსებული ზვავშემკრებების უმეტესობა – 31 ზვავი (45%) 0,5 ჰა-ზე ნაკლები ფართობისაა, ხოლო ზედაპირის დახრილობა უმეტესად 31-350-ს შეადგენს (23 ზვავი), 26 ზვავის მაქსიმალური სიჩქარეა 31-20 მ/წმ (ცხრ. 5.5.1).

საქართველოს სამხედრო გზისთვის საშიში ზვავშემკრებები მდებარეობს სამივე, როგორც დაბალმთიან და საშუალომთიან, ისე მაღალმთიან ზონაში. არსებული ზვავებიდან ყველაზე სუსტი მაქსიმალური დარტყმის ძალა 4 ტ/მ^2, ხოლო ძლიერი 97 ტ/მ^2-ია (ცხრ. 5.5.2).

ცხრილი 5.5.2. ზვავების განაწილება მაქსიმალური დარტყმის ძალის, ზვავის კონუსის მოცულობისა და მოძრავი ზვავის სიმაღლის მიხედვით [5]

დარტყმის ძალა			კონუსის მოცულობა			ზვავის სიმაღლე		
ტ/მ^2	რაოდენობა	%	ათ.მ^3	როდენობა	%	მ	როდენობა	%
<20	16	11	<1,0	14	9	<10	24	17
21-40	35	24	1,1-15	49	34	10,1-15	29	20
41-60	31	21	15,1-25	10	7	15,1-20	22	15
61-80	33	23	25,1-100	26	18	20,1-25	50	34
>80	30	21	>100	46	32	>25	20	14
∑	145	100	–	145	100	–	145	100

განსაკუთრებული ზვავაქტიურობით გამოირჩევა მდინარე ბიდარას ხეობა. ბიდარა სოფელ კობთან თერგს უერთდება და მის მარჯვენა შენაკადს წარმოადგენს. მდინარის ხეობა ზღვის დონიდან 3000 მ-მდე 10-40 მ სიგრძისა და 20-150 მ სიგანის ეროზიული ღარტაფებითაა წარმოდგენილი. მონაკვეთზე 50 ზვავშემკრებია და აქ ზვავები ყოველწლიურად ჩამოდის.

საქართველოს სამხედრო გზაზე რთული რელიეფით ხასიათდება კურორტ ფასანაურის მონაკვეთი, რომელიც მდინარე თეთრი არაგვის მარჯვენა ნაპირზე მთა გურდიმის (2099 მ) აღმოსავლეთით მდებარეობს. სამხედრო გზაზე არსებული 7 ზვავი გზაზე გამოდის და საფრთხეს უქმნის ტრანსპორტის გადაადგილებას.

ამრიგად, საქართველოს სამხედრო გზაზე 145 ზვავის გამოკვეთილი კერაა და ზვავები თითქმის ყოველწლიურად ჩამოდის; ხშირად ზვავსაშიშროების გამო გადაადგილება გართულებულია. გარდა ზამთრის თვეებისა მარტსა და აპრილშიც, ზვავსაშიშროების გამო, იზღუდება და ზოგჯერ იკეტება გუდაური-კობის მონაკვეთი, სადაც გადაადგილება

შესაძლებელია ზვავსაშიში პერიოდის დასრულებისა და ზვავის კონუსებისგან გზის გაწმენდის შემდეგ. ეს კი ცხადია, ზამთრის საკურორტო სეზონის პერიოდში დისკომფორტს უქმნის დამსვენებელს, ასევე იმ მძღოლებს, რომელთაც ტვირთი გადააქვთ და ყინვიან ამინდში არაერთი ღამის გათევა უწევთ სატვირთო მანქანებში ზვავსაშიშროების გამო.

ამასთან, თუ გავაანალიზებთ საქართველოს ზვავსაშიშროების რუკებს [4; 5], შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ თბილისი-ჟინვალის მონაკვეთი არაზვავსაშიშია, შემდეგ გუდაურამდე მონაკვეთზე გზის უდიდესი ნაწილი ხასიათდება სუსტი და საშუალო ზვავსაშიშროებით, ხოლო გუდაურთან ახლოს ძლიერი და განსაკუთრებით ძლიერი ზვავსაშიშროების ზონებია (გუდაური-კობი). გუდაურიდან ლარსის მიმართულებით თანდათან სუსტდება ზვავსაშიშროება. ჟინვალი-შატილის მიმართულებით გზის მნიშვნელოვანი მონაკვეთი ჟინვალიდან და შატილიდან საშუალოდ ზვავსაშიშია, ხოლო უღელტეხილის მონაკვეთზე აღინიშნება ძლიერი და განსაკუთრებით ძლიერი ზვავსაშიშროება.

5.6. სეტყვა

სეტყვა საშიში მეტეოროლოგიური მოვლენაა, რომელიც ხშირად იწვევს მნიშვნელოვან მატერიალურ ზარალს, აზიანებს სახლების სახურავებს და კედლებს, სასოფლო-სამეურნეო კულტურებს, ვენახებს, ხოცავს პირუტყვს.

საქართველოს ტერიტორიაზე სეტყვის ფორმირება და მოსვლა განისაზღვრება როგორც ფრონტალური, ისე შიდამასობრივი პროცესებით [6]. სეტყვის პროცესების ძირითადი ტრაექტორიები გადის ბაკურიანზე, აბასთუმანზე, გუდაურსა და ცივ-გომბორის ქედზე [7]. სეტყვის პროცესები აქტიურია აღმოსავლეთ საქართველოს სამხრეთ ნაწილში, კახეთში, კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ცენტრალურ ნაწილში, მათ შორის, საკვლევ რეგიონში, სეტყვიან დღეთა რიცხვი წელიწადში 20-ს აჭარბებს. აქ სეტყვის პროცესები აქტიურია გაზაფხულზე და ზაფხულის პირველ ნახევარში, აპრილიდან სექტემბრამდე, როდესაც იქმნება ხელსაყრელი პირობები კონვექციური ღრუბლების განვითარებისთვის. თუმცა, სეტყვა ყველაზე საშიშია ივნისსა და სექტემბერში, როდესაც ის ყველაზე დიდ საფრთხეს უქმნის სოფლის მეურნეობას (ცხრილი 5.6.1).

ცხრილი 5.6.1. სეტყვიან დღეთა წლიური რაოდენობა და სეტყვის მოსვლის პერიოდი (თვეები) კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში

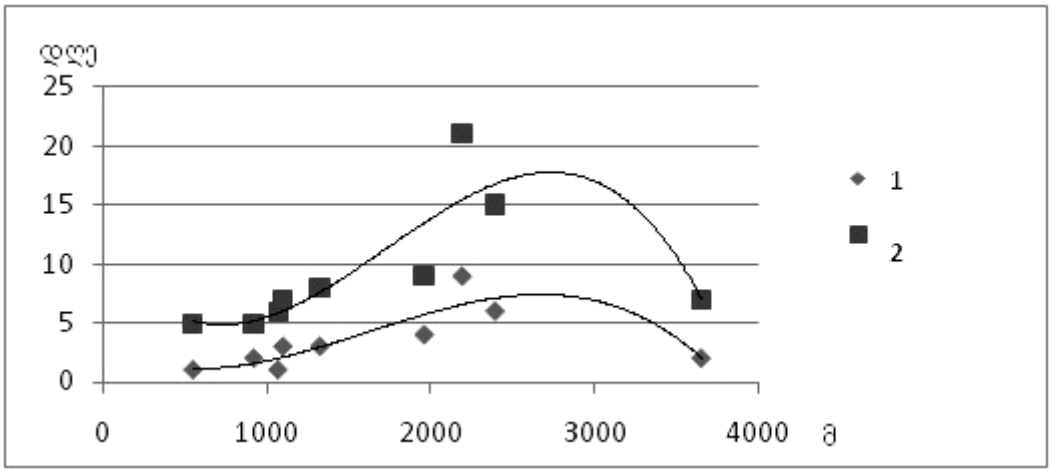
დაკვირვების პუნქტები	სიმაღლე ზ.დ. (მ)	საშუალო დღეთა რაოდენობა	უდიდეს დღეთა რაოდენობა	სეტყვის მოსვლის პერიოდი (თვეები)
გუდაური	2194	9	21	II-XI
ჯვრის უღელტეხილი	2395	6	13	IV-X
მამისონის უღელტეხილი	2854	8	20	V-X

სეტყვიან დღეთა რიცხვი გაცილებით ნაკლებია საკვლევი რეგიონის სხვა პუნქტებში, რასაც ადასტურებს ცხრილი 5.6.2.

ცხრილი 5.6.2. სეტყვიან დღეთა რიცხვი წელიწადში

მეტეოსადგური	სიმაღლე ზ.დ., მ	საშუალო	უდიდესი
თბილისი	403	1.6	7
დუშეთი	922	1.6	5
ფასანაური	1070	2.0	6
თიანეთი	1099	2.9	7
ბარისახო	1325	3.4	8
სტეფანწმინდა	1744	0.6	5

ნახ. 5.6.1-ზე ნაჩვენებია სეტყვიან დღეთა რაოდენობის ცვლილება ადგილის სიმაღლესთან დაკავშირებით ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე.



ნახ. 5.6.1. სეტყვიან დღეთა წლიური რიცხვის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე: 1-საშუალო დღეთა რიცხვი; 2-უდიდეს დღეთა რიცხვი [8]

ნახ. 5.6.1-დან ჩანს, რომ სეტყვიანობის ზრდა გრძელდება 2500-2800 მ სიმაღლემდე, ხოლო შემდეგ მცირდება.

მთლიანად მცხეთა-მთიანეთის რეგიონისათვის სეტყვიან დღეთა წლიური რიცხვი საშუალოდ 1, 8 შეადგენს, თუმცა, ყველაზე საშიში სეტყვიანობის მხრივ არის გუდაურის ზონა, სადაც, როგორც ვნახეთ, სეტყვიან დღეთა საშუალო რიცხვი 9, ხოლო უდიდესი რიცხვი 21-ია.

სეტყვის ინტენსივობა დამოკიდებულია სეტყვის ზომაზე და სეტყვის ხანგრძლივობაზე. სეტყვის მარცვლის დიამეტრი ფართოდ მერყეობს რამდენიმე მილიმეტრიდან რამდენიმე სანტიმეტრამდე. რაც უფრო დიდია სეტყვის ზომა, მით უფრო ძლიერია ეფექტი. მაგალითად, 5 სმ-ზე მეტი დიამეტრის სეტყვას აქვს ძალიან ძლიერი, კატასტროფული ეფექტი. სეტყვის ზომის შემცირებით მცირდება ზემოქმედების ეფექტი და 5 მმ-ზე ნაკლები დიამეტრის სეტყვას აქვს სუსტი ეფექტი (ცხრილი 5.6.3).

ცხრილი 5.6.3. სეტყვიანობის ინტენსივობა [8]

ინტენსივობა, ბალი	სეტყვის მარცვლების დიამეტრი, მმ	100% დაზიანებული ფართობი, კმ^2	ზემოქმედების ეფექტი	შესაძლო დაზიანება და ზარალი
1	≤5	<1	ძალიან სუსტი	ნაწილობრივ დაზიანებულია ნათესები და ხეების ფოთლები
2	6-10	1-5	სუსტი	შესამჩნევად დაზიანებულია ბაღები, ვენახები, მარცვლეული კულტურები და ნათესები.
3	11-20	6-10	საშუალო	დაზიანებულია სათბურები და შენობებისა და სატრანსპორტო საშუალებების ფანჯრები, ნაწლიობრივ დაზიანებულია შენობათა სახურავები, დაზიანებულია ბაღები, ვენახები და მარცვლეული კულტურის ნათესები
4	21-50	11-50	ძლიერი	მთლიანად განადგურებულია ნათესები, დაცხრილულია სახლების სახურავები, დამსხვრეულია შენობათა და სატრანსპორტო საშუალებათა მინები, დახოცილია შინაური ფრინველები და წვრილფეხა საქონელი, დაზიანებულია აგურის შენობათა კედლები, არსებობს მსუბუქი თვითმფრინავების დაზიანების რისკი
5	>50	>50	ძალიან ძლიერი	მთლიანად განადგურებულია აგრარულ კულტურათა მოსავალი, ნათესები და საძოვრები. დანგრეულია ხის შენობები, საკმაოდ დაზიანებულია აგურის შენობები, თვითმფრინავებისა და ავტომობილთა კორპუსები, დანგრეულია ზოგიერთი შენობის სახურავები, დახოცილია შინაური ცხოველები, არის ადამიანთა მსხვერპლის რისკი

აღსანიშნავია ის, რომ მოცემული სეტყვიანობის სკალას აქვს საკმაოდ ზოგადი ხასიათი. იმ შემთხვევაში, თუ სეტყვას თან ახლავს ძლიერი ქარი და ქარიშხალი, გაცილებით მაღალია დაზიანების ხარისხი, როგორც აგრარული კულტურებისთვის, ასევე შენობებისა და სატრანსპორტო საშუალებებისთვის. ამ დროს თუნდაც მცირე ზომის სეტყვის მარცვლებს, როგორიც ახასიათებს 1-2 ბალის ინტენსიურ სეტყვას, შეუძლია ისეთივე ზარალის მიყენება, როგორიც 3 და მეტი ბალის ინტენსიურ სეტყვას. მსხვილი სეტყვის მარცვლებს ძლიერ ქართან და ქარიშხალთან ერთობლიობაში შეუძლია გამოიწვიოს კატასტროფული შედეგები, როგორც ეკონომიკური, ასევე ჰუმანიტარული ხასიათის (სახლების, სატრანსპორტო საშუალებებების, ელექტრო გადამცემი კომუნიკაციების დანგრევა, შინაური ფრინველებისა და ცხოველების დახოცვა, ადამიანთა მსხვერპლი და სხვ.). მსხვილ სეტყვას უფრო მძიმე შედეგების მოტანა შეუძლია, თუ მას თან ახლავს ინტენსიური თავსხმა წვიმები, რაც შეიცავს წყალდიდობების, მეწყრების და ღვარცოფების გამოვლინების საფრთხეს.

სეტყვა 100%-ით აზიანებს ყველაზე ხშირად 1-5 კმ^2 ფართობს (37%) და 1კმ^2-ზე ნაკლებ ფართობს (34%). 5კმ^2 მეტი ფართობის ტერიტორია 100%-ით ზიანდება 30%-ზე ნაკლები შემთხვევისას. 5-50კმ^2 ფართობის ტერიტორია მთლიანად ზიანდება 26% შეთხვევისას [7].

სეტყვის შემთხვევათა 60%-ის ხანგრძლივობა შეადგენს 5 წთ-ზე ნაკლებს, ხოლო 80%-ის ხანგრძლივობა – 10წთ-ზე ნაკლებს. სეტყვის ხანგრძლივობის ნახევარ საათზე მეტი განმეორებადობა შეადგენს მხოლოდ 3%-ს, ხოლო საათზე მეტი განმეორებადობა სეტყვის ხანგრძლივობისა – 1%-ზე ნაკლებია. ამ მონაცემებიდან გამომდინარე, სეტყვის საშუალო ხანგრძლივობა შეადგენს 9 – 10 წუთს [7].

სეტყვიანობა შესაძლებელია დღეღამის ნებისმიერ დროს, თუმცა, ყველაზე მეტად სეტყვა მოდის დღის მეორე ნახევარში, უმეტესად შუადღის ან საღამოს საათებში. შეთხვევათა დაახლოებით 80%-ისას სეტყვა მოდის 12 – დან 21 სთ – მდე. სეტყვის მოსვლის ყველაზე დიდი ალბათობა შეესაბამება 15 – დან 18სთ – მდე პერიოდს (37%), 12 – დან 15 სთ- მდე შემთხვევათა 26% – ია. ღამის საათებში, 24 – დან 06 სთ – მდე სეტყვის მოსვლის ალბათობა შეადგენს მხოლოდ 5% -ს [7].

5.7. წყალდიდობები და წყალმოვარდნები

საკვლევ ტერიტორიაზე დაფიქსირებული სტიქიური ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენებიდან ყველაზე მეტი შემთხვევა წყალდიდობა-წყალმოვარდნებზე მოდის. რაც მნიშვნელოვან ეკონომიკურ ზარალს და ხშირად ადამიანთა მსხვერპლს იწვევს. მდგომარეობა განსაკუთრებით მწვავდება მაშინ, როდესაც ადგილი აქვს წყალდიდობა-წყალმოვარდნას ან რამდენიმე ბუნებრივი პროცესს და ანთროპოგენური ფაქტორების ზედდებას. აღსანიშნავია, რომ უკანასკნელ ათწლეულებში კლიმატის ცვლილების ფონზე აშკარად შეინიშნება სტიქიური ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების სიხშირისა და ინტენსივობის ზრდის ტენდენცია, განსაკუთრებით კი წყალდიდობა-წყალმოვარდნების რიცხვი საკმაოდ მატულობს. საკვლევ რეგიონში წყალდიდობა-წყალმოვარდნებისადმი განსაკუთრებით მოწყვლადი დასახლებული პუნქტებიდან გამოიყოფა დუშეთის მუნიციპალიტეტის თემები: მაღაროსკარი, ქვეშეთი, ხევსურეთი [9]. აქ წყალმოვარდნების რისკი მდინარე არაგვის აუზის საზღვრებში მაღალია [9].

ნახ. 5.7.1. მდინარე არაგვის ხეობა (დუშეთის მუნიციპალიტეტი)

უკანასკნელ წლებში საკვლევ არეალში რამდენიმე მნიშვნელოვანი სტიქიური ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენა დაფიქსირდა, რომელთა მოკლე დახასიათებას ვიძლევით ქვემოთ:

06.06.2005-ში დაფიქსირდა წყალმოვარდნა დუშეთის მუნიციპალიტეტში, რამაც დაანგრია და დააზიანა 42 სახლი, წყალმა წაიღო პირუტყვი, მანქანები, მოშალა სასმელი წყლის სათავე ნაგებობა და სხვა ინფრასტრუქტურული ობიექტები.

2010 და 2012 წლების ივნისის თვეში მოსულმა უხვმა ატმოსფერულმა ნალექებმა გამოიწვია მდინარე არაგვის ადიდება, რამაც პრობლემები შეუქმნა ზემო მლეთაში მცხოვრებ მოსახლეობას და სოფელში არსებულ ინფრასტრუქტურას. სტიქიის მასშტაბურ განვითარებას ასევე ადგილი ჰქონდა 2022 წლის ივნისს.

ნახ. 5.7.2. სოფ. ზემო მლეთა, 2022 წლის ივნისი

2022 წლის 26 ივნისს გვიან ღამით ძლიერი წვიმის და უხვი ნალექის გამო, საერთაშორისო მნიშვნელობის მცხეთა–სტეფანწმინდა-ლარსის საავტომობილო გზის 136-ე კილომეტრზე (ნეიტრალური ზონა) მდინარე თერგის ადიდების შედეგად გზის 80მ-მდე მონაკვეთი დაზიანდა, ხოლო საბაჟო გამშვებმა პუნქტმა ,,ყაზბეგმა“ დროებით შეწყვიტა მუშაობა საგანგებო მდგომარეობის გამო. უხვი ნალექის შედეგად, ადიდებულმა მდინარე თერგმა დააზიანა საქართველოსა და რუსეთის დამაკავშირებელი საერთაშორისო მნიშვნელობის გზის მონაკვეთი რუსეთის ფედერაციის საზღვართან ახლოს.

ნახ. 5.7.3. სტიქიის შედეგად დაზიანებული გზა [10]

საგზაო ინფრასტრუქტურის ინტენსიური გაწმენდითი სამუშაოების შედეგად საერთაშორისო მნიშვნელობის მცხეთა-სტეფანწმინდა-ლარსის საავტომობილო გზის 136-ე კილომეტრზე ავტოტრანსპორტის გადაადგილება რამდენიმე დღეში აღდგენილი იქნა.

ლიტერატურა:

[1] Э. Ш. Элизбарашвили, М. Э. Элизбарашвили (2012). Стихийные метеорологические явления на территории Грузиии. Издательство Института гидрометеорологии,Тбилиси, Зеон, 104 с.

[2] საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი (2011). ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა, თბილისი, 120 გვ.

[3] რ. სამუკაშვილი (2015). კავკასიის ტერიტორიის რადიაციული რეჟიმი და ჰელიოენერგეტიკული რესურსები. გამომცემლობა უნივერსალი, თბილისი, 339 გვ.

[4] ლ. ქალდანი, მ. სალუქვაძე (2015). თოვლის ზვავები საქართველოში. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა, თბილისი, 167 გვ.

[5] მ. სალუქვაძე (2019). ზვავების წარმოქმნის რისკი და ზვავსაწინააღმდეგო ღონისძიებების განხორციელების შესაძლებლობა საქართველოს მთიან რაიონებში. რედაქტორი, გამომცემლობა, ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა, თბილისი, 159 გვ.

[6] Гигинеишвили В.М. (1960). Градобития в Восточной Грузии. Ленинград, Гидрометеоиздат, 123 с.

[7] Сулаквелидзе Г.К. (1967). Ливневые осадки и град. Ленинград, Гидрометеоиздат, 412 с.

[8] E. Sh. Elizbarashvili, A. G. Amiranashvili,O. Sh. Varazanashvili,N. S. Tsereteli, M. E. Elizbarashvili,S. E. Elizbarashvili, M.G. Pipia (2014). Hailstorms in the Territory of Georgia. European Geographical Studies. Vol.(2), № 2, pp. 55-69.

[9] ირაკლი მეგრელიძე (2021). საქართველოში სტიქიური ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების შეფასება კლიმატის ცვლილების გათვალისწინებით, დისერტაცია, თსუ, 121 გვ.

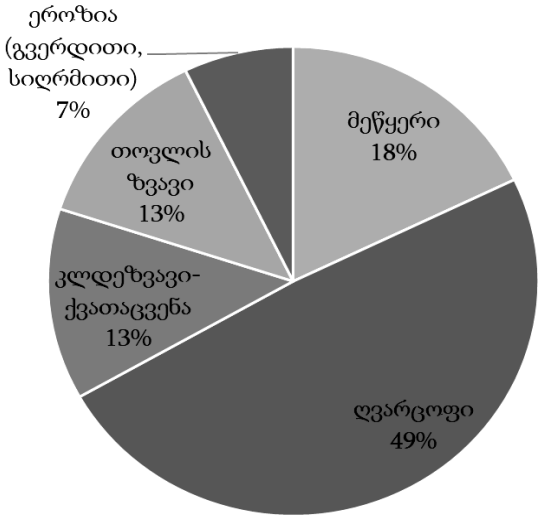
[10] https://www.facebook.com/MckhetaMtianeti

თავი 6

საკვლევი ტერიტორიის ზონირება (დარაიონება) ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

6.1. შესავალი

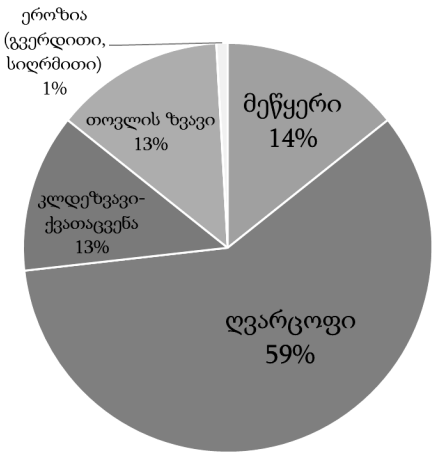
საკლევი არეალი მოიცავს მცხეთა-ჟინვალი-სტეფანწმინდა-ლარსის და ჟინვალი-ბარისახო-შატილი-მუცოს საავტომობილო გზების 250კმ-იან მონაკვეთს, სადაც განხორციელებული კამერალური და საველე კვლევების შედეგად იდენტიფიცირებული იქნა გეოლოგიური და ჰიდრომეტეროლოგიური პროცესების გამოვლინების უბნები. საავტომობილო გზების აღნიშნულ 250 კმ-იან მონაკვეთზე, როგორც მე-3 თავშია მოცემული, დომინირებს მეწყრული, ღვარცოფული, კლდეზვავ-ქვათაცვენითი პროცესები და თოვლის ზვავები, ხოლო ეროზიული პროცესები (დახრამვა, მდინარის ნაპირების გარეცხვა) დაფიქსირდა 17 უბანზე. გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების გადანაწილება აღნიშნული საავტომობილო გზების 250 კმ მონაკვეთზე მოცემულია ნახ. 6.1-ში.



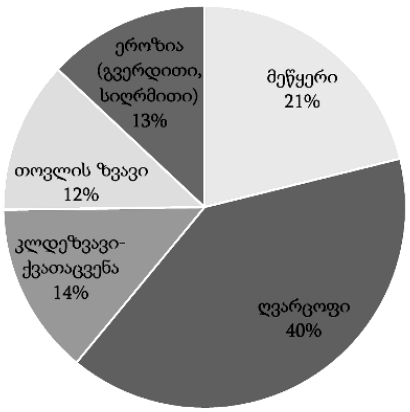
ნახ. 6.1. გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების განაწილება მცხეთა-ჟინვალი-სტეფანწმინდა-ლარსის და ჟინვალი-ჟინვალი-ბარისახო-შატილი-მუცოს საავტომობილო გზების 250 კმ მონაკვეთზე

მცხეთა-ჟინვალი-სტეფანწმინდა-ლარსის საავტომობილო გზის გასწვრივ იდენტიფიცირებული პროცესებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ღვარცოფული, მეწყრული, კლდეზვავ-ქვათაცვენის პროცესები და თოვლის ზვავები, რომელთა პროცენტული გადანაწილება აღნიშნული საავტომობილო გზის მონაკვეთზე მოცემულია ნახ. 6.2-ში.

ჟინვალი-ბარისახო-შატილი-მუცოს საავტომობილო გზის გასწვრივ იდენტიფიცირებული პროცესებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ღვარცოფული, მეწყრული, კლდეზვავ-ქვათაცვენის პროცესები და თოვლის ზვავები, რომელთა პროცენტული გადანაწილება აღნიშნული საავტომობილო გზის მონაკვეთზე მოცემულია ნახ. 6.3-ში.



ნახ. 6.2. გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების განაწილება მცხეთა-ჟინვალი-სტეფანწმინდა-ლარსის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე



ნახ. 6.3. გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების განაწილება ჟინვალი-ბარისახო-შატილი-მუცოს საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

6.2. გზის ცალკეული მონაკვეთების ზონირება (დარაიონება) ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

საველე სამუშაოების და ისტორიულ (საფონდო) მონაცემებზე დაყრდნობით განხორციელდა საკვლევი არეალის ზონირება (დარაიონება) ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით. სამიზნე არეალი დაიყო მონაკვეთებად და თითოეული არეალისთვის მომზადდა შესაბამისი რუკები (იხ. დანართები).

მონაკვეთი 1 – ქ. მცხეთა – დაბა ჟინვალის მიმდებარედ (მანძილი დაახლოებით 28კმ). მონაკვეთზე დაფიქსირდა ღვარცოფული პროცესების გამოვლინების უბნები, რომელთაგან აღსანიშნავია მდინარე ლაზვიანთხევი, მდინარე დუშეთის ხევი და მდინარე ფოტეხევი, რომლებიც ხასიათდება პერიოდული აქტივაციით და საფრთხეს უქმნის საავტომობილო გზას და სხვადასხვა ინფრასტრუქტურულ ობიექტებს (ნახ. 6.4-6.5).

აქ წელიწადში საშუალოდ 1-3 დღეა უხვი ატმოსფერული ნალექებით. ნისლიან დღეთა რიცხვი აღწევს 40-მდე, იშვიათი მოვლენაა ქარბუქი.

მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება დაბალი საფრთხის კატეგორიას, თუმცა, მცირე ნაწილი შედის მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 4).

ნახ. 6.4. მდინარე დუშეთის ხევი

ნახ. 6.5. მდინარე ფოტეხევი

მონაკვეთი 2 – დაბა ჟინვალი – სოფ. ანანური – სოფ. ჭართალი (21კმ). მონაკვეთზე დაფიქსირდა ღვარცოფული და კლდეზვავ-ქვათაცვენითი პროცესების გამოვლინების უბნები. ღვარცოფული პროცესების აქტიურობით ხასიათდება მდ. არყალას ხეობა, დიდი და პატარა ჯახას ხეობები, დგნალის ხევი, მენესოს ხევი და სონდის ხევი. კლდეზვავური ტიპის მეწყრები და ქვათაცვენებია განვითარებული სოფ. არანისის მიმდებარედ, ასევე, მენესო-სონდა-ჭართლის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე (ნახ. 6.6).

აქ უხვი ატმოსფერული ნალექები მოდის 3-4 დღის განმავლობაში წელიწადში საშუალოდ, ნისლიან დღეთა რიცხვი აღწევს 60-ს, ხოლო ქარბუქი იშვიათი მოვლენაა.

მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიას, თუმცა მცირე ნაწილი შედის დაბალი საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 5).

ნახ. 6.6. კლდეზვავი-ქვათაცვენის უბნები დაბა ჟინვალი-სოფ. ჭართლის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

მონაკვეთი 3 – სოფ. ჭართალი – დაბა ფასანაური – სოფ. ზემო ამირნი (17კმ). საველე კვლევების პროცესში მონაკვეთზე იდენტიფიცირებული იქნა ღვარცოფული და მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესების გამოვლინების უბნები. ღვარცოფული პროცესების აქტიურობით ხასიათდება მდ. ჭართლის ხევი, მუგუდას ხევი, დაბა ფასანაურში არსებული მშრალი ხევები, სოფ. ზემო და ქვემო ამირნში არსებული ხევები (ნახ. 6.7-6.8).

აქ წელიწადის განმავლობაში საშუალოდ 4 დღეა უხვი ატმოსფერული ნალექებით, 40-60 დღე – ნისლით, აგრეთვე იშვიათია ქარბუქი. აღნიშნული პროცესები პერიოდულად საფრთხეს უქმნის მონაკვეთზე არსებულ ინფრასტრუქტურულ ობიექტებს.

მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიას (დანართი 6).

ნახ. 6.7. მდინარე ჭართლისხევის ღვარცოფული ხეობა

ნახ. 6.8. მეწყრული პროცესი სოფ. ჭართალი-სოფ. ზემო ამირნის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

მონაკვეთი 4 – სოფ. ჩოხელნი – სოფ. ქვეშეთი – სოფ. არახვეთი (12კმ). საველე კვლევების პროცესში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული პროცესების გამოვლინების უბნები. ღვარცოფული პროცესების აქტიურობით ხასიათდება მდინარეები – ჩოხის-ხევი, ნადიბაანისხევი, ნაღვარევისხევი, ქვეშეთისხევი და სოფ. არახვეთში არსებული მშრალი ხევები (ნახ. 6.9-6.10).

აღნიშნულ მონაკვეთზე წლის განმავლობაში საშუალოდ 5-10 დღეა უხვი ატმოსფერული ნალექებით, 60-100 დღეა ნისლით და 5 დღეა ქარბუქით.

მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიას (დანართი 7).

ნახ. 6.9. მდინარე ჩოხის-ხევის ღვარცოფული ხეობა

ნახ. 6.10. ღვარცოფული ხევი სოფ. ნაღვარევთან

მონაკვეთი 5 – სოფ. არახვეთი – სოფ. მლეთა – დაბა გუდაური – სოფ. ალმასიანი (30კმ). საველე კვლევების პროცესში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული და მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესების და თოვლის ზვავების გამოვლინების უბნები (ნახ. 6.11-6.12-6.13). აქტიურ ზვავსაშიშ ზონაშია მოქცეული გუდაური-კობის საავტომობილო გზის მონაკვეთი. მლეთის მონაკვეთზე ღვარცოფული პროცესების აქტიურობით ხასიათდება სოფ. არახვეთი და ზემო და ქვემო მლეთის მიმდებარედ არსებული ტერიტორია.

აქ უხვნალექიან დღეთა რიცხვი აღწევს 10-მდე წელიწადში საშუალოდ, ნისლიან დღეთა რიცხვი აღწევს 200-მდე, ხოლო დაახლოებით 30 დღე ქარბუქიანია. ხშირია სეტყვა, წელიწადში შესაძლოა სეტყვიან დღეთა რიცხვმა გადააჭარბოს 20-ს.

მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება მაღალი საფრთხის კატეგორიას, შედარებით ნაკლები ტერიტორია შედის საშუალო საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 8).

ნახ. 6.11. მეწყრული უბანი სოფ. ქვემო მლეთის მოპირდაპირედ

ნახ. 6.12. თოვლის ზვავის გამოვლინების უბანი გუდაური-კობის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

ნახ. 6.13. ღვარცოფული ხევები გუდაური-კობის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

მონაკვეთი 6 – სოფ. კობი – სოფ. სიონი – სოფ. არშა (13კმ). საველე კვლევების პროცესში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული და მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესების გამოვლინების უბნები. ღვარცოფული პროცესების აქტიურობით ხასიათდება მდინარე თერგის მარჯვენა უსახელო შენაკადები და მდინარე ტერხენა (ნახ.6.14).

აქაც 10 დღეა უხვნალექიანი წელიწადში საშუალოდ, 200-მდე – ნისლიანი, ხოლო 40 დღე – ქარბუქით.

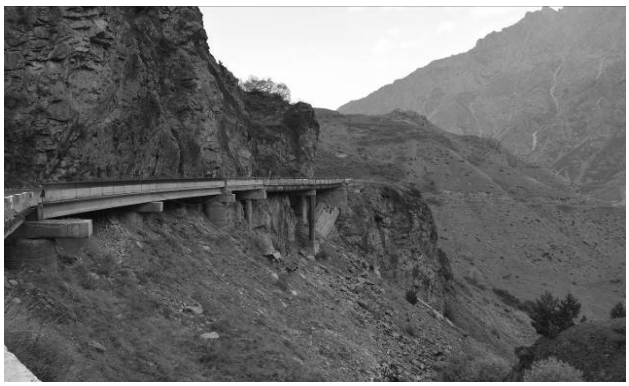
მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება მაღალი საფრთხის კატეგორიას; შედარებით ნაკლები ტერიტორია შედის საშუალო საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 9).

ნახ. 6.14. ღვარცოფული ხევები სოფ. კობი – სოფ. არშას
საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

მონაკვეთი 7 – სოფ. არშა – სოფ. ფანშეთი – დაბა სტეფანწმინდა – ლარსი (17კმ). კვლევის პროცესში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული და მეწყრული პროცესები და კლდეზვავ-ქვათაცვენები. აქტიური კლდეზვავ-ქვათაცვენის პროცესებია განვითარებული სტეფანწმინდა-ცდო-გველეთის მონაკვეთზე (ნახ. 6.15). ღვარცოფული პროცესები ძირითადად განვითარებულია მდ. თერგის შენაკადებში (ჩხერე, ყუროსხევი, ამალი-დევდორაკი, ხდისწყალი და სხვა).

აქ უხვი ნალექები მოდის წელიწადში საშუალოდ 5-10 დღის განმავლობაში, ნისლი 10-20 დღე იცის, ხოლო ქარბუქიან დღეთა რიცხვი აღწევს 20-მდე.

მონაკვეთი ძირითადად მიეკუთვნება მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიას (დანრათი 10).

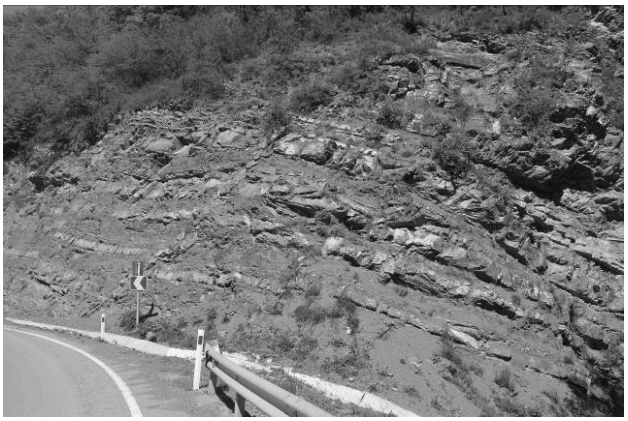


ნახ. 6.15. კლდეზვავ-ქვათაცვენის უბნები დაბა სტეფანწმინდა – ლარსის საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

მონაკვეთი 8 – დაბა ჟინვალი – სოფ. გუდრუხი – სოფ. ხილიანა (23კმ). კვლევის პერიოდში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული და კლდეზვავ-ქვათაცვენითი პროცესები (ნახ. 6.16), რომლებიც განვითარებულია მდ. ფშავის არაგვის მარცხენა ფერდობზე, ხოლო ღვარცოფული პროცესები ფიქსირდება მდინარეების – გუდრუხისხევის, თვალიურას, შარახევის და მდინარე ფშავის არაგვის მარცხენა უსახელო შენაკადების ხეობებში (ნახ.6.17).

აქ წელიწადში საშუალოდ 3-4 დღის განმავლობაში მოდის უხვი ნალექები, 60-ს აღწევს ნისლიან დღეთა რიცხვი, ხოლო 5 დღე აღინიშნება ქარბუქით.

მონაკვეთი ძირითადად მოქცეულია მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიაში, ხოლო მცირე ნაწილი – დაბალი საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 11).



ნახ. 6.16. ქვათაცვენის უბანი მდინარე გუდრუხისხევის მიმდებარედ

ნახ. 6.17. მდინარე შარახევის ღვარცოფული ხეობა

მონაკვეთი 9 – სოფ. ხილიანა – მდ. ვანხევი (17კმ). კვლევის პროცესში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული და მეწყრული პროცესები, ასევე კლდეზვავ-ქვათაცვენები (ნახ. 6.18-6.19). რამდენიმე ადგილზე იდენტიფიცირებულ იქნა თოვლის ზვავის და მდინარეთა ნაპირების გარეცხვის უბნები.

აქ წელიწადში საშუალოდ 10 დღის განმავლობაში მოდის უხვი ნალექები, 60-ს აღწევს ნისლიან დღეთა რიცხვი, ხოლო 5 დღე აღინიშნება ქარბუქით.

მონაკვეთი ძირითადად მოქცეულია მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 12).

ნახ. 6.18. მეწყრული უბანი
მდინარე კაწალხევის მიმდებარედ

ნახ. 6.19. მეწყრული უბანი
მდინარე კაფჩურას ხეობაში

მონაკვეთი 10 – მდ. კიშხევი – მდ. როშკისწყალი (18კმ). კვლევის პროცესში მონაკვეთზე ძირითადად დაფიქსირდა ღვარცოფული და კლდეზვავ-ქვათაცვენითი პროცესები (ნახ. 6.20). აქტიური ღვარცოფული პროცესებია განვითარებული მდ. ბუჩუკურთას, მდ. ოხერხევისა და მდ. ხევსურეთის არაგვის მარჯვენა უსახელო შენაკადების ხეობებში.

აქ წელიწადში საშუალოდ 4-6 დღის განმავლობაში მოდის უხვი ნალექები, 60-ს აღწევს ნისლიან დღეთა რიცხვი, ხოლო 5 დღე აღინიშნება ქარბუქით.

მონაკვეთი ძირითადად მოქცეულია მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 13).

ნახ. 6.20. კლდეზვავის ტიპის მეწყერი და ეროზიული პროცესები
სოფ. ბარისახოს მიმდებარედ

მონაკვეთი 11 – მდ. როშკისწყალი – სოფ. ბისო – დათვისჯვრის უღელტეხილი (მდ. გუდანისჭალის ხეობა) (24კმ). მონაკვეთზე (მდ. გუდანისჭალის ხეობა) ძირითადად დაფიქსირებულია ღვარცოფული, მეწყრული და კლდეზვავ-ქვათაცვენითი პროცესები (ნახ. 6.21-6.22), ასევე დათვისჯვრის უღელტეხილზე – თოვლის ზვავები.

აქაც წელიწადში საშუალოდ 4-6 დღის განმავლობაში მოდის უხვი ნალექები და 60-ს აღწევს ნისლიან დღეთა რიცხვი, ხოლო ქარბუქი აღინიშნება 10 დღის განმავლობაში.

მონაკვეთი სრულად მოქცეულია მაღალი საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 14).

ნახ. 6.21. მეწყრული უბანი სოფ. გუდანის მიმდებარედ

ნახ. 6.22. მეწყრული უბანი დათვისჯვრის უღელტეხილზე

მონაკვეთი 12 – სოფ. ლებაისკარი – სოფ. კისტანი – სოფ. შატილი – სოფ. მუცო (მდ. არღუნის და მდ. ანდაქის ხეობები) (30კმ). მონაკვეთზე (მდ. არღუნის და მდ. ანდაქის ხეობები) ძირითადად დაფიქსირებულია ღვარცოფული, მეწყრული და კლდეზვავ-ქვათაცვენითი პროცესები, ასევე თოვლის ზვავების და მდინარის ნაპირების გარეცხვის უბნები (ნახ. 6.23).

აქ წელიწადში საშუალოდ 4-6 დღის განმავლობაში მოდის უხვი ნალექები და 60-ს აღწევს ნისლიან დღეთა რიცხვი, ხოლო ქარბუქი აღინიშნება 20 დღის განმავლობაში.

მონაკვეთი ძირითადად მოქცეულია მაღალი და საშუალო საფრთხის კატეგორიაში (დანართი 15).

ნახ. 6.23. მეწყრული და ეროზიული პროცესები სოფ. შატილი – სოფ. მუცოს საავტომობილო გზის მონაკვეთზე

მარიამ ელიზბარაშვილი, გიორგი გაფრინდაშვილი,
ელიზბარ ელიზბარაშვილი, გიორგი დვალაშვილი,
ნინო ჩიხრაძე, თამარ ხუნწელია, ზურაბ რიკაძე

საშიში გეოლოგიური და ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენები ცენტრალური კავკასიონის საზღვრისპირა რეგიონებში – ყაზბეგი, დუშეთი, თიანეთი და მცხეთა

მონოგრაფიის ყდის დიზაინი: ნინო ჩიხრაძე
ყდაზე პანორამული ფოტოსა და მონოგრაფიაში გამოყენებული
ფოტოების ავტორი: გიორგი გაფრინდაშვილი

თბილისი
2022

გამომცემლობა „უნივერსალი“
თბილისი, 0186, ა. პოლიტკოვსკაიას №4. ☎: 5(99) 17 22 30; 5(99) 33 52 02
E-mail: universal505@ymail.com; gamomcemlobauniversali@gmail.com

Ivane Javakhishvili Tbilisi State University

Mariam Elizbarashvili, Giorgi Gaprindashvili,
Elizbar Elizbarashvili, Giorgi Dvalashvili, Nino Chikhradze,
Tamar Khuntselia, Zurab Rikadze

Extreme Geological and Hydrometeorological Events in the Border Regions of the Central Caucasus – Kazbegi, Dusheti, Tianeti and Mtskheta

Publishing House **"UNIVERSAL"**
Tbilisi 2022

UDC (უაკ) 551.515.9(479.22)
ე – 562

The monograph discusses dangerous geological (landslides, mudflows, rock-avalanches and rock-falls, river bank washing, etc.) and hydrometeorological (abundat precipitations, fogs, storms, snowstorms, snow avalanches, etc.) events that cause the emergency situations to be occurred on the Tbilisi-Gudauri-Larsi and Tbilisi-Zhinvali-Shatili highways in the Central Caucasus. Classification/zoning of the region and roads in terms of hazardous natural phenomena has been carried out.

This work was supported by the Shota Rustaveli National Science Foundation of Georgia (SRNSFG) Grant № BRG-I-21-228, "Classification/zoning of roads connecting the border settlements in the Central Caucasus (Tbilisi-Gudauri-Larsi and Tbilisi-Zhinvali-Shatili) in terms of dangerous natural phenomena and creation of its geographical information system".

Editors: **Mariam Elizbarashvili –** Doctor of Geographical Sciences
Nino Chikhradze – Master of Geography
Reviewers: **Vazha Trapaidze –** TSU Asociated Professor,
Doctor of Technical Sciences
Merab Gaprindashvili – Head of the Department of Geology,
National Environmental Agency
English translation: Nino Chikhradze

© M. Elizbarashvili, G. Gaprindashvili,
E. Elizbarashvili, G. Dvalashvili,
N. Chikhradze, T. Khuntselia, Z. Rikadze, 2022

Publishing House "UNIVERSAL", 2022

4,A. Politkovskaia st., 0186, Tbilisi,Georgia ☎: 5(99) 17 22 30; 5(99) 33 52 02
E-mail: universal505@ymail.com; gamomcemlobauniversali@gmail.com

ISBN 978-9941-33-305-7

CONTENT

Pages

Introduction 96

CHAPTER 1 Highways and municipalities 98

1.1 Highways 98

1.1.1 Tbilisi-Pasanauri-Gudauri-Dariali-Larsi highway 98

1.1.2 Tbilisi-Zhinvali-Barisakho-Shatili highway 99

1.2 Physical-geographical description of municipalities 99

1.2.1 Mtskheta Municipality. . . . 99

1.2.2 Dusheti Municipality 100

1.2.3 Tianeti Municipality. . . . 102

1.2.4 Kazbegi Municipality 103

References 104

CHAPTER 2 Morphological and geological conditions. 105

2.1 Introduction 105

2.2 Jurassic system 106

2.2.1 Lower Jurassic sediments. . . . 106

2.2.2 Middle Jurassic sediments. . . . 108

2.2.3 Middle and Upper Jurassic sediments. . . . 110

2.3. Cretaceous system 111

2.3.1. Lower Cretaceous sediments 111

2.3.2 Upper Cretaceous sediments 113

2.3.3 Upper Cretaceous and Lower Paleogene sediments (K_2-E_1) 114

2.4 Paleogene system. . . . 115

2.4.1 Paleocene and Lower Eocene sediments (E_1-E_1^2) (Shakhvetila suite). . 115

2.4.2 Middle Eocene sediments (E_2^2) (Kvakveri suite). . . . 115

2.4.3 Upper Eocene sediments (E_2^3). . . . 116

2.4.4 Upper Eocene and Oligocene sediments (E_2^3-E_3) (Kinti suite) 116

2.4.5 Oligocene and Lower Miocene sediments (E_3-N_1^1) (Maikop suite) . . . 117

2.5 Neogene system 118

2.5.1 Sarmatian stage 118

2.5.2 Maeotian and Pontian stages (N_1^3m-p) (Dusheti suite) 118

2.6 Quaternary system 119

2.7 Magmatic rocks. . . . 121

References 122

CHAPTER 3 Dangerous geological events 123

3.1 Landslide-gravitational and mudflow processes 123

3.2 Factors provoking geological hazards 124

3.3 Stressed areas complicated by geological hazards in the study area and their characterization 126
3.4 Adaptation measures 139
References 141
CHAPTER 4 Climate and hydrology. 142
4.1 Air temperature. 142
4.2 Air humidity 147
4.3 Atmospheric precipitations. 148
4.4 Snow cover 152
4.5 Wind 155
4.6 Hydrology 156
References 157
CHAPTER 5 Extreme meteorological events 158
5.1 Intense, abundant and catastrophic atmospheric precipitations. 158
5.2 Fog. 160
5.3 Storms. 162
5.4 Snowstorm 163
5.5 Snow avalanches 164
5.6 Hail 166
5.7 Floods and flash floods 169
References 171
CHAPTER 6 Zoning (regionalization) of the study area according to the natural hazard categories 172
6.1 Introduction 172
6.2 Zoning of individual road sections according to the natural hazard categories 173
Appendixes 180
Appendix 1. Study area 180
Appendix 2. Map of the tectonic division of the study area 181
Appendix 3. Geological map of the study area. 182
Appendix 4. Zoning of Mtskheta town – Zhinvali townlet road section according to the natural hazard categories 185
Appendix 5. Zoning of Zhinvali townlet – Ananuri village – Chartali village road section according to the natural hazard categories. 186
Appendix 6. Zoning of Chartali village – Pasanauri townlet – Zemo Amirni village road section according to the natural hazard categories 187
Appendix 7. Zoning of Chokhelni village – Kvesheti village – Arakhveti village road section according to the natural hazard categories 188
Appendix 8. Zoning of Arakhveti village – Mleta village – Gudauri townlet – Almasiani village road section according to the natural hazard categories. . . . 189

Appendix 9. Zoning of Kobi village – Sioni village – Arsha village road section according to the natural hazard categories 190
Appendix 10. Zoning of Arsha village – Pansheti village – Stepantsminda townlet – Larsi road section according to the natural hazard categories 191
Appendix 11. Zoning of Zhinvali townlet – Gudrukhi village – Khiliana village road section according to the natural hazard categories 192
Appendix 12. Zoning of Khiliana village – river of Vankhevi road section according to the natural hazard categories 193
Appendix 13. Zoning of Kishkhevi River – river of Roshkistskali road section according to the natural hazard categories 194
Appendix 14. Zoning of Roshkistskali River – Biso village – pass of Datvisjvari (gorge of the Gudanischala River) road section according to the natural hazard categories 195
Appendix 15. Zoning of Lebaiskari village – Kistani village – Shatili village – Mutso village (gorges of the rivers of Arghuni and Andaki road section according to the natural hazard categories 196

Introduction

Roads connecting the border regions of Georgia are of special strategic importance. Lack of roads or obstruction of movement on the roads may be a precondition for uncontrolled border section, which in turn increases the risk of smuggling illegal products, or involves the threat of crossings of armed persons or groups of unknown origin and destination. It is the existence of unregulated and unsafe roads for movement that is one of the reasons for the migration of the population from the border mountainous regions to plain areas. Because of this, too many mountain villages were emptied.

Mountainous regions attract many tourists, which is important for the economic development of the country, but the unregulated road infrastructure and hard natural conditions make it difficult for tourists to move, and the tourism potential of many mountainous regions cannot be properly exploited for these reasons.

Roads are one of the most important critical infrastructures, as it provides access to medical services, educational institutions, tourist facilities, etc. through it. In addition, a well-regulated and well-maintained road network plays an important role in the socio-economic development of the country.

Roads are essential for the maintenance of public vital functions. Damage and destruction of roads by natural disasters can have a negative impact on the well-being of citizens. In the conditions of global climate change, the frequency and intensity of extreme weather and climate events increase significantly: heavy snow, fog, avalanches, storms, torrential rains, hail, etc., which together with geological events create emergencies on highways and hamper traffic. Roads often are closed from few hours to the end of the whole winter, leaving villages and settlements cut and isolated; therefore, the study of dangerous geological and hydrometeorological events on the roads connecting the border regions of Georgia and the classification / zoning of roads by these events is important for the country, society and science.

The aim of our research was the Investigation of the process and characteristics of the emergency situation creating hazardous geological (landslides, mudflows, rock-avalanches and rock-falls, the river bank washing, etc.) and hydrometeorological (floods, snow avalanches, fogs, storms, etc.) events on the Tbilisi-Gudauri-Larsi and Tbilisi-Zhinvali-Shatili highways, classification / zoning of roads in terms of extreme geological and hydrometeorological events and creation of its Geographical Information System (GIS).

In the monograph two road sections are studied, which are vital for the mountainous border area of Georgia, as it connects the northern and southern slopes of the Caucasus: 1. Tbilisi-Pasanauri-Gudauri-Dariali-Larsi, or so-called. Georgian Military Road; and 2. Tbilisi-Zhinvali-Barisakho-Shatili, or the road connecting the high mountainous parts of Pirikita Khevsureti and Piraketa Khevsureti with the capital.

The road in both directions is connected with the historical-ethnographic provinces of Georgia, located on the northern slopes of the Caucasus, which are isolated by a high watershed

(the main range of the Caucasus) and at this stage, direct communication with them is possible only through high passes: Jvari Pass (2,379 m) (Kazbegi Municipality) and Datvisjvari Pass (2,676 m) (Dusheti Municipality).

This work was supported by the Shota Rustaveli National Science Foundation of Georgia (SRNSFG) Grant № BRG-I-21-228, "Classification/zoning of roads connecting the border settlements in the Central Caucasus (Tbilisi-Gudauri-Larsi and Tbilisi-Zhinvali-Shatili) in terms of dangerous natural phenomena and creation of its geographical information system". Project Manager: Doctor of Geographical Sciences Mariam Elizbarashvili, Coordinator: Academic Doctor of Geography George Gaprindashvili, Participants: Doctor of Geographical Sciences Elizbar Elizbarashvili, Academic Doctor of Geography Giorgi Dvalashvili, Master of Geography Nino Chikharadze, Doctoral students: Zurab Rikadze, Tamar Khuntselia; and a TSU student: Irakli Elizbarashvili.

CHAPTER 1

Highways and municipalities

1.1. Highways

In the Central Caucasus there are two important roads connecting the border settlements: 1. Tbilisi-Pasanauri-Gudauri-Dariali-Larsi, or the so-called Georgian Military Road; and 2. Tbilisi-Zhinvali-Barisakho-Shatili, or the road connecting the high mountainous part of Pirikita Khevsureti and Piraketa Khevsureti with the capital (Appendix 1; 1 page).

1.1.1. Tbilisi-Pasanauri-Gudauri-Dariali-Larsi highway

The Tbilisi-Pasanauri-Gudauri-Dariali-Larsi highway is relatively well-maintained road and stands out with heavy traffic. The historical-ethnographic region of the gorge depends on it, otherwise it would lose its connection with the center of the region and the capital, as well as with other regions. This road has the main traffic in the direction of the only Georgian-Russian customs checkpoint, which leads to the transportation of products and transportation by road from both countries, or from the neighboring Republic of Armenia. This road provides connection of the population of the municipality with the other parts of the country. The road is also important for the smooth movement of the numerous tourists (their number is increasing) who have arrived in the region, as well as for the smooth operation of the winter resort Gudauri and its famous ski track. The lane along the Georgian Military Road is very active in terms of exodynamic processes. However, there are also distinguished particularly high-risk areas, where their recurrence is more intense. Also, there are a number of areas where traffic is often hampered due to hard meteorological conditions (heavy snow, avalanches, storms, rains and hail).

Georgian Highway – [S3] (Mtskheta-Stepantsminda-Larsi) – is one of the main international highways of Georgia, which starts near the city of Mtskheta and goes north to the Russian border through the resort of Gudauri and the townlet of Stepantsminda [1].

The highway also includes the European Highway in the Caucasus, the E117, which connects the southern part of Russia with Armenia through Georgia. The route starts near the city of Mineralnye Vody in Russia, continues to Georgia, where it mainly coincides with the Georgian Military Road, and then goes to the Iranian border through Yerevan, Armenia. The length of the highway is 1,050 km. After the town of Mineralnye Vody, the highway crosses the European Highway E50 to Beslan, in Tbilisi it crosses the European Highway E60 and at the end of the route, in the city of Meghri in the Republic of Armenia it joins the European Highway E002.

1.1.2. Tbilisi-Zhinvali-Barisakho-Shatili highway

The Tbilisi-Zhinvali-Barisakho-Shatili road is also a means of communication connecting the southern and northern slopes of the Caucasus. It is part of the Georgian Military Road to the townlet of Zhinvali, and then goes in its north-northeastern direction, following the gorges of the Rivers of Pshavi and then Khevsureti's Aragvi. The Tbilisi-Zhinvali-Barisakho-Shatili road is the only one that connects the Arghuni and Andaki river valleys with other regions of Georgia (except for a few pedestrian, tourist trails). The connection of Pirikita Khevsureti's villages with the regions depends on it and it is closed for 7-7.5 months of the year due to heavy snow. In early summer, movement is complicated by geodynamic processes caused by melting snow and torrential rains. Although road rehabilitation works were carried out recently, the malfunction of this road affects the connection with the border point of Georgia; also, this is the only way to move in the direction of Shatili and Mutso. This road is also the only means of transportation for shepherds and cattlemen in the spring and autumn, when sheep and cattle are driven. Weakening the connection to the border point and reduction in number of population increases the risk of their insecurity. Zhinvali – Barisakho – Shatili [Sh 26] is a road of domestic importance, the total length of which is 106 km.

Mtskheta-Stepantsminda-Larsi highway and Zhinvali-Barisakho-Shatili highway goes to 4 different municipalities of the Mtskheta-Mtianeti region of Georgia, namely: Mtskheta, Dusheti, Tineti (small part) and Kazbegi (large part) municipalities. In this regard, the physical-geographical characteristics of the listed municipalities are discussed in the following section.

1.2. Physical-geographical description of municipalities

1.2.1. Mtskheta Municipality

Mtskheta Municipality is bordered by Sagarejo municipality on the east, by Kaspi Municipality – on the west, by Dusheti and Tianeti municipalities – on the north, by Gardabani and Tetritskaro municipalities and the city of Tbilisi – on the south [2].

The highest point of Mtskheta Municipality is the unnamed mountain in the Trialeti Range, Didgori section, at an altitude of 1,782 m above sea level. The lowest point is the valley of the Mtkvari River near Zahesi, at an altitude of 425 m above sea level. The northernmost point of the municipality is the Saguramo-Ialno mountain in the west of Nakokhari, in the north of Martkopi monastery complex, at 1,590 m above sea level. The southernmost point is the Vere River gorge to the east of the Betania Monastery, at an altitude of 660 m above sea level. The westernmost point is the northern branch of the Trialeti Range – the Koshkiskeli Range, the watershed of the rivers of Nichbisistskali and Kavtura, to the southwest of the village of Zemo Nichbisi, at 1,750 m above sea level. The easternmost point is the northern branch of the Ialno Range, the watershed of the rivers of Tezami and Gorana, at an altitude of 1,590 m above sea level.

The area of Mtskheta Municipality is 805 km^2, the center of the municipality and the Mtskheta-Mtianeti region is the city of Mtskheta. The territory of the municipality is mainly low and medium mountainous, the altitude varies from 670-1,600 m above sea level. Despite its small size, the territory of Mtskheta Municipality is distinguished by the diversity of natural conditions. In the southern part of the area, a medium-height latitudinal Saguramo Range intrudes, which is a western extension of the Ialno Range. Saguramo Range in its crestal part is built of Pliocene conglomerates. And on the southern slope, the Upper Sarmatian clays and limestone sandstones are developed. Saguramo Range with its extreme ends also intrudes into the city of Tbilisi. Satskepela Range erected in the south-west of the municipality forms the north-eastern branch of the Trialeti Range. The eastern end of the Satskepela Range is called the Armazi Range, the height of which is up to 1,125 m. Between the rivers of Aragvi and Ksani lies a hillock of Skhaltba, which is cuesta-like and distinguished by its high cliff, which is built of Neogene conglomerates. The length of the Skhaltba Range is 12 km and the height is 1,091 m. Also some parts of Mskhaldidi, Satibi and Sabaduri Ranges belong to Mtskheta Municipality. One of the main morphological elements of the municipality is the Mukhrani-Saguramo plain, which is a young tectonic depression in the Tertiary suites, the axis of which coincides with the direction of the hollow. The bottom of the Mukhrani-Saguramo hollow is built of the accumulation boulder-pebbles of the first terrace of the rivers of Aragvi and Ksani [1].

The Aragvi River crosses the municipality from the village of Misaktsieli to the city of Mtskheta. In the upper and middle reaches Aragvi is a mountain river and after entering the municipality it is a plain river. On the Mukhrani-Saguramo plain, the river splits, branches and forms a rather wide floodplain; terraces are developed; it crosses the Skhaltba and Saguramo Ranges at the confluence and flows into the Mtkvari River. The main tributaries of Aragvi are Narekvavi (length 47 km) and Tezami (28 km) [2].

1.2.2. Dusheti Municipality

In the south Dusheti municipality is bordered by Mtskheta Municipality, in the west – by Kaspi and Akhalgori Municipalities, in the north – by the Russian Federation and Kazbegi Municipality, and in the east – by Akhmeta and Tianeti Municipalities. Dusheti Municipality is the largest administrative unit of Mtskheta-Mtianeti region. The area of Dusheti Municipality is 2,981.5 km^2 [2].

The highest point of the Dusheti Municipality is the Mount Kidegana in the Kidgana Range, at a height of 4,274 m above sea level. The lowest point is the Aragvi River valley, south of the village of Choporti, at a height of 520 m above sea level. The northernmost point of the municipality is a Mount Arjelomi in the Arjelomi Range, near the Georgian-Russian border, at a height of 3,219 m above sea level. The southernmost point is the Aragvi River valley, northeast of the village of Natakhtari in Mtskheta, at a height of 520 m above sea level. The westernmost point is the Lomi-Alevi Range, in the Zemo Mleta Pass, 4 km northwest of the village of Zemo

Mleta, at a height of 2,293 m above sea level. The easternmost point is the Mutso Range, southwest of Mount Tebulo, on the Georgian-Russian border, at the place Kartolisi, at a height of 4,270 m above sea level.

Most of the territory of Dusheti Municipality is of medium and high mountainous. There are also a low mountainous areas in a small area, namely: Bazaleti plateau, Dusheti hollow and Shida Kartli plain. Erosive, glacial and periglacial landforms are mainly dominated in the relief. To the north of Dusheti Municipality the integral part of the Caucasus of Georgia – the Tusheti-Khevsureti Caucasus and the Mtiuleti-Pshavi Caucasus are erected. The first of them is located on the northern slope of the Caucasus, and the second – on the southern slope. The Khevsureti and Atsunta Ranges are separated from the Tusheti-Khevsureti Caucasus within the municipality. The Khevsureti Range is stretched between the Arghuni and Asa River gorges; it has a northerly direction. There are peaks erected on its top: Malalebismaghali (4,007 m), Makhismaghali (3,391 m) and Gomghismaghali (3,740 m). The Isartghle Pass (3,486 m), located in the middle of the range, connects the communities of Arkhoti and Ardoti. Meridional Atsunti Range is erected in the north-eastern part of Dusheti Municipality. The territory of the municipality includes the western slope, where the peak of Pirchita (3,840 m) is erected. Atsunta Range is built of Lower Jurassic shales [1].

The Alevi, Mtiuleti, Gudamakari and Kartli Ranges are separated from the Mtiuleti-Pshavi Caucasus within the municipality. The Alevi Range is located in the western part of the municipality, along the Akhalgori Municipality border. The range is characterized by gentle relief with the exception of the Lortsomisklde massif, which is outside the Dusheti Municipality. The Mtiuleti Range is separated from the main range at the Shirimi Peak, runs southeast and ends north of the townlet of Pasanauri. The Gudamakari Range is separated from the main range at the northern Chiukhi Peak. It has an almost meridional direction and extends at about 40 km from the main range of the Caucasus to the Zhinvali Reservoir. The main passes are the passes of Pkhituri and Ukantba. Kartli Range enters the eastern part of the municipality. It is the southern branch of the Mtiuleti-Pshavi Caucasus, which is part of the Eastern Caucasus. It is separated from the main range at the Mount Didi Borbalo, heads to the south and ends at Tskhvarichamia. Low mountainous Bazaleti Plateau (Plain) extends in the southern part of Dusheti Municipality. It is stretched between the rivers of Aragvi and Narekvavi. The absolute height of the plateau varies from 875 m to 950 m above sea level; it is divided into small rivers: Sakramuloskhevi (Lazviantkhevi), Khanatkhevi and the river of Tinaskhevi. The Bazaleti Plateau is composed of Quaternary conglomerates and pebblestones and sands [3].

The main river network is formed by four Aragvis (Mtiuleti-Gudamakari and Pshavi-Khevsureti), the most important of which is Mtiuleti Aragvi. Mtiuleti Aragvi (length 41 km) originates in the Keli volcanic highland, from the slopes of the Khorisari Peak, at the height of 3180 m above sea level. The river has a south-eastern direction up to townlet Pasanauri; this rather long section is called Tetri Aragvi. Below Pasanauri it takes a southern direction, while at Ananuri it again bends to the south-east and thus remains until the Zhinvali Reservoir. The

main tributaries are: Amirtkhevi, Dgnaliskhevi, Arkala, Eretostskali, Chabarukhi (right); Gvidake, Pshariskhevi, Chirikiskhevi, Khadistskali and Sonchoskhevi (left). It is worth to note Arghuni and Asa, the rivers of the northern slope of the main ridge in Dusheti municipality. Arghuni is a quite long (length 148 km) and watery river (basin area 3,390 km^2); it is a mountain river in the upper stream and a plain river – in the lower stream. The total length of the Asa River is 133 km. Its upper section is called Arkhotistskali. Zhinvali Reservoir is built on the Aragvi River with a mirror area of 11.5 km^2, and volume – 520 mln. m^3 [3].

1.2.3. Tianeti Municipality

In the northwest the Tianeti Municipality is bordered by Dusheti Municipality, in the east – by Akhmeta Municipality, and in the south – by Mtskheta and Sagarejo Municipalities. Its area is 906.3 km^2 [2].

The highest point of Tianeti municipality is the **unnamed mountain** on the Tianeti Range section of the Kartli Range, at the height of 3,258 m above sea level. The lowest point is the Iori River gorge, the confluence of the river of Vashliani with the south-west of the village of Grdzelveli, at the height of 910 m above sea level. The northernmost point of the municipality is the northern section of the Kartli Range, 4 km east of the Mount Tsokhi, at the height of 3,258 m above sea level. The southernmost point is the northern branch of the Ialno Range, the watershed of the Tezami and Gorana Rivers, at the height of 1,590 m above sea level. The westernmost point is the Adzedzi River basin, the Mount Bokoristsveri, at the height of 1,489 m above sea level. The easternmost point is the Bungaltgora Range, the watershed of the Iori and Alazani, at the height of 2,970 m above sea level.

The territory of the Tianeti Municipality is medium-high mountainous. A large part of the territory is occupied by hills and foothills, and a small part – by lowlands. The erosion, old glacial and water-cumulative landforms are mainly dominated here. To the west of the municipality, mainly the eastern slopes of the medium mountainous Kartli Range area erected. The most important of the passes is the Putkaruli Pass (2,300 m), which connects the Aragvi and Iori valleys. The Kartli Range is more or less partitioned by gorges and ravines. Numerous rivers originate from its slopes, including Adzedzi, Kusno, Khashrula, Doghliantkhevi, Khinchebiskhevi, Tsirdaliskhevi, Charglula and others [1].

The erosive-meridional Kakheti medium mountainous range is erected to the east of Tianeti Municipality. Within the municipality, from the Kakheti Range the Chiauri Range is separated, which stretches between the rivers of Iori and Sagami. Mount Chiauri (2,018 m) is erected on the Chiauri Range, which is located at the head of the river of Chiauristskali and is characterized by a domed shape. The following rivers of flow from the Kakheti Range: Sagami, Babkhiskhevi, Tsiskvilistskali (from the western slopes), Ilto and number of its right tributaries. The Tianeti and Arts hollows are to be distinguished from the negative forms of the Tianeti Municipality terrain. The Tianeti hollow is an extended part of the Iori gorge and is surrounded

by the Kartli and Kakheti Ranges. The hollow is extended from 1,050 m above sea level (south) to 1,150 m (north). The bottom of the Tianeti hollow is a cumulative plain; it is created by tectonic processes. Like the Tianeti hollow, the Ertso hollow is a deep tectonic depression that is irrigated by the Adzedzi River. The height of the hollow is 1,000-1,100 m above sea level. The bottom of the Ertso hollow is an accumulative flat plain, which is built of clays, boulder-pebbles and sands [4].

1.2.4. Kazbegi Municipality

Kazbegi Municipality is bordered by Dusheti Municipality to the southeast, Akhalgori Municipality – to the south, Java Municipality – to the west, and the Russian Federation – to the north. The area of the municipality is 1081.7 km^2 [5].

The highest point of Kazbegi municipality is the Mount Mkinvartsveri, 5,054 m above sea level. The lowest point is the gorge of the Tergi River to the north of the Dariali Fortress, near the Georgian-Russian state border, at a height of 1,220 m above sea level. The northernmost point of the municipality is the Mount Kajani on the Khokhi Range, near the Georgian-Russian border, at a height of 3,914 m above sea level. The southernmost point is the Lomis-Alevi Range on the Zemo Mlet Pass, in 4 km northwest of the village of Zemo Mleta in Dusheti at a height of 2,293 m above sea level. The westernmost point is the Mount Zilgakhokhi on the main range of the Caucasus, at a height of 3,857 m above sea level. The easternmost point is on the main range of the Caucasus, on the south of the Arkhotistavisghele Pass, in 1 km, at a height of 3,370 m above sea level.

The territory of Kazbegi Municipality is completely mountainous. Altitude varies from 1,700 m to 5,000 m above sea level. The terrain of the municipality is mostly rocky and hardly to access. Erosive, volcanic and ancient glacial landforms are developed here. The main orographic unit is the Caucasus of Khevi as well as the meridional ranges of Shani, Kuro and Kidgani, from the lateral ranges – the Khokhi Range. The Caucasus of Khevi extends to the northern slope of the main range of the Caucasus and it includes the upper reaches of the Tergi River.

The most important of the passes is the Jvari Pass (2,379 m), through which the Georgian Military Road passes. The Shani Range is the northern branch of the Eastern Caucasus. It is the meridional watershed range of the Khdistskali and Armkha – right tributaries of the Tergi River. Most part of the Shani Range is characterized by complex terrain, which is expressed in its uneven profile. Most of the peaks here are hard to reach, steep sloped and rocky. The most important for the Shani Range is the Shani massif, on which the most important peaks of the range are erected. The highest peak is Shani (4,451 m). Other peaks are: Akaki Tsereteli Peak (3,780 m), Ilia Chavchavadze Peak (3,800 m) and others. In 1953, one of the unnamed peaks of the rnge was named after the city of Rustavi. Kuro Range is one of the constituent branches of the northern range of the Caucasus, which separates the rivers of Tergi and Khde. The highest

point of the Kuro Range is Kurostsveri (4,091 m). Kidgani Range is separated from the northern part of the Tusheti-Khevsureti Caucasus. It is separated from the main range at the Sadzalisghele Pass; then it extends to the north and already within the Ingushetia it borders to a 375 km long rocky range. The following peaks are erected here: Kideganismaghali (4,275 m), Vazha-Pshavela Peak (4,200 m), Gvelismta (3,970 m), Saamghosmaghali (3,884 m), Tatelismaghali (3,755 m). Khokhi Range is the northern lateral range of the Caucasus. The Truso Range connects it with the main range of the Caucasus, where the highest point of eastern Georgia – Mkinvartsveri (5,054 m), characterized by strong glaciation, is located.

The most important of the passes is the Maili Pass (4,400 m), which is one of the highest passes within Georgia. The most important of the Khokhi branch ranges is the Ortsvera Range, on which the peak Shavnabada (3,683 m) is erected. In the east the Khokhi Range ends by the Mkinvartsveri massif with quite many short branch ranges, including the most important ones – Bartkorti and Archkorti. On the eastern slope of the massif the Mount Tkarsheti (3,360 m) is located, which has a volcanic structure. A volcanic stream of the same name descends from the mountain, which blocked the Tergi River gorge, then the river cut the stream and created the Tkarsheti Canyon [5].

In Kazbegi Municipality, it is worth to note one of the sections of the Tergi River gorge – Kasara or Kasriskhevi, which is characterized by a narrow rock-door shape. The erosive rock-door of Kasara is formed as a result of an 8 km long lava flow coming from the Mount Lesser Khorisari. Kasara extends for 2-3 km. Dariali gorge is an antecedent section of the Tergi gorge, which is cut at a depth of 1,000 m. Upper Proterozoic and Paleozoic crystalline shales and granitoids are outcropped in the Dariali gorge, while in the eastern part – Jurassic clay shales. The Truso gorge is located between the main range of the Caucasus and Khokhi Ranges. The length of the gorge is 25 km. Its lowest part is located at the height of 2,000 meters above sea level. The Truso gorge is built of very folded layers of Jurassic shale-sandstones.

References:

[1] Maruashvili L. (1964). Physical Geography of Georgia. TSU. Tb., edition I.

[2] Ukleba D. and Zardalishvili G. (1984). Georgian Soviet Encyclopedia. Vol. 7, Tbilisi, pp. 257-258.

[3] Apkhazava I. and Kverenchkhiladze R. (1978). Georgian Soviet Encyclopedia. Vol. 3, Tbilisi, pp. 660-662.

[4] Abkhazava I. and Zardalishvili G. (1979). Georgian Soviet Encyclopedia. Vol. 4, Tbilisi, pp. 679-680.

[5] Saneblidze M. and Kverenchkhiladze R. (1986). Georgian Soviet Encyclopedia. Vol. 10, Tbilisi, pp. 617-618.

CHAPTER 2

Morphological and geological conditions

2.1. Introduction

Kazbegi Municipality. Among the mountainous regions of Georgia, Kazbegi Municipality, due to its geomorphological peculiarities, is distinguished by the most favorable land-transportation geographical locations. Due to the large-scale development of the geological disaster, the possibilities for optimal development of the area are extremely complicated. In the geological structure of the municipality territory participate strongly dislocated and tectonically intensively disturbed Jurassic clays and aspidic shales with limited alternation of sandstones, Paleozoic granites and metamorphic shales, Quaternary age effusive andesite-basalts and their clastolites, strong glacial and alluvial-fluvioglacial sediments.

Dusheti Municipality. The look of the modern terrain of the area is conditioned by the tectonic-geological structure and morphostructural peculiarities, where all the morphological-climatic zones are sharply defined – starting from the plain-terrace and hilly-low mountainous ones, ending in the high mountainous alpine zone. Three-quarters of the area is mountainous, the terrain of which is characterized by steep slope, deep erosive cut (300-1,000 m and more) and intensive fragmentation (3.5-5 km^2), and belongs to a range of high energetic potential, which identifies geological processes.

Tianeti Municipality. The territory of Tianeti Municipality occupies the middle and high mountainous mountain-gorge zone of the southern slope of the Eastern Caucasus and the foothill zone of low mountainous Iori complicated by tectonic and erosive forms. It is bordered on the west by the submeridional and sublateral Kartli Range of the rivers of Aragvi and Iori, the heights of which range from 1,500-3,076 m above sea level. The territory of Tianeti is completely located in the upper and middle reaches of the Iori River basin, which flows to the southeast, from headwater to the Kvemo Artana Village, and then heads south and descends to 1,080 m above sea level in the Tianeti hollow.

Mtskheta Municipality. The territory of the municipality is located in the plain-terrace and hilly terrain zone of Zemo Kartli, with a semi-continental moderately warm climate, forest and significantly modified landscape. Territorially important area is occupied by the plain-terrace terrain of Mukhrani-Saguramo, which is a young tectonic depression, filled with Upper Pliocene and Quaternary alluvion. The height of the plain surface varies between 500-600 m above sea level and is crossed by the downstreams of the rivers of Ksani and Aragvi. Near the Dzegvi Village, the Mtkvari River flows through the so-called Dzegvi's Kldekari, which is cut at the interaction of the Kvernaki Hill and the Satskepela Range. Continuation of Dzegvi's Kldekari below Mtskheta is a crossing narrow gorge, which heads to Zemo Avchala. The

expansion of the Mtkvari River gorge near the city of Mtskheta is stipulated by joining the Aragvi River gorge.

According to the map of tectonic division of Georgia [1], the study area includes: I_1^2 – eastern subsidence (folded-fanlike) sub-zone of the I_1 – main range zone of the I – Caucasus folded (folded-nappe) system; I_2 – Kazbegi-Lagodekhi (folded-scalelike) zone; I_3 – Mestia-Tianeti (folded – nappe) zone; I_3^1 – Shovi-Pasanauri (folded- scalelike) zone; I_3^2 – Zhinvali-Gombori (allocthonous) subzone; II – Transcaucasian intermontane area; and II_3^1 – Bazaleti and Mukhrani-Tiripona blocks of Kartli molasse subzone (Appendix 2; 1 page).

Sediments from the Jurassic to modern Quaternary rocks are represented within the study area (Appendix 3; 3 pages).

2.2. Jurassic system

2.2.1. Lower Jurassic sediments

Sinemurian stage (J_1^s) (Kistinka suite). The Kistinka suite is composed of aspidic, sandy, andalusite-chiastolitic shales, fine and medium-grained quartz and quartz-plagioclase sandstones, their weakly quartz analogues and quartzites, quartz gravellites and sandstones, intraformation and basal conglomerates. Volcanic material is represented by spilite effusives, pyroclastic fragments of various sizes and subvolcanic nested bodies of uralite-labrador diabases. In the Dariali gorge, weakly metamorphic sediments of the Kistinka suite are in contact with the ledge of the basis of granitoids from almost all sides. In the lower reaches of the Khde River (Brolis Tskali) stream and on the left slope of the Devdoraki (Amali) River, isolated fragments of metamorphic shales, chloritizated quartzites and phyllites are observed containing lenses of white colored marbleized limestones, that makes us suppose that these fragments must have been the Pre-Jurassic sedimentary cover. Sedimentary rocks are represented by alternation of gray quartz sandstones, graphitized shales with hornblende and shaled quartzites, with interlayers of shaled aleurolites and small lenses of quartz gravelites [2].

Pliensbachian stage (J_1^p) (Tsiklauri suite). The **Pliensbachian** age sediments construct the high mountainous part of the northern slope of the main range of the Caucasus, which covers the heights of Kazbegi, Bachakhi, Kuro, Shani and Kora, and is represented by shale-volcanogenic formations of the Tsiklauri suite. The mentioned sediments are more or less widespread in the upper reaches of the gorges of the rivers of Tergi, Khde (Brolis Tskali), Shondoni and Asa. From the south, these sediments are bordered by regional tectonic disorders of the overthrust type, which are characterized by an arched form inclined to the south, and from the north, Toarcian formations are laid out on these sediments in agreement, which stretch in the form of a strip near the Mount Chachkhokhi, Okhkuri Range and Mount Tekhkorti.

To the south, in the Pliensbachian sediments, the Toarcian formations are found only in the center of the synclines, west of the Shani and Zetuki Mountains. The width of the

Pliensbachian sediments in the central part reaches 16 km. The Pliensbachian age sediments belong to the anticlinorium of the large geotectonic zone of the Greater Caucasus in structural section, which are distinguished by a complex internal structure, that is caused by multiple deformation of the sediments [2].

The Pliensbachian age sandstone-shale–volcangenic sediments are washed on the surface and are represented by the linear asymmetric compressed folds characterized by south-inclined axes of narrowed fold and broad limbs. Their width 1-6 km and their length reaches up to 18 km. Folded structures are very different from the folds common in the Caucasus, which are expressed in the structures distributed between the Tergi and Tanie Rivers, where they alter rapidly from the characteristic direction of the Caucasus to south-west and then again go to the north-western direction, which is expressed by their transverse flexural curvature, which is represented by first-order folds complicated by second- and third-order folds. The mentioned structures are rugged by numerous falts and disorders of various genesis, and cleavages are common along the axes of the structures, with which numerous dikes of diabases are associated. Lithological section of Pliensbachian age sediments in the Tergi River basin is expressed on the southern limb of the anticlinorium of the main range [2].

Toarcian stage (J_{1t}) (Kazbegi suite). Within the study area, Toarcian stage sediments are located in the northern part between two regional faults of faulting-overthrust nature and include the lower part of the Lower and Middle Jurassic clay-slates of the Kazbegi-Lagodekhi zone. The strip of these sediments extends to the territory of Khevsureti up to 15-17 kilometers, and in the west, to the south of Stepantsminda becomes narrow to the the village of Khevi and does not exceed 6-7 km. Both slopes of Khevsureti's Aragvi are built with the sediments of the same age as well as the Snostskali River, upper reaches of the rivers of Tsirtslovanistskali and Tskarostavi, and the area between the villages Gergeti an Sno in the Tergi River gorge. The center of the synclinal folds in the area of the Mount Shani and Sajikhvisghele Pass is built with the same sediments, as well as the anticlinal arches developed in the upper reaches of the rivers of Likiki and Akushostskali.

In the northern part of the study area, between the rivers of Asa and Shandoni, the sediments of above mentioned age are the builing rocks of the northern slope of the range presented here. In the south, these sediments are often covered with Aalenian age formations, due to which the outputs of these sediments are recorded in the deep-cut gorges of the rivers (Artkhmostskali, Kvenamtistskali, etc.) [2].

On the main range of the Caucasus, within the Arkhoti Pass, faunistic dated sediments of the Aalenian stage emerge in the heart of synclinal folds, the limbs of which are represented by Upper Toarcian age sandstone-shale sediments. A similar section is observed in the vicinity of Chaukhi, with the difference that here both sides of the fold limbs are built by sediments of the Kazbegi suite, which are cut by regional fault. In the Khevsureti's Aragvi River basin, G. Chikhradze [3] has allocated similar sediments of Kazbegi suite as "Khakhmati suite"; the lithological composition of this suite completely coincides with the Kazbegi suite. In addition,

in the direction these sediments are a direct continuation of each other. The joint capacity of clay-slates and sandstones of Kazbegi suite is 1,300-1,400 meters, which is divided into two sub-suites by lithological diversity: one, which, by itself, is represented by clay-slates; and another, which is represented by alternation of clay-slates and sandstones [2].

The lower boundary of the suite, along with the sediments of the Upper Pliensbachian stage, streatches along a large part of the faulting-overthrust type regional fault, which is characterized by an curve shape on the southern slope of the range in the Kazbegi and Kolotana sections. In the northern part of the study area, the formations of the Tsiklauri suite are gradually transferred to the sediments of the Kazbegi suite. In the Khevsureti Aragvi basin the rivers of Snostskali, Artkhmostskali, Kvenamtistskali and others, which cover the Kazbegi-Lagodekhi zone, are represented by clay-shale and sandstone formations. Contact of Pliensbachian stage sediments with underlying sediments is not observed. The lithological composition of the sediments of the lower horizons of the Kazbegi suite is almost not lithologically different from the upper part of the Tsiklauri suite [2].

2.2.2. Middle Jurassic sediments

Outlets of the sediments of the **Aalenian stage (J_{2a})** are outcropped at the confluence of the rivers of Aragvi and Arkala, as well as in the confluence of the Aleura River in the Ksani River basin, where they build the heart of anticlinal folds and are represented by dark gray and black clay-shales containing the thin interlayers of the sandstones with quarz and mica. Sandstones with quartz-mica are outcropped on the both limbs of these folds, containing the thin interlayers of clay-shales. In the ascending section, outcrop of porphyritic suite is observed in the south, which is a direct continuation of the Aalenian sediments. On the northern limbs of the folds, the Upper Eocene formations sediments are transgressively deposited on the Sori suite sediments. The sediments of the Sori suite are stretched continuously from the Ksani River gorge to the east to the Aragvi River gorge. In the south these outcrops are bordered by the overthrust, wherethe sediments of the Sori suite are overthrush on different horizons of Paleogene and Neogene age sediments. In the gorges of the rivers of Ksani, Bunala and Narekvavi, in the ascending section in the northern direction, the sandy-clay-shale suite is gradually covered by the Bajocian porphyritic suite, while in the east it is gradually wedges under the transgressive Upper Eocene sediments, which are stretched directly over the Sori suite east of the Narekvavi River. Sandstone-clay-shale sediments are divided into **two parts** by lithological composition. **The lower part** is mainly represented by gray, dark gray, greenish gray and brownish clay-shales and contains interlayered flagstone. Their thickness is 180-200 meters. **The upper part** of the suite is represented by thick-layered quartz-arcose sandstones containing interlayers of clay-shales. The sandstones are gray and light gray, dense, thin and medium-grained; they consists of quartz, microcline, acid plagioclase grains and muscovite and biotite flakes [2].

To the west, on the territory of Khevsureti, **two packs** correspond to the Aalenian stage: **the lower pack**, which was identified as Khakhmati by G. Chikhradze and Z. Kokrashvili [4] . Medium and thick-layered fine and medium-grained quartz-plagioclase sandstones dominate in this suite. Some of them contain small fragments of clay-shales and flysch figures. Sandstones have an oblique-layered texture and thus differ from ordinary sandstones. Clay-shales occupy a modest place, found in the form of separate packs or interlayers. In these sediments, the presence of concretions formed from hardened clay is observed, which are often filled with fine crystals of pyrite and siderite.

The sediments of the **upper pack** located to the south are considered to be Gudani suite. It is represented by clay-shales, often- aleurolithic shales, which contain interlayers of thin-layered and striped sandstones and concretions of various sizes and shapes of clayey siderites. The totat hickness of these sediments does not exceed 500 meters.

A fossil form has been found among the clay-shales on the Datvisjvari Pass, where the layers of medium and thick-layered sandstones are observed. This Early Aalenian form is also found to the north of the main ridge of the Caucasus, in the heart of synclinal structures at the tributary of the Arghuni and Gulichala Rivers, which are represented by clay-shales.

Bajocian stage (J_{3b}) (porphyritic suite). Volcanogenic suite exteds to the east from the Ksani River gorge to the Jvarisubani village. Its maximum thickness is 500-600 meters. According to the researchers, on the southern limb of the fold, the Bajocian starts with tuff lavas of spilites followed by augit-labradorite porphyries and end with quartz-arcose sandstones. According to the data of E. Gamkrelidze [5], quartz-arcose sandstones do not differ from the Sori suite sandstones. These sandstones build the heart of the synclinal fold, the southern limb of which is cut by the fault and the sandstones are overthrust on augit-labradorite porphyries.

Bathonian stage (J_{2bt}) (Sheverdeni suite). In the study area, the Shevardeni suite is consistently stretched over the Bursachiri suite. It stretches on the limbs of anticlines sloped southward along the Truso-Tibi fault. The outrops of this stage areobserved in the Tergi River gorge, in the vicinity of Kobi Village, in the right tributary of the Tergi River and in the basins of the gorges of the Bakurkhevi and Shavi Aragvi Rivers. The suite is represented by the packs of dark-gray clay-shales containing dark gray sandstones and interlayers of sandy limestones.

The visible thickness of the suite is 250-300 meters, but it is may be more. Identifiation of its true capacity is impossible due to the powerful regional overthrust of Truso-Tibi in the region; the mentioed sediments in the fault zone is overthrust on the carbonate flysch of the Upper Jurassic age. The lithological composition of the Shevardeni suite can be conventionally divided into **two parts: the lower** – the packs of dark gray and black slates, which contain rare interlayers and lenses of black argillites, in addition, in single packs the interlayers of medium and thin-layered sandstones are observed, **and the upper** – carbonate part represented by dark clay-shales and contains the interlayers ad lenses of carbonate sandstones and sandy limestones [2].

2.2.3. Middle and Upper Jurassic sediments

Within the study area, carbonate flysch sediments are widespread on the southern slope of the Greater Caucasus, covering the northern half of the Shovi-Pasanauri subzone (Gudamakari) in the Mestia-Tianeti zone and continuing as a strong geological pack in the Lower and Middle Jurassic sandstone-clay-shale suite of the Kazbegi-Lagodekhi zone [2].

Callovian stage and lower substage of Oxfordian stage (J_2k-J_3O_1) (Narovani suite). Sediments of this stage are presented in the form of geological packs in the arches of anticlinal folds of the northwestern distribution in the gorges of the rivers of Datviskhevi, Sachalischala and Narovani along the Tibi-Truso regional fault in the area between the rivers of Tergi and Bakurkhevi. These sediments appear in the form of a narrow strip on the surface within the study area and their length does not exceed 300-400 meters. By lithological composition, these sediments are represented by weakly carbonate clay-slates and contain limestone interlayers. Sandstones are weakly carbonate in some cases; they are mixed with thin interlayers of dark gray, weakly carbonate clay-slates. The estimated capacity of the Narovani suite is 280–300 m [6].

Upper substage of the Oxfordian stage (J_3O_2) (Kasara suite). The Narovani suite in the ascending section is replaced with agreement with the alternation of dark-colored marls and geological packs of marl shales, which contain interlayers of limestones. The outcrops of these rocks in the territory of the Gudamakari subzone are spread along the gorges of the rivers of Artkhmostskali and Khadistskali, while they are building rocks of the large anticlinal fold arches and limbs on the right slope of the Datviskhevi River. The complete section of the mentioned suite is especially vivid in the Bakurkhevi River gorge. The sediments of the Kasara suite is strongly dislocated, due to which it occupies a large area in the river basins described above, where the single strip width reaches 3.5-4 km. The mentioned suite is mainly dark gray and black in color and is represented by medium and thick layered slaty marls and a relatively small number of carbonate clay-shales, the thickness of which reaches several meters. Thin inter-layers of greenish dark gray slaty pellitomorphic sandy limestones and carbonate sandstones are in rhythmic alternation in these geological packs. In the ascending section, it is obvious that the slaty limestones alternate with the slaty marl at the lower part of the section, while the slaty and sandy limestones at the top are equal to the number of marl, carbonate and non-carbonate clay-shales [6].

Kimmeridgian stage (J_3km) (Dumatskho suite). The massive limestones within the study area, their breccias and conglomerates containing marl interlayers, are known as the Dumatskho suite. The limbs of large synclinal folds of Katsalkhevi and Vankhevi and arches of the anticline structures of the same name are built with these sediments. In addition, the sediments of the Dumatskho suite in the crestal parts of the Gudamakari and Ubistavi mountain ranges build the heart of the synclinal folds, while in the upper reaches of the Miliona River and the Khadistskali River gorges, a narrow 250-300 m wide strip runs parallel to the Kasara suite. The Dumatskho suite sediments are very thily folded and cover a significant part of the

Gudamakari subzone, where relatively good outcrops are observed on the surface in the Bakurkhevi River and Pshavi's Aragvi River gorges [2].

Tithonian stage (J_3t) (Tsipori suite). The Tsiphori suite sediments on the watershed ranges are the heart-forming rocks of the synclinal folds represented in more or less fully form on the watersheds of the Mount Saorbe and Artkhmostskali and Khadistskali Rivers, in the hearts of the Vankhevi and Katsalkhevi synclines.

The metioned suite is represented by homogeneous, mostly even-layered dark gray limestones and rarely, by dark gray shaled marls. In the same sediments limestones are sometimes sandy, and marls are turned into clay-shales. In the lower part of the suite, the interlayers of turned-in-breccias limestones and deposites of sandy limestone packs containing organic substances are observed. The total thickness of the suite is up to 300-350 meters [2].

2.3. Cretaceous system

2.3.1. Lower Cretaceous sediments

Berriasian stage (K_1b) (Mleta suite). South of the Dumatskho suite, within the study area, along the transverse tectonic disturbance, almost black slaty marls, packs of marl shales, and layers of dense sandy limestones are common. The bedrock outcrops are stretched on the left slope of the Katsalkhevi River, in thegorges of its left tributaries and in the Lutkhubi gorge. Researchers call this group as black marl suite. The lower part of the suite is cut by the Chiriki overthrust, and its incomplete thickness is 260 meters. The lower part of the Mleta suite is characterized by medium and thick layered clay marls, which in the upper part are transformed into clays. Thin and medium-grained gray carbonate sandstones and sandy limestones are found in relatively small quantities in the suite. And 4.5-30 cm thick layers of clayey limestones are rare [2].

Valanginian stage (K_1v) (Edisi suite). The sediments of the Edisi suite within the study area are consistently located on the formations of the underlying Mleta suite. The metioned suite, according to its stratigraphic level, is the lower part of the light colored marl suite. The Edisi suite is represented by lithologically homogeneous gray, sandy and clayey limestones with mixed marl and rarely sandstone interlayers. The sediments of the Edisi suite within the study area sharply differ from other sediments and do not undergo facial changes in direction. These sediments are not widespread in the above-mentioned area. Their isolated outcrops are observed only on the right slope of the Katsalkhevi River, in the Lutkhubi River gorge and on the ridge of Gudamakari range south of the Mount Saorbe, where they are the heart-forming rocks of the anticlinal structures. The Edisi suite in the direction joins the lower part of the Valananginian-Hauterivian light colored marl suite, which is singled out in the Didi Liakhvi River basin and corresponds to its stratigraphic level too. The metioned sediments are consistently and gradually transformed into the carbonate-terrigenous flysch sediments in the upper part of the section [2].

Lower substage of Hauterivian stage (K_1h_1) (Bakhani and Zhamuri suites). The **Bakhani suite** is widely stretched in the study area. These rocks, which are gathered in numerous small folds are represented in the form of a wide strip in the upper part of the rivers of Magatsalkhevi and Gometsrula, in the vicinities of the villages of Migriaulta and Dikhcho, on the Sakharno range, Dikhchamta and Satskhare gorges. It is represented by terrigenous-carbonate sediments and significantly differs from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate sediments by lithological composition. Although in some cases the rocks of the Bakhani suite and underlying Mleta suite rocks are almost homogeneous; an excess of clayey-sandy terrigenous material has been observed in the Bakhani suite. The metioned sediments are composed of gray and dark gray slaty marls, marl clays, rarely- clay-shales, quartz-plagioclase and quartz-mica carbonate sandstones and clayey-sandy limestones. The thickness of the suite ranges from 260 meters to 355 meters [2].

Sediments of the **Zhamuri suite** is stretched from the Didi Liakhvi River basin to the Iori River gorge, which were singled out as a transitional suite between terrigenous and carbonate flysches. The suite lithologically is represented by dark gray and black clay-shales and marl shales, which contains the interlayers of gray fine-grained, carbonate, and quartzite-like sandstones. The interlayers of marls are found very rarely and only found in the lower part of the suite. The thikess of the suite varies from 65 meters to 85 meters [2].

Upper substage of the Hauterivian stage and Barremian stage (K_1h_2-br) (Pasanauri suite). The Zhamuri suite is gradually replaced by the alternation of dark gray clay-shales and gray quartzy sandstones. The thickess of the suite reaches 500 meters. These sediments were distinguished by V.Rengarten [7] at the townlet of Pasanauri with the name of Pasanauri suite, where they participate in the construction of synclinal folds. In the last century, a number of scholars divided the Pasanauri suite into two parts. The lower part was represented by the alternation of carbonate sandstones and marl rocks, which contained the interlayers of non-carbonate clay-shales, while the upper part was represented by the alternation of non-carbonate sandstones and clay-shales. Later, researchers divided the series into three subsuites [2].

Aptian stage (K_1a) (Dgnali suite). In the study area, the Dgnali suite consistently stretches over the Pasanauri suite, which is composed of synclinal fold-building sediments. The sediments of the Dgnali suite are mainly represented by alternation of clay-shales and sandstones, where the number of clay-shales exeeds that of sandstones. In spite of this, sandstones in these sediments are still considered as guide sediments. The flysch figures in the sandstone bed are well defined compared to the sandstones of the Pasanauri suite. Within the study area, the thickness of the suite is 450-550 meters, and in some areas it is reduced to 200-250 meters [2].

Albian stage (K_1al) (Navtiskhevi or Pavleuri suite). The Navtiskhevi suite follows the distribution area of the Dgnali suite almost everywhere and participates in the structure of all folds, where thesediments of the Dgnali suite is common. The suite is represented by colored

(green, brown and gray) clay-marl shales and argillites, containing the interlayers of light gray different sized carbonate sandstones and sometimes fine-fragmented conglomerate-breccias. For the first time these sediments was singled out by V.Rengarten [7] on the Georgian Military Road at the village of Pavleuri and is therefore known as the Pavleuri suite, while N.Vasoevich [8] singled out a similar suite with the name of Navtiskhevi suite in the mountainous Kakheti. In the Shovi-Pasanauri sub-zone, the sediments of the Navtiskhevi suite are represented by terrigenous-carbonate colored formations and are relatively fine-grained than in the Zhinvali-Gombori sub-zone [2].

2.3.2. Upper Cretaceous sediments

Lower substage of the Cenomanian stage (K_{2s1}) (Ukughmartis). The Ukughmarti suite within the study area is easy to distinguish from other suites. It is mainly composed of thick and medium-layered sandstones, which alternate with argillites, marls and clays. The suite sharply differs from the underlying Navtiskhevi colored layers, as well as from the Ananuri suite located above, which are built of flint and flinty rocks. In the Mtiuleti subzone, the Ukughmarti suite is extended consistently over the Navtiskhevi suite. In this part, it is difficult to separate the suites from each other, because the rocks of the Navtiskhevi suite often lose their characteristic color. In this case, the boundary between them is drawn as soon as the first thick-layered and coarse-grained sandstones appear, in the beds of which the flysch figures characteristic of Dgnali and Navtiskhevi sandstones are not well expressed. In the Arghuni-Zhinvali subzone, the Ukughmarti suite is represented by coarse facies. The suite begins with conglomerates or conglomerate-breccias; sometimes boulder-breccias are found. In the Aragvi River basin, near the townlet of Ananuri, in the Ukughmarti suite, there are interlayers of conglomerate packs and gravelites [2].

Upper substage of the Cenomnian stage and lower substage of the Turonian stage (K_{2s2}-t_1) (Ananuri suite). Within the study area, the Ananuri suite follows the Ukughmarti suite everywhere consistently and is outcropped in one and the same places. The upper and lower parts of the Ananuri suite are represented by flinty rocks, while in the middle part dominate black flints or flinty rocks. In the Mtiuleti subzone, the thickness of the suite ranges from 8-9 meters to 15-20 meters. The lower pack of the suite is represented by flinty marls and argillites containing the sandstone interlayers. There are also found the interlayers of black and blue colored flints. The middle pack is composed of black flints, where the interlayers of blue-gray striped flints and interlyers of black flinty shales are mixed. The upper pack is composed of flinty, weakly carbonate marls, sandstones and shales. In the upper part of the pack, there is an alternation of flinty marls and white flinty pelitic limestones, in which the clay-shale interlayers are also mixed [2].

Upper sub-stage of the Turonian stage (K_2t_2) (Margalitisklde suite). The Margalitisklde suite is easily distinguishable from other series by its red color. In most cases the Margalitisklde suite

is stretched consistently over the upper part of the Ananuri suite. Only in single areas, especially, in the lower facial area, there is a transgressive layout of the suite. In the Mtiuleti subzone, the suite is brownish-red in color, rarely represented by the rhythmic alternation of greenish-gray granular limestones, pelitomorphic limestones, marls and shales. In the Arghuni-Zhinvali subzone, the sediments of the Margalitisklde suite are represented by the alternation of brownish-red and pinkish limestones, marls and shales. Unlike the northern subzone, sandstones, micro-conglomerates and conglomerates play a major role in the structure of the suite. It should also be noted that in some places, interlayers of red flints and tuffogenic rocks are also observed [6].

Coniacian and Santonian stage (K_2kn-St) (Eshmaiskhevi suite). In the study area the Eshmaiskhevi suite is divided into two parts by the researchers. The lower part is represented by the alternation of limestones, marls and shales, which are often characterized by lithographic limestones. The limestones are medium and thick-layered, whitish-gray with a greenish tinge, dense, and characterized by a shell-like cutting, with a carbonate content of 90-95%. Marls are relatively soft, mostly medium and thin-layered. The clays are greenish gray, in some cases – schistose; they are thin-layered everywhere. In the south of Arghuni-Zhinvali subzone, the sediments of Eshmakiskhevi suite are outcropped only in single places. According to the previous studies, the mentioned sediments in the neighborhood of the Aleura River basin and Mount Sameba are the heart-forming rocks of small synclinal folds. Here they are stretched consistently on the sediments of Margalitisklde suite, which are represented by the rhythmic alternation of lithographic limestones, marls and shales. Sandstones are also observed here. Sandstones in some places are transferred into thick-grained sandstones and micro-conglomerates. The thickness of the suite does not exceed 30-40 meters [6].

Campainian stage (K_2km) (Tsitliani and Jorcho suites). The mentioned sediments lithologically sharply differ from Eshmakiskhevi sediments. Sediments of the Campanian age is represented by the alternation of medium-layered sandy limestones, brownish-red, violet, greenish-gray marls and marl shales. Campainian age limestones are relatively soft and sandy than the Eshmakiskhevi suite limestones; they often are brownish-red in color. These sediments are well outcropped on the Georgian Military Road near the village of Tsitliani [2].

2.3.3. Upper Cretaceous and Lower Paleogene sediments (K_2-E_1)

Maastrichtian stage and Danian stage (K_2m-E_1d) (suite of orbitoids and Kvetera suite). In the last century, V. Rengarten [7] dated the suite of orbitoids on the Georgian Military Road as Maastrichtian age. Later, N. Vasoevich [8] distinguished the suite of orbitoid as an individual suite on the Kakheti range and in the territory of Samachablo. In the Alevi-Zhinvali sub-zone, the sediments of Danian stage are observed only in the neighborhod of Arkala River gorge and Zhinvali townlet. In the vicinity of Zhinvali townlet, Danian age sediments are represented by the alternation of dark gray argillites and marls, which contain interlayers and lenses of black

flints. Fine-fragmented breccias and conglomerates are observed in the upper part of the suite. The thickness of the suit here is 50-60 meters [2].

2.4. Paleogene system

Within the study area, the Paleogene sediments are represented by flysch sediments in the Tianeti-Sadzeguri and Arghuni-Zhinvali subzones, which are primarily bedrocks of large synclinal structures. These sediments are divided by researchers into Shakhvetila (Paleocene and Lower Eocene), Kvakveri (Middle Eocene) and Ildokani (Upper Eocene) suites. In the Arghuni-Zhinvali subzone, only Upper Eocene sediments are found, which are represented by coarse flysch. In the south, the outcrops of the Middle and Upper Eocene sediments are also observed within the Ksani-Arkala subzone. These sediments are transgressively stretched over the Middle Jurassic formations and are covered with Oligocene-Lower Miocene (Maikop suite) sediments from above.

2.4.1. Paleocene and Lower Eocene sediments (E_1-E_1^2) (Shakhvetila suite)

The Shakhvetila suite is represented by alternation of dark gray and greenish thin and medium-grained sandstones, sandy limestones, clay-shales, and marl clays, in which interlayers of sandy limestones are observed. The sediments of the Shakhvetila suite between the rivers of Aragvi and Ksani are well expressed on the both limbs of the Sadzeguri syncline. To the east, on the left slope of the Aragvi River, there are bedrocks of the southern limb of the syncline, while the northern limb of the fold is cut by the Pavleuri overthrust. The mentioned sediments from the village of Avenisi to the east participates in the formation of several folds. The Shakhvetila suite begins with conglomerates built of theh cobblestones of reef limestones, sandstones, rarely porphyrites and the Cretaceous age flysch sediments, red and lithographic limestones, black flints and other rocks. In the Sakanapiskhevi River gorge, the Shakhvetila suite is transgressively stretched over the Sabue suite by the basal base conglomerates. The thickness of the conglomerates here is 4-5 meters. The total thickness of the Shakhvetila suite is 200-215 meters [2].

2.4.2. Middle Eocene sediments (E_2^2) (Kvakveri suite)

The limbs of the syncline structures of Sadzeguri, Doloshi and Shashukaantkari are built of Kvakveri suite sediments within the study area. The suite is represented by alternation of dark gray and greenish-gray marls, clay shales and sandstones. The Middle Eocene sediments are outcropped in the upper reaches of the right tributaries of the Aragvi River in the vicinity of Zhinvali townlet. There, along the basal conglomerates, sandstones and sandy limestones are transgressively deposited on the Sori suite, containing numerous fossil forms of large numulites. The thickness of the Middle Eocene sediments in the section does not exceed 20 meters [2].

2.4.3. Upper Eocene sediments (E_2^3).

The Upper Eocene sediments within the study area undergo drastic facial changes compared to the Cretaceous and Lower Paleogene sediments. In the Tianeti-Sadzeguri subzone, the Upper Eocene is represented by typical flysch sediments, which are the heart-forming rocks of almost all large syncline structures. In the Arghuni-Zhinvali subzone, the Upper Eocene is represented by coarse flysch sediments and conglomerates. In the Ksani-Arkala subzone, the Upper Eocene is represented by sandstone-clay sediments.

Upper Eocene sediments of the Sadzeguri-Tianeti subzone (E_2^3) (Ildokani suite). In the mentioned sub-zone, the Ildokani suite is represented by the alternations of marls, shale clays and sandstones. The clays and marls are dark gray, sometimes black, and bituminized. The sandstones are mainly carbonate, the presence of flysch figures in the bed is observed. The suite almost everywhere begins with conglomerates built of the cobblestones of porphyrites, quartz-arcose sandstones, reef limestones, black limestones and other rocks. The thickness of the suite ranges from a few tens of meters to 250-300 meters. The Ildokani suite is transgressively deposited on the different horizons of the Middle Eocene sediments [2].

Upper Eocene sediments of the Arghuni-Zhinvali subzone (E_2^3) (coarse flysch). In the northern part of the Arghuni-Zhinvali subzone, coarse flysch sediments are observed in the gorge of the Didi Jakha River, where the layers of boulder-breccias are distributed inconsistently on the Cretaceous flysch sediments, which are mainly composed of the rocks of Baocian porphyritic suite, where the diameter of each rock reaches 10 – 12 meters. The boulder-breccias also include the boulders of Upper Jurassic age reef limestones and sandstones, Cretaceous flysch red limestones, lithographic limestones, black flints, micro conglomerates containing orbitoid fauna, and others. The thickness of boulder-breccias is 150 meters. In the south, where the flysch sediments are frontally distributed, the Upper Eocene coarse flysch follows as an almost continuous strip from the Ksani River to the east to the Aragvi River basin [6].

2.4.4. Upper Eocene and Oligocene sediments (E_2^3-E_3) (Kinti suite)

Sediments of Kinti suite are outcropped near the Tbilisi-Tianeti highway in the south of the Chekuraantgori Village and north of the Ertso plain. Here these sediments are extended with sharp angular inconsistency in the Lower Cretaceous Aptian-Albian and Upper Cretaceous-Cenomanian suites, where the basal conglomerates are built of well-processed cobbelstones of porphyrites, sandstones, granites, and other rocks. In addition to sandstones and clays, marl lens interlayers participate in the structure of the suite. Septaria of dense fine-grained carbonate sandstones are found rarely.

Upper Eocene and Oligocene sediments of Ksani-Arkala (E_2^3-E_3). In the Ksani-Arkala sub-zone, the sandstone-clay sediments that extend in a continuous strip from the Ksani River basin

to the Aragvi River basin are mainly Aalenian and Bajocian, while in the east they are transgressively located on the Middle Eocene limestones. Upper Eocene sediments start with conglomerates almost everywhere. The conglomerates are built of well-processed cobblestones of quartz-arcose sandstones, porphyries and tuffs. Cobbletones of reef limestones, granites and other crystalline rocks are also found. They are followed from above by alternation of thin and medium-layered sandstones and clays with the interlayers of marls and limestones. Interlayers of micro-conglomerates and, rarely, small and medium-grained conglomerates are common. The thickness of the Upper Eocene coarse flysch sediments is 2,500 m [2].

2.4.5. Oligocene and Lower Miocene sediments (E_3-N_1^1) (Maikop suite)

The sediments of the Maikop suite within the study area are rocks that build several syncline structures in the Ksani-Arkala tectonic window. In the eastern sinking zone of the Georgian Block, along the Orkhevi ovethrust; their outcrops on the surface are intermittent due to complex tectonic disturbances. Powerful landslide bodies are often developed in the area of distribution of the Maikop suite, which prevents to compilation of a complete section of the suite and identification of real thickness. Most researchers divide the Maikop suite into two parts: lower – with sandstones and upper – with clays. According to them, the sandstone suite is considered to be Lower and Middle Oligocene, while the clayey – Upper Oligocene-Lower Miocene. The thickness of the Maikop suite is very different and varied according to the opinions of different researchers. Some researchers believe that the Maikop series has a thickness of 600 meters, some believe that its thickness is 438 meters, while some researchers consider the Maikop suite to have a thickness of 315 meters [2]. The lower part of the Maikop suite is represented by medium and thick layers of sandstones containing thin and interlayers of brown and yellowish clays. And in clay packs, thin, medium and large-grained quartz sandstones are found, which in some cases are transferred to micro-conglomerates. There are also conglomerate interlayers and lenses, the cobblestones of which are mainly composed of Cretaceous flysch cobblestones. The thickness of the lower part of the Maikop suite is 120-140 meters. The upper part of the Maikop suite consists of dark gray, brownish and chocolate-colored thinlayered clays containing thin interlayers of sandstones and in which the amount of jarosites is increased. The clays are mostly non-carbonate, in some parts – carbonate, rarely dark yellow marls are also found. The thickness of the upper part of the Maikop suite is up to 200 meters. The age of the Maikop suite in the Dusheti area is considered as the Middle and Upper Oligocene. In the lower part of the Maikop suite, a 25-30 m thick pack of dark gray weakly carbonate clays is distinguished, dated as the Lower Oligocene age. This pack of clays and most of the lower part belong to the Upper Eocene age by A. Laliev [9], while he considers the Maikop suite sediments as a whole in the Oligocene-Lower Miocene interval.

2.5. Neogene system

2.5.1. Sarmatian stage

Lower subsage of Sarmatian stage (N_1S_1). In the study area the lower substage of the Sarmatian stage is ourcropped in the east of the Arghuni Village and extends to the gorge of the Pote River.

Middle substage of the Sarmatian stage (N_1S_2). The Middle Sarmatian sediments are extended as a wide strip from the Ksani River basin to the Iori River basin. Part of them are covered with Cretaceous-Paleogene and Middle Miocene formations overthrust from the north, while the Middle Sarmatian sediments, by themselves, are overthrust on the conglomerates of the Dusheti suite. The total thickness of the horizon is 711 meters [2].

The upper substage of the Sarmatian stage (N_1s_3) (Natskhori suite) is represented by continental sandstone-clay sediments within the study area, which are located directly in the Middle Sarmatian sediments and are transgressively covered by the Agchgil-Absheron conglomerates. Within the study area, the Natskhori suite is built of alternation of conglomerates, sandstones and clays, where the clays are gray, light gray, sometimes yellowish-gray, and brownish-reddish in color. The conglomerates are mainly built of the Upper Cretaceous flysch limestones, rarely porphyries, sandstones, flint, and well-cemented cobblestones of other rocks. On the northern board of the Ertso depression, the thickness of the Natskhori suite does not exceed 150-200 meters, in other areas of the Kartli depression it reaches 1,500 meters, and in the Gromi-Bershueti area – 3,000 meters. Such a significant decrease in the thickness of the Natskhori suite on the northern board of the Ertso epression must have been caused by Agchagi-Absheron transgression [2].

2.5.2. Maeotian and Pontian stages (N_1^3m-p) (Dusheti suite).

In the southern part of the study area, marine-continental sediments are common, represented by a thick pack of conglomerates containing the interlayers of sandy clays, clays, and sandstones. It is not possible to characterize the complete section of the mentioned suite within the territory due to the fact that the Sarmatian and Middle Eocene sediments are overthrust on the Dusheti suite from the north, while the distribution of these sediments extends to the south beyond the boundaries of the study area. The sediments of the Dusheti suite are deposited on the marine-continental sediments of the Natskhori suite and according to D.Buleishvili [10], it is divided into two parts. The lower part is represented by conglomerates, which are fine-grained, well-sorted and strongly cemented. The thickess of the Dusheti suite is 600-700 meters.

2.6. Quaternary system

The northern part of the study area includes the northern and southern slopes of the main range of the Caucasus, which are represented by steeply inclined slopy high mountainous terrain with deeply cutand expansive trough and glacial erosive gorges. Tectonic, glacial and erosion-accumulation processes create morphological forms in this part of the territory. The main background of tectonic-erosive terrain is complicated by forms of glacial, volcanic, gravitational and partly karst origin. Factors contributing to the formation of Quaternary sediments in the region are the harsh climatic conditions prevailing here and the intense impact of physical and other agents of weathering on the building rocks. Quaternary sediments are mainly represented by alluvial, deluvial, proluvial, colluvial, colluvial-soliflux, fluvioglacial and glacial sediments. Deluvial sediments predominate among them, which are distributed in the form of trails within the area. The material accumulated on the steep slopes of the ranges and mountains is represented by colluvial sediments, while at the foot of the mountain slopes near the riverbeds deluvial-proluvial sediments are common. In the high mountainous part of the region, the rocky tops of the ranges of which are built of slates and sandstones, and colluvial sediments predominate. The river gorges, which are characterized by trough forms, their slopes are built of fluvio-glacial sediments represented by moraine and poorly processed fragmented material of various rocks [2; 6].

Alluvial sediments (aQ). Within the study area, alluvial sediments build the riverbeds, floodplains and overfloodplain terraces of the main rivers of Tergi, Aragvi, Arghuni and Andaki and their large tributaries, where they are represented by both volcanic formations and well-processed large boulder-pebbles, sands and sand fillers of sedimentary rocks [2; 6].

Alluvial-proluvial sediments (apQ). This type of sediments are represented in floodplain basins, mainly with a mixture of well-processed cobblestones of alluvial sediments and poorly processed material of proluvial sediments. These sediments are built of sandstones, clay-slates, limestones, quartz, rarely – magmatic rocks, boulder-pebbles, sand-gravels and fragmented unsorted materials. Their relatively strong accumulations are concentrated in the wide valleys of the rivers, which are characterized by wide terraces, where numerous small and dry ravines join the rivers. The colluvial material brought by the mudflows developed in these ravines is mixed in the alluvial sediments and generates strong alluvial-proluvial accumulation.

Alluvial-proluvial sediments, which are developed in the secondary gorges of the rivers of Tergi, Snostskali, Asa, Khevsureti's Aragvi, Pshavi's Aragvi, Andaki and Arghuni, strongly differ from the alluvial-proluvial sediments developed in the main gorges and are represented by relatively poorly processed and poorly sorted hard-grained material [2; 6].

Proluvial sediments (pQ). Within the study area proluvial sediments are mainly concentrated in the beds of small tributaries and dry ravines in transit zones and create catastrophic debris cones during the passage of mudflows. And in the gorges of the main rivers

and their large tributaries, these sediments overlap the terraces on both the floodplain and other levels, where they are presented in the form of trails and strong debris cones.

These sediments are accumulated in large quantities in the transit zone of the Devdoraki (Amali) River gorge-the left tributary of the Tergi River, where the passage of the mudflow generated by the rockavalanch-type landslide on May 17, 2014 had a catastrophic result. A torrential mudflow that suddenly fell at the confluence of the rivers of Devdoraki (Amali) and Tergi, bringing with it numerous stone-mud masses, blocked and flooded the Tergi River. It significantly damaged and made unusable a large section of the road connecting the Lars border checkpoint, there were human victims, and various infrastructure facilities here were flooded and damaged [2].

Deluvial-proluvial sediments (dpQ). The mentioned sediments are widely distributed within the study area, which are represented by Upper Quaternary (Q_{III-IV}) and latest (Q_{IV}) sediments. These sediments are distributed in river basins, mainly on the slopes of gorges and on their declivities. They are unstructured formations of rubble and sandy material that are the product of washed material created as result of rainwater and snowmelt flows from the upper parts of the slopes [2; 6].

Colluvial-deluvial sediments (Q_{IV}). The mentioned type of sediments cover the slopes of river gorges, which in some cases, block rivers and cause the migration of riverbeds. These sediments are mainly composed of poorly sorted and weakly processed crushed material cemented with clay-sands [2; 6].

Colluvial sediments (cQ). Colluvial sediments are observed in the vicinity of mountain slopes and along the slopes of river gorges, the strongest accumulations of which are found at the foot of the ranges. In the areas, where there are steep slopes built of solid rocks, colluvial formations form large fragmented piles at the base of the slopes. And the fragmented material fallen from the slopes built of soft rocks is presented in the form of wide trails.

In the part of the study area, where the marl-limestone and carbonate rocks are common, colluvial sediments are represented by fragmented materials of limestones, marls, clay-slates and sandstones. There, where the volcanic formations are common, colluvial sediments are represented by andesites, basalts, dacites, and other large-grained materials that cover the slopes of the gorges and often block gorges in the gorge beds [2; 6].

Fluvioglacial sediments. Upper Quaternary and modern (Q_{III-IV}) fluvio-glacial sediments are represented by unsorted cobblestone, sand and grayish-brownish-yellowish clays [2; 6].

Glacial sediments. This type of sediments are represented by moraine and glacial forms. Modern glacial sediments are common in our study area at altitudes of 2,500-3,300 m above sea level. The moraines of modern (Q_{IV}) glacial sediments, in contrast to the Upper Quaternary-modern (Q_{III-IV}) moraines, are mainly represented by fragmented inclusions of shales and sandstones, which are mixed with rubble, sandy and powder materials. These sediments are widely distributed in the gorges of the rivers of Chkheri and Khdestskali (Brolis Tskali), in the

upper reaches of the Amali and Abano Rivers and in the vicinity of the mountains of Kora, Chroli, Tanie, and Chaukhi [2].

2.7. Magmatic rocks

Within the study area the magmatic rocks are represented by Upper Paleozoic granitoids ($\square Pz_3^2$), Jurassic gabbrodiorites, Pliocene subvolcanic basalts, Quaternary granitoporphyries and subaerial andesites, dacites and andesite-dacites lavas (aLQ). Upper Paleozoic granitoids ($\square Pz_3^2$) are distributed in the northern part of the region, in the gorges of the rivers of Tergi, Dariali, Khdestskali (Brolis Tskali) and Targmistskali and are represented by three independent bodies: the Dariali, Gveleti and Targma massifs. Intrusive and effusive interlayer formations of the Jurassic diabase formation are often found within the study area, especially in the north-eastern part [2].

Quaternary age volcanogens (aLQ). In the Caucasus folded zone, after a long break, subaerial effusive volcanism appears in the Late Paleozoic and continues until the Holocene. The formation of volcanism is associated with significant central uplift of the main range of the Caucasus and tectonically strongly disturbed areas, where the centers of the vent throat are mostly associated with anticlinal structures. The latest volcanism within the study area activates in the late stage of the folding of the Caucasus. The centers of volcanic vent throat are located mainly in the heads of the Tergi River tributaries, at the watershed of the main range of the Caucasus and on its both slopes. In addition, separate groups of volcanic formations include the areas of the Tsiteli and Cabargina Mountains [2].

K**abarjina volcanism.** The Kabarjina volcanic massif is one of the most complex and interesting formations among the numerous effusive lavas distributed within the study area. Today, the Kabarjina volcano is strongly fragmented and cut by fairly deep gorge. Its western and northern slopes are particularly steep and vertical, while its southern slope is sloping and weakly fragmented, the surface of which is covered with a Quaternary cover [2].

Kazbegi volcanic massif. Kazbegi volcanic formations are common at the eastern end of the Khorkhi range along the tributaries of the Tergi River. The massif is located north of the main range. In addition to lavas, Lower Jurassic shale-sandstone sediments also participate in the structure of Kazbegi volcanic formations, which form a strong fundamet. At a hypsometrically high mark, lava flow outlets are outcropped in hard-to-reach areas, where they are located between glaciers. From the main height (5054 m) lava flows are distributed in all directions, which run into the gorge of the Tergi River due to the earlier, uneven terrain. By composition the mentioned lava flows are mainly of andesitic-dacitic. From the lava flows within our study area are the lava flows of Chachkhokhi, Khreti, Tsdo, Chkheri, Arshi, Pansheti and Mnadoni [2].

References:

[1] Gamkrelidze E.P. (2004). Scheme of tectonic division of the territory of Georgia, Tbilisi;

[2] National Environmental Agency (2018). Geological report of Kazbegi and Dariali sheets (K-38-XV and IX), scale 1: 200 000 (Volume I). Ministry of Environment Protection and Agriculture of Georgia, LEPL National Environmental Agency, Department of Geology, 179 pages;

[3] Chikhradze G.A. (1979). Lithology of the Lower and Middle Jurassic sediments of the southern slopes of the Greater Caucasus watershed. New Series, №62. Publishing House "Metsniereba". Tbilisi, 1979;

[4] Chikhradze G.A. (1981). Lithological features of the Lower and Middle Jurassic sediments of the southern slope of the Greater Caucasus watershed. New Series, P/H. "Metsniereba", Tbilisi, 1981;

[5] Gamkrelidze E.P. (1970). Tectonic window of the Ksani River gorge, volume 59, paragraph №3, 1970;

[6] National Environmental Agency (2021). Geological report of the topo- sheets of Kakheti region: Akhmeta K-38-XVI, K-38-XVII Kvareli K-38-X and Makhimaghali K-38-X, scale 1: 200 000. Ministry of Environmental Protection and Agriculture of Georgia, LEPL National Environment Agency, Department of Geology, 151 pages;

[7] Rentgarten W.P. (1932). Geological Report of the Georgian Military Road. Tbilisi, 148 pages;

[8] Vasoevich N.B. (1940). Large tectonic deposits of the Eastern Transcaucasia. Volume XIX, №2,3, 1940;

[9] Laliev A.G. (1964). The Maikop suite of Georgia. P/H "Nedra";

[10] Buleishvili D.A. (1960). Geology and oil and gas content of the intermontane range of eastern Georgia, 1960.

CHAPTER 3

Dangerous geological events

Landslides, mudflows, rock avalanches, rock falls, and washing of river banks occupy the important dominant place among the natural geological processes within the study area according to the scales of development and the material damage caused by them to the population and infrastructural facilities.

3.1. Landslide-gravitational and mudflow processes

The following group of landslide-gravitational processes are found in the study area:

Coastal (basic) landslides – identification factor of their formation-development and prognosis is the washing of banks of rivers and reservoirs by erosive processes, their morphodynamics and critrial characteristics of erosion resistance of bedrocks. According to the place and geomorphological location in the geological structure of the shores in terms of erosion resistance of rocks, it depends on the degree of sensibility of shoreline bedrocks to erosive processes. Landslides caused by erosive processes pose a significant threat to the population and infrastructure facilities. These processes are developed on the banks of the rivers of Aragvi, Tergi, Arghuni, Pshavi's Aragvi and Khevsureti's Aragvi and their tributaries.

The formation-activation of **climatogenic (or consistent) landslides** depends on the intra-anual regime of quantitative indicators of atmospheric precipitations, on the presence of underground waters and techogenic water leakage on the slopes prone to landslides, which results in a "charging with the humidification effect" taking place in the landslide-sensitive sedimentary rocks, their consistent changes and the reduction of the shift impedance to a critical level. Climatogenic landslides in the study area are characterized by universal and mass distribution.

Tecto-seismogenic landslide events are fundamentally different from all other genetic types of this kind of events. They are characterized by azonal development and are localized in the zone of tectonic dislocations of different ranks, especially in the area of interzonal disturbances. Of the variety of seismogenic landslide-gravitational events, the effect of local seismogenic faults should be particularly distinguished, when as a result of strong earthquakes new cracks are formed on the slopes built of bedrocks, along which the significant shifts of structural character take place.

Techno-anthropogenic landslide events. Alogside to the formation of naturally occurring exogeodynamic processes in the area of high urbanization settlemet, especially, in the form of landslide events, one of the leading positions is occupied by the energetic potential due to techno-anthropogenic impact and the landslides occurred a a result.

In connecion with the fact that in the formation of **mudflow events** the sensitivity of bedrocks of mudflow-transforming river basins to denudation-gravitational processes is crucial as a supplier of geological product in mudflow-forming centers where their quantitative indicators depend on the physical stability and gravitational energy.

River bank washing (erosion). Erosion plays a leading role in the formation and transformation of the modern terrain of the study area. The energy of terrain fragmentation depends on the lithology of the bedrock, water mass, water movement velocity and strength, as well as the inclination of the terrain, tectonic movements and the location of the erosion base.

Intensive erosion processes of the river banks are taking place on the banks of the rivers of Aragvi, Tergi, Arghuni, Pshavi's Aragvi, Khevsureti's Aragvi and their tributaries.

3.2. Factors provoking geological hazards

The main provocative factors of geological hazards within the study area can be grouped as follows:

Permanently active: geological structure (stratigraphy, lithology) and morphological peculiarities (terrain);

Slowly changable: tectonic movements, climatic conditions, hydrogeological conditions and soil-vegetation cover;

Rapidly changable: Meteorological, hydrological, seismic and human engineering activities.

As it was mentioned above, geological conditions of the territory, lithological composition of bedrocks, their physical-mechanical properties and others are the main idetification factors of the occurrence of geological processes and events.

Terrain is not only the founding basis of human economical-engineering activity, but also the creation and activation of exogeodynamic processes including, first of all, landslide-gravitational processes and mudflows. The role of terrain is especially impressive for the central segment of the Caucasus – the alpine-himalayan type relief of Georgia.

In order to identify the importance of the morpho-climatic zoning of the terrain in the formation-activation of exogeodynamic processes and events, on the example of Georgia, multilateral regional and regime-stationary studies have identified those optimal categories of terrain inclination, where the values of gravitational field stress in relation to vertical zoning vary within the frames, in which this or that type of geodynamic processes dominate. This kind of relation of terrain to geodynamic processes is referred to as a "terrain energy potential", which is given in the following gradations: up to 3^0 – a perfectly flat surface; 3-8^0 – plain sloping, 8-15^0 – weakly sloping, 15-25^0 – moderately sloping, 25-35^0 – medium sloping, 35-45^0 – high sloping, 45-65^0 – very high sloping and 65-90^0 – cliffy and steep surfaces.

Climate, as a long-term weather regime of the given area, for the conditions of the corresponding geographical environment, should be considered as a static function of the shaping dominant of the background state of geological processes, and meteorological elements

(weather, temperature, precipitation, humidity), the regime of which varies in the intra-annual deviations from the long-term average multi-year norm stochastically higher or lower of the background, are one of the main determining factors of landslide events.

Landslides, the dynamic regime identifier "moistening effect" of which is related to the values of deviations from the average multi-year norm of atmospheric precipitations, are divided into the following categories:

6. **Lower than background landslide (stable landslides),** when the annual rates of atmospheric precipitations and "moistening effect" are lower than the average multi-year norm;

7. **Background landslide**, when the quantitative rate of atmospheric precipitations during the year and the "moistening effect" of the deformable horizon fall within the limits of the average multi-annual norm (i.e. under the conditions of static regime) and landslide processes take place at the level of background regime;

8. **Stress landslide,** when the atmospheric precipitations during the year exceeds the average multi-annual norm up to 200 mm. In this case, on the slopes of the deformable horizon, built with rocks of optimal receptor properties, the tendency of activation of landslide-gravitational processes begins above the background and often landslide-dangerous slopes in the boundary state of equilibrium come into dynamics;

9. **Extreme Landslide –** when the landslide processes are activated in the event of precipitations up to 400 mm above the average multi-annual norm. In this case, almost all landslide bodies in a state of homeostasis are revived, bodies in the state of dynamics go into extreme regime and new landslides appear on the slopes with high receptor properties to landslide processes in the sensitive geological environment;

10. **Paroxysmal Landslide –** regardless what kind of atmospheric circulation regime we will deal with and the atmospheric precipitation will be above the average multi-anual norm of more than 400-600 mm accompanied by an increase in the "moistening effect" to the limited ability, all of the landslide bodies in stable state will be activated and many new ones will be formed, while the extreme activation of landslide processes may turn into a paroxysmal regime of a regional nature, of which we have numerous paradigms in Georgia.

If the internal annual deviations of atmospheric precipitations and the "moistening effect" play a decisive role in the dynamic regime of landslide proceses, the main determinant in the transformation of **mudflow events** is the amount and intensity of precipitations fallen in the form of torrential rains (in the warm season of a year – IV-X months) and the presence of mudflow-forming geological product.

For the mountainous area, it is identified that the background state of the mudflow processes starts with the precipitations in the range of 30-40 mm fallen during the day. In the relevant geological environment extreme mudflows with large energy and volumes start in the range of 50-80 mm; in the conditions of 80-100 mm and more of precipitations, when it will be saturated with mudflow-forming geological product, catastrophic mudflows will be occurred.

The classic site of this is the tributaries of the Central Caucasus rivers of Aragvi, Tergi, Pshavi's Aragvi, Khevsureti's Aragvi and Arghuni.

3.3. Stressed areas complicated by geological hazards in the study area and their characterization

As a result of the processing of historical geological data and data obtained from field geological surveys, the following were observed within the study area:

1) 42 landslides of different scales;

2) 31 areas of rock avalanche and rock fall;

3) 115 mudflow-forming water ducts;

4) 17 areas of washing of river banks.

A database in the Geo-Information System (GIS) has been prepared for these processes, all identified threats are mapped, based on which a hazard zoning map has been compiled (Appendixes 4-15).

Below we give the characterization of significant geological hazards observed in the study area and its surroundings.

Zhinvali – Barisakho – Shatili highway section

As a result of active landslide process (Fig. 3.3.1), the Datvisjvari- Shatili – Mutso highway sections (coord.: X-505804-Y-4710258) in the Arghuni River gorge are damaged. A mudflow ravine is observed on the highway (Fig.3.3.2).

Fig. 3.3.1

Fig. 3.3.2

The high-risk rock-avalanche and rock-fall areas (coord.: X-508532-Y-4715879) are periodically activated and threaten the safe movement of citizens and vehicles (Fig. 3.3.3-3.3.4).

Fig. 3.3.3

Fig. 3.3.4

A rock-avalanche, developed on the right bank of the Arghuni River gorge (coord.: X-508509-Y-4717081), blocked the highway in the spring of 2021, damaging the road bed and protective lateral cables. Operational cleaning of the highway was carried out by relevant services (Fig. 3.3.5-3.3.6).

Fig. 3.3.5

Fig. 3.3.6

On the right eroded bank of the Arghuni River, where 2-3 m high bulk soil and the road bed on it (coord.: X-508626-Y-4717282) are washed, the lateral cabels are damaged (Fig. 3.3.7-3.3.8).

Fig. 3.3.7

Fig. 3.3.8

At the washing area of the right bank of the Arghuni River (Fig.3.3.9 – colord.: X-508969-Y-4717564) 2-3 m high bulk soil and road bed are washed, also landslide processes are

developed in this area (colord.: X-509007- Y-4717572) and lateral cables are damaged (Fig. 3.3.10).

Fig. 3.3.9

Fig. 3.3.10

At the washing area of the left bank of the Arghuni River (coord.: X-509365-Y-4718837) the road bed, built on the colluvial deposits and bulk soil, is damaged. This process is facilitated by the direction of the river flow to the left bank due to the periodic reactivization of the rock-avalanche and rock fall areas on the right bank of the river (Fig. 3.3.11-3.3.12).

Fig. 3.3.11

Fig. 3.3.12

In the deluvium-colluvial sediments a descending-type of landslide body is developed, the material of which is accumulated on the road bed (coord.: X-511435-Y-4720332) and the washing area on the right bank of the Arghuni River (Fig. 3.3.13-3.3.14).

Fig. 3.3.13

Fig. 3.3.14

The Arghuni River washes the right bank (coord.: X-511705-Y-4720680; X-511589-Y-4720747), damaging the road bed and lateral cables (Fig. 3.3.15-3.3.16).

Fig. 3.3.15

Fig. 3.3.16

The Arghuni River washes the right bank (coord.: X-512020-Y-4721312; X-512251-Y-4721616) and damages the road bed. The process is facilitated by the large boulder in the riverbed that directs the flow to the right bank. Gravitational movement of the single fragmened material in the direction of the road bed periodically takes place at the mentioned area (Fig. 3.3.17-3.3.18).

Fig. 3.3.17

Fig. 3.3.18

On the left bank of the river a rock-avalanch-type landslide is observed (coord.: X-512280-Y-4722023), the material of which is accumulated on the road bed (Fig. 3.3.19-3.3.20).

Fig. 3.3.19

Fig. 3.3.20

On the left side of the river gorge there is a rock-fall area (coord.: X-512220-Y-4722409), which is expressed in the form of a colluvial trail.

The Figure 3.3.21 shows the crossing area through a mudflow gorge near the village of Shatili. The 1500 mm iron flow-conductor is filled with mudflow material, resulting in the accumulation of mudflow solid deposition on the road bed.

Fig. 3.3.21

In the village of Shatili, near the towers, the Arghuni River washes the left bank (coord.: X-512907-Y-4722901), as a result of which the bank protection gabion of wire-net fencing is alemost completely deformed. Bank washing also takes place on the opposite side of the towers, adjacent to the wooden cottages there. Due to bank washing the internal local roads, wooden cottages and towers are endangered (Fig. 3.3.22-3.3.23). It is necessary to straighten the riverbed and arrange the bank protection construction.

Fig. 3.3.22

Fig. 3.3.23

On the territory of the Shatili Village, the Arghuni River washes the right bank (coord.: X-513040-Y-4722904), damaging the Shatili-Mutso connecting road. It is necessary to straighten the riverbed and arrange the bank protection constructions. The Arghuni River washes the right bank built of lacustrine sediments (coord.: X-514001-Y-4723577; X-514064-Y-4723651), on which the Shatili-Mutso connecting road bed is located (Fig. 3.3.24-3.3.25).

Fig. 3.3.24

Fig. 3.3.25

Zhinvali – Barisakho – Datvisjvari Pass section

Different types of geological hazards (mudflow, landslide-rock-avalanche-rock-fall, and river bank washing) are observed on the Zhinvali-Barisakho-Datvisjvari Pass section, in the gorges of the **rivers of Pshavi's Aragvi, Khevsureti's Aragvi and Gudanischala** (Fig. 3.3.26, 3.3.27 and 3.3.28).

Fig. 3.3.26. Mudflow

Fig. 3.3.27. Landslide – rock-avalanche – rock-fall

Fig. 3.3.28. River bank washing (erosion)

The gorges of the rivers of Sakanapiskhevi, Gudrukhiskhevi, Tvaliura, Sharakhevi, Magharula, Charglura and others' floodplains are especially noteworthy on this section of the road (Fig. 3.3.29; 3.3.30).

Fig. 3.3.29. Sakanapiskhevi River

Fig. 3.3.30. Magharula River

Biso Fortress (architectural monument) is located in the **village of Biso (Dusheti municipality),** (coord.: X-499922, Y-4708555), in the middle of the steep (50-80^0) slope of the right southern exposition of the Gudani River. Geologically it is built of a lower substage of the Aalenian stage (J_2a_1) and is represented by medium and thick-bedded, medium and fine-grained quartz-arkosic sandstones, concretions of pyrite clay shales and clay siderites. The sediments of the Alenian stage are covered with colluvial-deluvium formations with a capacity of 3-4 meters, which are presented with poorly sorted and unprocessed fragmented material and are weakly cemented with clay-sands. **Biso Fortress-House (architectural monument)** belongs to the late-Middle Ages. It is built of rock suites and consists of two three-storey fortress-houses standing compactly. Cracks of various directions and scales are obsrved on the building, the east wall is concave, which is probably related to seismic tremors that occurred in the early period. The cover between the floors of the both houses and the roof are collapsed. the mentioned factor contributes to the increase of deformations during the period of atmospheric precipitations. Recently, in order to widen the highway, the slope was cut at a distance of 200-220 meters, which is also visually observed. Presumably, after the works, the steepness of the slope, naturally (high energy potential) low physical-mechanical properties of the rocks and intense rainfalls caused the descending of the heavily weathered clay shales at the lower part of the Biso Fortress and nearby buildings, along the highway at about 90 km distance. On the lower side of the fortress-house, at a 50-meter section along the highway, in 0.5-1.5 meters from the building, there is formed an 12-meter long almost vertical plateau. Considering the dynamic condition of the landslide body, steepness of slope (high energy potential) and the quality of the bed rocks, there is a high risk of regressive development of the landslide body, during which the collapse of the fundament of the fortress-house and complete destruction of the architectural monument is anticipated (Fig. 3.3.31).

Fig. 3.3.31. Landslide

Mtskheta-Stepantsminda-Larsi highway section

Almost all tributaries of the **Aragvi River basin** are characterized by a high risk of developing mudflow processes, in the formation of which not only torrential rains but also landslide events take part. Due to the mudflow-forming geological environment and climatic-morphological zoning, the transformation of mudflow-forming processes takes place almost every year or may be repeated several times a year.

A classic example of mudflow-forming centers as a result of erosion-landslide processes is between the eastern slope of the Alevi (Lomisi) Range on the right slope of the Aragvi River gorge – from the townlet of Pasanauri to the village of Mleta, in all the erosive ravines, in case of appropriate amount of atmospheric precipitations, mudflow events of different intensity and volume are transformed (Fig. 3.3.32).

Fig. 3.3.32

For example, the avalanches formed in July 17 of 1953, completely damaged the Georgian Military Road on the Pasanauri-Mleta section, while the mudflows developed in June 2-3 of 1987, the volume of rock and mud material of which brought from some separate ravines (Chokheltkhevi, Naghvareviskhevi, and Mletiskhevi) made up to 1 million m^3, washed the considerable part of the village of Chokheltkhevi, covered the highway with rocks and mud and completely covered the village church. Also, in 2006, a large mudflow in the Mleta gorge covered a significant part of the church.

In this regard, a particularly complicated situation is created in the village of Mleta and its surrounding area. Morphological forms of three generations of erosion are clearly visible in the Mlea area.

1. Mleta River gorge and its similar forms, which have formed catchment basins and mudflow-forming centers, relatively deeply cut gorges of "V" – like profile, which formed mostly two-tiered debris cones and with the erosive beds cut in them, are joined directly to the main erosion base (Aragvi riverbed). Debris cones, formed by them in 20-40 m high steps from the river bed, are used for settlement and economic activities;

2. Erosive ravines, which have started to form a catchment basin, where the regressive development-expansion of mudflow-forming geological centers is actively underway. They are characterized by less depth of erosive cut (1.5–10 m), steep slope of the beds that are ended in semi-hanging joining steps, and young single-stage debris cones are generated in the basis area;

3. Completely young (not more than 2-3 years old) **erosive gullies**, most of which start in the middle of the slope, where landslide-soliflux events have already disrupted the stability of its surface. Such erosive forms have no catchment space, their cutting depths are up to 0.5-1.0 m, they have not yet exceeded the groundwaters discharge level, are characterized by steep sloping beds with hanging basis and active progressing development both towards the head-water and the basis.These types of erosion forms are the arenas of the active development of mudflows in the near future.

The length of the **Mleta River gorge** is 1.5 km, and after coming out of the ravine, it is 890 meters. The upper part of the gorge is a V-shaped, which after coming out of the ravine takes the form of an open valley. During periods of intense snowmelt and torrential rains, strong mudflow streams occur in the riverbed. Formation of mudflow streams of different capacities occur annually, often 2-3 times a year and depends only on the amount of precipitations that will fall in the form of torrential rains (above 40 – 50 mm).

Currently, there are traces of new mudflow streams in the riverbed. The mudflow-transforming geological product of the Mletiskhevi River is the denudation-gravitational and periodically activated landslide events of the bed rocks in its hearth (Fig. 3.3.33).

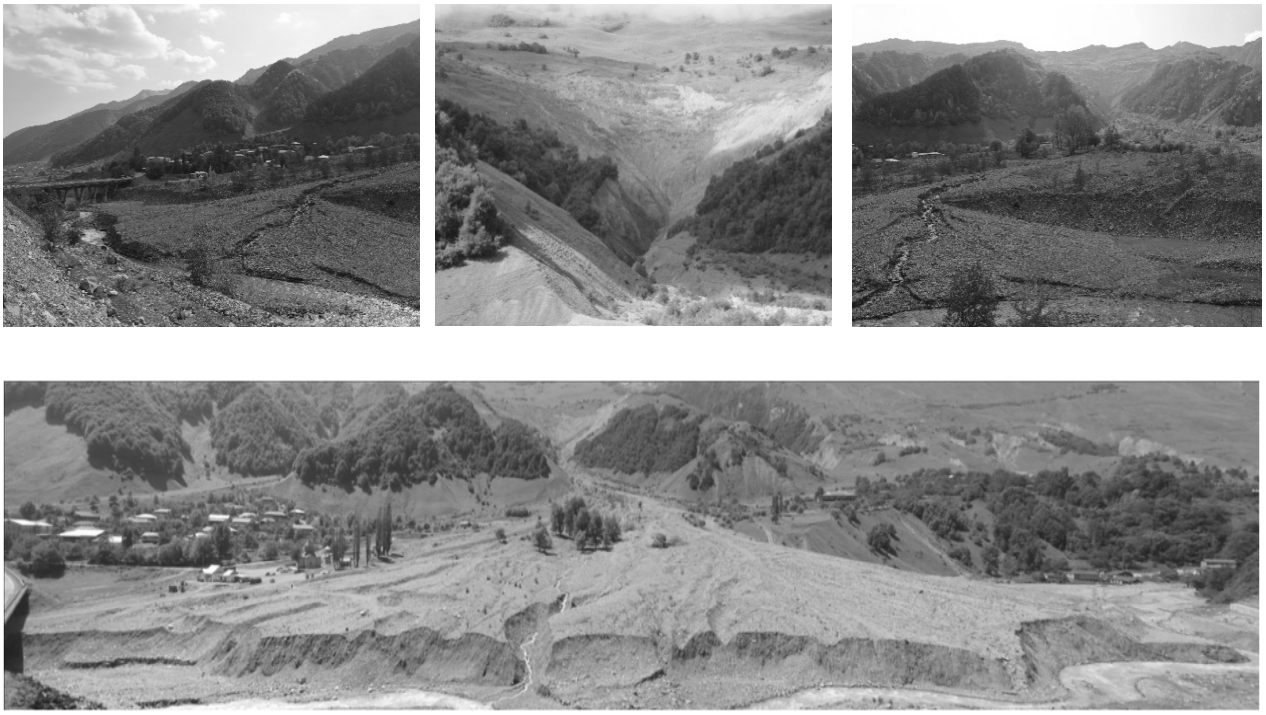


Fig. 3.3.33

In the **village of Kvesheti,** a large volume (approximately 10,000 m^3) of mudflow occurred in early June 2014, causing significant damage to the Georgian Military Road and the rural population. The mudflow-forming gorge starts in the near crestal zone of the eastern slope of the Alevi (Lomisi) Range, crosses the village almost in the central part and joins the Aragvi River on the right side. Fundamental protection measures have been conducted in the mentioned area for today (Fig. 3.3.34).

Fig. 3.3.34

Rock-avalanche and rock-falling processes are developed on separate sections of the **Stepantsminda-Tsdo-Gveleti highway**. The mentioned processes periodically pose a threat to the highway (Fig. 3.3.35).

Fig. 3.3.35

Areas of active manifestation of mudflow processes are observed on the single sections of the **Gudauri-Stepantsminda-Larsi highway** (Fig. 3.3.36).

Fig. 3.3.36

On May 17, 2014, a catastrophic mudflow occurred at the confluence of the Tergi River and the Devdoraki-Amali River (Kazbegi Municipality) in the Dariali gorge. On May 17, a rock-avalanche type landslide descended on the Mount Mkinvartsveri, which, along with the rock material, trapped the glacial-snow mass on top of it. The volume of mass detached from the Mount Mkinvartsveri was about 5 million m3. This mass with free fall and further displacement collided with the tongue of the Devdoraki glacier, which in turn underwent certain deformations, after entering the Devdoraki River gorge, turned into a mudflow stream, which after joining the Amali River was transported in a downstream as a single stream. At the confluence of the Amali River and the Tergi River, a powerful debris cone (approximately 2 million m3 in volume) was formed, which completely blocked the Dariali gorge, forming a 30-meter-high dam and dammed the Tergi River. As a result of this event, 8 people died at the confluence of the Tergi River. Abundant precipitations fallen in the Devdoraki River gorge on August 20 of 2014, resulted in the activation of excess material accumulated in the gorge during the event of May 17 of 2014 (Fig. 3.3.37), which killed 2 people employed in the construction of a hydropower plant near the Tergi River.

The processes that occurred on May 17 and August 20 of 2014, caused great material damage to the country as a whole, damaged the Georgian Military Road, the "North-South" main gas pipeline, damaged the high-voltage power transmission tower and vehicles, cut the border base from outside world, as well as the customs checkpoint, the residence of the Georgian Patriarchate and created major problems for the personnel serving there; the main causes of the mentioned catastrophe are the geological structure of the area, tectonics, morphological conditions, as well as the negative impact of climate change.

Fig. 3.3.37

After the disaster, at the initiative of the National Environmental Agency and with the funding of the Government of Georgia, the Swiss company installed a modern early warning system, which controls the critical water levels in both the headwaters and the river gorge with modern technologies. A unified data communication system has also been created, which ensures the proper functioning of the early warning system [1]. In addition, it is worth to note that a road tunnel was constructed on the mentioned section of the road, as a result of which any serious complications on the road itself have been practically excluded in the future.

3.4 Adaptation measures

Landslide control measures – based on the genesis, degree and scale of activity of the landslides developed in the study area, the main adaptive protective measures have been elaborated, which can significantly reduce their negative impact on the environment, or completely eliminate their negative consequences [2].

There are **passive (preventive**) and **active (capital)** landslide control measures.

Passive: 1) **Prohibitive** – cutting of slopes, construction of buildings, agricultural cultivation of lands, destruction of vegetation cover, irrigation, mining, etc.; 2) **Regulatory** – reduction of economic activity, various recommendations.

Active or capital engineering landslide control measures include special constructions – slope-retaining walls, flow direction reversers, impact on the physical condition of rocks on the slopes, etc.

Landslide control measures can be also divided into **preventive** and **engineering** protection measures.

The purpose of **preventive measures** is to take measures against the landslides on the slopes before the formation of landslide processes, or to take such measures of anti-activation of landslide processes, which will be aimed at increasing the stability of the slope.

The **engineering measures** to increase the stability of landslide slopes are as follows:

A) Modification of terrain in order to reduce the driving forces in the slopes (cutting-leveling of steep steps, terracing of the slope, arrangement of ground counterberms, etc.);

B) Removal of unstable rock massifs and single boulders (sometimes replacing weak grounds with stable ones);

C) Usage of various retaining buildings and constructions (support walls, couterforces, retaining piles and columns, anchors, anchored slabs, reinforcing slabs, seals);

D) Reduction of slope irrigation (arrangement of different types of drainage, agroforest reclamation, etc.);

E) For landslides of rock-avalanche and rock-fall types: periodic cleaning of slopes from single boulders, arrangement of protective nets and barriers, usage of appropriate road signs, and monitoring of hazardous areas.

Flood control measures – to mitigate mudflow streams- dams and thresholds of iron-concrete and stone piles; for passage of mudflow streams – mudflow conductors, canals, bridges, culverts, dams, and spur dikes; to reduce the dynamics of mudflow streams – arranging a cascade of dikes, stepping the beds, agroforest reclamation, periodic cleaning of the beds; organization of mudflow streams monitoring and early warning system.

Erosion preventive measures – according to the type of process, measures can be divided into 3 main groups: engineering measures to protect the bed from erosion processes, areal erosion preventive engineering measures და ravine erosion protective measures; therefore, protective measures should be selected accordingly, namely:

1) **Engineering measures to protect the bed from erosion processes:**
   - Anti-erosion walls;
   - Conducting and retaining dams and spur dikes;
   - Bed alignment;
   - Different types of combined events.
2) **Areal erosion preventive engineering measures:**

Protection of bare slopes from weathering:

   - Protective covers (e.g. Renault mattresses, etc.);
   - Creation of grass-vegetation cover (bioengineering).

3) **Ravine erosion protective measures:**
   - Strengthening the bottoms of the ravines;
   - Organizing surface streams;
   - Filling the ravines;
   - Arrangement of drainage-water discharging collectors;

– Avoidance of irrigation at the expense of infiltration (drainage gutters and trench systems, agroforestry reclamation, upper part trenches).

References:

[1] Fourth National Communication of Georgia under the United Nations Framework Convention on Climate Change (2020) . Tbilisi, 541 pages, https://www.ge.undp.org/content/georgia/ka/home/library/environment_energy/unfccc-fourth-national-communication.html

[2] Gaprindashvili, G. (2016). Geodynamic processes in the southern highlands of Georgia and expected geo-ecological complications. Tbilisi: Ivane Javakhishvili Tbilisi State University. Extracted from: http://press.tsu.ge/data/image_db_innova/zustadasabunebismety/giorgi_gafrindashvili.pdf

CHAPTER 4

Climate and hydrology

4.1. Air temperature

Due to the large physical-geographical diversity of the region and the wide range of differences in altitude, the temperature distribution is of a contrasting nature. The main factor of temperature variation is the height of the area in the region. As the height increases, the temperature drops. According to the Table 4.1.1, the coldest month is mainly January, and in the high mountainous zone – February (Kazbegi, high mountainous) [1; 2].

Table 4.1.1. Air temperature, ^{0}C

Weather station, height a.s.l., m	Month												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi, 403	1.7	2.8	6.9	12.8	17.4	21.2	24.4	23.7	19.6	13.4	8.1	3.8	13.0
Dusheti, 922	-1.4	-0.5	3.5	8.9	13.9	17.2	20.2	20.4	16.3	11.2	5.5	0.8	9.7
Pasanauri, 1,070	-4.1	-2.6	1.9	7.4	12.4	15.6	18.5	18.5	14.4	9.4	3.7	-1.6	7.8
Tianeti, 1099	-4.7	-3.1	1.3	7.0	12.4	15.7	18.6	18.5	14.4	9.2	3.3	-2.1	7.5
Barisakho, 1,325	-4.7	-3.6	0.6	6.0	10.9	13.6	16.5	16.4	12.6	8.1	2.6	-2.4	6.4
Stepantsminda, 1,744	-5.2	-4.7	-1.5	4.0	9.0	11.8	14.4	14.4	10.6	6.6	1.5	-2.6	4.9
Kobi 2; 1,962	-8.4	-7.6	-4.0	1.7	6.8	10.2	12.9	13.2	9.5	5.1	-0.5	-5.7	2.8
Kobi 1; 1,987	-8.0	-6.6	-2.9	2.7	8.1	11.6	13.8	13.9	9.8	5.2	-0.5	-5.4	3.5
Gudauri 2, 2,194	-7.7	-7.7	-4.6	0.4	5.5	9.1	12.3	12.3	8.3	4.0	-1.2	-5.3	2.1
Gudauri 1, 2,197	-6.7	-6.1	-2.6	2.0	6.8	10.5	13.2	13.3	9.8	5.2	-0.4	-4.4	3.3
Jvari Pass, 2,396	-11.4	-10.8	-7.2	-1.6	3.8	7.8	10.5	10.6	6.8	2.1	-4.6	-8.7	-0.2
Kazbegi h/m, 3,653	-15.0	-15.3	-12.2	-8.0	-3.5	-0.3	3.0	3.4	0.0	-4.1	-8.6	-12.3	-6.1

Details of the annual temperature course according to altitude can be clearly seen from the diagram presented in the Fig. 4.1.1.

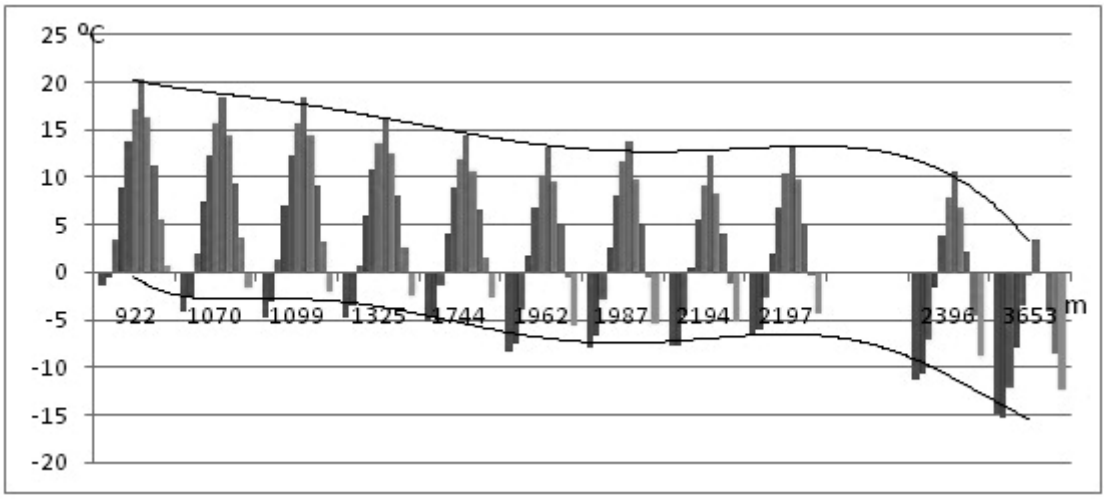


Fig. 4.1.1. Change in temperature annual course by altitude at discrete points according to the altitude of the highest and lowest monthly temperatures

The change in average annual and monthly temperatures by altitude is well described by the linear function (Fig. 4.1.2). Determination coefficients are quite high in this case as well, indicating the important role of a height of a location in the formation the temperature field.

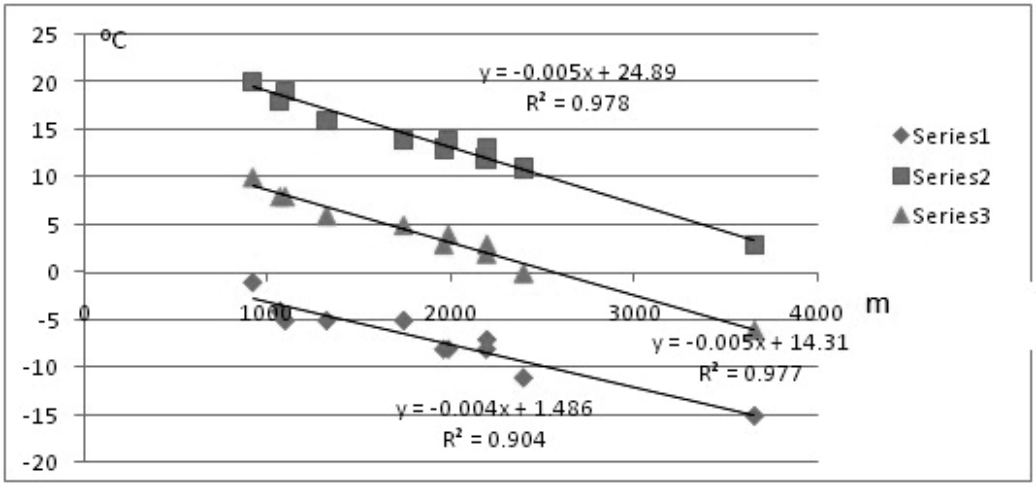


Fig. 4.1.2. Change in air temperature according to altitude in Mtskheta-Mtianeti region and corresponding descriptive functions: 1- January ; 2 – July ; 3 – years (R^2- is the coefficient of determination)

It is clear from Fig. 5.1.2 and the corresponding equations that the vertical temperature gradient is 0.50 for each 100 m altitude for the average monthly and average annual temperatures of July and 0.40 – for the January temperatures, which is the result of inversions characteristic of winter. The coefficient of determination presented in the same figure shows the share of the altitude of a location in the change in temperature. As the values of the determination coefficient show, the share of the altitude of a location in temperature change is mainly decisive and is approaching 100%, only in January it makes 90%, also due to intense inversive processes. Due to the high reliability of the obtained relations and equations, we can

discuss the temperature regime of different height belts with considerable accuracy and use them successfully in different calculations.

The temperature regime of the region's area is well reflected in the isotherm maps presented in the Fig. 4.1.3 – 4.1.7 [3].

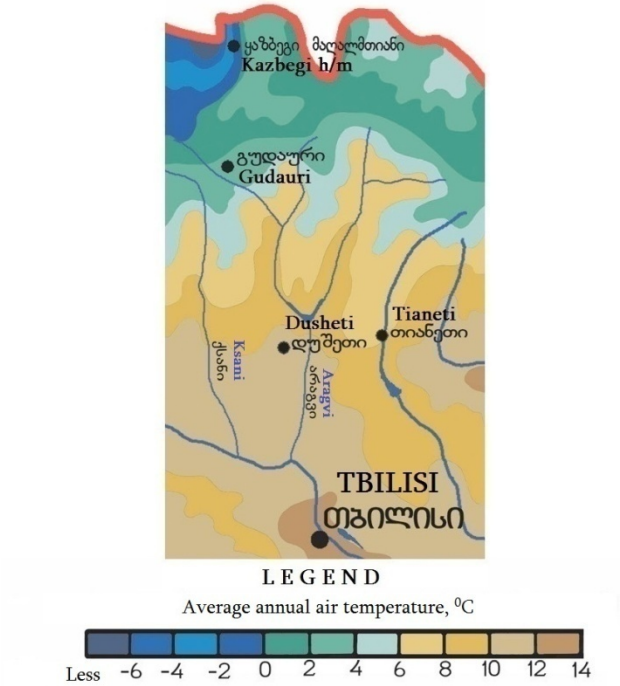


Fig. 4.1.3. Average annual air temperature [3]

Fig. 4.1.4. Average monthly air temperature (January) [3]

Fig.4.1.3 shows that the average annual air temperature in the most part of the region's area is mostly positive and varies from minus 6 to 10-12^{0}C. The highest temperatures are observed in the lower reaches of the rivers of Aragvi and Ksani and in the Mtkvari valley, and the lowest – in the high mountainous zone of the Caucasus.

According to the Fig. 4.1.4, the average monthly temperature of January is negative everywhere and generally ranges within minus 14-16^{0}C to minus 1-2^{0}C. The highest temperatures are also observed in the lower reaches of the rivers of Aragvi and Ksani Rivers and in the Mtkvari valley, while the lowest – are observed in the high mountainous zone of the Caucasus.

In April (Fig. 4.1.5), the temperature in most part of the territory is positive and reaches 10-12^{0}C, while in the high mountainous zone it is negative and drops to minus 8-10^{0}C. In this case, the highest temperatures are also observed in the lower reaches of the rivers of Aragvi and Ksani and in the Mtkvari valley, and the lowest – in the mountainous zone of the Caucasus.

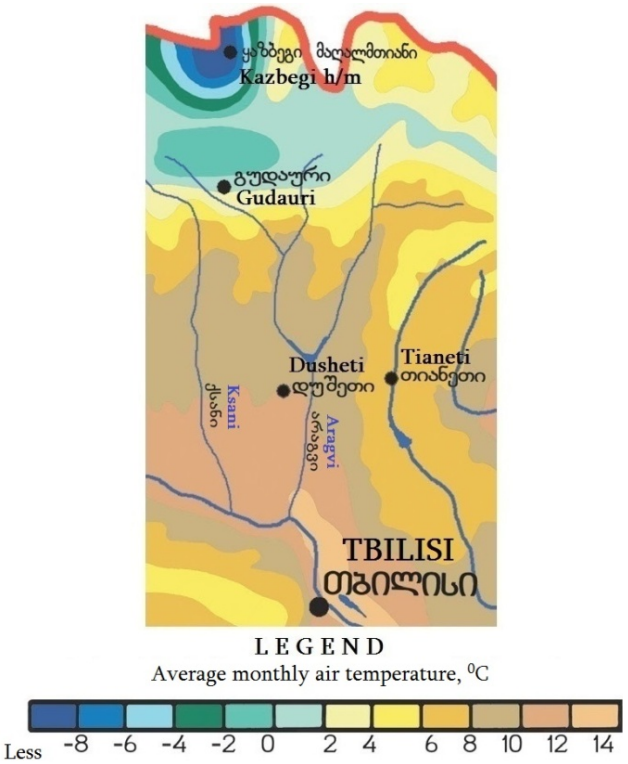


Fig. 4.1.5. Average monthly air temperature (April) [3]

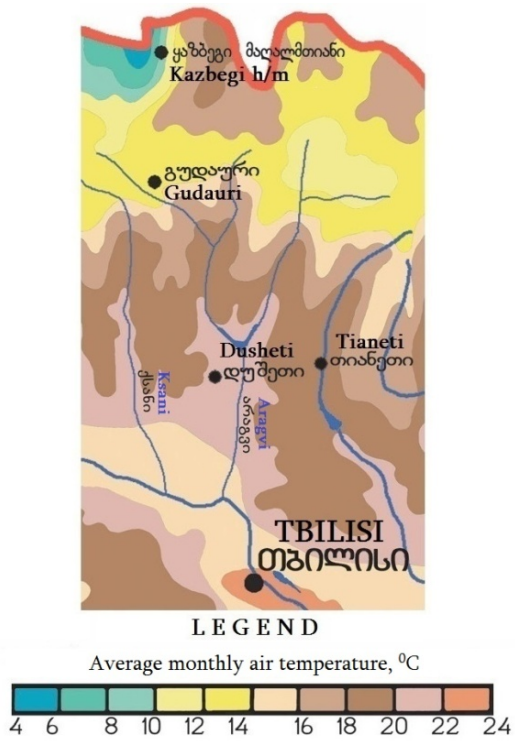


Fig. 4.1.6. Average monthly air temperature (July) [3]

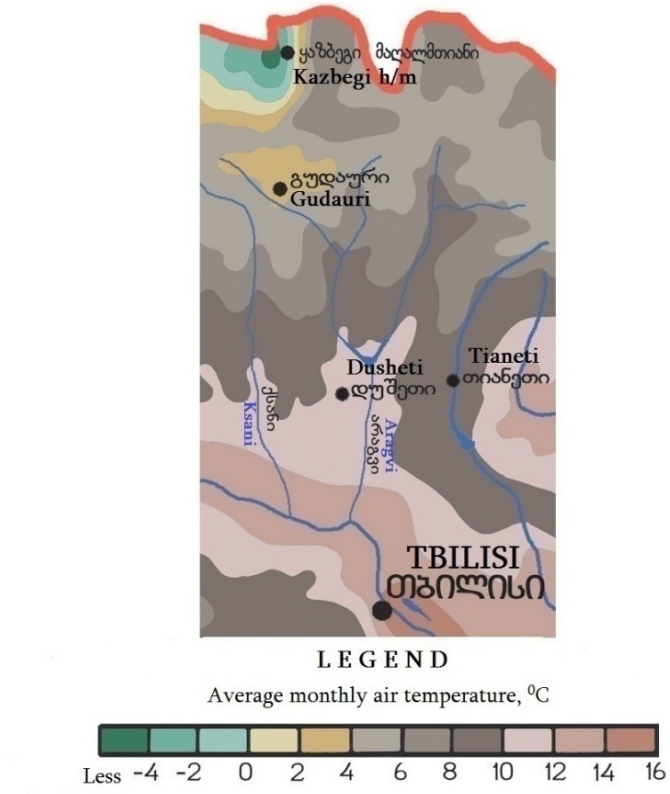


Fig. 4.1.7. Average monthly air temperature (October) [3]

In July (Fig. 4.1.6) the average air temperature is positive everywhere and varies from 4 to 22^{0}C, the main areas of maximum and minimum are maintained.

October temperature (Fig. 4.1.7) ranges from minus 4 plus 12-14^{0}C. The main geographical regularity is maintained in this month as well – the highest temperatures are in the lower reaches of the Aragvi and Ksani rivers and in the Mtkvari valley, and the lowest – in the high mountainous zone of the Caucasus.

As it was already mentioned, the annual temperature course is characterized by a minimum in January and a maximum in July-August. Extreme temperature characteristics – absolute minimum and absolute maximum, average minimum and average maximum have the same course. This is well seen in the Fig. 4.1.8, which presents the annual course of average and extreme values of air temperature in three different physical-geographical conditions: Dusheti, Gudauri and high mountainous Kazbegi.

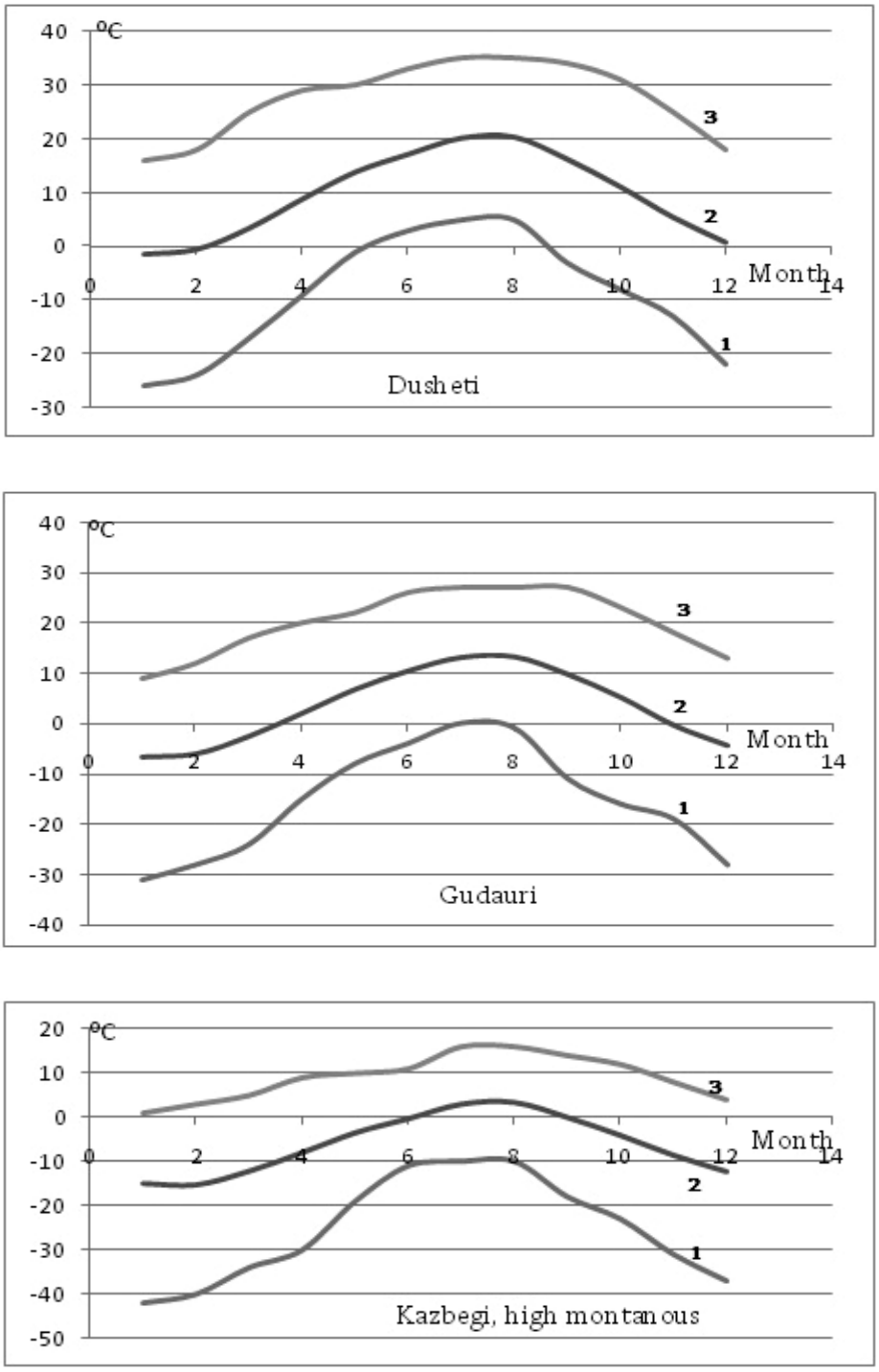


Fig. 4.1.8. Annual course of average and extreme values of air temperature:
1– absolute minimum; **2** – average; **3** –absolute maximum

As it is seen from the Fig. 4.1.8, the values of the extreme temperatures in the region fluctuate in a fairly large range. For example, the absolute minimum temperature in Gudauri falls below minus 30^{0}C in January, and the absolute maximum temperature reaches 30^{0}C in summer. In mountainous Kazbegi, the absolute minimum temperature drops below minus 40^{0}C in January, while the absolute maximum temperature reaches 18-20^{0}C in summer [4].

4.2. Air humidity

The main characteristics of the humidity are the partial pressure of water vapor and the relative humidity of air. Partial water vapor pressure, like air temperature, reaches its lowest values in the annual course in winter and its highest value – in summer [1; 2]. In addition, with increasing height, the partial pressure also decreases regularly (Table 4.2.1).

Table 4.2.1. Partial pressure of air water vapor (hPa)

Weather station, height a.s.l., m	Month												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi, 403	5.0	5.2	5.9	8.5	12.2	14.6	16.8	16.3	13.8	10.7	8.1	5.7	10.2
Dusheti, 922	4.3	4.5	5.2	7.7	11.3	13.8	16.1	15.5	13.0	9.6	7.0	5.0	9.4
Pasanauri, 1,070	3.7	4.0	4.9	7.2	10.5	12.9	15.2	14.7	12.1	8.8	6.3	4.5	8.7
Tianeti, 1,099	3.9	4.3	5.2	7.6	11.0	13.5	15.8	15.1	12.6	9.0	6.5	4.8	9.1
Barisakho, 1,325	3.5	3.8	4.7	6.7	9.6	12.0	14.2	13.9	11.4	8.1	5.8	4.2	8.2
Stepantsminda, 1,744	2.8	3.0	3.7	5.6	8.0	10.0	12.1	11.6	9.1	6.2	155	3.3	6.7
Kobi 2, 1,962	2.2	2.6	3.3	5.0	7.6	9.3	11.2	10.9	8.7	6.1	4.1	2.9	6.2
Gudauri 2, 2,194	2.5	2.8	3.4	4.8	7.0	9.0	11.0	10.7	8.6	6.0	4.1	3.0	6.1
Jvari Pass, 2,396	2.3	2.5	3.1	4.6	6.4	8.5	10.5	10.2	8.1	5.5	3.8	2.8	5.7
Kazbegi h/m, 3,653	1.4	1.4	1.6	2.5	3.5	4.4	5.5	5.4	4.1	2.9	2.1	-1.6	3.0

The table shows that the average annual value of partial pressure during the year in the region varies from about 3 to 10 hPa, the highest is in lowland stations and the lowest – in high mountainous Kazbegi.

In January, the partial pressure of water vapor is lowest and ranges from 1 to 4-5 hPa. Partial pressure rises from spring and reaches a maximum in July-August, when it varies in the range of 5-16 hPa. Partial pressure still decreases since autumn.

The relative humidity is also an important characteristic of the air humidity. It is the ratio of the partial pressure of water vapor in the air to the partial pressure of saturated water vapor at the same temperature and is expressed as a percentage (%).This parameter depends on air temperature, circular processes, cloudiness, wind regime, orography, and etc. The relative humidity, like other characteristics of humidity, is characterized by seasonal course, though it significantly depends on local conditions (Table 4.2.2).

Table 4.2.2. Relative air humidity (%)

Weather station, height a.s.l., m	Month												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi, 403	73	69	66	62	64	60	56	57	64	73	77	76	66
Dusheti, 922	72	72	70	68	72	70	69	68	72	75	75	74	71
Pasanauri, 1,070	76	74	73	70	74	74	73	72	76	77	77	77	74
Tianeti, 1,099	81	80	78	75	76	75	74	73	78	80	82	82	78
Barisakho, 1,325	76	76	73	72	75	77	77	77	80	78	78	76	76
Stepantsminda, 1,744	62	63	66	69	70	71	74	72	72	87	64	61	68
Kobi 2; 1,962	64	64	67	69	72	73	74	74	74	75	65	64	69
Gudauri 2; 2,194	72	74	76	74	76	76	76	75	78	75	72	68	74
Jvari Pass, 2,396	78	80	84	80	82	82	83	83	86	82	79	75	81
Kazbegi h/m, 3,653	66	68	68	69	70	71	70	69	66	63	60	60	67

As it is seen from the table, the average annual value of the relative humidity ranges within 67-81%. The maximum in the annual course is in the low and medium mountainous zone in winter or early autumn, mainly in November-January, while the minimum is mainly observed in spring. In the high mountainous zone, the maximum of the relative humidity is observed in summer or early autumn, and the minimum – in winter.

4.3. Atmospheric precipitations

Atmospheric precipitations are one of the important elements of the climate, which determine the main directions of human economic activity. It is also one of the main factors of creation and activation of natural hydrological and geological processes. In the Table 4.3.1, the values of monthly and annual sums of atmospheric precipitations are presented in the main areas of the region.

Table 4.3.1. Monthly and annual sums of atmospheric precipitations, mm

Weather station, height a.s.l., m	Month												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi, 403	16	22	31	52	86	72	48	37	42	42	35	22	505
Dusheti, 922	35	43	50	77	121	104	62	51	60	57	45	34	739
Pasanauri, 1,070	49	60	70	103	144	133	101	83	77	68	59	52	999
Tianeti, 1,099	44	52	61	89	137	122	83	66	71	62	53	38	878
Barisakho, 1,325	57	72	83	117	160	150	113	93	86	78	68	59	1,136

Stepantsminda, 1,744	27	35	53	81	110	104	90	89	72	56	39	30	786
Kobi 2; 1,962	50	66	98	114	147	142	128	104	97	85	71	58	1,160
Gudauri 2; 2,194	90	107	132	160	205	180	145	124	112	116	112	102	1,585
Jvari Pass, 2,396	104	137	147	172	220	186	150	129	118	125	125	119	1,733
Kazbegi h/m, 3,653	63	71	-95	147	183	165	150	168	121	99	83	58	1,404

Table 4.3.1 shows that the region the abundant precipitations fall during the year in the high mountainous zone. In the annual course, their maximum is observed in spring or summer, while the minimum precipitations fall mainly in winter. The whole variety of annual course of precipitations in the region is well expressed by the diagram presented in the Fig. 4.3.1.

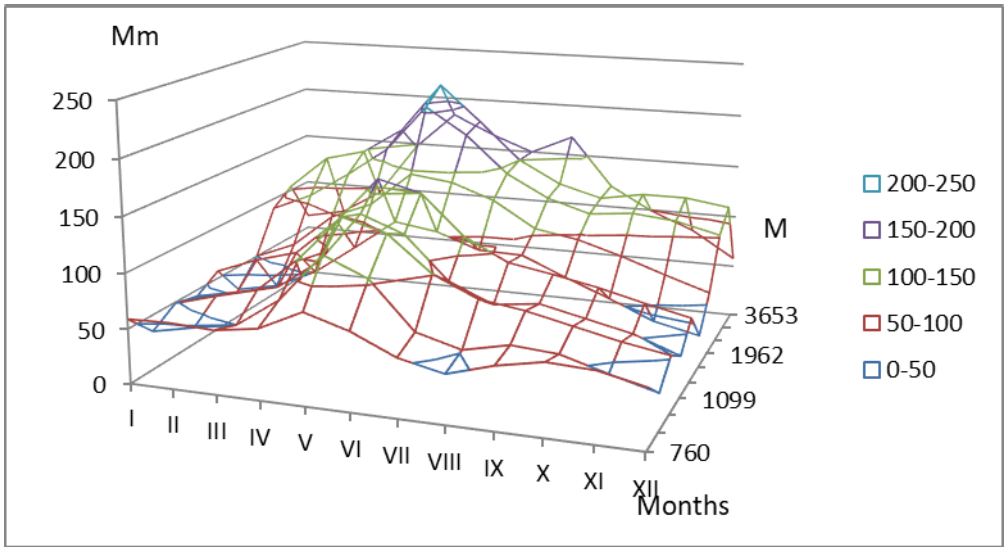


Fig. 4.3.1. Field of change of annual course of monthly sums of precipitations according to heights

The field presented in the Fig. 4.3.1 well illustrates the details of the change in the annual course of precipitations according to the height. In particular, the positive shapes of the surface (convexity) are well visible, which corresponds to the precipitation maximums mainly in spring and summer.

Monthly sums of precipitations vary within a large range. This is well seen in the histograms of the maximum, average and minimum monthly sums of precipitations presented on the example of Pasanauri in the Fig. 4.3.2.

As it is seen in the Fig. 4.3.2, during the winter months, the precipitation may not fall at all, or it may fall in insignificant amounts. At the same time, in some years, in any month, it is possible to fall such an amount of precipitations, that it would be several times more than the monthly norm of precipitations. This is typical for precipitations, as it is characterized by large dispersion. Extreme daily precipitations are discussed in a separate paragraph.

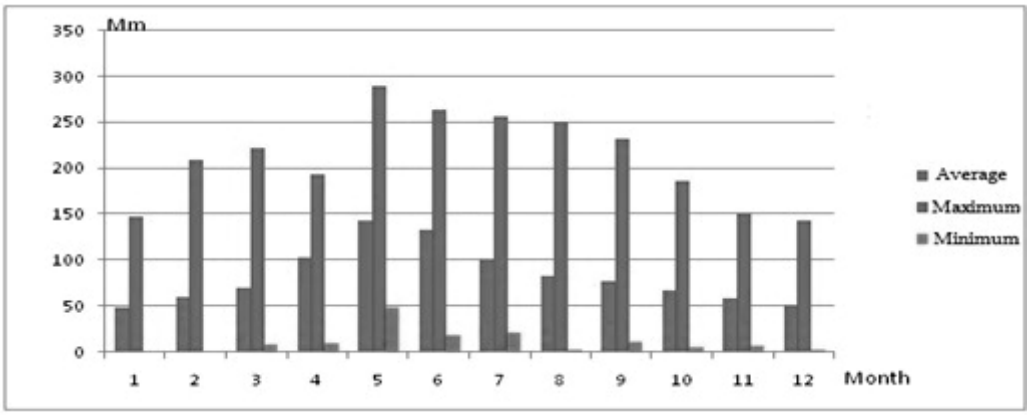


Fig. 4.3.2. Annual course of the maximum, average and minimum monthly sums of atmospheric precipitations in Pasanauri

One of the topical problems in the mountains is the change in precipitation sums by altitude. Fig. 4.3.3 shows the change in precipitation sums by altitude in the region, the corresponding descriptive function, and the coefficient of determination.

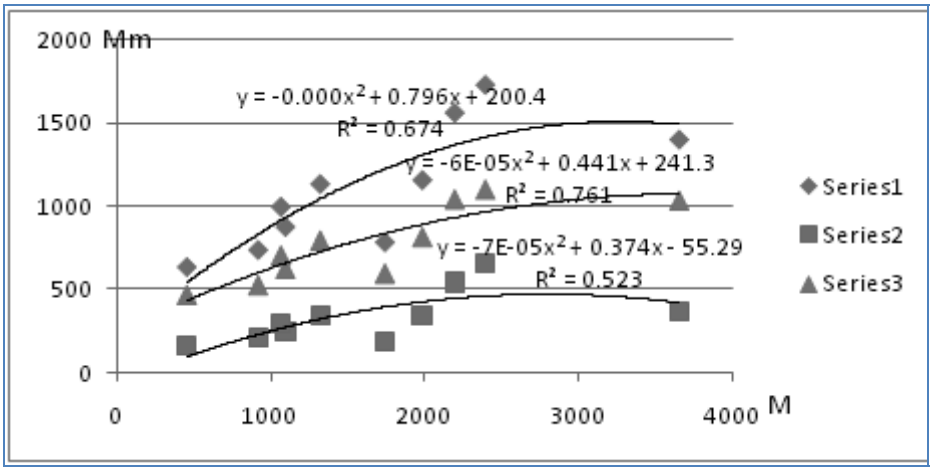


Fig. 4.3.3. Change in annual sums of atmospheric precipitations by altitude and corresponding descriptive function (R^2- coefficient of determination); X – altitude of the loation, Y – sum of precipitations, 1- annual sum of precipitations, 2 – sum of precipitations of cold period, 3 – sum of precipitations of warm period

The determination coefficient is 0.67 for the annual sum of precipitations, 0.76 – for the warm period precipitations and 0.52 -for the cold period precipitations, which proves that the share of altitude of locayion in the change in precipitation sum is relatively significant during the warm period of the year and is 76%. The rest of the share, or 24%, is contributed by the distribution of precipitation sums by the landforms and other morphometric factors.

Maps of summary isohyets of the territorial distribution of atmospheric precipitations are presented in the Fig. 4.3.4 – in Fig. 4.3.6 [3]. The regularities of spatial distribution of precipitations are clearly visible from these maps.

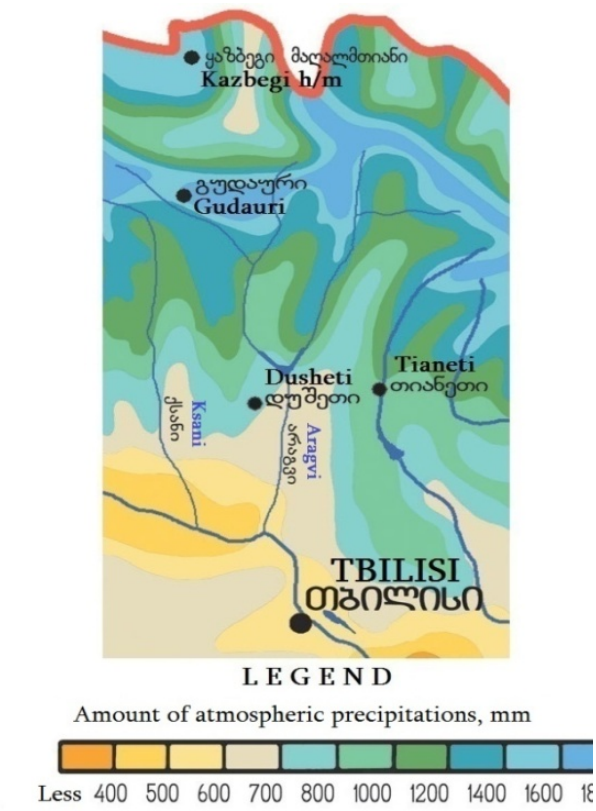


Fig. 4.3.4. Annual sums of atmospheric precipitations (mm) [3]

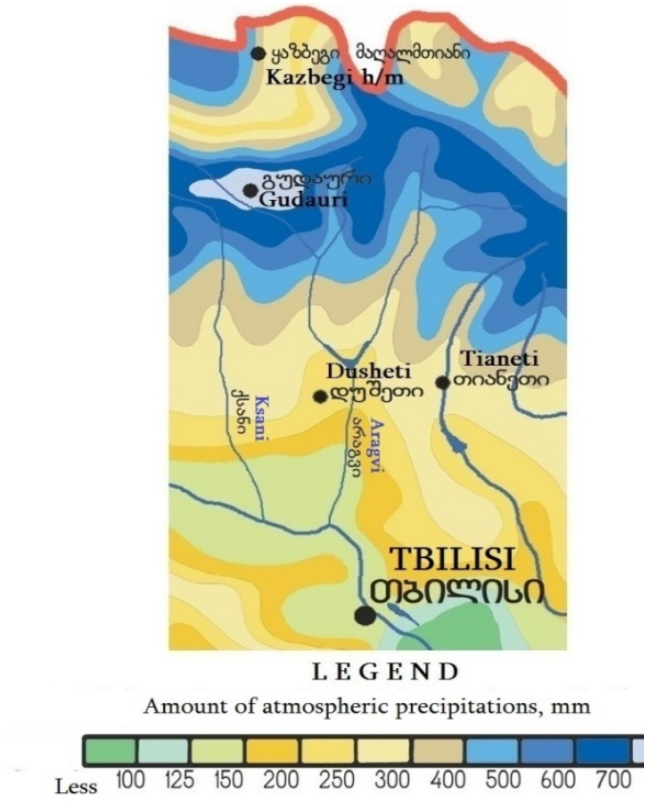


Fig. 4.3.5. Atmospheric precipitation sums in the cold period of the year (mm) [3]

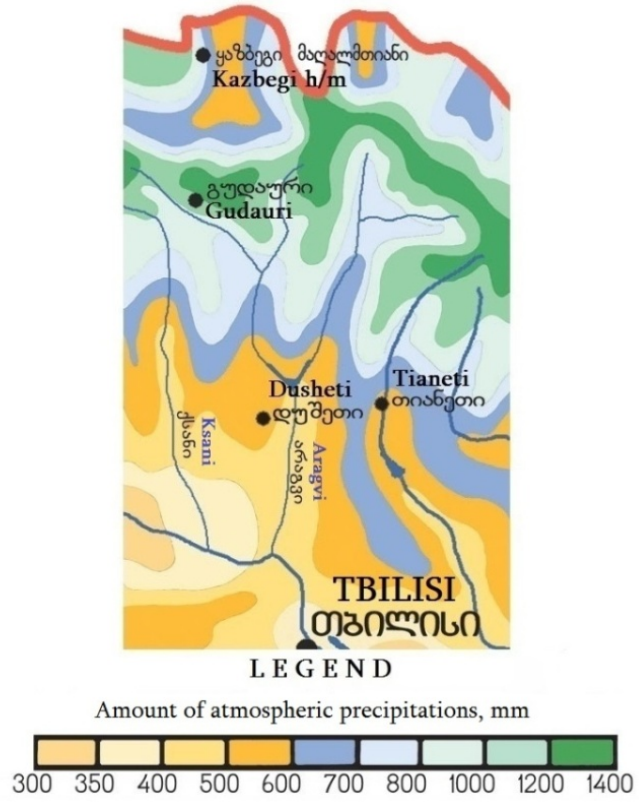


Fig. 4.3.6. Atmospheric precipitation sums in the warm period of the year (mm) [3]

According to the Fig. 4.3.4 – 4.3.6, the annual sums of precipitations fallen in the territory of the region range from 400-500 to 1500-1600 mm. Precipitations of the cold spell of the year is about 100-1,000 mm, while precipitations of the warm spell of the year is from 200-300 mm to 1,400 mm. The minimum amount of precipitations fall in the river gorges and low mountains, while the maximum amount of precipitations is observed in the high mountainous ranges of the Caucasus.

Table 4.3.2 presents an important characteristic of atmospheric precipitations – number of days with precipitations.

Table 4.3.2. Number of days with precipitations

Weather station, height a.s.l., m	Month												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi, 403	6.5	7.5	8.8	11.8	15.1	11.7	9.1	7.5	8.7	9.2	8.7	6.8	111
Dusheti, 922	9.3	9.5	10.8	11.9	15.5	12.1	9.5	8.1	8.5	9.3	9.0	8.9	122
Pasanauri, 1,070	10.3	10.7	12.7	15.0	19.7	16.9	13.5	11.8	11.0	10.9	9.0	8.9	150
Tianeti, 1,099	9.5	10.7	12.9	13.9	16.8	14.1	11.2	9.1	10.3	10.9	10.6	9.5	140
Barisakho, 1,325	9.0	9.9	11.8	12.7	19.0	16.6	13.6	12.2	11.3	9.9	8.3	8.1	132
Stepantsminda, 1,744	7.0	7.1	9.4	12.2	16.3	15.3	12.7	11.2	9.5	8.2	7.2	6.2	122
Gudauri 2; 2,194	12.5	13.3	15.1	17.4	21.3	19.5	17.2	14.6	14.6	13.1	12.7	11.7	183
Jvari Pass, 2,396	12.6	13.2	15.6	17.4	20.5	18.3	17.2	14.8	14.4	12.5	12.4	12.0	181
Kazbegi h/m, 3,653	10.7	12.1	15.4	16.5	20.7	19.8	17.1	15.5	14.1	13.6	12.0	11.3	179

The table shows that the number of rainy days in the region is 120-180 days on average. The annual course of the number of rainy days mainly corresponds to the annual course of the amount of precipitations: the maximum – in late spring or summer, and the minimum – in winter.

4.4. Snow cover

The mountainous zone of the study region is characterized by frequent snowfall. Consequently, the duration of presence of snow cover is important. The number of days with snow cover at 1,000 m above sea level is about 70-100 days a year, at 2,000 m altitude – 170, at 3,000 m altitude – 280, and etc. The height of the snow cover also increases according to the height of the location (Fig. 4.4.1).

Table 4.4.1 shows the average monthly heights of snow cover based on the constant measuring stick data at weather stations [2].

As it is seen from the Table 4.4.1, the Aragvi River basin on the southern slope of the Central Caucasus is distinguished by average monthly and maximum values of snow cover. The average and maximum values of the maximum heights of snow cover at the stations located here are 48 and 105 cm in Pasanauri station (1,070 m), 96 and 241 cm in Mleta (1,580 m), 152 and 260 cm in Gudauri (2,194 m), and 156 and 334 cm in the Jvari pass (2,395 m).

Fig. 4.4.1. Average height of the snow cover [3]

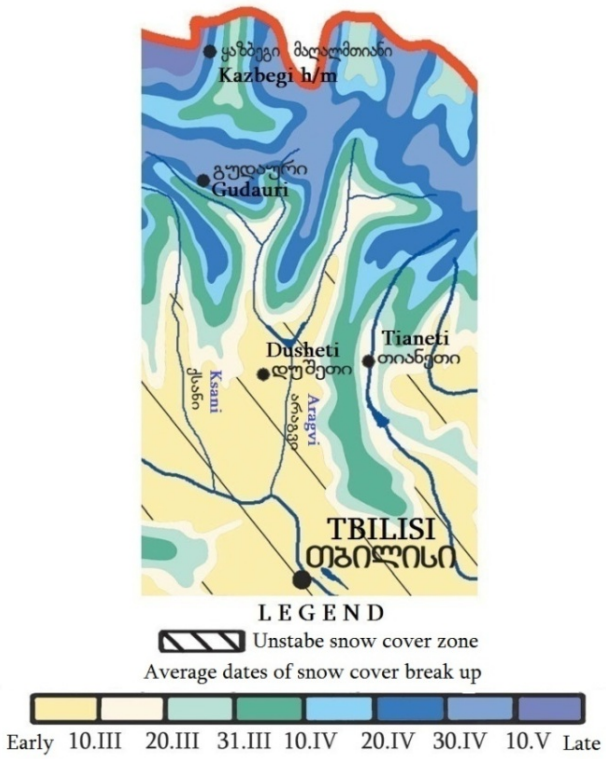


Fig. 4.4.2. Average dates of the snow cover break up [3]

Table 4.4.1. Snow cover average monthly height (cm)

Weather station	Month										In winter		
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	Ave.	Max.	Min.
Kazbegi h/m	8	13	20	17	13	12	18	22	42	33	62	156	23
Stepantsminda	–	–	5	8	13	23	15	4	13	–	38	96	6
Sno	–	–	3	6	–	20	17	2	–	–	34	90	3
Jvari Pass	–	5	27	61	107	153	185	164	84	14	156	334	104
Gudauri	–	–	13	45	77	99	147	95	32	–	152	260	48
Mleta	–	–	8	24	48	71	67	31	–	–	96	241	27
Kvesheti	–	–	8	20	46	65	63	26	–	–	–	–	–
Pasanauri	–	–	–	7	21	32	21	3	–	–	48	105	8
Zhinvali	–	–	–	–	7	8	2	–	–	–	17	62	1
Tianeti	–	–	–	7	17	22	15	3	–	–	36	73	5
Dusheti	–	–	–	2	6	8	4	–	–	–	17	61	3

According to the vertical distribution of snow cover and the duration of its presence, three zones are distinguished on the territory of Mtskheta-Mtianeti region: stable, unstable and permanent snow cover zone.

The unstable zone of snow cover extends to an altitude of about 800-900 m above sea level. The snow cover in this zone stays and disappears several times during the winter. There may also be cases of snowless winters. The many years' average maximum height of snow cover usually does not exceed 3-5 cm, though in some very rare cases the height of snow cover can reach 1 meter and more.

The average values of snow cover heights in the zone of stable snow cover, in the area of Gudauri and Jvari Pass, exceed 200 cm, and the maximum height reaches 260-270 cm. Here the gradation of 200-300 cm high snow cover has maximum recurrence (Table 4.4.2.).

Table 4.4.2. Recurrence of the maximum values of snow cover height according to the gradation in the sustainable snow cover zone (%) [2]

Weather station	Snow cover height (cm)											
	11-20	21-30	31-50	51-75	76-100	101-125	126-150	151-175	176-200	201-250	251-300	301-350
Kobi	15	10	5	10	15	20	25	–	–	–	–	–
Jvari Pass	–	–	0	–	–	6	6	17	17	18	24	12
Gudauri	–	–	2	2	15	15	18	15	14	17	2	–
Pasanauri	12	20	25	29	9	2	–	–	–	–	–	–

The data in the table show that in Kobi, which is located in the Tergi River basin, on the northern slope of the Caucasus, the recurrence of the maximum values of average decadal snow cover heights (126-150 cm) reaches 25%, while in the stations on the southern slope – Jvari Pass and Gudauri, this figure is equal to 12% (301-350 cm) and 2% (251-300 cm). Such a difference is explained by the different orientation of the northern and southern slopes of the Caucasus towards the humid air currents.

Sustainable (permanent) snow cover is located above the snow line. The average date of snow cover occurrence in the lowland part of the region (the first zone) is the second half of December (Dighomi, Mukhrani, and Zhinvali). As the altitude of the place increases (second zone), the average date of snow cover appearance will be shifted to the second half of November (Barisakho, Mleta, Kvesheti, Pasanauri). The average date of snow cover in the third zone is observed already in the first half of October (Jvari Pass).

Figure 4.4.2 above shows the average dates of snow cover break up. The unstable snow cover is well visible here.

According to the Figure 4.4.2., the average date of break up of snow cover in the first zone is observed in the first half of March, in the second zone – in April, and in the third zone – in May-June.

4.5. Wind

The wind regime characteristics of the study area significantly depend on the complex orography. High wind speeds are observed on mountain peaks and ranges, while wind speeds are minimal in the valleys. At the same time, local circulation is developed, or, the formation of local types of winds of mountain-valleys, slopes and glacial genesis takes place. Therefore, large variability of wind speed and direction is observed in the mountainous area of the region [4] (Fig. 4.5.1.).

Indeed, According to the map presented in the Fig. 4.5.1, the average annual wind speed in river valleys is less than 2 m/sec, while on peaks and ranges it exceeds 6 m/sec. According to the Table 4.5.1, the maximum annual average wind speed (6.4 m/sec) is observed at the Kazbegi station.

Fig. 4.5.1. Average annual wind speed (m/sec) [3]

Table 4.5.1. Average monthly and annual wind speed (m/sec)

Weather station, height a.s.l., m	Month												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi, 403	2.2	2.7	2.8	2.8	2.5	2.5	2.8	2.3	2.1	2.0	1.7	1.8	2.4
Dusheti, 922	1.3	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.4	1.4	1.4	1.4	1.2	1.0	1.4
Pasanauri, 1,070	0.9	1.2	1.6	1.6	1.4	1.2	1.2	1.0	1.1	1.1	0.9	0.8	1.2
Tianeti, 1,099	1.8	2.2	2.4	2.3	2.1	2.1	1.7	1.6	1.8	1.8	1.3	1.2	1.9
Barisakho, 1,325	1.8	1.9	2.1	2.2	2.1	1.9	1.8	2.0	1.9	1.9	1.8	1.6	1.9
Stepantsminda, 1,744	2.6	2.6	2.4	2.0	1.6	1.5	1.4	1.6	1.7	2.0	2.2	2.5	2.0
Bursachiri, 1,760	1.7	1.9	1.8	1.8	2.0	2.0	2.0	1.7	1,6	1,5	1,4	1,6	1,8
Kobi 2; 1,962	1.7	1.9	1.9	1.3	1.4	1.3	1.5	1.4	1.6	1.5	1.9	1.7	1.6
Gudauri 2; 2,194	1.5	1.6	1.4	1.4	1.4	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.3
Jvari Pass, 2,396	2,2	2.4	2.2	1.8	1.9	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	1.9	2.2	2.0
Kazbegi h/m, 3,653	7.0	7.5	7.4	7.0	6.1	4.8	5.0	5.4	6.4	7.1	6.6	6.8	6.4

The absolute maximum of average monthly wind speed in Kazbegi is 7.5 m/sec in February, in Stepantsminda – 2.6 m/sec in January and February, in Kobi – 1.9 m/sec in February, March and November, in Jvari Pass – 2.4 m/sec in February, in Bursachiri station – 2.0 m/sec in May, June and July, in Gudauri – 1.6 m/sec in February, in Pasanauri – 1.6 m/sec in March and April, and in Tianeti – 2.4 m/sec in March.

4.6. Hydrology

The main arteries of the surface runoff of the study area are the rivers of Aragvi, Tergi, Pshavi's Aragvi and Arghuni with their numerous tributaries. The mentioned areas belong to the Caspian Sea basin, Aragvi and Tergi river basins.

Modern river gorges are generated as a result of the erosive action of water, and small rivers cut deep in the terrain lack in floodplains almost everywhere and are characterized by steep inclinations; the longitudinal profile is step-wise or linear. The Tergi and Aragvi Rivers make branches in several places and form small size islands. The beds of tributaries are moderately serpentine. The bottoms of tributaries are in most cases rugged, rocky and blocked by boulders.

Rivers are characterized by mixed feeding: snow, rain, glaciers, and groundwaters. The first place from the feeding sources is occupied by the snow cover, the capacity of which and duration of standing increase with increasing the elevation. Glacial feeding is also important, especially for the Tergi River. The river network in the study area is well developed and has a high hydrographic network frequency coefficient.

Average water flow velocities range from 1.1 to 1.8 m/sec for large rivers and from 1.5 m/sec to 2.4 m/sec for small rivers. Water temperature in winter period is 0.5 – 0.7 ^{0}C, in summer the temperature ranges from 15 to 18 ^{0}C. It is noteworthy that in single years, from November to March, in case of a drop in air temperature, bottom and bank ices are observed in the rivers.

The water content regime is characterized by spring-summer floods and unsustainable water shortages at other times of the year. Spring-summer floods, caused by melting snow and glaciers and rains, usually start in April, reaching a maximum in July-August. 70% of the annual runoff flows at this time. Minimum water levels are observed in autumn and January-February.

Almost all rivers in the study area are characterized by rapid and strong flooding, they are characterized by relatively faster increases and decreases in levels, and the main reason for this is rain. In this respect, the tributaries of the Aragvi, Tergi and Arghuni Rivers are especially distinguished, where the mudflow streams occur. It should be noted that mudflows do not occur annually and they are not regular.

Temporary streams are distributed in the study area, in the beds of which water appears only during the period of snowmelt or intense rains. In this respect, the tributaries of the Aragvi River stand out; however, in some cases, due to the plants in them and small length of basins, they are relatively less risky.

References:

[1] Scientific-Applied Climate Reference Book of Georgia (2020). "Universli", Tbilisi, 303 pages.

[2] Reference book on the climate of the USSR (1967-1971). Issue14, Part 1-5, "Hydrometizdat", Leningrad.

[3] Climatic and Agroclimatic Atlas of Georgia (2011). Hydrometerological Institute Press, Tbilisi, 120 pages.

[4] E. Elizbarashvili (2017). Climate of Georgia. Hydrometerological Institute Press, Tbilisi, 320 pages.

CHAPTER 5

Extreme hydrometeorological events

5.1. Intense, abundant and catastrophic atmospheric precipitations

Precipitations are called intense, when their daily amount exceeds 20 mm, while precipitations are called abundant, when their daily sums exceed 30 mm. Such precipitations are considered an extreme weather event, as it may cause development of natural disasters, including floods, flash floods, inundation, mudflow, etc., and thus cause great material damage to the population and the economy [1]. Table 5.1.1 presents the average monthly and annual values of the number of days with intense and abundant precipitations for the 3 stations, which characterize the different physical-geographical conditions of the region.

Table 5.1.1. Number of days with intense and abundant precipitations

Weather station		Month												Year
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Dusheti	Number of days with intense precipitations	0.1	0.2	0.2	0.8	1.3	1.3	0.5	0.5	0.6	0.5	0.2	0.1	6
	Number of days with abundant precipitations	0.02	0.01	0.1	0.2	0.5	0.5	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	2
Gudauri	Number of days with intense precipitations	1.0	1.4	1.6	1.8	2.5	2.5	1.9	1.6	1.3	1.3	2.9	1.1	21
	Number of days with abundant precipitations	0.4	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	8
Kazbegi h/m	Number of days with intense precipitations	0.9	0.9	0.9	2.0	2.1	1.4	1.6	2.2	1.3	0.8	1.0	0.7	16
	Number of days with abundant precipitations	0.3	0.3	0.5	1.1	0.7	0.5	0.6	1.1	0.5	0.5	0.4	0.2	8

As the table shows, the number of days with intese precipitations throughout the year varies widely and is mostly 6-21 in the area. The number of days with abundant precipitations is relatively less and is 2-8 days a year. More detailed information on the distribution of the number of days with abundant precipitations in the region is provided in the map presented in the Fig. 5.1.1.

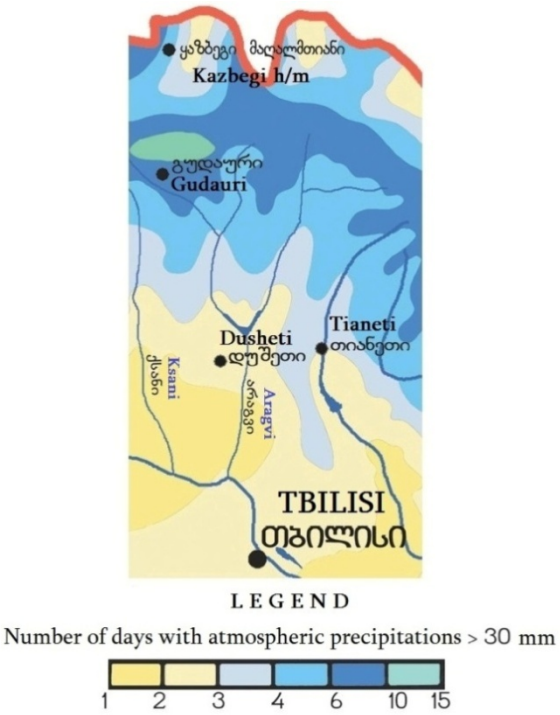


Fig. 5.1.1. Number of days with abundant precipitations a year [2]

Fig.5.1.2. Absolute daily maximum (mm) of atmospheric precipitations [2]

The map shows that the number of days with abundant precipitations in the region varies from 1-2 to 10-15 and more days during the year. Abundant precipitations are particularly frequent in the high mountainous zone of the Caucasus, where they range between 6-10 days. Intense and abundant precipitations throughout the year is especially frequent in the second half of spring and summer, when convection processes are activated. If we consider the roads, then we will have the following picture: the number of days with abundant precipitations in the Tbilisi-Zhinvali section does not exceed 2 on average during the year, it reaches the maximum on the Gudauri-Kobi section (10 days), where the number of days with intense precipitations exceeds 20. The situation is similar on the pass of the Zhinvali-Shatili road.

At present, no general definition of catastrophic precipitations has been identified. According to one of the definitions, it is "a dangerous event, that endangers human life and health and causes the destruction of buildings and vehicles, disruption of industrial and transport processes, or damage to the environment." Thus, extremely intense precipitations can be considered catastrophic, as well as significant pecipitations, that fall over several days, causing floods, flash floods, mudflow processes, snow avalanches or other natural disasters, and overall creates an emergency situation, that can cause significant material loss and human casualties.

According to the World Meteorological Organization, the catastrophic nature of precipitations can be judged by the number of days with precipitations of more than 50 mm (R50). However, according to available meteorological observations, the average number of such precipitation days in the region does not exceed 1 per year, while the largest number of days is 3-4 days. The probability of falling of catastrophic precipitations is also low.

Table 5.1.2. Characteristics of precipitations' daily maxima (mm)

Weather station, height a.s.l., m	Absolute Maximum	Average Maximum	Expected once in 100 years
Tbilisi, 403	147	29	128
Dusheti, 922	82	29	84
Pasanauri, 1,070	93	35	96
Tianeti, 1,099	105	32	110
Barisakho, 1,325	94	30	95
Stepantsminda, 1,744	111	27	114
Gudauri 2; 2,194	100	33	106

Table 5.1.2 shows that the absolute maximum of precipitations is several times higher than the criteria of intense and abundant precipitations. Specifically, in Gudauri and Tianeti it is 100-105 mm. It is slightly less in Pasanauri (93 mm) and 82 mm in Dusheti. According to the same table, the sums of daily precipitations expected at least once a century are quite high, and in Gudauri and Tianeti it is 106-110 mm, in Pasanauri 96 mm, and in Dusheti -84 mm.

Detailed information on the spatial distribution of extreme precipitations in the region is provided in the generalized map presented in the Fig. 5.1.2 given above. According to the map, there are two main zones of extreme precipitations in the region. The first of these includes Dusheti municipality, the middle stream of Aragvi and the surrounding mountains. The daily maximum of precipitations in this zone is 75-100 mm. The second zone, where the maximum of precipitations exceeds 100 mm, extends over a wider area and includes the high mountainous zone of the Caucasus too.

5.2. Fog

Fog is a dangerous meteorological event. If the field of vision is reduced to 50 m or less during fog, it is called heavy fog. Fog negatively affects the movement of all kinds of transport (land, sea, air), accidents are more frequent during heavy fog. Fog has a negative effect on the human body. Thermoregulatory processes are disrupted, leading to respiratory disease [1].

According to their origin fogs are intramassive and frontal. Intramassive fog types are advection and radiation fogs. In the conditions of mountainous terrain there is a subtype of advection fog – a slope fog. The average and maximum numbers of foggy days are presented in the Table 5.2.1.

Table 5.2.1. Average and maximum number of foggy days

Weather station		Month												Year
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi	Ave.	8	6	3	0,9	0,3	0,1	0,1	0,03	0,3	1	4	9	33
	Max.	19	16	14	6	3	1	1	1	2	10	11	23	62
Dusheti	Ave.	4	3	3	2	2	0,8	0,6	0,7	0,6	1	2	4	24
	Max.	15	8	9	4	6	3	5	6	3	4	6	10	42
Tianeti	Ave.	4	4	4	3	1	0,6	0,4	0,5	1	2	4	4	28
	Max.	10	16	13	8	5	3	2	3	3	6	13	17	54
Kobi	Ave.	4	5	6	7	3	3	3	3	5	5	4	5	53
	Max.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Bursachiri	Ave.	12	12	16	13	8	7	6	6	10	12	13	11	126
	Max.	25	23	25	21	16	15	12	12	18	28	22	15	161
Gudauri	Ave.	12	12	15	15	13	10	9	8	13	14	13	11	145
	Max.	24	23	25	22	21	18	17	18	22	26	23	27	178
Stepantsminda	Ave.	3	2	4	4	3	1	2	2	3	4	4	2	34
	Max.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Jvari Pass	Ave.	13	14	19	19	18	14	17	14	19	18	16	13	194
	Max.	28	23	27	26	26	24	24	24	28	26	26	21	239
Kazbegi h/m	Ave.	2	3	5	9	14	15	14	13	12	8	6	3	104
	Max.	18	16	18	19	26	27	24	22	24	19	18	15	214

The Jvari Pass is distinguished both by the average and maximum numbers of foggy days (194 and 239 days a year respectively), then follows Kazbegi, Gudauri and Bursachiri. At other stations, the maximum number of foggy days a year does not exceed 65 days.

The peculiarities of the territorial distribution of foggy days are well seen in the Fig. 5.2.1.

The map shows that the number of foggy days, in addition to the absolute height of the loation, depends significantly on the orography. The average duration of fog increases with increasing absolute height of the location. At the Jvari Pass it reaches an absolute maximum of a year (1903.3 h).

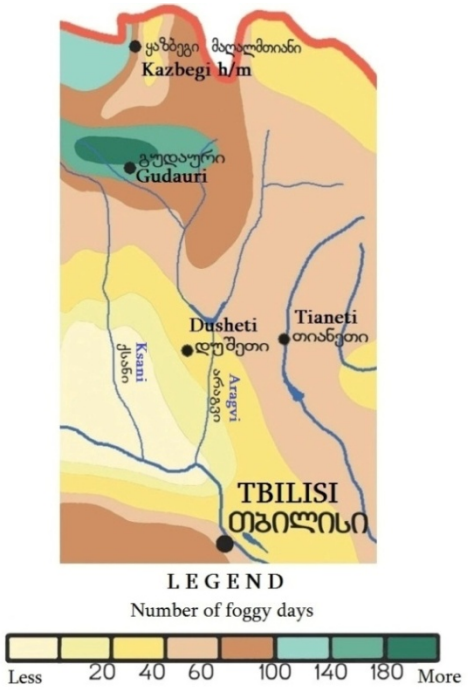


Fig. 5.2.1. Average annual number of foggy days [2]

Gudauri is distinguished by great values of the duration of fog (1383.1 h). As for Kazbegi, the average duration of fog there is twice less a year than in Gudauri and almost three times less

than in Jvari Pass, which is due to the fact that in the Caucasus mountainous region at an altitude above 3 km there is a decrease in cloudiness and, consequently, decrease in fog.

Thus, the number of foggy days on the Tbilisi-Zhinvali section of the highway does not exceed 40 on average a year, on the Zhinvali-Kvesheti section it reaches 100, on the Gudauri section it is 150, and on the Kobi-Stepantsminda section it decreases. The Zhinvali-Barisakho section of the highway is foggy on average 60 days a year, and decreases after the pass.

5.3. Storms

Strorms with a speed equal to or higher than 15 m/sec belong to the most dangerous weather events. The average and maximum monthly and annual numbers of strorm days for the stations located on the territory of Mtskheta-Mtianeti territory are presented in the Table 5.3.1.

Table 5.3.1. Average and maximum monthly and annual numbers of storm days

Weather station		Month												Year
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Tbilisi	Ave.	2.0	2.2	2.9	2.5	1.4	1.1	1.0	1.1	1.0	1.0	1.2	1.3	19
	Max.	7	7	13	8	8	6	6	8	7	6	6	5	52
Dusheti	Ave.	0.5	0.5	0.8	0.5	0.6	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	0.3	0.2	5
	Max.	2	3	6	5	5	2	2	1	2	2	3	1	26
Tianeti	Ave.	3.2	3.5	4.3	3.8	2.7	2.2	1.9	1.8	2.3	2.8	2.1	1.9	32
	Max.	8	10	11	12	9	8	9	8	10	10	7	6	74
Bursachiri	Ave.	3.7	4.1	4.5	3.6	3.7	4.1	3.0	3.0	2.5	2.7	2.5	3.5	41
	Max.	10	14	12	11	10	10	8	8	8	9	8	8	70
Gudauri	Ave.	0.8	0.6	0.9	0.6	0.4	0.1	0.5	0.6	0.2	0.4	0.3	0.3	6
	Max.	6	5	4	5	3	1	4	3	1	2	3	2	17
Stepantsminda	Ave.	0	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0.2	1
	Max.	0	1	1	0	1	1	0	0	1	3	1	3	8
Kazbegi h/m	Ave.	8.2	8.6	9.5	8.4	6.7	4.3	4.3	4.0	6.8	8.8	7.1	7.9	85
	Max.	14	22	23	17	19	16	15	9	19	20	20	23	132

As the table shows, the average annual number of storm days per year is highest in Kazbegi (85 days), the minimum number of storm days (WW15m / s) is recorded in Stepantsminda (1 day), Dusheti and Gudauri and are 5 and 6 days, respectively. However, it should be noted that the number of storm days at Tbilisi Airport is 127.

The average and maximum monthly and annual numbers of storm days in Mtskheta-Mtianeti region do not increase along with the increase of the absolute altitude of the location. The maximum number of days with storms is highest in Kazbegi and is 132 per year, it is significantly less –in the other parts of the region.

A wind with a speed of more than 33 m/sec is known as a hurricane. Hurricanes pose great damage to a number of sectors of the national economy. Hurricanes occur at Kazbegi station all year round. There are no hurricanes (speed, blow) at Jvari Pass, while in Tbilisi the

maximum wind speed is less than 30 m/sec throughout the year, only the blows in February, March and December have a speed of more than 30 m/sec (34, 32 and 34 m/sec respectively) [1].

5.4. Snowstorm

A snowstorm is a dangerous meteorological event. In the mountains it increases the danger of avalanches. It damages the functioning of all types of land transport. Traffic is disrupted by snowstorms on highways. Snowstorm damages the plant growing. During the snowstorm there is a natural distribution of snow cover, which leads to freezing and destruction of farm crops. Snowstorms also interfere with the normal overwintering of cattle.

Snowstorm is typical for mountainous areas, where its formation is influenced by the nature of the terrain and the absolute height of the place, also snow intensity and physical properties of snow cover (Elizbarashvili, 2017). Imagination on distribution of snowstorms for the mountainous area of Mtskheta-Mtianeti region gives the Table 5.4.1.

Table 5.4.1. Average and maximum number and average duration of snowstorm days per month and year [3]

Weather station		Month												Year
		VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	
Tbilisi	Aver.	-	-	-	-	-	-	0.2	0.1	-	-	-	-	0.3
	Max.	-	-	-	-	-	-	4	1	-	-	-	-	4
	Aver. dur.	-	-	-	-	0.7	0.04	1.4	1.1	0.4	0.2	-	-	3
Dusheti	Aver.	-	-	-	-	-	-	0.5	0.2	0.1	-	-	-	0.8
	Max.	-	-	-	-	-	-	4	2	2	-	-	-	4
	Aver. dur.	-	-	-	-	-	-	3.5	0.7	0.6	-	-	-	5
Tianeti	Aver.	-	-	-	0.03	0.2	0.3	0.1	1	0.9	0.2	-	-	3
	Max.	-	-	-	1	2	2	8	6	3	2	-	-	12
	Aver. dur.	-	-	-	0.04	1.6	1.6	9.1	8.5	4.4	1.5	-	-	27
Barisakho	Aver.	-	-	-	-	0.07	0.2	0.7	0.5	0.4	0.2	-	-	2
	Max.	-	-	-	-	1	3	4	2	4	2	-	-	10
	Aver. dur.	-	-	-	-	0.2	0.2	1.8	2.0	3.1	0.2	-	-	8
Gudauri	Aver.	-	-	-	0.4	1	2	3	3	2	0.4	-	-	12
	Max.	-	-	-	3	9	7	10	11	10	3	-	-	31
	Aver. dur.	0.1	-	-	1.5	3.3	8.4	13.6	8.3	8.5	1.5	-	-	45
Bursachiri	Aver.	-	-	-	0.3	0.6	2	3	3	3	0.7	0.08	-	13
	Max.	-	-	-	2	4	5	7	10	8	3	2	-	26
	Aver. dur.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kobi	Aver.	-	-	-	-	3	6	10	9	8	4	-	-	40
	Max.	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
	Aver. dur.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Jvari Pass	Aver.	-	-	-	2	2	3	5	5	6	2	0.5	-	26
	Max.	-	-	-	4	5	7	8	14	13	5	2	-	33
	Aver. dur.	-	-	-	7.5	14.0	22.3	34.8	40.4	47.4	14.7	8.4	-	184
Kazbegi h/m	Aver.	1	1	6	10	9	10	11	12	14	12	9	5	100
	Max.	4	4	14	21	23	24	20	21	21	20	18	13	143
	Aver. dur.	6.3	6.7	38.1	90.9	117.8	103.0	128.3	143.8	141.6	126.7	93.2	30.6	1027

The average duration of snowstorms is greatest in Kazbegi (1027 hrs). At Jvari Pass it is 184.5 hours, while in Gudauri it is 45.2 hours. The territorial distribution of the average annual number of snowstorm days is shown in the Fig. 5.4.1. The figure shows that the number of snowstormy days on the Tbilisi-Zhinvali section does not exceed 1 a year. From Kvesheti it increases and reaches a maximum of 40 days on the Gudauri-Kobi section, then it decreases to about 5 days on the Sioni-Stepantsminda-Larsi section.

Fig. 5.4.1 Average number of snowstorm days per year [2]

5.5. Snow avalanches

The mountainous areas of the study region are characterized by especially strong, strong, medium and weak avalanche-dangers.

According to the researches of L. Kaldani and M. Salukvadze [4; 5] on the avalanche-dangerous section of the Georgian Military Road, only the section that passes through the Kaishauri plateau is not avalanche-dangerous.

Most of the roads in the weak avalanche-dangerous area are not avalanche-dangerous, but there are some steep slopes, on which avalanches occur in abundunt snowy winters. These avalanches, as well as some avalanches in the high mountainous zone reach the road and pose a threat to transport.

There are three main avalanche-dangerous sections on the Georgian Military Road – Zhinvali-Mleta, Gudauri-Kobi and Almasiani-Dariali. The first section (Zhinvali-Mleta) and the third section (Almasiani-Dariali) are weak, and the second section (Gudauri-Kobi) is distinguished by particularly strong avalanche- danger.

According to M.Salukvadze [5], there are 52 avalanche-catchments on the Zhinvali-Mleta section and avalanches are expected to come down during intense precipitations. Most of avalanches cover the road in abundant snowy winters.

27 avalanches come down to the Almasiani-Dariali section, which completely block the road during the intense precipitations, and the volume of snow mass brought to the road was 76 thousand m^3 in January 1987. There are 59 avalanche-atchmets on Gudauri-Kobi section, out of which 41 avalanches are come out on the road. The avalanche protection tunnels and gallery on this section fully or partially protect part of the road from only 17 avalanches.

Table 5.5.1. Distribution of avalanche-danger by area, focal surface inclination and maximum velocity of avalanche [5]

Area			Focal surface inclination			Avalanche maximum velocity		
Ha	Amount	%	Degree	Amount	%	M/sec	Amount	%
<0,5	46	32	<25	6	4	<20	16	11
0,5-1,0	14	10	26-30	16	11	21-30	44	30
1,1,-10,0	53	36	31-35	38	26	31-40	46	32
>10	32	22	36-40	48	33	>40	39	27
–	–	–	>40	37	26	–	–	–
∑	145	100	–	145	100	–	145	100

Along the Georgian military road, most of the avalanche-catchments – 31 avalanches (45%) are with an area of less than 0.5 ha, while the surface slope is mostly 31-35^0 (23 avalanches), the maximum speed of 26 avalanches is 31-20 m / sec (Table 5.5.1).

Dangerous for the Georgian Military Road avalanche-catchments are located in all three zones – low, medium and high mountainous zones. The weakest maximum impact force of the existing avalanches is 4 t/m^2, while the strongest is 97 t/m^2 (Table 5.5.2).

Table 5.5.2. Distribution of avalanches by maximum impact force, avalanche cone volume, and moving avalanche height [5]

Impact force			Cone volume			Avalanche height		
T/m^2	Amount	%	Thousand m^3	Amount	%	M	Amount	%
<20	16	11	<1,0	14	9	<10	24	17
21-40	35	24	1,1-15	49	34	10,1-15	29	20
41-60	31	21	15,1-25	10	7	15,1-20	22	15
61-80	33	23	25,1-100	26	18	20,1-25	50	34
>80	30	21	>100	46	32	>25	20	14
∑	145	100	–	145	100	–	145	100

The Bidara Rriver gorge is distinguished by special avalanche activity. At the village of Kobi Bidara joins the Tergi River and it is its right tributary. At a height of 3000 m above sea level the river gorge is represented by 10-40 m long and 20-150 m wide erosive dingles. There are 50 avalanche catchments on the section and there avalanches come down every year.

On the Georgian Military Road complex terrain is characteristic to the section of the Pasanauri resort, which is located on the right bank of the Tetri Aragvi River, in the east of the Mount Gurdimi (2,099 m). 7 avalanches presented on the military road, come down on the road and threaten the movement of vehicles.

Thus, there are clear centers of 145 avalanches on the Georgian Military Road and avalanches come down almost every year, often the travel is complicated due to the danger of avalanches. Except the winter months, also in March and April, due to the avalanche-danger, the travel is restricted and sometimes closed on the Gudauri-Kobi section, where it is possible to travel after the end of the avalanche-danger period and cleaning the road from avalanche cones. This, of course, causes inconvenience to holidaymakers during the winter resort season, as well as to drivers, who carry their loads and have to spend many nights in their trucks in icy weather due to the avalanche-danger.

In addition, if we analyze the avalanche-danger maps of Georgia [4; 5], we can conclude that the Tbilisi-Zhinvali section is not avalanche-dangerous, on the following section most of the road to Gudauri is characterized by weak and moderate avalanches, and near Gudauri there are strong and particularly strong avalanche-dangerous zones (Gudauri-Kobi). The avalanche-danger is gradually weakening from Gudauri in the direction of Lars. A significant section of the road in the Zhinvali-Shatili direction is moderately avalanche-dangerous from Zhinvali and from Shatili, while there is a strong and particularly strong avalanche-danger on the section of the pass.

5.6. Hail

Hail is a dangerous meteorological event that often causes significant material damage; it damages roofs and walls of houses, farm crops, vineyards, and kills livestock.

The formation and falling of hail on the territory of Georgia is determined by both frontal and internal mass processes [6]. The main trajectories of hail processes pass over Bakuriani, Abastuman, Gudauri and Tsivi-Gombori range [7]. Hail processes are active in the southern part of eastern Georgia, in Kakheti, on the southern slope of the Caucasus.

In the central part of the southern slope of the Caucasus, including the study region, the number of hail days exceeds 20 per year. Hail processes here are active in spring and the first half of summer, from April to September, when favorable conditions for the development of convective clouds are created. However, hail is most dangerous in June and September, when it poses the greatest threat to agriculture (Table 5.6.1).

Table 5.6.1. Annual number of hail days and hailfall period (months) in the central part of the Caucasus

Observation points	Height a.s.l., (m)	Average number of days	Largest number of days	Hailfall period (months)
Gudauri	2194	9	21	II-XI
Jvari Pass	2395	6	13	IV-X
Mamisoni Pass	2854	8	20	V-X

The number of hail days is much less in other points of the study region, which is confirmed by Table 5.6.2.

Table 5.6.2. Number of hail days per year

Weather stations	Height a.s.l., (m)	Average number of days	Largesrt number of days
Tbilisi	403	1.6	7
Dusheti	922	1.6	5
Pasanauri	1070	2.0	6
Tianeti	1099	2.9	7
Barisakho	1325	3.4	8
Stepantsminda	1744	0.6	5

Fig. Figure 5.6.1 shows the change in the number of hail days in relation to the height of the place on the southern slope of the Central Caucasus.

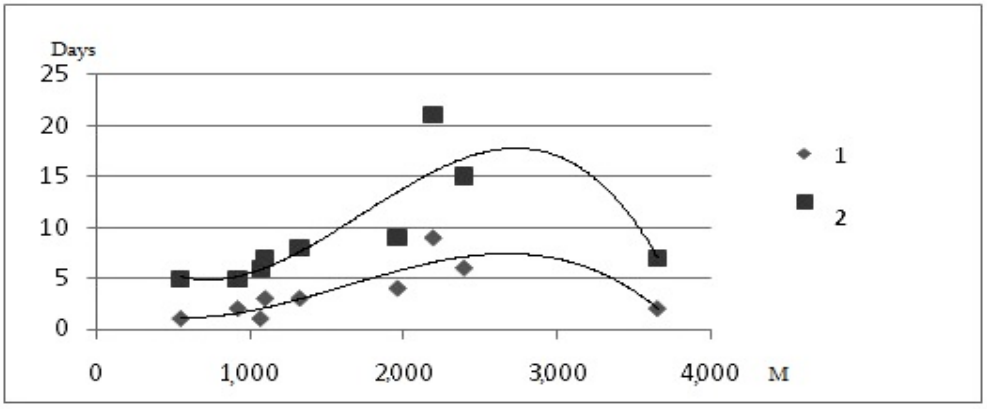


Fig. 5.6.1. Changes in the annual number of hail days according to altitude on the southern slope of the Central Caucasus: 1- Average number of days; 2-Largest number of days [8]

Fig. 5.6.1 shows that the increase in hailfall continues up to the height of 2,500-2,800 m, and then it decreases.

The average annual number of hail days for Mtskheta-Mtianeti region is 1.8, however, the most dangerous in regard to hailfall is the Gudauri zone, where, as we have seen, the average number of hail days is 9, and the largest number is 21.

The hail intensity depends on the size of the hail and the duration of the hailfall. The diameter of hailstones varies widely from a few millimeters to several centimeters. The larger the size of the hailstone, the stronger the effect. For example, hailstones larger than 5 cm in diameter have a very strong, catastrophic effect. As a hailstone size decreases, the impact effect decreases, and hailstone less than 5 mm in diameter has a weak effect (Table 5.6.3).

Table 5.6.3. Hailfall intensity [8]

Intensity, point	Diameter of hailstones, mm	100% damaged area, km^2	Impact effect	Possible damage and loss
1	≤5	<1	Very weak	Farm crops and leaves of trees are partially damaged
2	6-10	1-5	Weak	Orchards, vineyards, grain crops and other farm crops are noticeably damaged
3	11-20	6-10	Average	Greenhouses and windows of buildings and vehicles are damaged, roofs of buildings are partially damaged, orchards, vineyards and grain crops are damaged.
4	21-50	11-50	Strong	Crops are completely destroyed, roofs of houses are drilled, windows of buildings and vehicles are broken, domestic birds and livestock are killed, walls of brick buildings are damaged, there is a risk of damage to light aircrafts.
5	>50	>50	Very strong	Yield of farm crops, farm crops and pastures are completely destroyed. Wooden buildings are destroyed, brick buildings are quite damaged, aircraft and car bodies are damaged, roofs of some buildings are destroyed, domestic animals are killed, there is a risk of human casualties.

It should be noted that the given scale of hail has a rather general character. If hail is accompanied by storms and snowstorms, the degree of damage to agricultural crops, buildings and vehicles is much higher. At this time, even small hailstones, such as hail with 1-2 points intensity, can cause the same damage as hail with 3 or more points intensity . Large hailstones combined with storms and snowstorms can cause catastrophic consequences, both economic and humanitarian (destruction of houses, vehicles, electrical transmission lines, killing of domestic birds and animals, human casualties, etc.). Large hailstone can bring more severe consequences if it is accompanied by intense torrential rains, which carries the risk of floods, landslides and mudflows.

Most often hail damages by100% the area of 1-5 km^2 (37%) and the area of less than 1km^2 (34%). The area of more than 5 km^2 is damaged by 100% in less than 30% cases. The area of 5-50 km^2 is completely damaged in 26% of cases [7].

The duration of 60% of hail events is less than 5 minutes, and the duration of 80% – is less than 10 minutes. The repeatability of a hailfall lasting more than half an hour is only 3%, and the repeatability of a hailfall lasting more than an hour is less than 1%. Based on these data, the average duration of hailfall is 9 – 10 minutes [7].

Hailfall is possible at any time of the day, however, mostly it occurs in the seond half of a day, mostly in the afternoon or evening hours. In about 80% of cases, hail falls between 12:00 and 21:00 hours. The greatest probability of hail corresponds to the period from 15 to 18 hours (37%), from 12 to 15 hours there are 26% of cases. During the night hours, from 24 to 06 hours, the probability of hail is only 5% [7].

5.7. Floods and flash floods

Among the natural hydrometeorological events recorded in the study area, the most cases are floods and frash floods, which cause significant economic losses and often human casualties. The situation is especially aggravated when there are floods and frash floods or a combination of several natural processes and anthropogenic factors. It should be noted that in recent decades, against the background of climate change, there is a clear tendency to increase the frequency and intensity of natural hydrometeorological events, especially the number of floods and frash floods. In the study region, the communities of Dusheti municipality are distinguished from the settlements that are particularly vulnerable to floods and frash floods, they are: Magharoskari, Kvesheti, and Khevsureti [9]. Here, the risk of frash floods within the Aragvi River basin is high [9].

Fig. 5.7.1. Aragvi River gorge (Dusheti Municipality)

In recent years, several important natural hydrometeorological events have been observed in the study area, which are briefly described below:

On 06.06.2005, frash flood was observed in Dusheti municipality, which destroyed and damaged 42 houses, the water swept away cattle, vehicles, destroyed the drinking water main structure and other infrastructural facilities.

Abundant atmospheric precipitations fallen in the months of June 2010 and 2012 caused the Aragvi River to overflow, which created problems for the population living in Zemo Mleta

and the infrastructure in the village. A large-scale development of the disaster also took place in June 2022.

Fig. 5.7.2. Zemo Mleta Village, June 2022

On June 26, 2022, due to torrential rains and abundant precipitations late at night, on the 136th kilometer (neutral zone) of the internationally important Mtskheta-Stefantsminda-Larsi highway, an 80-meter section of the road was damaged as a result of the Tergi river flooding, and the customs checkpoint "Kazbegi" temporarily stopped working due to emergency situation. As a result of heavy rainfall, the flooded Tergi River damaged a section of the road of international importance connecting Georgia and Russia near the border of the Russian Federation.

Fig. 5.7.3. Road damaged by natural disaster [10]

As a result of the intensive cleaning works of the road infrastructure, traffic was restored on the 136th kilometer of the Mtskheta-Stefantsminda-Larsi highway of international importance in a few days.

References:

[1] E. Sh. Elizbarashvili, M. E. Elizbarashvili (2012). Natural meteorological phenomena on the territory of Georgia. Hydrometeorological Institute Press, P/H Zeon, Tbilisi, 104 p.

[2] Climatic and Agroclimatic Atlas of Georgia (2011). Hydrometeorological Institute Press, Tbilisi, 120 p.
[3] R. Samukashvili (2015). Radiation regime of the territory of the Caucasus and helioenergy resources. "Universali", Tbilisi, 339 p.
[4] L. Kaldani, M. Salukvadze (2015). Snow avalanches in Georgia. Hydrometeorological Institute Press, Tbilisi, 167 p.
[5] M. Salukvadze (2019). Risk of avalanches and the possibility of implementing anti-avalanche measures in the mountainous regions of Georgia. Hydrometeorological Institute Press, Tbilisi, 159 p.
[6] Gigineishvili V.M. (1960). Hailstorms in Eastern Georgia. Leningrad, Gidrometeoizdat, 123 p.
[7] Sulakvelidze G.K. (1967). Heavy rainfall and hail. Leningrad, Gidrometeoizdat, 412 p.
[8] E. Sh. Elizbarashvili, A. G. Amiranashvili,O. Sh. Varazanashvili,N. S. Tsereteli, M. E. Elizbarashvili,S. E. Elizbarashvili, M.G. Pipia (2014). Hailstorms in the Territory of Georgia. European Geographical Studies. Vol.(2), № 2, pp. 55-69.
[9] Irakli Megrelidze (2021). Assessment of natural hydro-meteorological events in Georgia considering climate change. Thesis, TSU, 121 p.
[10] https://www.facebook.com/MckhetaMtianeti

CHAPTER 6

Zoning (regionalization) of the study area according to the natural hazard categories

6.1. Introduction

The study area includes the 250-km section of the Mtskheta-Zhinvali-Stepantsminda-Larsi and Zhinvali-Barisakho-Shatili-Mutso highways, where, as a result of desk and field studies, the areas of occurrence of geological and hydrometeorological processes were identified. On the mentioned 250 km section of highways, as given in Chapter 3, landslides, mudflows, rock-avalanche-rock-fall processes and snow avalanches dominate, while erosive processes (ravine erosion, washing of river banks) were observed in 17 areas. The distribution of geological and hydrometeorological processes on the 250 km section of the mentioned highways is shown in the Fig. 6.1.

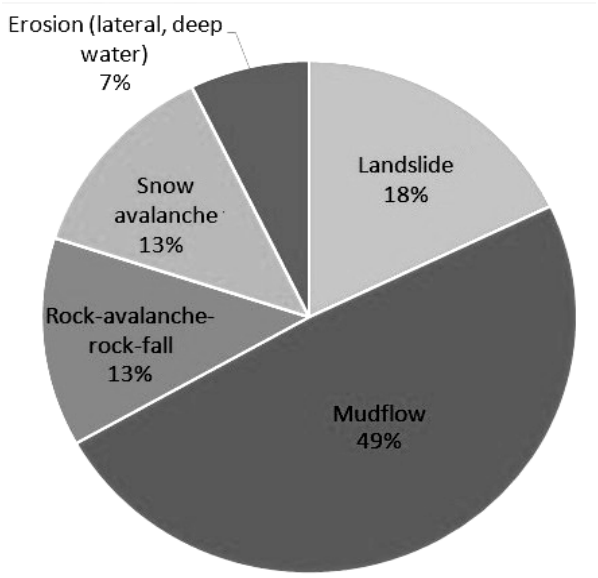


Fig. 6.1. Distribution of Geological and hydrometeorological events along the 250 km section of Mtskheta-Zhinvali-Stepantsminda-Larsi and Zhinvali-Zhinvali-Barisakho-Shatili-Mutso roads

Among the processes identified along the **Mtskheta-Zhinvali-Stepantsminda-Larsi highway**, mudflows, landslides, rock-avalanche and rock-fall processes and snow avalanches are worth of special attention, the percentage distribution of which is shown in the Fig. 6.2.

Among the identified processes along the **Zhinvali-Barisakho-Shatili-Mutso highway,** mudflows, landslides, rock-avalanche and rock-fall processes and snow avalanches are worth of special attention, the percentage distribution of which along the mentioned higheay is given in the Fig. 6.3.

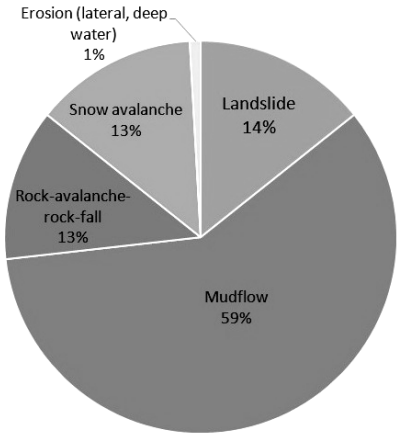


Fig. 6.2. Distribution of Geological and hydrometeorological events along the Mtskheta-Zhinvali-Stepantsminda-Larsi road section

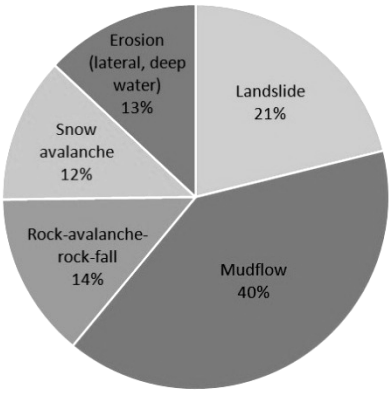


Fig. 6.3. Distribution of Geological and hydrometeorological events along the Zhinvali-Barisakho-Shatili-Mutso road section

6.2. Zoning (regionalization) of individual road sections according to the natural hazard categories

Based on the data of field works and historical (fund) materials, the zoning (regionalization) of study area was carried out according to the natural hazard categories. The target area was divided into sections and corresponding maps were prepared for each area (see Annexes).

Section 1 – Mtskheta Town – Zhinvali Townlet vicinities (distance about 28 km). In the section, areas of occurrence of mudflow processes were observed, of which the Lazviantkhevi River, the Dushetis-Khevi River and the Potekhevi River are worth mentioning, which are characterized by periodic activation and pose a threat to the road and various infrastructure facilities (Fig. 6.4-6.5).

There are 1-3 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days reaches 40, and snowstorms are rare.

The section mainly belongs to the low hazard category, while its small part belongs to the high and average hazard categories (Annex 4).

Fig. 6.4 Dushetis-Khevi River

Fig. 6.5 Potekhevi River

Section 2 – Zhinvali Townlet – Ananuri Village – Chartali Village (21 km). On the section, the areas of occurrence of alluvial and rock-avalanche-rock-fall processes were observed. The gorges of the rivers of Arkala, Didi Jakha and Patara Jakha, Dgnali, Meneso and Sondi are characterized by the activity of mudflow processes. Rock-avalanche-type landslides and rock-falls are developed In the vicinity of the Aranisi Village, as well as on the section of the Meneso-Sonda-Chartali road (Fig. 6.6).

There are 3-4 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days reaches 60, and snowstorms are rare.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories, while its small part belongs to the low hazard category (Annex 5).

Fig. 6.6. Rock-avalanche and rock-fall areas on the Zhinvali Townlet-Chartali Village road setion

Section 3 – Chartali Village – Pasanauri Townlet – Zemo Amirni Village (17 km). In the process of field studies, areas of occurrence of mudflow and landslide-gravitational processes were identified on the section. The Chartliskhevi River is characterized by the activity of mudflow processes, as well as the Mugudaskhevi River, dry ravines in the Pasanauri Townlet and the ravine in the Zemo Amirni Village and Kvemo Amirni Village (Fig. 6.7-6.8).

There are 4 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days is 40- 60, and snowstorms are rare. The mentioned processes periodically pose a threat to the infrastructural objects on the section.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories (Annex 6).

Fig. 6.7. Mudflow gorge of the Chartliskhevi River

Fig. 6.8. Landslide process on the Chartali Village-Zemo Amirni Village road section

Section 4 – Chokhelni Village – Kvesheti Village – Arakhveti Village (12 km). During the field research, the areas of the occurrence of mudflow processes were mainly observed in the section. The rivers of Chokhis-Khevi, Nadibaaniskhevi, Naghvareviskhevi, Kveshetiskhevi and dry ravines in the Arakhveti Village are characterized by the activity of mudflow processes (Fig. 6.9-6.10).

On the mentioned section, there are 5-10 days with abundant atmospheric precipitations on average per year, the number of foggy days are 60-100, and 5 days are observed with snowstorms. The section mainly belongs to the high and average hazard categories (Annex 7).

Fig. 6.9. Mudflow gorge of the Chokhis-Khevi River

Fig. 6.10. Mudflow ravine at the Naghvarevi Village

Section 5 – Arakhveti Village – Mleta Village – Gudauri Townlet – Almasiani Village (30 km). During the field research, the areas of occurrence of mudflow and landslide-gravitational processes and snow avalanches were mainly observed in the section (Fig. 6.11-6.12-6.13). The section of the Gudauri-Kobi road is in the active avalanche-hazard zone. The village of Arakhveti and the area adjacent to Zemo and Kvemo Mlea are characterized by the activity of mudflow processes on the section of Mleta.

There are about10 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days reaches 200, and about 30 days are observed with snowstorms. Hail is frequent, the number of hail days per year may exceed 20.

The section mainly belongs to the high hazard category; relatively small area belongs to the average hazard category (Annex 8).

Fig. 6.11. Landslide are across the Kvemo Mleta Village

Fig. 6.12. Snow avalanche occurrence area on the Gudauru-Kobi road section

Fig. 6.13. Mudflow ravines on the Gudauri-Kobi road section

Section 6 – Kobi Village – Sioni Village – Arsha Village (13 km). During the field studies, areas of occurrence ofmudflow and landslide-gravitational processes were mainly observed in the section. The right unnamed tributaries of the Tergi River and the Terkhena River are characterized by the activity of mudflow processes (Fig. 6.14).

Here, too, there are 10 days with abundant atmospheric precipitations on average per year, the number of foggy days – about 200, and 40 days – with snowstorms.

The section mainly belongs to the high hazard category; relatively less area belongs to the average hazard category (Annex 9).

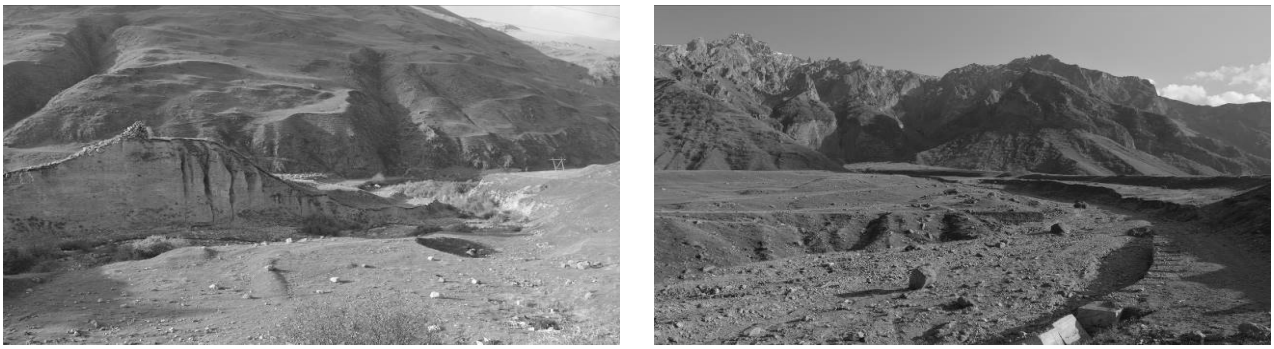


Fig. 6.14. Mudflow ravines on the Kobi Village-Arsha Village road section

Section 7 – Arsha Village – Pansheti Village – Stepantsminda Townlet – Larsi (17 km). During the field research, mudflow and landslide processes, as well as the rock-avalanche and rockfalls were mainly observed in the section. Active rock-avalanche and rock-fall processes are developed in the Stepantsminda-Tsdo-Gveleti section (Fig. 6.15). The mudflow processes are mainly developed in the tributaries of the Tergi River (Chkhere, Kuroshkevi, Amali-Devdoraki, Khetitskali and others).

There are 5-10 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days are 10-20, and number of days with snowstorms reaches 20.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories (Annex 10).

Fig. 6.15. Rock-avalanche and rock-fall areas on the Stepantsminda-Larsi road section

Section 8 – Zhinvali Townlet – Gudruhi Village – Khiliana Village (23 km). During the field research, mainly mudflow, rock-avalanche and rock-fall processes were observed in the section (Fig. 6.16), which are developed on the left slope of the Pshavi's Aragvi River, while the mudflow processes are recorded in the gorges of the Gudrukhiskhevi, Tvaliura and Sharakhevi Rivers and left unnamed tributaries of the Pshavi's Aragvi River (Fig.6.17).

Here, there are 3-4 days with abundant atmospheric precipitations on average per year, the number of foggy days reaches 60, and 5 days are observed with snowstorms.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories, while its small part belongs to the low hazard category (Annex 11).

Fig. 6.16. Rock-fall area near the Gudrukhiskhevi River

Fig. 6.17. Mudflow gorge of the Sharakhevi River

Section 9 – Khiliana Village – Vanhevi River (17 km). During the field research, mudflow and landslide processes were mainly observed in the section, as well as rock-avalanches and rock-falls (Fig. 6.18-6.19). Areas of snow avalanches and washing of river banks were identified in several locations.

There are 10 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days reaches 60, and 5 days are observed with snowstorms.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories (Annex 12).

Fig. 6.18. Landslide section near the Katsalkhevi River

Fig. 6.19. Landslide section in the Kapchura River gorge

Section 10 – Kishkhevi River – Roshkitskali River (18 km). During the field research, mainly mudflow, rock-avalanche and rock-fall processes were observed in the section (Fig. 6.20). Active mudflow processes are developed in the gorges of the right unnamed tributaries of the rivers of Buchukurta, Okherkhevi and Khevsureti's Aragvi.

There are 4-6 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days reaches 60, and 5 days are observed with snowstorms.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories (Annex 13).

Fig. 6.20. Rock-avalanche type landslide and erosion proesses near the Barisakho Village

Section 11 – Roshkistskali River – Biso Village – Datvisjvari Pass (Gudanischala River gorge) (24 km). In the section (Gudanischala River gorge),mudflows landslides, rock-avalanche and rock-fall processes are mainly observed (Figs. 6.21-6.22), as well as snow avalanches in the Datvisjvari pass.

Here, too, there are 4-6 days with abundant atmospheric precipitations on average per year, the number of foggy days reaches 60, and 10 days are observed with snowstorms.

The section thoroughly belongs to the high hazard category (Annex 14).

Fig. 6.21. Landslide section near the Gudani Village

Fig. 6.22. Landslide section on the Datvisjvari Pass

Section 12 – Lebaiskari Village – Kistani Village – Shatili Village – Mutso Village (gorges of the Arghuni and Andaki Rivers) (30 km). In the section (Arghuni and Andaki River gorges), mudflows, landslides, rock-avalanch and rock-fall processes are observed, as well as the areas with snow avalanches and washing of river banks (Fig. 6.23).

There are 4-6 days with abundant atmospheric precipitations on average per year here, the number of foggy days reaches 60, and 20 days are observed with snowstorms.

The section mainly belongs to the high and average hazard categories (Annex 15).

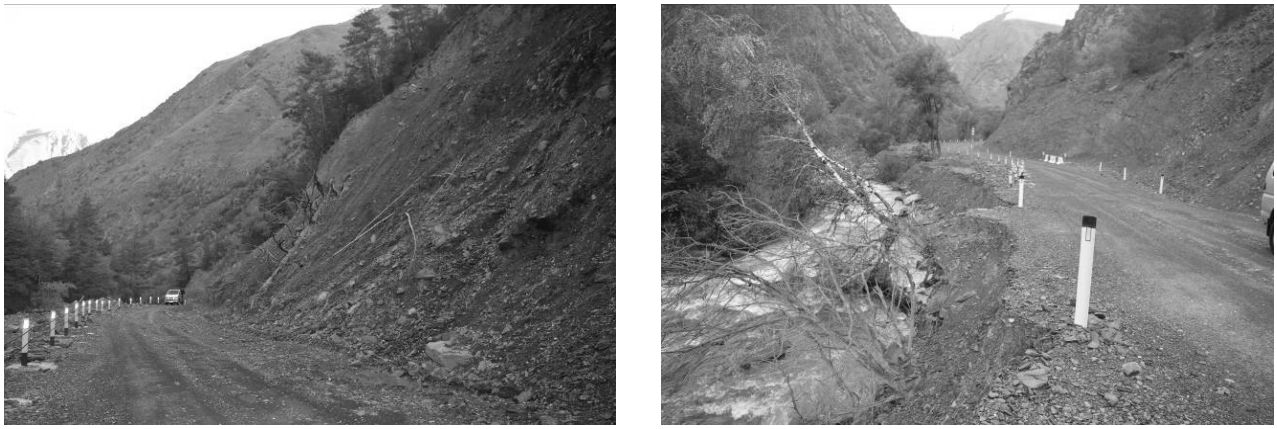
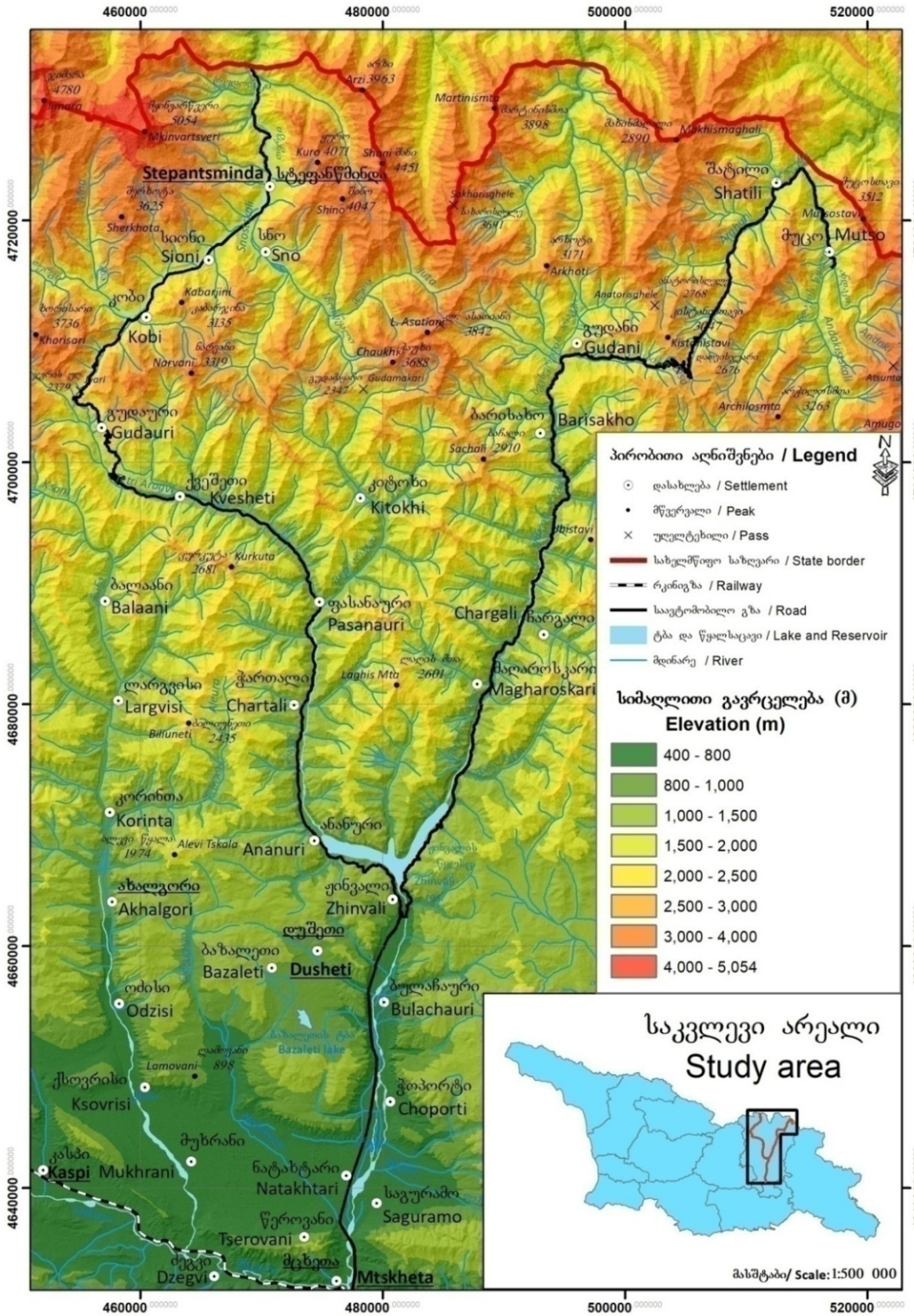


Fig. 6.23. Landslide and erosion processes on the Shatili Village – Mutso Village road section

დანართები / Appendixes

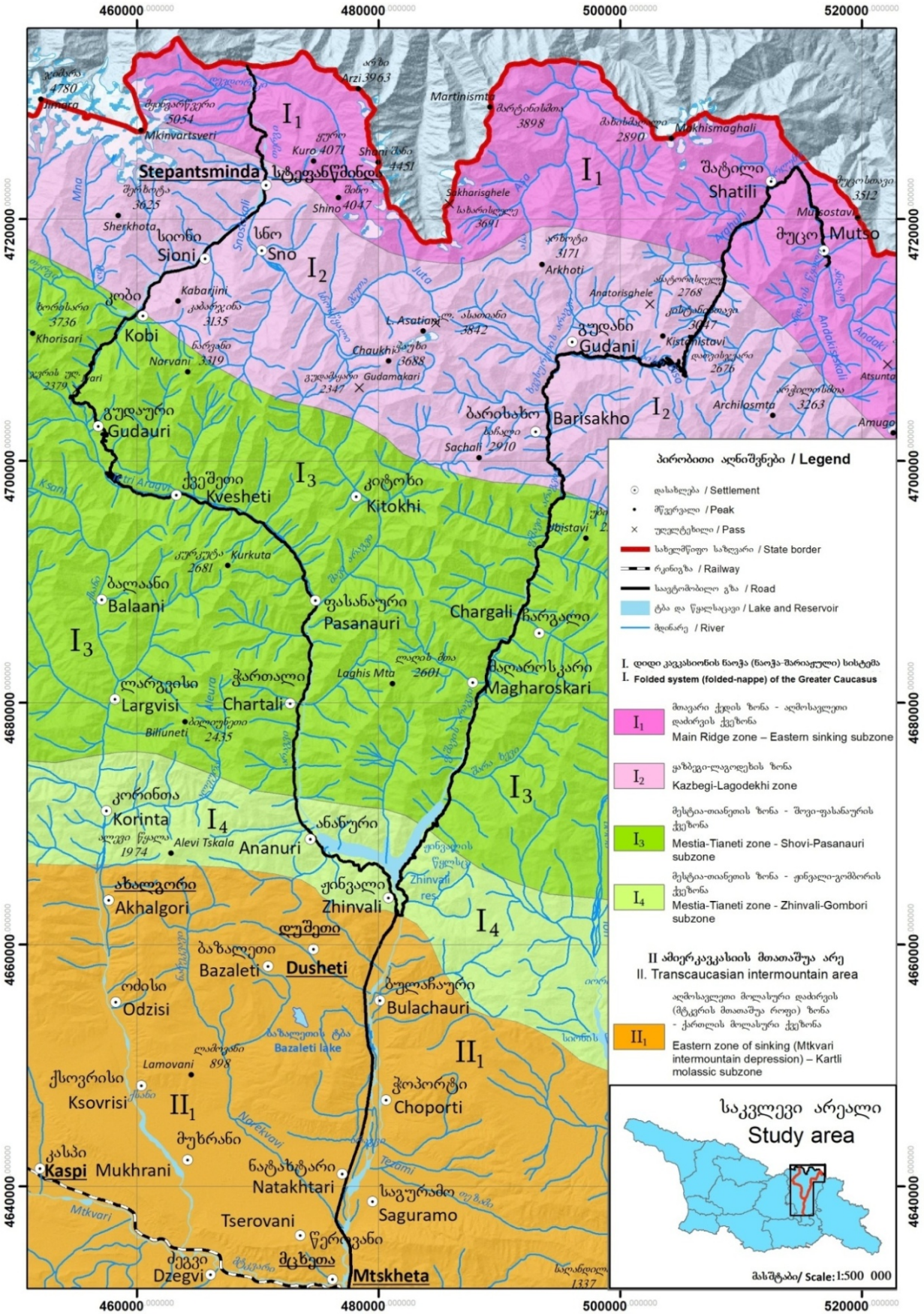
დანართი 1. საკვლევი არეალი

Appendix 1. Study area



დანართი 2. საკვლევი არეალის ტექტონიკური დანაწევრების რუკა

Appendix 2. Map of the tectonic division of the study area



დანართი 3. საკვლევი არეალის გეოლოგიური რუკა

Appendix 3. Geological map of the study area

პიროპითი აღნიშვნები / Legend

Q Q -მეოთხეული სისტემა (ერთიანი). ნალექების გენეტური ტიპები: a -ალუვიური,ap -ალუვიურ-პროლუვიური, lp – ტბიურ-პროლუვიური, pd-პროლუვიურ-დელუვიური ნალექები: რიყნარი, ლოდნარი, ხრეში, ქვიშები, კონგლომერატები, თიხები, თიხნარი; αζ -სუბაერული კირ-ტუტე ანდეზიტები, დაციტები, ანდეზიდაციტები
Q-Quaternary system (unified). Genetic types of deposits: a-alluvial, ap-alluvial-proluvial, lp-lacustrine- proluvial, pd-proluvial-deluvium deposits: coarse gravels, blocks, gravels, sands, conglomerates, clays, loams; αζ-subaerial calc-alkalic andesites, dacites, andesite-dacites

N₂ak-ap აღჩაგილური და აფშერონული სართულები. კასპიის ზღვის პროვინცია. კონტინენტური და ზღვიური მოლასა: კონგლომერატები, ქვიშაქვები, თიხები, თიხნარი, ტუფის შუაშრეები
Akchagylian and Apsheronian stages. Caspian Sea province. Continental and marine molasse: conglomerates, sandstones, clays, loams, tuff intercalations

Nm-p მეოტური და პონტური სართულები. ზღვიური და კონტინენტური მოლასა: კონგლომერატები, ქვიშაქვები, თიხები
Meotian and Pontian stages. Marine and continental molasse: conglomerates, sandstones, clays

N₁s₃ ზედა სარმატული. ზღვიური და კონტინენტური მოლასა: ქვიშაქვები, თიხები, კონგლომერატები,ზოგან მერგელები
Upper Sarmatian. Marine and continental molasse: sandstones, clays, conglomerates, sometimes marls

N₁s₁-₂ ქვედა და შუა სარმატული. ზღვიური მოლასა: თიხები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები, მერგელები და კირქვები
Lower and Middle Sarmatian. Marine molasse: clays, sandstones, conglomerates, marls and limestones

N₁² შუა მიოცენური (თარხნული, ჩოკრაკული, კარაგანული და კონკური სართულები). ზღვიური მოლასა: თიხები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები (ზოგან ბაზალური კონგლომერატები), მერგელები, ოოლითური და ქვიშიანი კირქვები
Middle Miocene (Tarkhanian, Chokrakian, Karaganian and Konkian stages). Marine molasse: clays, sandstones, conglomerates (sometimes basal conglomerates), marls, oolitic and arenaceous limestones

E₃-N₁¹ ოლიგოცენური და ქვედა მიოცენური (მაიკოპის სერია). ზღვიური მოლასა: ქვიშაქვები, გრაველიტები, სუსტად კარბონატული თიხები მერგელების შუაშრეებით, ზოგან თაბაშირიანი თიხები და ქვიშაქვები. საქართველოს ბელტი და გაგრა-ჯავის ზონა: კარბონატული თიხები (ხადუმის ჰორიზონტი), არაკარბონატული თაბაშირიანი თიხები იაროზიტის ნაფიფქებით, თევზის ქერცლებით და სპეტარიებით, ზოგან კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვების შუაშრეები და დასტები.
Oligocene and Lower Miocene (Maikop series). Marine molasse: sandstones, gritstones, weakly carbonaceous clays with marls intercalations, sometimes gypsiferous clays and sandstones. Georgian Block and Gagra-Java zone: carbonaceous clays (Khadumi horizon), gypsiferous clays with thin coating of jarosite, fish scales and septaria, sometimes intercalations and packs of quartz-micaceous sandstones.

E₂³-E₃ ზედა ეოცენური და ოლიგოცენური. მესტია-თიანეთის ზონა: კონგლომერატები, ქვიშაქვები, ალევროლიტები, თაბაშირიანი თიხები, ოლისტოსტრომები. მარჩხი ზღვის ნალექები: ლიროლეპისიანი და ფორამინიფერებიანი მერგელები, თიხები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები, ლოდა კონგლომერატ-ბრექჩიები
Upper Eocene and Oligocene. Mestia-Tianeti zone: conglomerates, sandstones, siltstones, gypsiferous clays, olistostromes. Shallow water deposits: marls with Lyrolepis and foraminifera, clays, sandstones, conglomerates, rocky conglomerate-breccias

E₂³ ზედა ეოცენური. მესტია-თიანეთის ზონა. ქვიშაქვა-ალევროლიტური ფლიში: ქვიშაქვური, გრაველიტური და ალევროლიტური ტურბიდიტები,პელაგური მერგელები და თიხები, ოლისტოსტრომები ფიქლებრივი თიხების, ქვიშაქვების, გრაველიტების და კონგლომერატების დასტებითა და შუაშრეებით.
Upper Eocene. Mestia-Tianeti zone. Sandstone-siltstone flycsh: sandstone, gritstone and siltstone turbidites, pelagic marls and clays, olistostromes with intercalations of schistose clays, sandstones, gritstones and conglomerates.

E₂² შუა ეოცენური. ტუფოქვიშაქვები, ტუფები, არგილიტები, იშვიათად მერგელების შუაშრეები. ზონის აღმოსავლეთ დაძირვაზე, ზედა ნაწილში ოლისტოსტრომული წყება, სუბტუტე ბაზალტური და დაციტური განფენები და ვულკანური ბრექჩიები.
Middle Eocene. tufo-sandstones, tuffs, argillites, rarely marl interlayers. On the eastern subsidence of the zone, in the upper part– olistostrome suite, subabkaline basalt and dacite sheets and volcanic breccias.

E₂²ᵇ შუა ეოცენურის ზედა ნაწილი. ძირითადად სუბტუტე, ტუტე და კირ-ტუტე ბაზალტების, უფრო იშვიათად კი, ანდეზიბაზალტების, ანდეზიტების, დელენიტებისა და ტრაქიტების მასიური და სქელშრეებრივი ვულკანური ბრექჩიები, ტუფები და ლავური განფენები, ზოგან ტუფოკონგლომერატები, ოლისტოსტრომები, ტეფრო- და ქვიშაქვა-ალევროლიტური ტურბიდიტები.
Upper part of the Middle Eocene. Massive, thick-bedded volcanic breccias, tuffs and lava sheets of subalkaline, alkaline and calc-alkaline basalts, rarely andesite-basalts, andesites, dellenites and trachytes, in places tuff conglomerates, olistostromes, tephro-and sandstone-siltstone turbidites

E₂²ᵃ შუა ეოცენურის ქვედა ნაწილი. ძირითადად ბაზალტური, უფრო იშვიათად კი, ტრაქიტული შემადგენლობის შრეებრივი ჭრელი ტუფების, არგილიტების, ტუფოარგილიტების, კირქვების და მერგელების მორიგეობა
Lower part of the Middle Eocene. Alternation of bedded particoloured tuffs, mainly of basaltic, rarely, trachytic composition, argillites, tuffargilites, limestones and marls

E₁-E₂² პალეოცენური, ქვედა და შუა ეოცენური. მესტია-თიანეთის ზონა. ქვიშაქვა-ალევროლიტული ფლიში: ქვიშაქვური და ალევროლიტური ტურბიდიტები, პელაგური არგილიტები და მერგელები, კირქვები, კაჟიანი არგილიტები, ფტანიტები, ზოგან ბაზალური კონგლომერატები, კონგლომერატ-ბრექჩიები, ქვიშაქვები და ქვიშიანი კირქვები
Paleocene, Lower and Middle Eocene. Mestia-Tianeti zone. Sandstone-siltstone flysch: sandstone and siltstone turbidites, pelagic argillites and marls, limestones, cherty argillites, phthanites, in places–basal conglomerates, conglomerate-breccias, sandstones and arenaceous limestones.

E₁-E₂¹ პალეოცენური და ქვედა ეოცენური. აჭარა-თრიალეთის ზონა: პელიტომორფული და კრისტალური კირქვები,მერგელები (დანიური). ქვიშაქვა-ალევროლიტური და კლასტურ-კირქვული ფლიში: ქვიშაქვური,ალევროლიტური და კლასტურ-კირქვული ტურბიდიტები, ტეფროტურბიდიტები, პელაგური არგილიტები და მერგელები, ზოგან ჭრელი მერგელები, თიხები და ქვიშაქვები
Paleocene and Lower Eocene. Achara-Trialeti zone: pelitomorphic and crystalline limestones, marls (Danian). Sandstone-siltstone and clastic-limestone flysch: sandstone, siltstone and clastic-limestone turbidites, tephro-turbidites, pelagic argillites and marls, in places-partycoloured marls, clays and sandstones

პირობითი აღნიშვნები / Legend

K_2 — ზედა ცარცული (ერთიანი). მესტია-თიანეთის ზონა: ქვიშაქვა-ალევროლიტური (ქვედა ნაწილში) და კლასტურ-კირქვული (ზედა ნაწილში) ფლიში: ალევროლიტური, ქვიშაქვური, გრაველიტური და კლასტურ-კირქვული ტურბიდიტები, ოლისტოსტრომები, პელაგური მერგელები, კაჟიანი არგილიტები, ფტანიტები,ზოგან პელიტომორფული კირქვების და მერგელების მორიგეობა.
Upper Cretaceous (unified). Mestia-Tianeti zone: sandstone-siltstone (in the lower part) and clastic-limestone (in the upper part) flysch: siltstone, sandstone, gritstone and clastic limestone turbidites, olistostromes, pelagic marls, cherty argillites, phthanites, in places—alternation of pelitomorphic limestones and marls.

K_2km-m — კამპანური და მაასტრიხტული სართულები. კლასტურ-კირქვული ფლიში: კლასტურ-კირქვული ტურბიდიტები, პელაგური მერგელები და კარბონატული თიხები,ზოგან ლოდბრექჩიები და გრაველიტები
Campanian and Maastrichtian stages. Clastic-limestone flysch: clastic-limestone turbidites, pelagic marls and carbonate clays, in places – clumpy breccias and gritstones.

K_2t_2-m — ტურონული, კონიაკური, სანტონური, კამპანური და მაასტრიხტული სართულები. აჭარა-თრიალეთის ზონა: თხელშრეებრივი წითელი და ვარდისფერი კირქვები და მერგელები, ლითოგრაფიული შრეებრივი კირქვები ბენტონიტური თიხების შუაშრეებით, ქვიშაქვები და მერგელოვანი კირქვები, ქვიშაქვები, ზოგან კონგლომერატების ლინზები
Turonian, Coniacian, Santonian, Campanian and Maastrichtian stages. Achara-Trialeti zone: thinbedded red-coloured and pink limestones and marls, bedded lithorgaphic limestones with interscalations of bentonitic clays, sandy and marly limestones, sandstones, in places – lenses of conglomerates

K_1a-al — აპტური და ალბური სართულები. ქვიშაქვა-ალევროლიტური ფლიში: ქვიშაქვური, გრაველიტური და ალევროლიტური ტურბიდიტები, პელაგური თიხები, არგილიტები და მერგელები.
Aptian and Albian stages. Sandstone-siltestone flycsh: sandstone, gritstone and siltstone turbidites, pelagic clays, argillites and marls.

K_1h_2-br — ჰოტრივული სართულის ზედა ქვესართული და ბარემული სართული. ქვიშაქვა-ალევროლიტური ფლიში: ქვიშაქვური და ალევროლიტური ტურბიდიტები, პელაგური არგილიტები
Upper substage of Hauterivian stage and Barremian stage. Sandstone-siltstone flysch: sandstone and siltstone turbidites and pelagic argillites

K_1b-h_1 — ბერიასული და ვალანჟინური სართულები და ჰოტრივული სართულის ქვედა ქვესართული. კლასტურ-კირქვული და ქვიშაქვური ტურბიდიტები, პელაგური მერგელები, კირქვები, არგილიტები და თიხაფიქლები
Berriasian and Valanginian stages and lower substage of Hauterivian stage. Clastic-limestone and sandstone turbidites, pelagic marls, limestones, argillites and clay shales

J_3km-tt — კიმერიჯული და ტიტონური სართულები. კლასტურ-კირქვული, იშვიათად გრაველიტური ტურბიდიტები, პელაგური თიხიანი კირქვები,მერგელები და არგილიტები, ზოგან ოოლითური კირქვები
Kimmeridgian and Tithonian stages. Clastic-limestone, rarely, sandstone-gritstone turbidites, pelagic clayey limestones, marls and argillites, in places-oolitic limestones

J_3O_2 — ოქსფორდული სართულის ზედა ქვესართული. კლასტურ-კირქვული ფლიში: კლასტურ-კირქვული, უფრო იშვიათად კი ქვიშაქვა-გრაველიტური ტურბიდიტები, პელაგური მერგელები და თიხაფიქლები
Upper substage of Oxfordian stage. Clastic-limestone flysch: clastic-limestone, more rarely sandstone-gritstone turbidites, pelagic marls and clay shales

J_2b-bt — ბაიოსური და ბათური სართულები. ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონა: თიხაფიქლები, კვარციანი და პოლიმიქტური ქვიშაქვები, ზოგან ქვიშიანი კირქვები
Bajocian and Bathonian stages. Kazbegi-Lagodekhi zone: clay shales, quartzy and polimictic sandstones, in places–sandy limestones

J_2b — ბაიოსური სართული. კირ-ტუტე ბაზალტების, ანდეზიბაზალტური, ანდეზიტური, უფრო იშვიათად კი, დაციტური და რიოლითური ლავები, ლავური ბრექჩიები და ტუფები, ტუფიტები, ზოგან ტეფროტურბიდიტები და ტეფროარგილიტები, ხოლო ჩრილის ზედა ნაწილში, ტუფოკონგლომერატები, ტუფოქვიშაქვები, ტუფოალევროლიტები, კონგლომერატები, ქვიშაქვები და თიხები (პორფირიტული სერია)
Bajocian stage. Lavas, lavabreccias and tuffs of calc-alkalic bazalts, andesite-basalts, andesites, more rarely dacites and rhyolites, tuffites, in places—tephroturbidites and tephroargillites, and in the upper part of the section– tuff conglomerates, tuff sandstones, tuff siltstones, conglomerates, sandstones and clays (Porphyry series)

J_2a — აალენური სართული. ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონა: შავი თიხაფიქლები თიხიანი სიდერიტის კონკრეციებით და ქვიშაქვური ტურბიდიტების შუაშრეებით. ჭრილის ქვედა ნაწილში ზოგან ბაზალტები და მათი პიროკლასტოლითები. მესტია-თიანეთის ზონა (ქსანი-არყალის პარავტოქთონი): თიხაფიქლები, ქვიშაქვები და კონგლომერატები.
Aalenian stage. Kazbegi-Lagodekhi zone: black clay shales with concretions of clayey siderite with intercalations of sandstone turbidites. In the lower part of the section, in places–basalts and their tuffs.
Mestia-Tianeti zone (Ksani-Arkala parauthochthon): clay shales, sandstones and conglomerates

J_1t — ტოარსული სართული. შავი თიხაფიქლები, ალევროლიტები, იშვიათად შიგაფორმაციული კონგლომერატების ლინზები და შუაშრეები. ზოგან--სქელშრეებრივი და მასივური კირქვების სქელი დასტები.
Toarcian stage. Black clay shales, siltstones, intercalations of lenses of intraformational conglomerates. In places – thick packs of thick-bedded and massive sandstones.

J_1p — პლინსბახური სართული. კავკასიონის მთავარი ქედის და ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონები: ახპიდური ფიქლები და თიხაფიქლები ალევროლიტების წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების შუაშრეებით, შიგაფორმაციული კონგლომერატების ლინზები, ზოგან ტოლეიტ-ბაზალტური ლავები (პილოულავები) და პიროკლასტოლითები.
Pliensbachian stage. Caucasus Main Range and Kazbegi-Lagodekhi zones: slates and clay shales with intercalations of siltstones and fine-grained sandstones, lenses of intraformational conglomerates, in places– tholeiite-basaltic lavas (pillow lavas) and tuffs

J_1s — სინემურული სართული. კავკასიონის მთავარი ქედის ზონა: ბაზალური კონგლომერატები და გრაველიტები, ქვიშაქვები, ალევროლიტები, ქვიშაქვური ტურბიდიტები, თიხაფიქლები, კვარციტები, ზოგან კირ-ტუტე რიოლითებისა და რიოდაციტების ლავები და პიროკლასტოლითები. ყაზბეგი-ლაგოდეხის ზონა: ბაზალური კონგლომერატები, თიხაფიქლები ქვიშაქვების და ალევროლიტების იშვიათი შუაშრეებით, ზოგან დაციტური და რიოლითური ლავები და გულკანოკლასტოლითები, დიაბაზების შრეგასწვრივი სხეულები და ძარღვები;
Sinemurian stage. Caucasus Main Range zone: bazal conglomerates and gritstones, sandstones, siltstones, sandstone turbidites, clay shales, quartzites, in places – lavas and tuffs of calc-alkalic rhyolites and rhyodacites.
Kazbegi-Lagodekhi zone: basal conglomerates, clay shales with rare intercalations of sandstones and siltstones, in places – lavas and tuffs of dacites and rhyolites, diabase along layer bodies and veins.

γN_2-Q — ინტრუზიული სხეულები - ზედაპალეოზოურის მიკროკლინიანი გრანიტები, გრანოდიორიტები
Plutons - Upper Paleozoic microcline granites and granodiorites

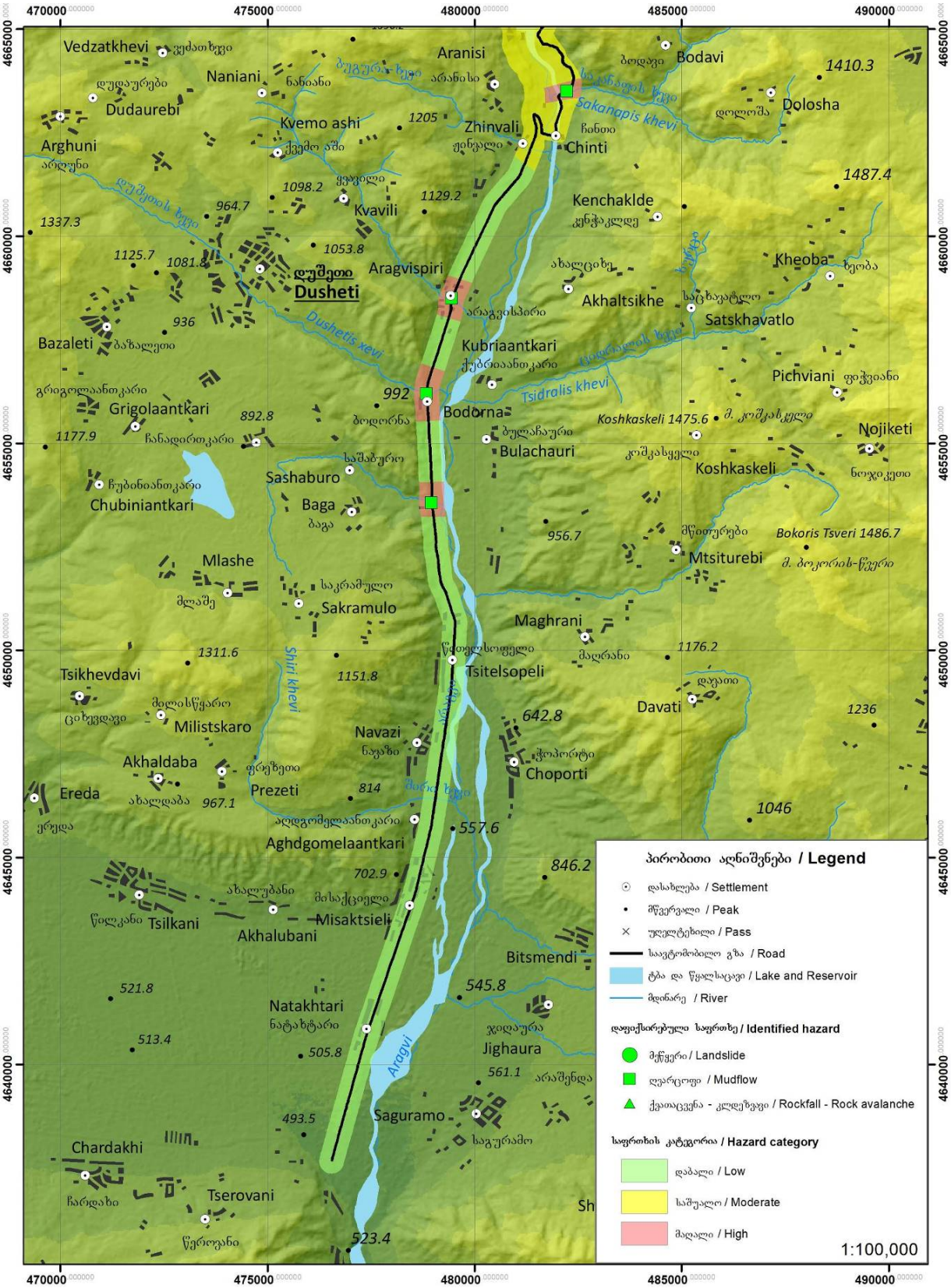
$\nu\beta J_2$ — ინტრუზიული სხეულები - პლიოცენურ-მეოთხეულის გრანიტ-პორფირები
Plutons - Pliocene-Quaternary granit-porphiries

γPZ_3^2 — ინტრუზიული სხეულები – შუა იურულის გაბრო-დიაბაზები,დიაბაზ-პორფირიტები და გრანიტოიდები
Plutons - Middle Jurassic gabbro-diabases, diabas-porphyrites and granitoids

რღვევები
Faults

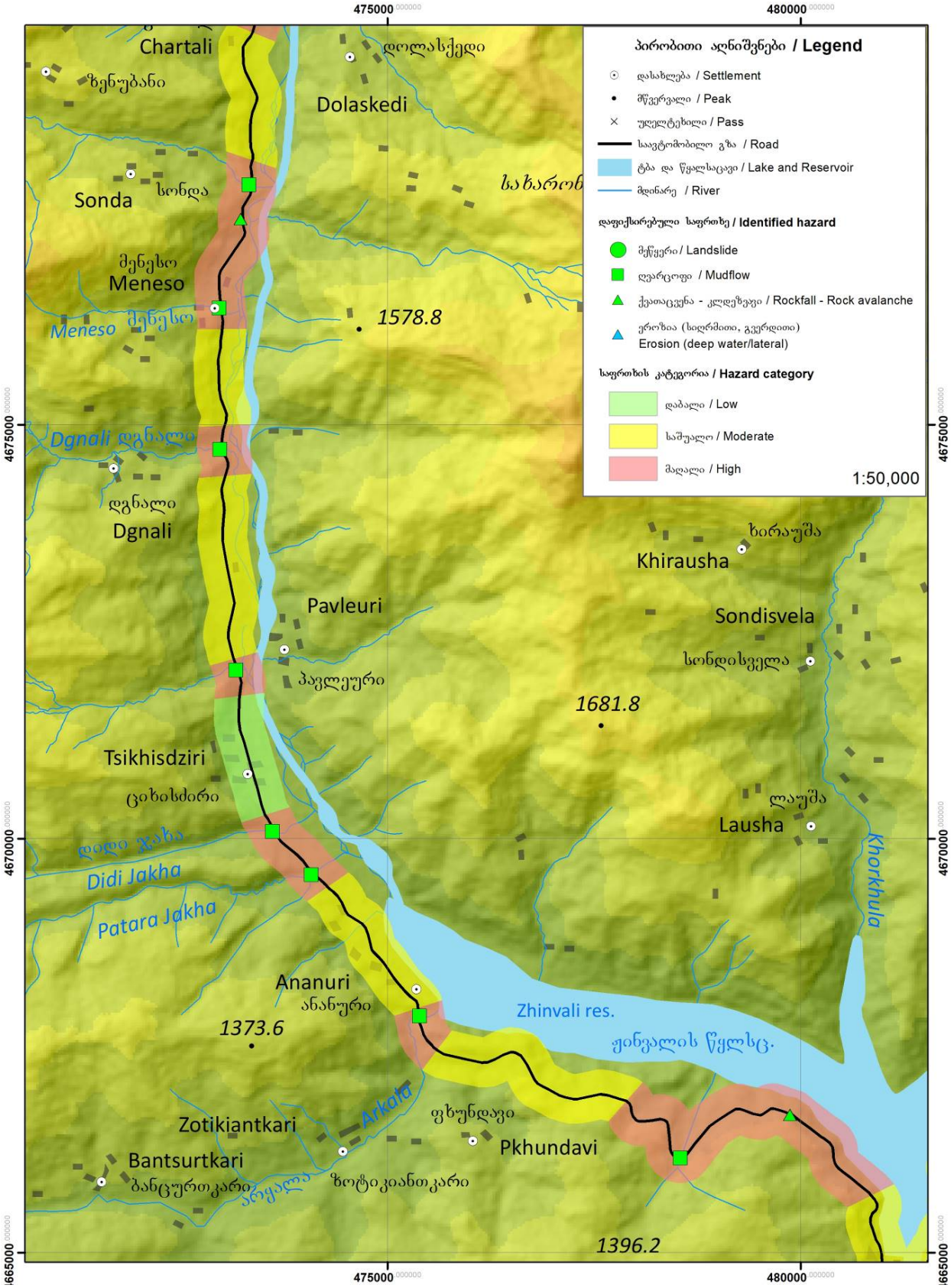
დანართი 4. ქ. მცხეთა – დაბა ჟინვალის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 4. Zoning of Mtskheta town – Zhinvali townlet road section according to the natural hazard categories



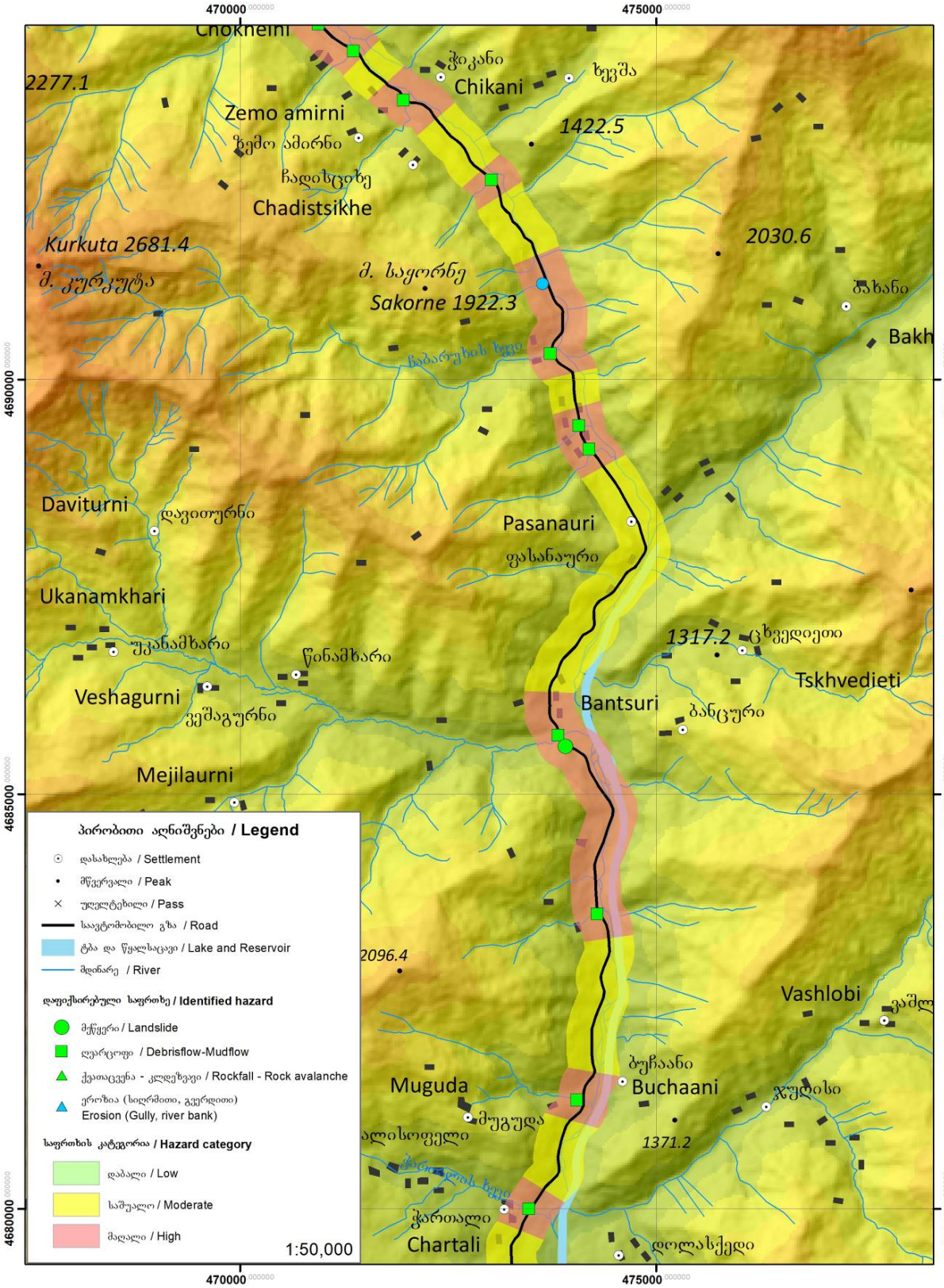
დანართი 5. დაბა ჟინვალი-სოფ. ანანური-სოფ. ჭართლის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 5. Zoning of Zhinvali townlet – Ananuri village – Chartali village road section according to the natural hazard categories



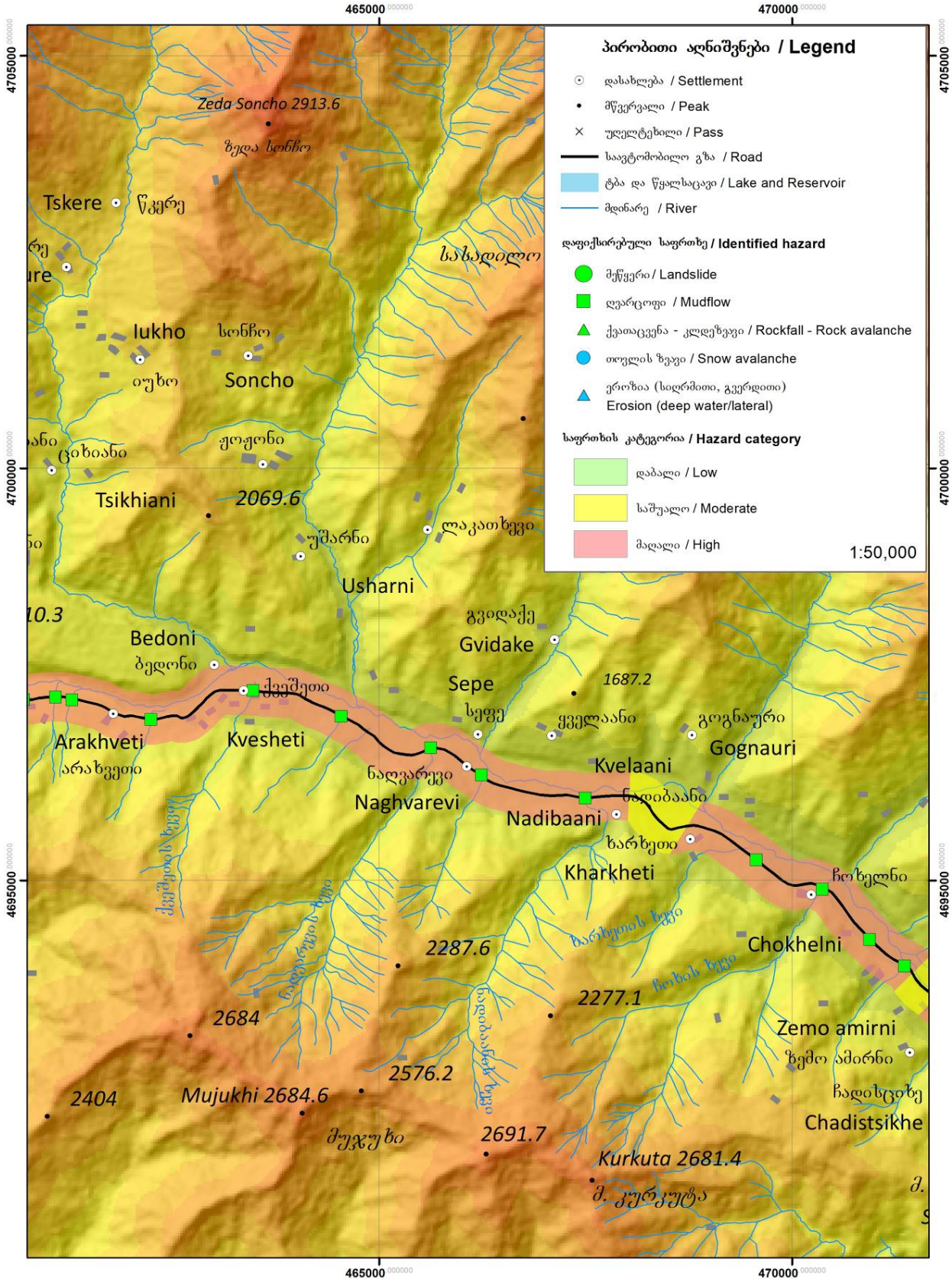
დანართი 6. სოფ. ჭართალი – დაბა ფასანაური – სოფ. ზემო ამირნის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 6. Zoning of Chartali village – Pasanauri townlet – Zemo Amirni village road section according to the natural hazard categories



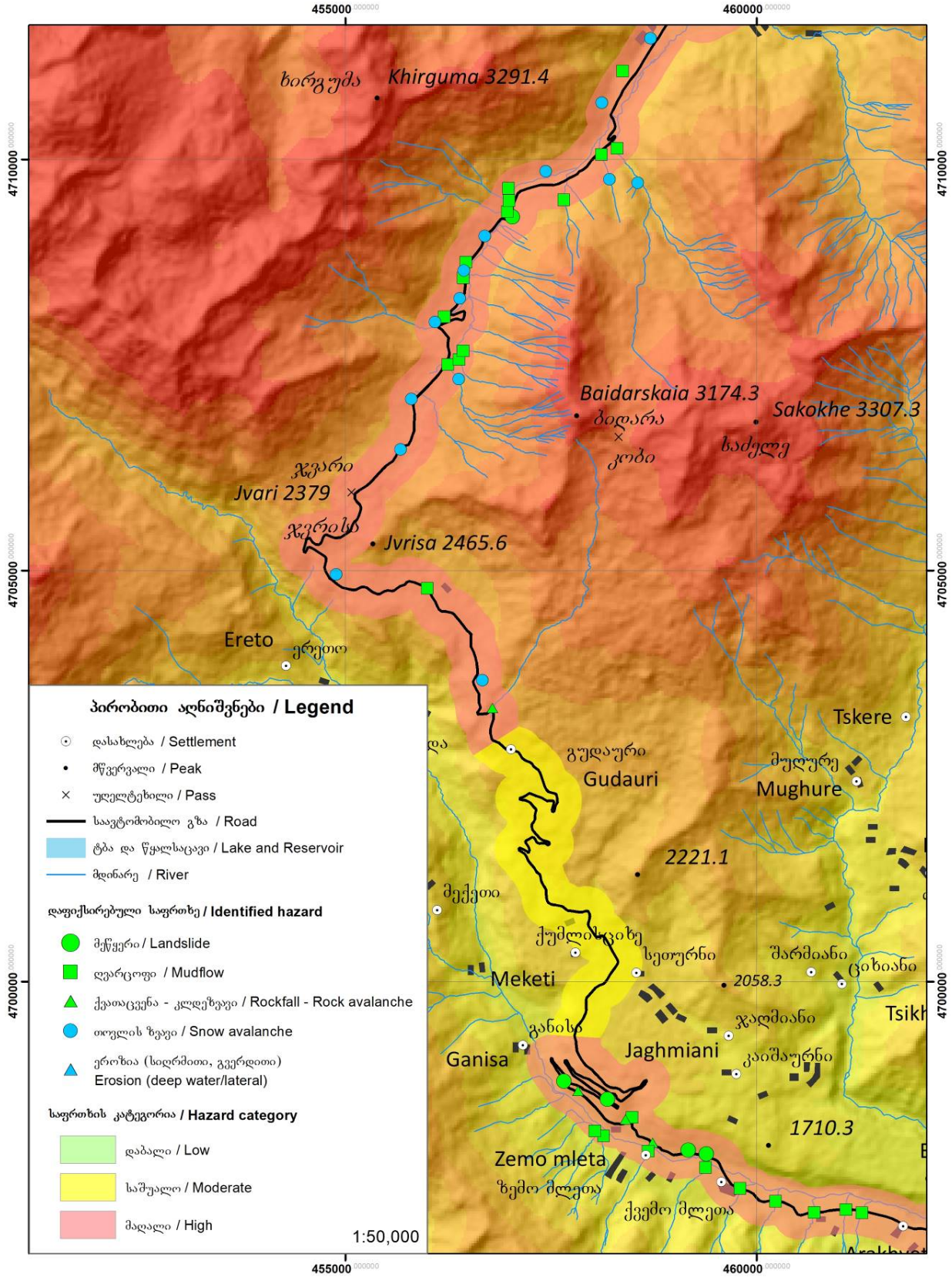
დანართი 7. სოფ. ჩოხელნი – სოფ. ქვეშეთი – სოფ. არახვეთის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 7. Zoning of Chokhelni village – Kvesheti village – Arakhveti village road section according to the natural hazard categories



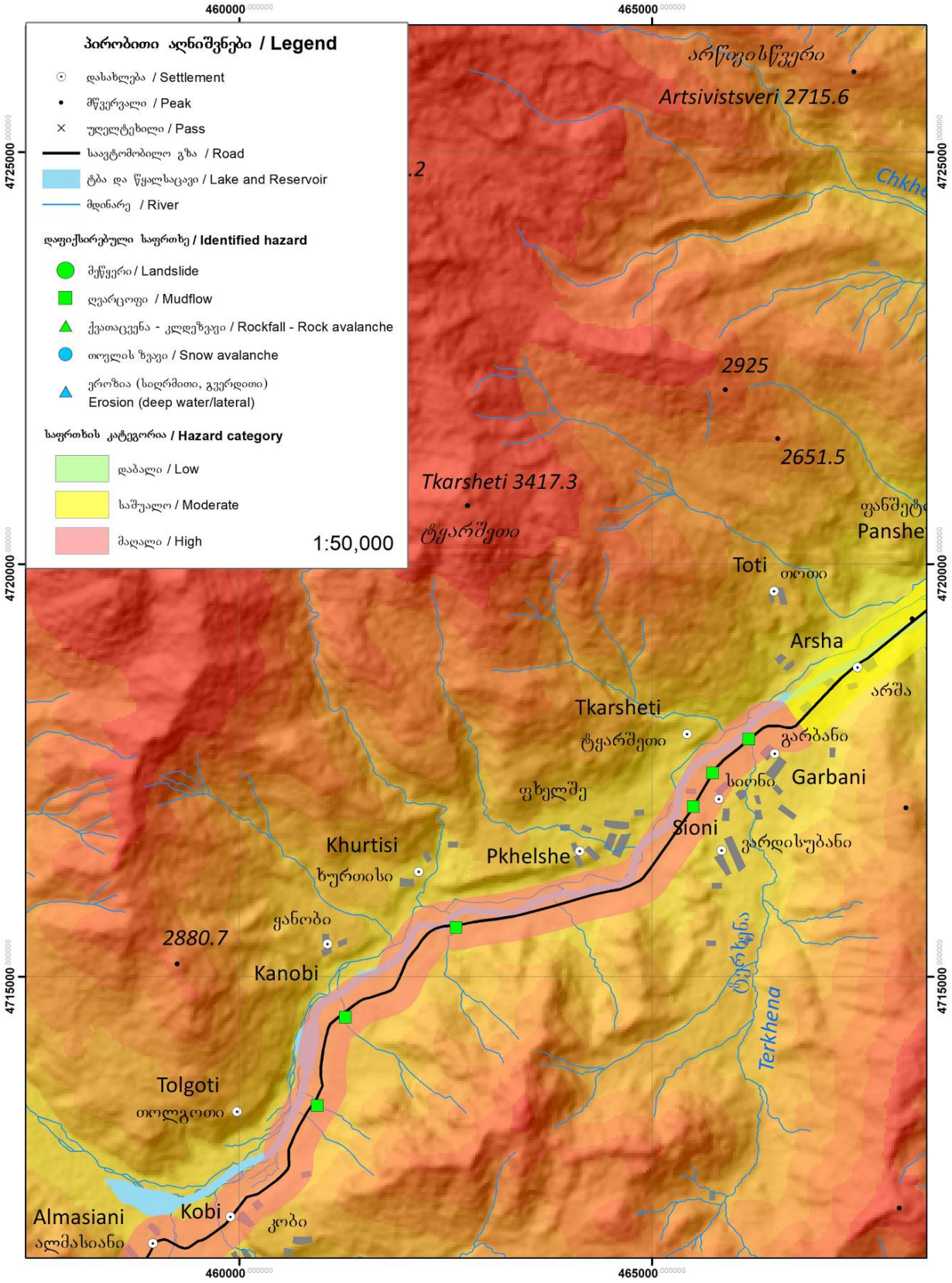
დანართი 8. სოფ. არახვეთი – სოფ. მლეთა – დაბა გუდაური – სოფ. ალმასიანის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 8. Zoning of Arakhveti village – Mleta village – Gudauri townlet – Almasiani village road section according to the natural hazard categories



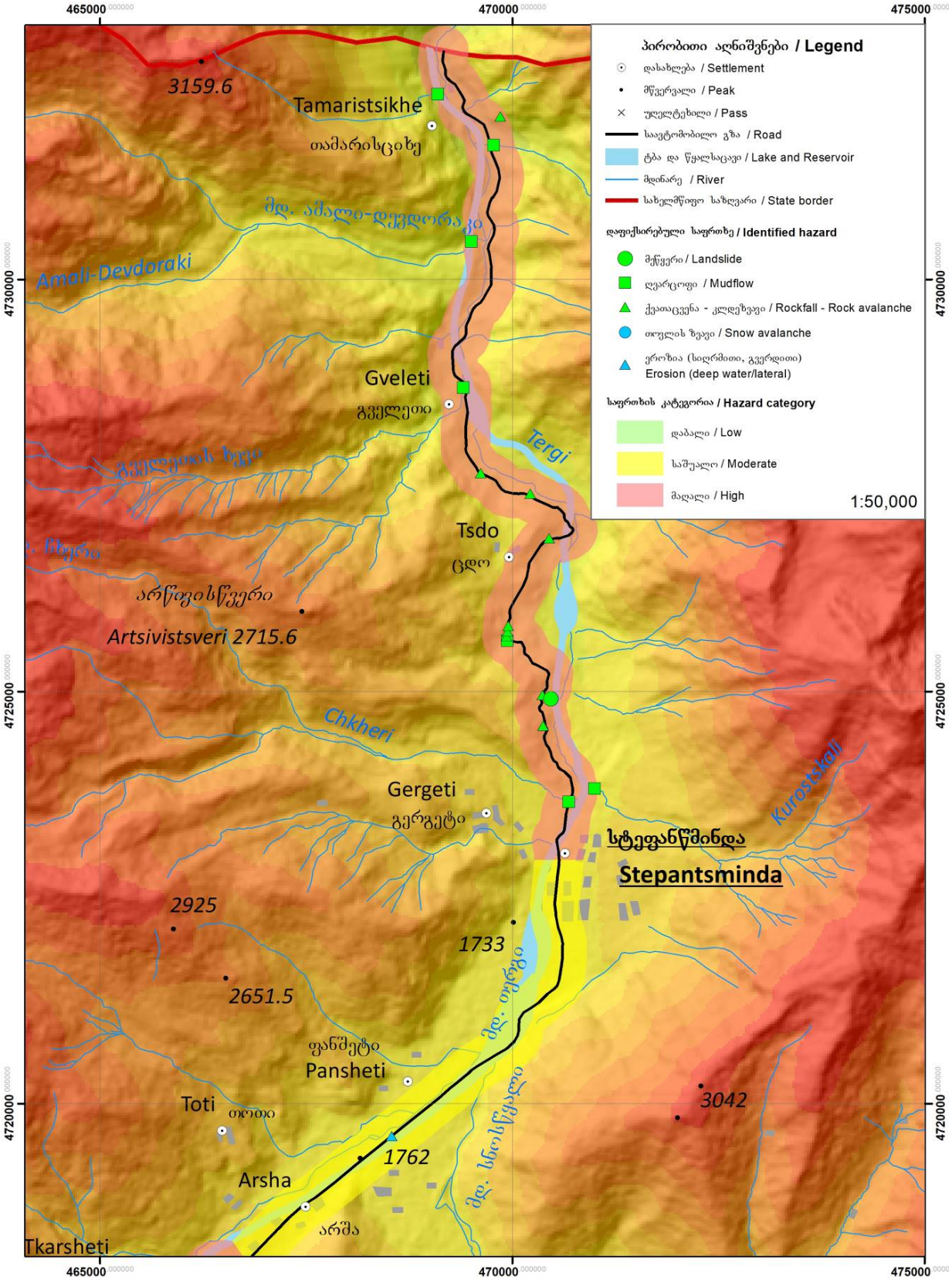
დანართი 9. სოფ. კობი – სოფ. სიონი – სოფ. არშას საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 9. Zoning of Kobi village – Sioni village – Arsha village road section according to the natural hazard categories



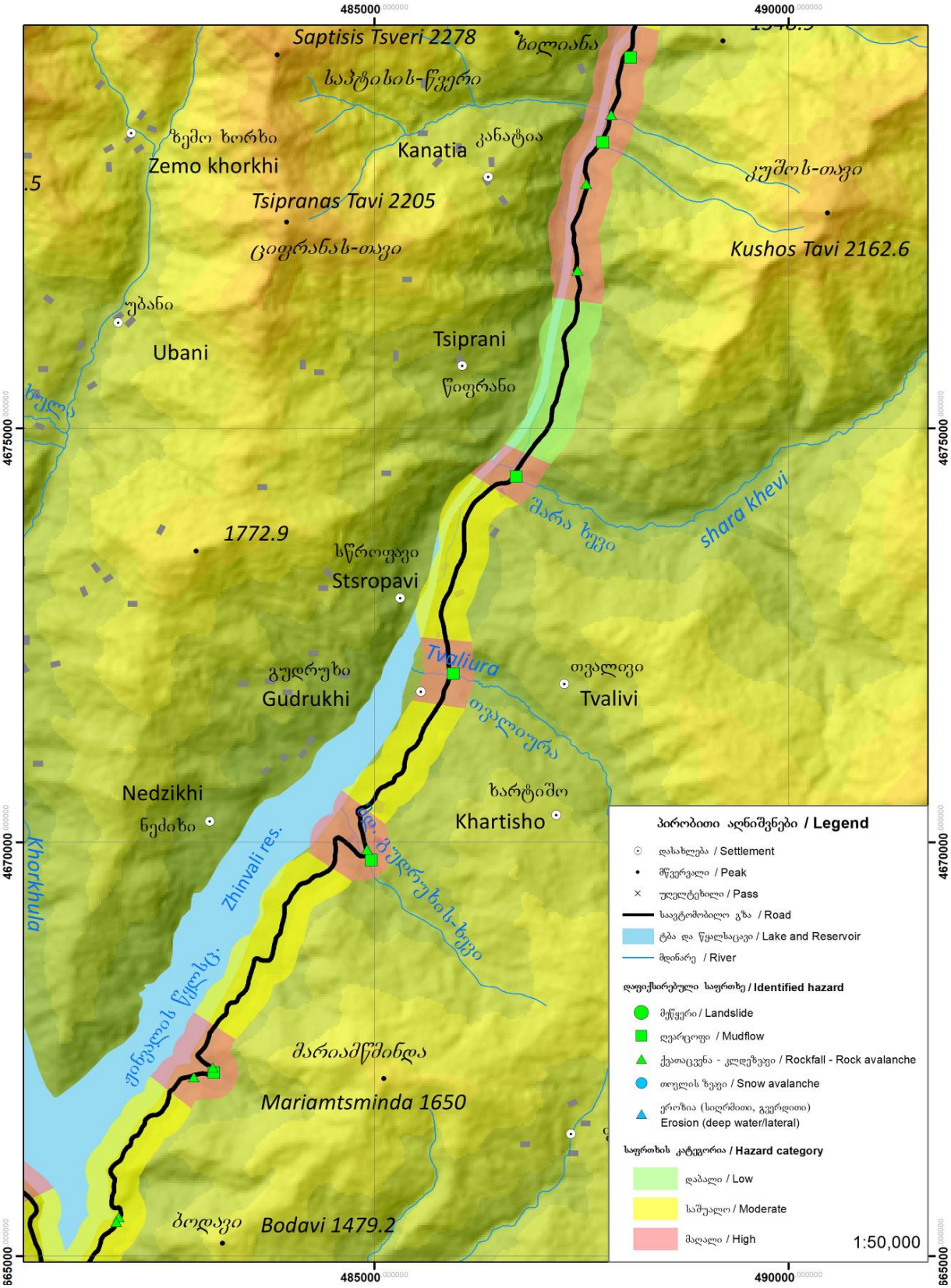
დანართი 10. სოფ. არშა – სოფ. ფანშეთი – დაბა სტეფანწმინდა – ლარსის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 10. Zoning of Arsha village – Pansheti village – Stepantsminda townlet – Larsi road section according to the natural hazard categories



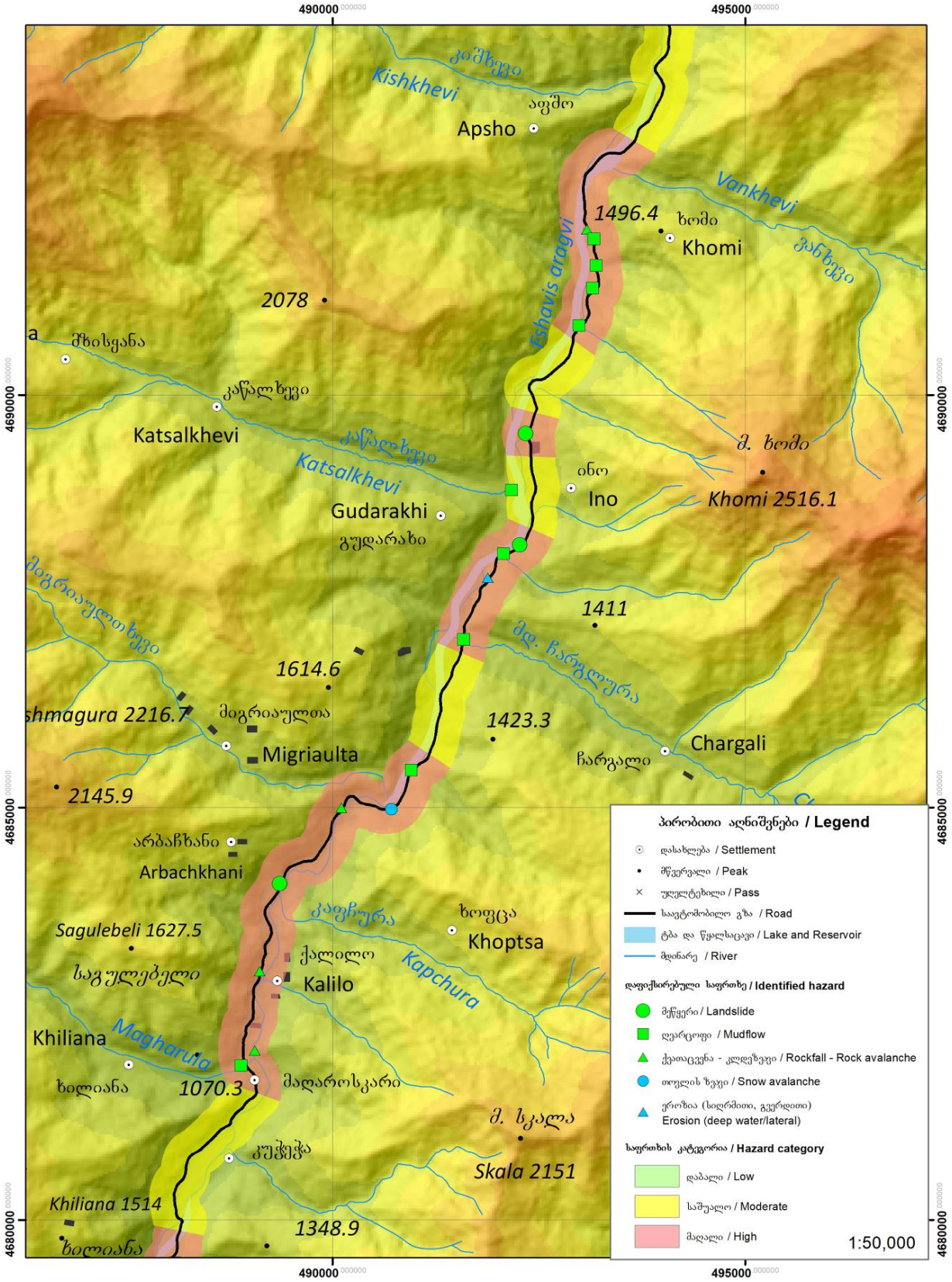
დანართი 11. დაბა ჟინვალი – სოფ. გუდრუხი – სოფ. ხილიანას საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 11. Zoning of Zhinvali townlet – Gudrukhi village – Khiliana village road section according to the natural hazard categories



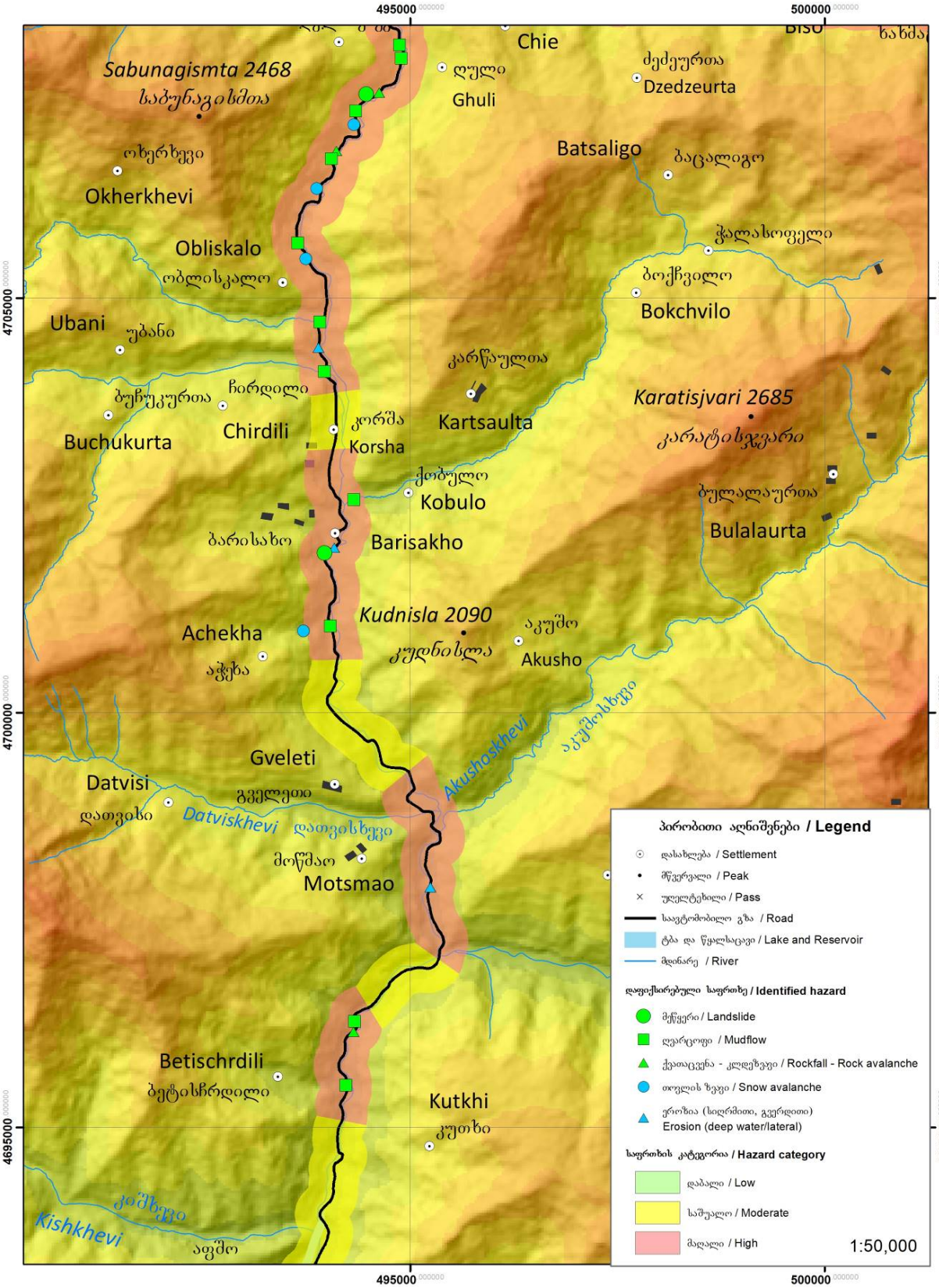
დანართი 12. სოფ. ხილიანა – მდ. ვანხევის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 12. Zoning of Khiliana village – river of Vankhevi road section according to the natural hazard categories



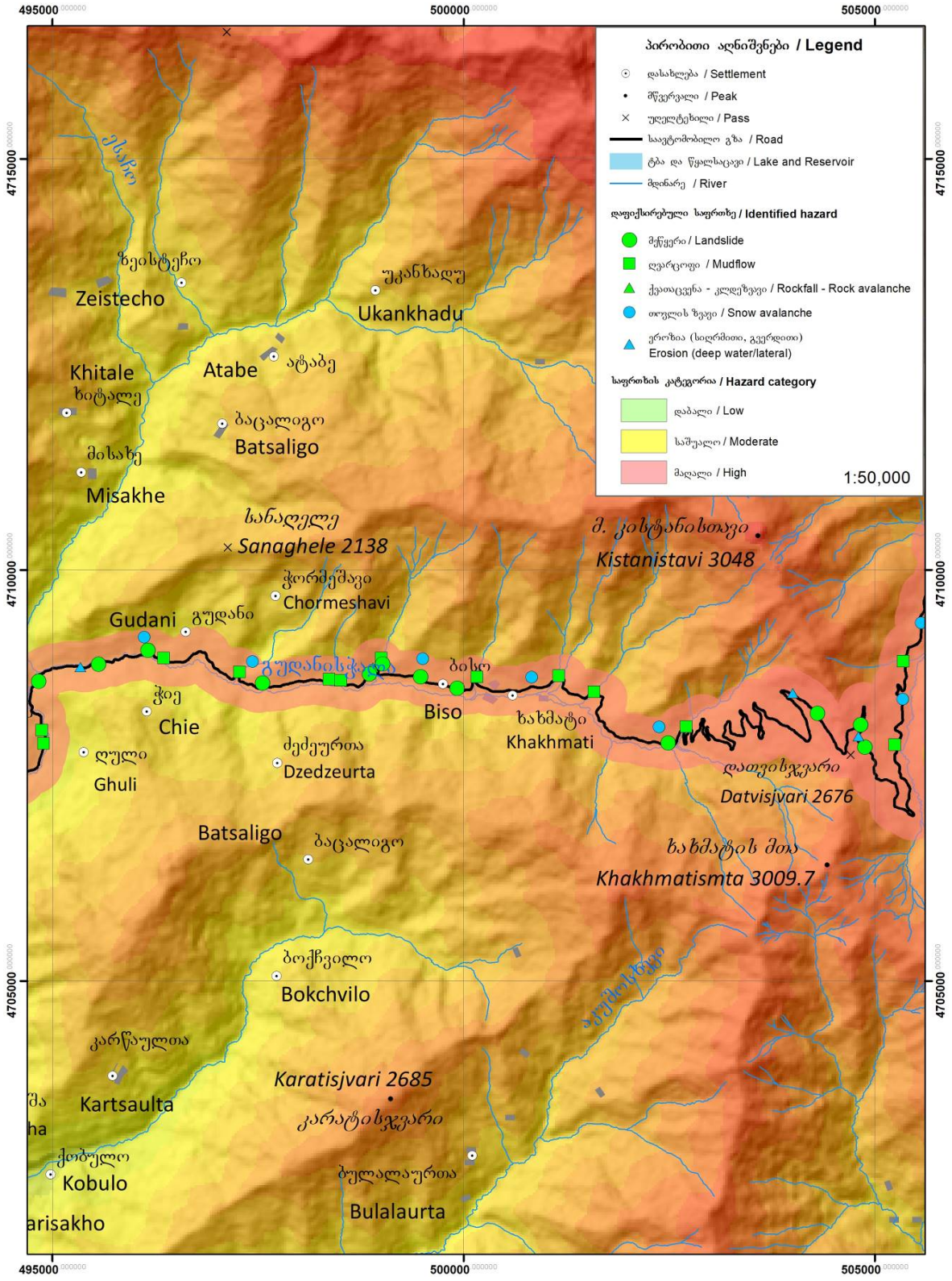
დანართი 13. მდ. კიშხევი – მდ. როშკისწყლის საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 13. Zoning of Kishkhevi River – river of Roshkistskali road section according to the natural hazard categories



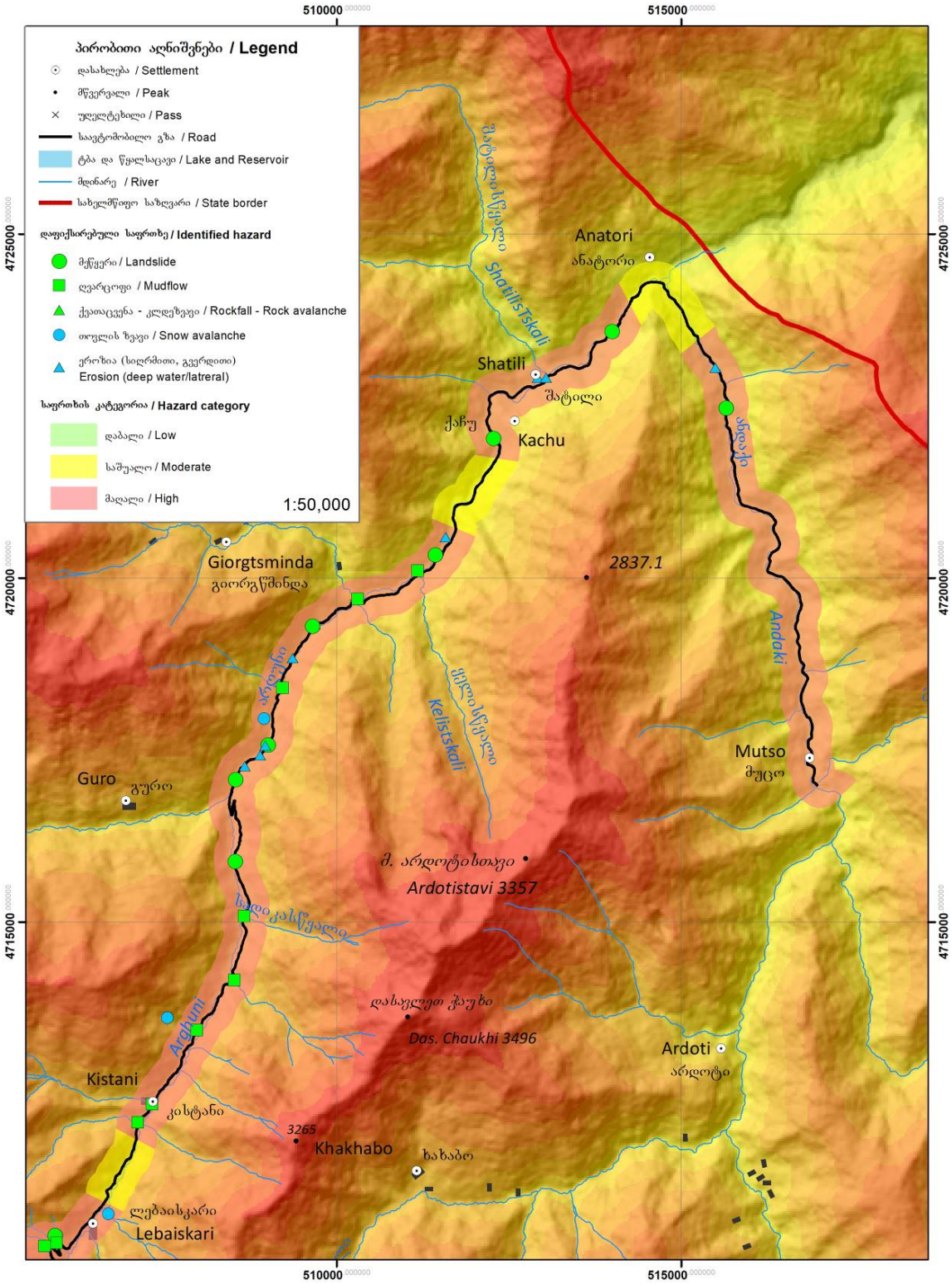
დანართი 14. მდ. როშკისწყალი – სოფ. ბისო – დათვისჯვრის უღელტეხილის (მდ. გუდანისჭალის ხეობა) საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 14. Zoning of Roshkistskali River – Biso village – pass of Datvisjvari (Gudanischala River gorge) road section according to the natural hazard categories



დანართი 15. სოფ. ლებაისკარი – სოფ. კისტანი – სოფ. შატილი – სოფ. მუცოს (მდ. არღუნის და მდ. ანდაქის ხეობები) საავტომობილო გზის მონაკვეთის ზონირება ბუნებრივი საფრთხეების კატეგორიების მიხედვით

Appendix 15. Zoning of Lebaiskari village – Kistani village – Shatili village – Mutso village (gorges of the Arghuni and Andaki Rivers) road section according to the natural hazard categories



მარიამ ელიზბარაშვილი – გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი. ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის ასოცირებული პროფესორი. გამოქვეყნებული აქვს 100-მდე სამეცნიერო სტატია საერთაშორისო და ადგილობრივ რეცენზირებად ჟურნალებში, მათ შორს იმპაქტ-ფაქტორიან ჟურნალებში. არის არაერთი რუკის ავტორი/თანაავტორი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასის თანაავტორი.

Mariam Elizbarashvili – Doctor of Geographical Sciences. Associate Professor at the Faculty of Exact and Natural Sciences of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University. She has published over 100 scholarly articles in international and local peer-reviewed journals, including IF journals. She is an author/co-author of numerous maps and co-author of the Climatic and Agroclimatic Atlas of Georgia.

გიორგი გაფრინდაშვილი – გეოგრაფიის აკადემიური დოქტორი. გარემოს ეროვნული სააგენტოს გეოლოგიის დეპარტამენტის სტიქიური პროცესების, საინჟინრო-გეოლოგიის და ჰიდროგეოლოგიის სამმართველოს უფროსი. საინჟინრო-გეოლოგიის და გარემოს საერთაშორისო ასოციაციის (IAEG), მეწყრების საერთაშორისო კონსორციუმის (ICL) წევრი. გამოქვეყნებული აქვს 80-მდე სამეცნიერო სტატია საერთაშორისო და ადგილობრივ რეცენზირებად ჟურნალებში, მათ შორის, იმპაქტ-ფაქტორიან ჟურნალებში. არის არაერთი რუკის ავტორი/თანაავტორი.

George Gaprindashvili – Academic Doctor of Geography. Head of the Disaster Processes, Engineering-Geology and Hydrogeology Division of the Geology Department of the National Environmental Agency. Member of the International Association of Engineering-Geology and Environment (IAEG), International Consortium of Landslides (ICL). He has published over 80 scholarly articles in international and local peer-reviewed journals, including IF journals. He is the author/co-author of numerous maps.

ელიზბარ ელიზბარაშვილი – გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის კლიმატოლოგიისა და აგრომეტეოროლოგიის განყოფილების გამგე. გამოქვეყნებული აქვს 10 ზე მეტი მონოგრფია და 200-ზე მეტი სამეცნიერო სტატია მაღალი რეიტინგის საერთაშორისო და ადგილობრივ რეცენზირებად ჟურნალებში. იგი არის მრავალი სამეცნიერო პუბლიკაციის და ჟურნალის რედაქტორი. მისი ხელმძღვანელობით 20-ზე მეტმა დოქტორანტმა დაიცვა სადოქტორო დისერტაცია.

Elizbar Elizbarashvili – Doctor of Geographical Sciences. Head of the Department of Climatology and Agrometeorology of the Institute of Hydrometeorology. He has published more than 10 monographs and more than 200 scholarly articles in highly rated international and local peer-reviewed journals. He is the editor of numerous scientific publications and journals. Under his supervision, more than 20 doctoral students defended their theses.

გიორგი დვალაშვილი – გეოგრაფიის აკადემიური დოქტორი. ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის ასისტენტ პროფესორი. გამოქვეყნებული აქვს 10 მონოგრაფია, 8 წიგნი, 12 ბუკლეტი და 22 სტატია.

Giorgi Dvalashvili – Academic Doctor of Geography. Assistant Professor at the Faculty of Exact and Natural Sciences of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University. He has published 10 scientific monographs, 8 books, 12 booklets and 22 articles.

ნინო ჩიხრაძე – გეოგრაფიის მაგისტრი. ვიცე-დელეგატი ევროპის სპელეოლოგიურ ფედერაციაში. აქვს 80-ზე მეტი პუბლიკაცია, მათ შორის, სტატიები ადგილობრივ და საერთაშორისო გამოცემებსა და იმპაქტ-ფაქტორულ ჟურნალებში, 2 მონოგრაფია, 2 სახელმძღვანელო და 20-ზე მეტი მთარგმნელობითი და სარედაქტორო პუბლიკაცია.

Nino Chikhradze – Master of Geography. Vice-Delegate to the European Speleological Federation. She has more than 70 publications, including articles in local and international journals including IF journals, 2 monographs, 2 textbooks and more than 20 translation and editorial publications.

თამარ ხუნწელია – ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოგრაფიის მიმართულების დოქტორანტი. გამოქვეყნებული აქვს სტატიები იმპაქტ ფაქტორის მქონე ჟურნალში და კარგად ფლობს გეო-საინფორმაციო სისტემების (GIS) ტექნოლოგიებს.

Tamar Khuntselia – PhD student in Geography at the Faculty of Exact and Natural Sciences of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University. She has published sholarly articles in the IF journal and is well versed in the technologies of Geo-Information Systems (GIS).

ზურაბ რიკაძე – ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოგრაფიის მიმართულების დოქტორანტი. გარემოს ეროვნული სააგენტოს გეოლოგიის დეპარტამენტის გეოეკოლოგიურ გართულებებზე რეაგირების სამმართველოს უფროსი. კარგად ფლობს გეო-საინფორმაციო სისტემების (GIS) ტექნოლოგიებს.

Zurab Rikadze – PhD student in Geography at the Faculty of Exact and Natural Sciences of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University. Head of the Geoecological Complications Response Division of the Geology Department of the National Environmental Agency. He is well versed in the technologies of Geo-Information Systems (GIS).

Mariam Elizbarashvili, George Gaprindashvili,
Elizbar Elizbarashvili, Giorgi Dvalashvili, Nino Chikhradze,
Tamar Khuntselia, Zurab Rikadze

Extreme Geological and Hydrometeorological Events in the Border Regions of the Central Caucasus – Kazbegi, Dusheti, Tianeti and Mtskheta

Monograph cover design by Nino Chikhradze
Author of the cover panoramic photo and photos
used in the monograph: George Gaprindashvili

Tbilisi
2022

Publishing House **“UNIVERSAL”**

4, A. Politkovskaia st., 0186, Tbilisi,Georgia ☎: 5(99) 33 52 02, 5(99) 17 22 30
E-mail: gamomcemlobauniversali@gmail.com; universal505@ymail.com