

**ს ა ქ ა რ თ ვ ე ლ ო ს  
გეოფიზიკური ასოციაცია**

60 თბილისი , მ. ალექსიძის ქ.  
ტელ. 233-28-67; ფაქსი: 233-28-67  
E-mail: Tamaz.chelidze@gmail.com



**GEORGIAN  
GEOPHYSICAL ASSOCIATION**

1 Alexidze str. - Tbilisi 0160 - Georgia  
Phone: (995 32) 233-28-67; Fax/phone: (995 32)  
233-28-67 ; E-mail: Tamaz.chelidze@gmail.com



ვამტკიცებ: 25 იანვარი 2019 წ.

ა(ა)იპ “საქართველოს გეოფიზიკური ასოციაცია”-ს  
დირექტორი, აკადემიკოსი თამაზ ჭელიძე

**ახალქალაქისა და კორხის ჰესების მშენებლობის ტერიტორიების  
სეისმური საშიშროების შეფასება**

(ანგარიში)

**ძირითადი შემსრულებლები:**

- ნ. წერეთელი – აკადემიური დოქტორი ფიზიკაში, ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდისას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სექტორის ხელმძღვანელი, მთავარი მეცნიერ თანამშრომელი
- ო. ვარაზანაშვილი – აკადემიური დოქტორი ფიზიკაში, ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდისას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის მთავარი მეცნიერ თანამშრომელი.

**აბრევიატურები**

COSAODD – Committee on Seismic Aspects of Dam Design

EC8 – EuroCode8

EMME – Earthquake Model of Middle East

GEM – Global Earthquake Model

GMPE – Ground Motion Prediction Equation

ICOLD – International Commission on Large Dams

MSK – Medvedev-Sponheuer-Karnik

NATO – North Atlantic Treaty Organization

OBE – Operating Basis Earthquake

PGA – Peak Ground Acceleration

SA – Spectral Acceleration

SEE – Safety Evaluation Earthquake

SfP – Science for Peace

WP – Work Package

## შინაარსი

1. შესავალი .....	5
1.1. საკვლევი რაიონის გეოგრაფიული მდებარეობა და გეომორფოლოგიური პირობები .....	5
1.2. ჰესების პროექტირებისას მოსალოდნელი მიწისძვრების დროს ობიექტების ფუძე-გრუნტების რხევების დონეების დადგენა .....	8
2. საკვლევი რაიონის სეისმური ისტორია .....	9
3. საკვლევი რაიონის სეისმურად აქტიური რღვევები და სეისმური კერების ზონები .....	20
3.1 სეისმურად აქტიური რღვევები .....	20
3.2 სეისმური კერების (სკ) ზონები .....	31
4. ობიექტების ტერიტორიების სეისმური საშიშროების შეფასება .....	37
4.1. სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასება .....	37
4.2. სეისმური საშიშროების დეაგრეგაცია .....	46
4.3. სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება .....	51
4.4. სამშენებლო მოედნებისთვის აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა .....	58
5. დასკვნები .....	64
6. ლიტერატურა .....	66

## 1. შესავალი

### 1.1. საკვლევი რაიონის გეოგრაფიული მდებარეობა და გეომორფოლოგიური პირობები

წარმოდგენილი ანგარიში მომზადებულია სამხრეთ საქართველოში დაპროექტებული მნიშვნელოვანი ობიექტების მშენებლობის ტერიტორიების სეისმური საშიშროების დეტალური შეფასების შედეგებზე დაყრდნობით (ობიექტები – ჰესების ნაგებობები: ობიექტი1 - წყალმიმღები მდ. ფარავანზე; ობიექტი2 - ახალქალაქის ელექტროსადგურის შენობა; ობიექტი3 - წყალმიმღები მდ. კორხზე; ობიექტი4 - კორხის ელექტროსადგურის შენობა).

ახალქალაქის მუნიციპალიტეტი, სადაც განლაგებულია მოცემული ობიექტები მდებარეობს ქვეყნის სამხრეთ ნაწილში ისტორიული პროვინციის ჯავახეთის ტერიტორიაზე. მისი მოსაზღვრე რაიონებია ნინოწმინდა, ასპინძა, ბორჯომი და ნაწილობრივ თურქეთი. იგი განფენილია ჯავახეთის ზეგნის ცენტრალურ ნაწილში.

ეს არის ტიპური ახალგაზრდა ვულკანოგენური ზეგანი, რომლის დიდი ნაწილი ზედაპლიოცენურ და მეოთხეული ასაკის დოლერიტებით, ბაზალტებითა და ანდეზიტებით აგებულ 1500-2000 მეტრი სიმაღლის ვაკე ზედაპირის მქონე პლატოს უჭირავს, მის ჩრდილოეთით კი თრიალეთის ქედია აზიდული, ზეგნის სამხრეთ და აღმოსავლეთ ნაწილზე ახალგაზრდა ვულკანური ჩილდირის, ჯავახეთისა და სამსარის ქედები მდებარეობს.

გეომორფოლოგიურად ჯავახეთის ზეგანი იყოფა რამდენიმე ნაწილად, როგორცაა ახალქალაქის ზეგანი – დაბალმთიანი მხარე, ჩრდილოეთის დაბალმთიან-გორაკებიანი მხარე, სამხრეთაღმოსავლეთის გორაკებიანი მხარე და ნიალისყურის ქედი.

ახალქალაქის ზეგანი გადაჭიმულია მტკვრის ხეობის ზემო ნაწილიდან სამხრეთისაკენ ჯავახეთის ქედამდე. ზეგნისებრი რელიეფი გამოკვეთილია მხოლოდ ჩრდილოეთ ნაწილში, აღმოსავლეთით მას ესაზღვრება სამსარის ქედი. შედარებით გამორჩეული რელიეფი ახასიათებს ზეგნის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილს. ტბისეული ვაკეები და გორაკებიანი შემადგენლები ართულებენ რელიეფს. ახალქალაქის ზეგანი წარმოდგენილია მთებსზემოთა ველით. იგი გადაჭიმულია მერიდიანული მიმართულებით 35-40 კმ სიგრძეზე, მისი სიგანე 25-30 კმ-მდეა. იგი

ძირითადად აგებულია მეოთხეული დოლერიტის ლავებითა და რელიეფის დაბალ ადგილებში დაგროვილი ტბა-მდინარეების ნატანით. გოდერძის წყების ქანების მოშიშვლება შეინიშნება ერთის მხრივ ხევებში და მეორეს მხრივ-მაღლობთა ფერდობებზე. ზეგანი რბილი რელიეფით ხასიათდება. მის ტერიტორიაზე მიედინება მდ. ფარავანი და მისი შენაკადები: მდინარეები ჭობერეთისწყალი, ბარალეთისწყალი, ყარაბულახი, კორხისწყალი და სხვ., რომელთაც ჰიდროენერგეტიკის განვითარებისათვის მნიშვნელოვანი პოტენციალი აქვთ. ტბებიდან აღსანიშნავია ხოზაფინის ტბა, ვაჩიანის ტბა, მრუდე ტბა, ტაბაწყურის ტბა.

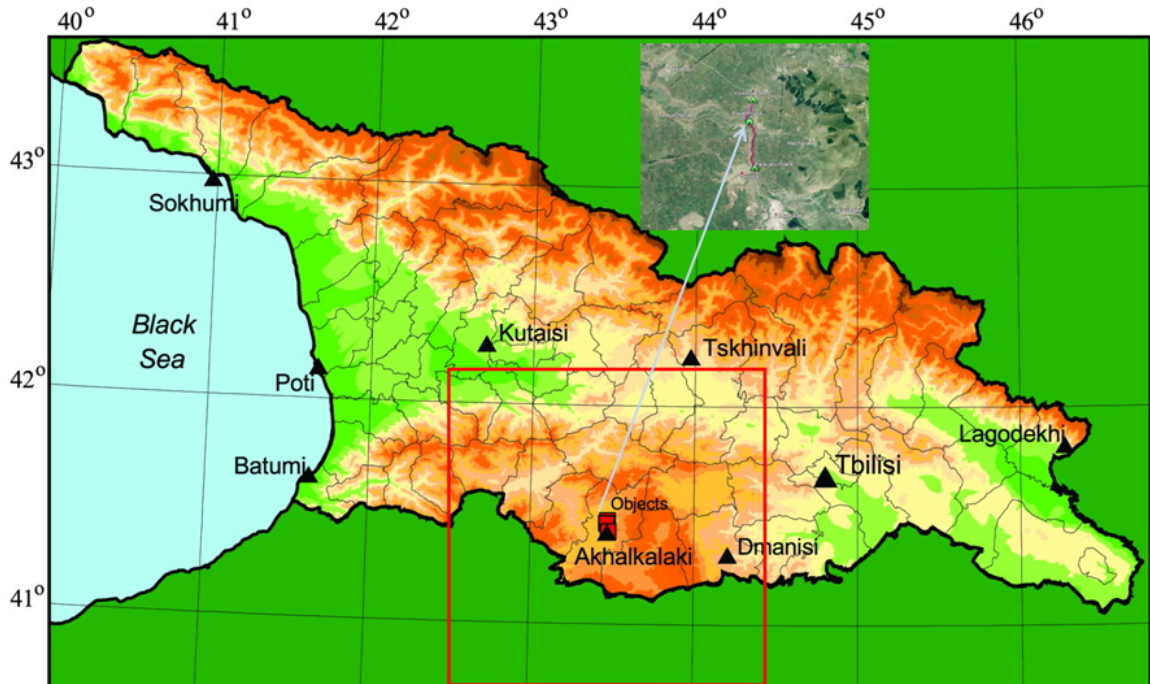
სამშენებლო ობიექტების გარემომცველი საკვლევი რაიონი (80 კმ რადიუსით ობიექტების გარშემო, ნახ. 1) მოიცავს კავკასიის ორი მთავარი ტექტონიკური ერთეულისა და ექვსი ქვეზონის ნაწილებს (ჩამონათვალი მოცემულია N-S მიმართულებით): ამიერკავკასიის მთათაშუა დაბლობი (I. მტკვრის დაბლობი); მცირე კავკასია (II. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი მთიანი სარტყელი; III. ჯავახეთის ვულკანური ზეგანი; IV. ართვინ-ბოლნისის ბელტი; V. ლოქი-ყარაბახ-კაფანის ნაოჭა-შეცოცებითი მთიანი სარტყელი; VI. აღმოსავლეთ ანატოლია-სომხეთის ვულკანური ზეგანი).

საკვლევი რაიონისთვის დამახასიათებელია დედამიწის ქერქის რთული ბლოკური აგებულება. საკვლევი ობიექტები უშუალოდ ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე მდებარეობს. ამ უკანასკნელის ძალზედ მაღალი სეისმური აქტივობა მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს ახალქალაქის მუნიციპალიტეტის მაღალ სეისმურობას. საკვლევი რაიონი მოიცავს ზემოთ აღნიშნული ტექტონიკური ერთეულების ყველა ძირითადი სეისმურად აქტიური ზონების ნაწილს.

საქართველოს სეისმური საშიშროების მოქმედი ნორმატიული რუკა სეისმური ზემოქმედების სიმძიმეს გამოხატავს მაკროსეისმურ ინტენსივობაში (MSK სკალა) და გრუნტის პიკურ აჩქარებაში (PGA) 2% გადაჭარბების ალბათობით 50 წელში. იგი გათვლილი იყო 1999 წელს, ხოლო რედაქტირების შემდეგ ძალაში შევიდა 2010 წელს. მისმა შედარებამ საერთაშორისო პროექტებში შექმნილ ალბათურ რუკებთან: GSHAP (1997 წ.), NATO SFP 974320 (2011 წ.), EMME (2013 წ.) და სხვა ავტორთა რეალურ გათვლებთან (იხ. მაგ.: Slejko, 2008; Sesetyan et al., 2018) გვიჩვენა, რომ ნორმატიულ რუკაზე მოცემულია PGA-ს 2-3-ჯერ უფრო დაბალი მნიშვნელობები. ამდენად

აშკარაა, რომ სეისმური საშიშროების ნორმატიული რუკა დღეისათვის საჭიროებს საფუძვლიან გადათვლას, ხოლო მასზე დაფუძნებული სამშენებლო ნორმები – ძირეულ განახლებას. ამ ნორმატიული დოკუმენტის „სეისმომედეგი მშენებლობა“- PN 01.01-09 (Georgian building code, 2009) მიხედვით ახალქალაქის მუნიციპალიტეტი 8 და ნაწილობრივ 9 MSK ინტენსივობის ზონაშია, მაშინ როდესაც უშუალოდ ობიექტებისთვის გრუნტის პიკური აჩქარების (PGA) მნიშვნელობა მხოლოდ 0.21 გ შეადგენს. ამიტომ, ასეთ პირობებში, საქართველოს ტერიტორიაზე ნებისმიერი ობიექტის სეისმური საშიშროების შეფასება და სეისმომედეგობის დადგენა ითხოვს თანამედროვე საერთაშორისო სტანდარტების გათვალისწინებას.

უნდა აღინიშნოს, რომ წარმოდგენილ ანგარიშში განხილული ძირითადი ამოცანები, რომელთა შესწავლა აუცილებელია სეისმური საშიშროების შეფასებისას, აგრეთვე კვლევის შესაბამისი მეთოდები, რომლებიც მისაღებია სეისმომედეგი ჰესების პროექტირებისას, ეფუძნება ICOLD-ის რეკომენდაციებს, გადმოცემულს მის სახელმძღვანელოში და სხვა პუბლიკაციებში (იხ. პარაგრაფი 1.2).



ნახ. 1. საკვლევი რაიონისა და ობიექტების გეოგრაფიული მდებარეობა და საზღვრები.

## *1.2. ჰესების პროექტირებისას მოსალოდნელი მიწისძვრების დროს ობიექტების*

### *ფუძე-გრუნტების რხევების დონეების დადგენა*

ახალქალაქიჰესი და კორხიჰესი თავისი პარამეტრებით განეკუთვნებიან მცირე ჰესების კატეგორიას. ჰესების სეისმური უსაფრთხოების შეფასების თანამედროვე მსოფლიო პრაქტიკა დაფუძნებულია რეკომენდაციებზე, რომლებიც ჩამოყალიბებული იქნა დიდი კაშხლების საერთაშორისო კომისიის (ICOLD) კაშხლების პროექტირების სეისმური ასპექტების კომიტეტის (COSAODD) მიერ (ICOLD Bulletin, 1989; 2001; 2002; 2010). მიუხედავად იმისა, რომ მცირე ჰესები არ ხვდება ICOLD-ის განხილვის სფეროში, მის სპეციალურ პუბლიკაციებში (იხ. მაგ., Wieland, 2008) აღნიშნულია, რომ აქამდე მცირე ჰესებისა და კაშხლების სეისმურ უსაფრთხოებას არ ექცეოდა სათანადო ყურადღება, რამაც მსოფლიოს ბევრ ქვეყანაში მომხდარი ძლიერი მიწისძვრების დროს მიგვიყვანა მათ მასობრივ ნგრევამდე და შესაბამისად, მსხვილმასშტაბიან სოციალურ და ეკონომიკურ კატასტროფამდე. საშუალო და დიდი ჰესების სეისმური მდგრადობისა და მონიტორინგის საკითხები კარგად არის დამუშავებული და ამიტომ ძლიერი მიწისძვრების შემთხვევაში მათი სერიოზული დაზიანების ალბათობა ბევრად ნაკლებია, ვიდრე მცირე ჰესების. ამ სიტუაციის გამოსასწორებლად აუცილებელია შემდეგი პრინციპების დაცვა: ა) მცირე ჰესებისა და კაშხლების პროექტირებითა და მშენებლობით დაკავებული ორგანიზაციების საქმიანობა უნდა შეესაბამებოდეს ჰესების სეისმური მდგრადობისა და უსაფრთხოების თანამედროვე წესებს; ბ) მოსალოდნელ სეისმურ საშიშროებაზე გათვლილი ობიექტის კონსტრუქციების სეისმომდეგობა უნდა იყოს ძირითადი მოთხოვნა ყველა მცირე ჰესებისა და კაშხლებისთვის; გ) ასეთი ობიექტებისთვის აუცილებელია პროექტირების კრიტერიუმებისა და სეისმური საშიშროების ანალიზის მეთოდების ახალი თანამედროვე ვერსიების გამოყენება.

ამ პრინციპების შესაბამისად, ძირითადი სეისმური დატვირთები ახალი კაშხლების პროექტებისთვის ან არსებული ნაგებობების უსაფრთხოების შეფასებისთვის მიიღება მოსალოდნელი მიწისძვრების ორი დონის მიხედვით. პირველი დონის მიწისძვრა არის ექსპლუატაციის (პერიოდის) საბაზო მიწისძვრა (ესმ – OBE) და ის შეიძლება მოხდეს საშუალოდ ერთხელ ნაგებობის ექსპლუატაციის



პერიოდში (ანუ ერთხელ 100 ან 50 წლის განმავლობაში). ასეთი მიწისძვრის განმეორების პერიოდი როგორც წესი 475 წელია (ანუ 100 წლის განმავლობაში გადაჭარბების 19% ალბათობის ან 50 წლის განმავლობაში გადაჭარბების 10% ალბათობის) (ICOLD, 2010). ესმ წარმოადგენს გრუნტის რხევების დონეს, რომლის დროსაც მხოლოდ მცირე დაზიანებები არის დასაშვები. ჰესი, კაშხალი, მათი კონსტრუქციები და მოწყობილობები უნდა დარჩეს მუშა მდგომარეობაში, ხოლო დაზიანებები უნდა ადვილად გარემონტდეს ასეთი დონის მიწისძვრის წარმოშობის შემთხვევაში.

მეორე დონის მიწისძვრას უწოდებენ უსაფრთხოების შეფასების მიწისძვრას (უშმ – SEE) და მისთვის დამახასიათებელია გრუნტის რხევების მაქსიმალური დონე, რომელზეც ჰესები უნდა იყოს გათვლილი. განმეორებადობის პერიოდი დაახლოებით 10 000 წელია (ანუ 100 წელში დაახლოებით 1% გადაჭარბების ალბათობის ან 50 წლის განმავლობაში გადაჭარბების 0.5% ალბათობის) (ICOLD, 2010). უშმ დონის მიწისძვრა არის მოვლენა, რომლის დროსაც ჰიდროტექნიკური ნაგებობა უნდა განაგრძობდეს ფუნქციონირებას ისე, რომ შეინარჩუნოს მთლიანობა და უსაფრთხოება.

## 2. საკვლევი რაიონის სეისმური ისტორია

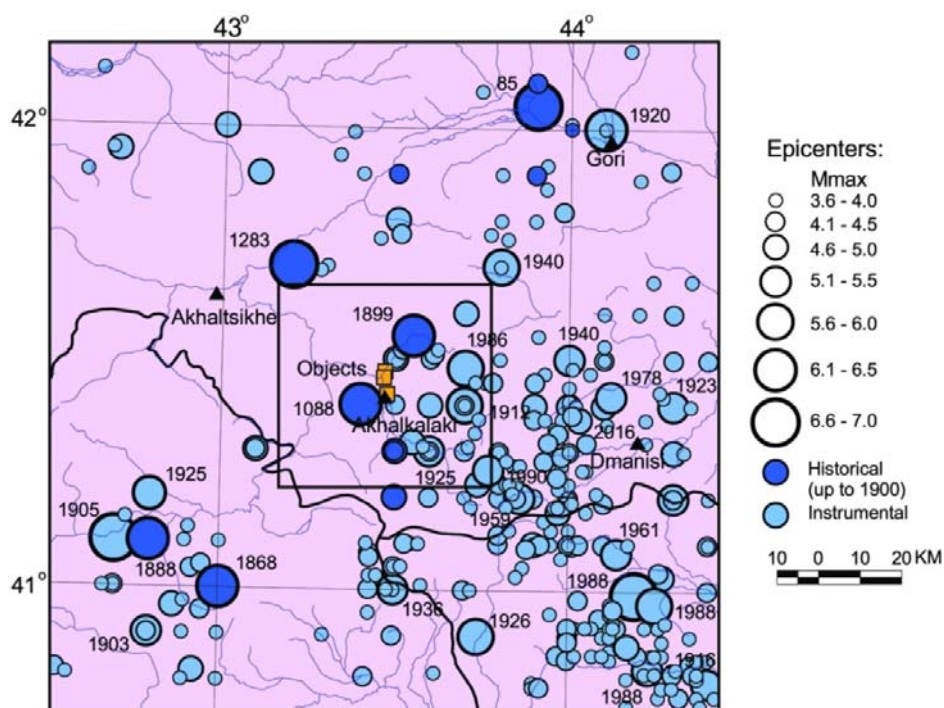
საკვლევი რაიონის დანაკვირვები სეისმურობის კანონზომიერებათა დასადგენად, პირველ რიგში, თსუ მ. ნოდისას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სეისმურ მონაცემთა ბაზის საფუძველზე, შედგენილ იქნა შემდეგი კატალოგები და კრებულები: 1) მოცემულ რაიონში უძველესი დროიდან 2019 წლამდე ყველა დაფიქსირებული მიწისძვრის კატალოგი; 2) ამავე პერიოდის ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების კატალოგი მაგნიტუდით  $M_s \geq 3.6$ ; 3) ძლიერი მიწისძვრების მაკროსეისმურ მონაცემთა კატალოგი და იზოსეისტების რუკების ნაკრები; 4) აქტიური რღვევების პარამეტრების კატალოგი და 5) ძლიერი მოძრაობების პროგნოზირების განტოლებების მოდელების (GMPE მოდელები) ნაკრები.

აღნიშნული მასალების საფუძველზე აგებულ იქნა მთელი საკვლევი რაიონისა და ობიექტების გარშემო 25 კმ რადიუსის მქონე ახლო ზონის ეპიცენტრების რუკები (იხ. ნახ. 2, 3). ისინი პრაქტიკულად გვიჩვენებენ მოცემულ ტერიტორიაზე სხვადასხვა

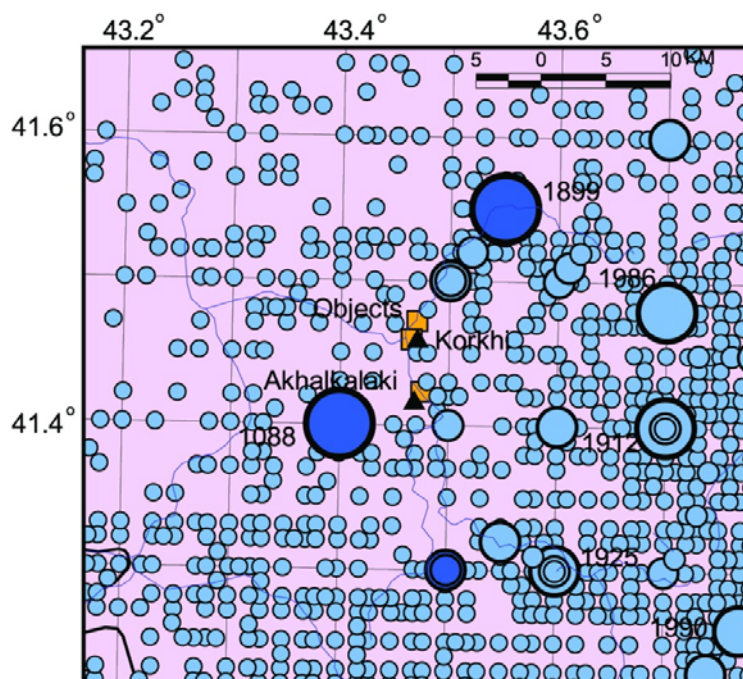
მაგნიტუდის მიწისძვრების განაწილებას. ამ რუკებზე დატანილია უძველესი დროიდან 2018 წლის ჩათვლით კატალოგირებული ყველა მიწისძვრა. ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრებისთვის მითითებულია მათი წარმოშობის წელი.

მიღებული რუკების ერთობლივმა ანალიზმა ცხადად გვიჩვენა სეისმოლოგიური ვითარება, რომელიც შეიქმნა საკვლევ რაიონში. კერძოდ, ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების ეპიცენტრების რუკის მიხედვით (ნახ. 2) მთელი საკვლევ რაიონი დაფარულია მიწისძვრის ეპიცენტრებით, მაგრამ სხვადასხვა სიმკვრივით. ეპიცენტრების ყველაზე დიდი კონცენტრაციის არე აღინიშნება ობიექტებიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით ახალქალაქისა და სომხეთის ზეგნების ეპიცენტრული ზონების სახით. ამავე დროს, უძლიერესი ისტორიული მიწისძვრების (წარმოშობილი 1900 წ.-მდე) სიახლოეში მიწისძვრების ეპიცენტრების შედარებით ნაკლები კონცენტრაცია მეტყველებს იმაზე, რომ დიდი ისტორიული მიწისძვრების კერების ზონები ამჟამად მიყუჩების არეებს წარმოადგენს. უნდა აღინიშნოს, რომ უძლიერეს მიწისძვრებს აქვთ მნიშვნელოვანი გავლენა რაიონის სეისმურობაზე, განაკუთრებით, ობიექტების მშენებლობის ტერიტორიის სეისმური საშიშროების ანალიზის დროს.

მოცემული ობიექტების ახლო ზონაც მთლიანად დაფარულია მიწისძვრების ეპიცენტრებით (ნახ. 3). აქ კარგად იკვეთება ის ფაქტი, რომ ეპიცენტრების სიმკვრივე იზრდება ობიექტებიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით ახალქალაქისა და სომხეთის ზეგნების მიმართულებით. გარდა ამისა, ობიექტები მდებარეობს 1088 წლის თმოგვის ( $M_s=6.5$ ,  $I_0=9$  MSK), 1899 წლის ახალქალაქის ( $M_s=6.1$ ,  $I_0=9$  MSK), 1912 წლის ცხრაწყაროსა ( $M_s=5.6$ ,  $I_0=7$  MSK) და 1986 წლის ფარავნის ( $M_s=5.6$ ,  $I_0=8$  MSK) მიწისძვრების სიახლოეში (ეპიცენტრული მანძილი 7-20 კმ). კერძოდ ახალქალაქის მიწისძვრას პუნქტებში - ახალქალაქი და ორჯი (ობიექტების მახლობლად) ჰქონდა შესაბამისად 7 და 7.5 ბალი MSK ინტენსივობის ტოლი მაკროსეისმური ეფექტი. ასევე ფარავნის მიწისძვრისას პუნქტებში ახალქალაქი და დილისკა აღინიშნებოდა 6 ბალი MSK ინტენსივობის ტოლი ეფექტი. აღნიშნული მოწმობს ამ ლოკალური არის მაღალ სეისმურ აქტივობაზე დაკვირვების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში.



ნახ. 2. ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების ( $M_s \geq 3.6$ ) ეპიცენტრების რუკა.



ნახ. 3. საკვლევი ობიექტის ახლო ზონაში ყველა დაფიქსირებული მიწისძვრების ეპიცენტრების რუკა.

ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების ეპიცენტრების, აგრეთვე დანაკვირვები და თეორიული იზოსეისტების რუკების ანალიზმა ცხადყო, რომ საკვლევ რაიონში და კერძოდ ობიექტების ტერიტორიაზე ისტორიულ წარსულში 6 და მეტი MSK

ინტენსივობით გამოვლინდა ან გამოვლინდებოდა საქართველოს ტერიტორიაზე ან მის გარეთ მომხდარი ბევრი ძლიერი და უძლიერესი მიწისძვრა: ბებნისის ჩვ. წ. აღ. 85 წ. ( $M_s \approx 7.0$ ,  $I_{obj} \approx 6.0$ ); თმოგვის 1088 წ. ( $M_s \approx 6.5$ ,  $I_{obj} \approx 9.0$ ); სამცხის 1283 წ. ( $M_s \approx 7.0$ ,  $I_{obj} \approx 7.0$ ); ახალქალაქის 1899 წ. ( $M_s = 6.1$ ,  $I_{obj} = 8.0$ ); ტაბაწყურის 1940 წ. ( $M_s = 6.0$ ,  $I_{obj} = 7.0$ ); ცხრაწყაროს 1912 წ. ( $M_s = 5.6$ ,  $I_{obj} = 6.0$ ); ფარავანის ( $M_s = 5.6$ ,  $I_{obj} = 6.5$ ); სპიტაკის 1988 წ. ( $M_s = 6.9$ ,  $I_{obj} = 6.0$ ). უნდა აღინიშნოს ის ფაქტი, რომ ამ ზემოხსენებული მიწისძვრებიდან რამოდენიმე, უშუალოდ ობიექტების სიახლოეში წარმოიშვა და მათი განლაგების ტერიტორიაზე 7-9 ბალი MSK ინტენსივობამდე მაკროსეისმური ეფექტი ჰქონდათ.

ამრიგად, დანაკვირვები სეისმურობის ანალიზიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ საკვლევ რაიონში ეპიცენტრების ყველაზე დიდი კონცენტრაციის არე აღინიშნება ობიექტიდან სამხრეთ-დასავლეთით ჯავახეთისა და სომხეთის ზეგნების ეპიცენტრულ ზონებში, ხოლო დიდი ისტორიული მიწისძვრების წარმოშობის ზონები ამჟამად მიყუჩების არეებს წარმოადგენს.

განვლილი ისტორიული დროის განმავლობაში ყველაზე მაღალი სეისმურობა (7-9 MSK ინტენსივობის) ობიექტების განლაგების ტერიტორიაზე შექმნა ახლო ზონაში მომხდარმა ძლიერმა ისტორიულმა და თანამედროვე მიწისძვრებმა, რაც მოწმობს ობიექტების გარემომცველი ლოკალური არის მაღალ სეისმურ აქტივობაზე დაკვირვების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში.

ქვემოთ, მაგალითის სახით, მოცემულია საკვლევ რაიონში დაფიქსირებული ორი უძლიერესი ისტორიული მიწისძვრის დეტალური აღწერა (Varazanashvili et al., 2011) და MSK სკალით ინტენსივობის შეფასება; ამ მონაცემების მოკლე ანალიზი; მიწისძვრების საბოლოო პარამეტრები მათი განსაზღვრის სიზუსტეების მითითებით. გარდა ამისა, წარმოდგენილია რუკები, რომელზეც დატანილია იზოსეისტები, პუნქტები ინტენსივობით, მიწისძვრის ეპიცენტრი, აქტიური რღვევები, სეისმოდისლოკაციები, მეწყერები, აგრეთვე ობიექტების ფარდობითი მდებარეობა ამ მიწისძვრასთან მიმართებაში.

### 1088 წლის 22 აპრილი, თმოგვის მიწისძვრა

1088/1089 წწ. „ესე ყოველი მოიწია, და თუალითა ჩუენითა ვიხილეთ და ფრიად უფროს ამათ წარმოთქმულთასა, რამეთუ ვითარცა ვინ გამოთქუა თითოეულად რომელი დღეთა ჩუენთა მოიწია ჭირი. ამას ყოველსა ზედა არავე დაცხრა გულის-წყრომა უფლისა ჩუენ ზედა, რამეთუ არ შვეინანეთ, არცა გულისხმა ვყავთ, არცა ჯეროვნად მოვიქეცით გზათა მიმართ უფლისათა. ამისთვისცა ქუეყანით მავალთა ბოროტთა ზედა სხუანიცა საშინელებანი ზეგარდმონი, ღმრთისა მიერ მოვლინებულნი გუემანი მოიწივნეს ქუეყანასა ჩუენსა ზედა, რათა არა თქუან მცოდველთა ვითარმედ: ესე აღძრვანი წარმართთანი არა ცოდვათა ჩუენთათვის იქმნეს, არცა ღმრთისა მიერ მოიწივნეს, არამედ შეცვალებითა რათამე ჟამთათა და დამთხუევითა აღძრვისა საქმეთათა.

ამისთვისცა დღესა აღვსებასა, თვით მას აღდგომასა უფლისა ჩუენისა იესო ქრისტესსა, რომელსა შინა სიხარული და განსუენება ჯერ იყო, მოხედნა უფალმან რისხვითა და შეძრა ქუეყანა საფუძვლითურთ, ესეოდენ სასტიკად, ვიდრემდის მთანი მაღალნი და კლდენი მყარნი სახედ მტუერისა დაივალნეს, ქალაქნი და სოფელნი დაირღუეს, ეკლესიანი დაეცნეს, და სახლნი დაინთქნეს დაზულეს, და იქმნეს საფლავ მას შინა მკვიდრთა. რომელთა თანა თმოგვიცა დაიქცა და დაიპყრა ქუეშე კახაბერი ძე ნიანიასი ცოლითურთ. და განგრძელდა ესევეთარი ძვრა ქუეყანასა საშინელი ვიდრე წელიწდამდის, რომელსა შინა მოსწყდა სიმრავლე ურიცხვ.“ (1088/1089 წწ. ესე ყოველი ჩვენი თვალით გვიხილავს ქვეყანაზე ღმერთის რისხვამ მოიწია იმ ცოდვების გამო, რომლებიც არ მოვინანიეთ, არც გონება მოვიკრიბეთ და არც უფლის გზას დავადექით. ამის გამო იესო ქრისტეს აღდგომა დღეს, როცა სიხარული და დღესასწაული სუფევდა, უფალმა რისხვა მოგვივლინა და მიწა საფუძვლითურთ შეიძრა, იმდენად ძლიერად, რომ მაღალი მთები და მყარი კლდეები მტვრის მსგავსად დაიმსხვრნენ, ქალაქები და სოფლები აოხრდნენ, ეკლესიები დაეცნენ, სახლები ჩაინთქნენ და დაინგრნენ და მათში მცხოვრებთა საფლავებად იქცნენ. ამ დროს დაიქცა თმოგვის ციხე-სიმაგრე და შიგ მოიყოლა კახაბერ ნიანიას ძე ცოლითურთ. საშინელი მიწისძვრა თითქმის წელიწადი გაგრძელდა, ამ დროს დაიღუპა მრავალი ადამიანი.) (ქართლის ცხოვრება, 1955).

1088 წ. „ხოლო რისხვა ღვთისა კვალად არ დაცხრა ცოდვათა ჩვენთათვის და დღესა აღდგომისასა იქმნა ძვრა საშინელი, სადა დაირღვენ კლდენი, ქალაქნი და ციხენი და ნაშენებნი, და მრავალნი მოსწყდენ წელსა ქრისტესით 1088. და იყო ესევეთარი ძვრა ერთს წელ.“ (1088 წ. ხოლო კვლავ არ დაცხრა ღვთის რისხვა ჩვენი ცოდვების გამო და აღდგომა დღეს მოხდა საშინელი მიწისძვრა, დაირღვა კლდეები, ქალაქები და ციხეები და სხვა შენობები და მრავალი ადამიანი დაიხოცა ქრისტესშობიდან 1088 წ. და იყო ასეთი მიწისძვრა ერთ წელს.) (ნიკო დადიანი, 1962).

1088 წ. „ხოლო გარნა არავე დასცხრა რისხვა ღვთისა ცოდვათა ჩვენთათვის, და დღესა აღდგომისასა ესეოდენ შეიძრა ქუეყანა, რამეთუ დაირღვენ კლდენი, ქალაქნი, ციხენი, ნაშენებნი და მრავალნი მოსწყდენენ ქ ე ს ჩ კ ჰ, ქართულსა ტ ჰ, რათა არა იტყოდნენ, რამეთუ სოფლისა ქცევათა მიერ არს ოხრება და არა ცოდვათა ჩვენთათვის, რამეთუ განირყუნა ქუეყანა, არამედ იყო ესევეთარი ძვრა ერთ წელ.“ (1088 წ. არ დაცხრა ღვთის რისხვა ჩვენი ცოდვების გამო და აღდგომა დღეს შეიძრა ქვეყანა, დაირღვა კლდეები, ქალაქები და ციხეები, სხვა შენობები და მრავალი ადამიანი დაიხოცა ასეთი მიწისძვრა იყო ერთ წელს.) (ბატონიშვილი ვახუშტი, 1973).

1089 წ. „ქ კ ს ა: ტ თ: დასაბამითგან: ხ ქ ჟ გ: აქა დ(ავი)თ მეფე დაჯდა და ძვრა იყო.“ (1089 წელი. დავითი გამეფდა და იყო მიწისძვრა) (აფხაზთა ქრონიკები, 1982).

1089 წ. „მაისსა გარდამავალსა, იძრა ქვეყანაი სამხრისა ჯამსა, დღესა ვ შაბათსა. ეკლესიანი დაირღუეს და ციხენი დაეცნეს და ნაშენებნი და სულნი მრავალთანი გარდაიცვალნეს და დიდი შიში და ზარი დაეცა ყოელსა ხორციელსა.“ (1089 წ. 31 მაისს, იძრა მიწა შუადღისას, ხუთშაბათ დღეს, ეკლესიები დაინგრა, ციხეები და ნაგებობები დაეცა, მრავალი ადამიანი გარდაიცვალა და დიდი შიში გადაიტანა ყოველმა ხორციელმა.) (გაფრინდაშვილი, 1976). წარწერა ამოკაწრულია XI ს-ის კალიგრაფიული ნუსხურით დავით-გარეჯის წამებული უდაბნოს „ხარიტონის ქვაბში“, საკურთხევლისაკენ გასასვლელის დასაწყისში, დასავლეთ კედლის შელესილობაზე. მიუხედავად იმისა, რომ წარწერაში მოყვანილია თარიღი 31 მაისი, ხუთშაბათი, აქ ლაპარაკი უნდა იყოს 1088 წლის ცნობილ მიწისძვრაზე, რომელიც დავით აღმაშენებლის ისტორიკოსის ცნობით 1088 წლის აღდგომა დღეს ანუ 22

აპრილს დაწყებულა და ერთი წელი გრძელდებოდა. შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ დავით-გარეჯში თარიღი მითითებულია იმ რიცხვით როცა წარწერა გაკეთდა, ან მოცემულია თმოგვის მიწისძვრის ძლიერი აფტერშოკის თარიღი (ჩეჩელაშვილი და სხ., 1998).

„ბერთაყანის კლდეზვავი წარმოქმნილია მდ. მტკვრის ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, ამავე სახელწოდების ნასოფლარის დასავლეთით. მისი წარმოქმნა უკავშირდება თმოგვის მიწისძვრას, რასაც მოჰყვა ქალაქის ნგრევა. მიწისძვრის ბიძგები მთელი წლის განმავლობაში მეორდებოდა აფთერშოკების სახით, რასაც თან სდევდა მეწყრულ-გრავიტაციული პროცესების აქტიური განვითარება. ბერთაყანის კლდეზვავის ფართობი 4 კმ<sup>2</sup>-ს აღწევს, ხოლო მოცულობა 500 მლნ. კუბ. მეტრს აღემატება. კლდეზვავი გადავიდა მდ. მტკვრის მარცხენა მხარეზე, გადაკეტა კალაპოტი დაახლოებით 100 მ სიმაღლის კაშხლით და დამარხა მდინარის ჭალისზედა სამი ტერასა. ამას კლდეზვავის სამხრეთით, ვარძიის მიდამოებში მოჰყვა 3 კმ სიგრძის ტბის წარმოშობა, რაც გეოლოგიურად მტკიცდება მძლავრი (30-35 მ) ტბიური ნალექების არსებობით. მდინარის მარცხენა მხარეზე კლდეზვავის ნარჩენი შემორჩენილია შვერილის სახით. კლდეზვავი მოწყვეტილია ახალქალაქის პლატოს დასავლეთ კიდედან და წატაცებული აქვს, როგორც დოლერიტული ლავები, ასევე მის ქვეშ განლაგებული ქისათიბის წყების ქანები. ჩამოქცევის ადგილზე გაშიშვლებულია 200-250 მ სიმაღლის ვერტიკალური კარნიზი. მოწყვეტის ფლატესა და ბერთაყანის კლდეზვავს შორის, რომლის შეფარდებითი სიმაღლე 150 მ-ს აღემატება, შექმნილია საშუალოდ 300-350 მ სიგანის ნახევრად რკალისებური ჩადაბლება, ამოვსებული გრავიტაციული კოლუვიონით.

ამავე პერიოდის მიწისძვრების გამოძახილს უნდა უკავშირდებოდეს ნაქალაქევის მეწყერი, რომელიც მდებარეობს ამავე სახელწოდების სოფლის ტერიტორიაზე მდ. მტკვრის ხეობის მარჯვენა ფერდობზე. ნაქალაქევის სეისმოგენური მეწყერი გამოყოფილია ზემოთ აღწერილი ბერთაყანის კლდეზვავისგან 1 კმ სიგანის თმოგვის ტერასით. იგი წარმოადგენს კლდეზვავ-მეწყრული ტიპის გრავიტაციულ წარმონაქმნს, რომლის სიგრძე მდინარის გასწვრივ 15 კმ-ს აღემატება, ხოლო მაქსიმალური მანძილი მოწყვეტის სიბრტყესა და ბაზისს შორის 900 მ-ს აღწევს. მისი უწესრიგოდ განლაგებული გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის

ფართობი 2 კმ<sup>2</sup>-ს აღემატება. მასზე გაშენებულია სოფლის დიდი ნაწილი. მეწყრის სხეული მთლიანად აგებულია ქისათიბის წყებისა (ვულკანური ბრექჩიები, ტუფოკონგლომერატები, დიატომიტი, ვულკანური ფერფლი) და ახალქალაქის დოლერიტული ლავების ერთმანეთში არეული მასალით. ბერთაყანის კლდეზავისა და ნაქალაქევის მეწყრის წარმოშობის მექანიზმი იდენტურია. ტექტოგენურად აშლილი ქანების დინამიკაში მოყვანის მთავარი ფაქტორი მიწისძვრებია, განსხვავებაა მხოლოდ მოძრაობის მექანიზმში, სადაც ნაქალაქევის შემთხვევაში დოლერიტული ლავების ნაკადებისა და ქისათიბის წყების ქანების დაცურება მოხდა ქანთა შრეებისა და რელიეფის ტოპოგრაფიის დახრილობის თანხვედრით. ნაქალაქევის მეწყრის მოცულობა 40 მლნ. მ<sup>3</sup>-ს აღემატება. ნაქალაქევის მეწყრულ-გრავიტაციულ მოვლენებს უკავშირდება წუნდის დასახლების ნაზავის ქვეშ დამარხვა და ამავე სახელწოდების ტბის გაჩენა (წერეთელი, 1969; Цагуришвили и др., 1979; წერეთელი, გაფრინდაშვილი, 2007).

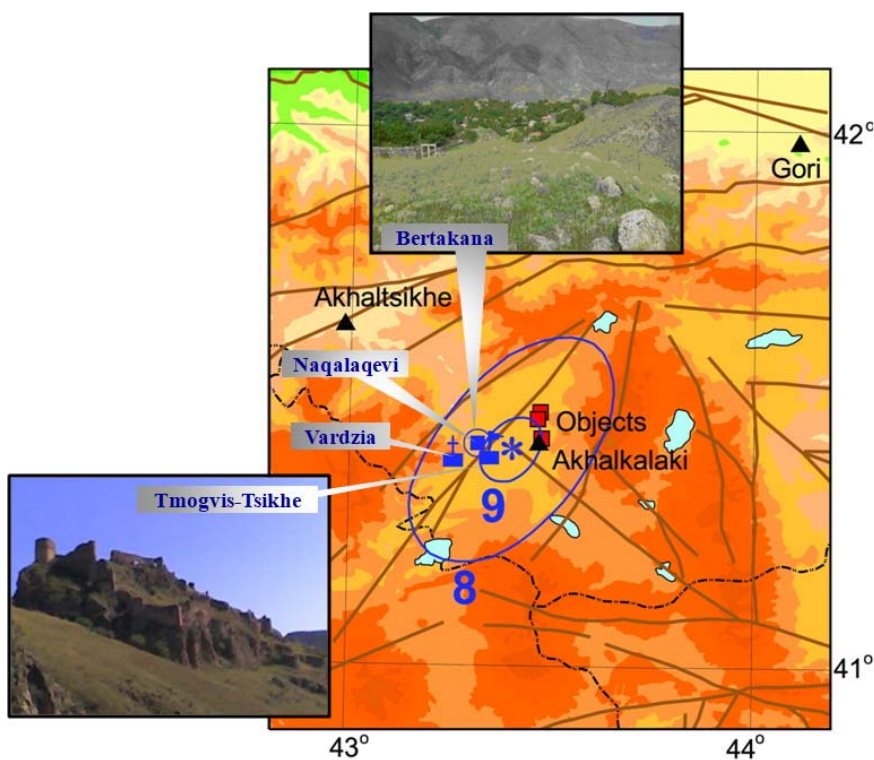
უნდა აღინიშნოს, რომ თმოგვის 1088 წლის მიწისძვრა ახალი კატალოგის ორივე გამოცემაში (Новый каталог..., 1977; New Catalogue..., 1982) რატომღაც საშუალო ძალის მიწისძვრათაა მიჩნეული. მისი აღმწერი პირველწყაროების დეტალური გაცნობის შედეგად აღმოჩნდა, რომ იგი თავისი მასშტაბებით და გამოვლინების ინტენსივობით სამცხის მიწისძვრას (1283 წ.) ბევრად არ ჩამოუვარდებოდა (Varazanashvili, Papalashvili, 1998). ამას ადასტურებს პირველ რიგში დავით აღმაშენებლის ისტორიკოსის აღწერა (ქართლის ცხოვრება, 1955). ზემოთქმულიდან გამომდინარე, როგორც ჩანს, ჯავახეთში მომხდარი თმოგვის მიწისძვრა უფრო დიდი მასშტაბის უნდა ყოფილიყო (ნახ. 4), ვიდრე ის ახალ კატალოგში, ან თუნდაც (Shebalin, Tatevossian, 1997) ნაშრომშია მოყვანილი. მის ძირითად პარამეტრებად შეიძლება მივიღოთ: თარიღი – 1088 წ. 22 აპრილი ( $\Delta T = \pm 7$  დღე); ეპიცენტრის კოორდინატები –  $\varphi = 41.40^\circ$ ,  $\lambda = 43.40^\circ$  ( $\Delta E = \pm 0.2^\circ$ ), სიღრმე –  $h = 15$  კმ ( $\Delta h = 8-30$  კმ); მაგნიტუდა –  $M_s = 6.5$  ( $\Delta M_s = \pm 0.5$ ); ინტენსივობა ეპიცენტრში –  $I_0 = 9$  ( $\Delta I_0 = \pm 1$ ).

#### წყაროები:

ქართლის ცხოვრება. ს. ყაუხჩიშვილის გამოცემა. 1955. თბილისი, ტ. 1, გვ. 323-324.  
ნიკო დადიანი. ქართველთა ცხოვრება. გამოცემული 1962. თბილისი, გვ. 90.



- ბატონიშვილი ვახუშტი. აღწერა სამეფოსა საქართველოსა. ს. ყაუხჩიშვილის გამოცემა. 1973. თბილისი, გვ. 155.
- აფხაზთა ქრონიკები. გამოცემული 1892. I, ტფილისი, გვ. 233.
- გაფრინდაშვილი, გ. 1976. წარწერა მიწისძვრის შესახებ გარეჯის წამებული უდაბნოს „ხარიტონის ქვაბიდან“. მაცნე (ისტორიის სერია), 2, გვ. 184-186.
- ჩეჩელაშვილი, გ., ნაფეტვარიძე, რ., პაპალაშვილი, ვ., აივაზიშვილი, ი., მახათაძე, ლ., გუგუშვილი, თ. 1998. მიწისძვრებით გამოწვეული მატერიალური ზარალი საქართველოში. გამომც. მეცნიერება, თბილისი, გვ. 13.
- წერეთელი, ჯ. 1969. ჯავახეთის მთიანეთის ვულკანური რელიეფი. საკანდიდატო ნაშრომი. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი. 262 გვ.
- Цагуришвили А. Г. и др. 1979. Геологический отчет “Инженерно-геологические исследования в м-бе 1:25000 в долине р. Куры от с. Ацкури до госграницы”. Национальное Агентство Окружающей Среды. Том. 1, 310 с.
- წერეთელი, ემ., გაფრინდაშვილი, მ. 2007. სამცხე-ჯავახეთის საავტომობილო გზის რეაბილიტაციის პროექტის გარემოზე ზემოქმედების შეფასება. გარემოს ეროვნული სააგენტო. თბილისი, 59 გვ.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (Кавказ). 1977. Изд-во Наука, Москва, сс. 69-170.
- New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR. 1982. NOAA, USA, 608 pp.
- Varazanashvili, O., Papalashvili, V. 1998. Reconstruction of strong earthquake parameters by historical data of XI-XIV cc. in Georgia. Journal of Georgian Geophysical Society (A), vol.3, pp. 77-84.
- Shebalin, N., Tatevossian, R. 1997. Catalogue of large historical earthquakes of the Caucasus. Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Kluwerr Academic Publishers, Dordrecht, pp. 201-232.



ნახ. 4. ინტენსივობის განაწილების რუკა 1088 წლის 22 აპრილის თმოგვის მიწისძვრისთვის.

#### 1899 წლის 31 დეკემბერი, ახალქალაქის მიწისძვრა

პირველწყაროებში (Мушкетов, 1903; Бюс, 1948) ძალიან ვრცლად აღწერილი ახალქალაქის მიწისძვრის მონაცემების რევიზია და ახალი ინტერპრეტაცია მოხდა 1997 წელს გამოსულ ნაშრომში (Tatevossian et al., 1997). მასში მოცემულია ამ მიწისძვრის იზოსეისტების რუკა და ძირითადი პარამეტრები (მათ შორის ინსტრუმენტული მაგნიტუდა  $M_s=6.1$ , განსაზღვრული 7 სადგურის მონაცემით) (Ambraseys, Adams, 1989; Abe, 1994). ამ ნაშრომში მოცემულ ჯამურ ინფორმაციაზე დაყრდნობით ჩვენ ავაგეთ იზოსეისტების ახალი რუკა ამ მიწისძვრის შეგრძნების მთელი არისათვის (ნახ. 5). განსხვავებით აღნიშნული ნაშრომისაგან (Tatevossian et al., 1997), სადაც იზოსეისტები ძირითადად NW-SE არიან ორიენტირებული, ჩვენს შემთხვევაში იზოსეისტებს აქვთ NE-SE მიმართულება, რაც უკეთ შეესაბამება აქ არსებულ გეოლოგიურ სიტუაციას. ამდენად ახალქალაქის მიწისძვრისათვის ჩვენს მიერ დაშვებულია შემდეგი ძირითადი პარამეტრები: თარიღი – 1899 წ. 12 დეკემბერი 10 სთ 50 წთ ( $\Delta T=\pm 10$  წთ); ეპიცენტრის კოორდინატები –  $\varphi=41.55^\circ$ ,  $\lambda=43.55^\circ$  ( $\Delta E=\pm 0.1^\circ$ );

სიღრმე –  $h=9$  კმ ( $\Delta h=4-18$  კმ); მაგნიტუდა –  $M_s=6.1$  ( $\Delta M_s=\pm 0.2$ ); ინტენსივობა ეპიცენტრში –  $I_0=9$  ( $\Delta I_0=\pm 0.5$ ).

### წყაროები:

Мушкетов, И.В. 1903. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 г.

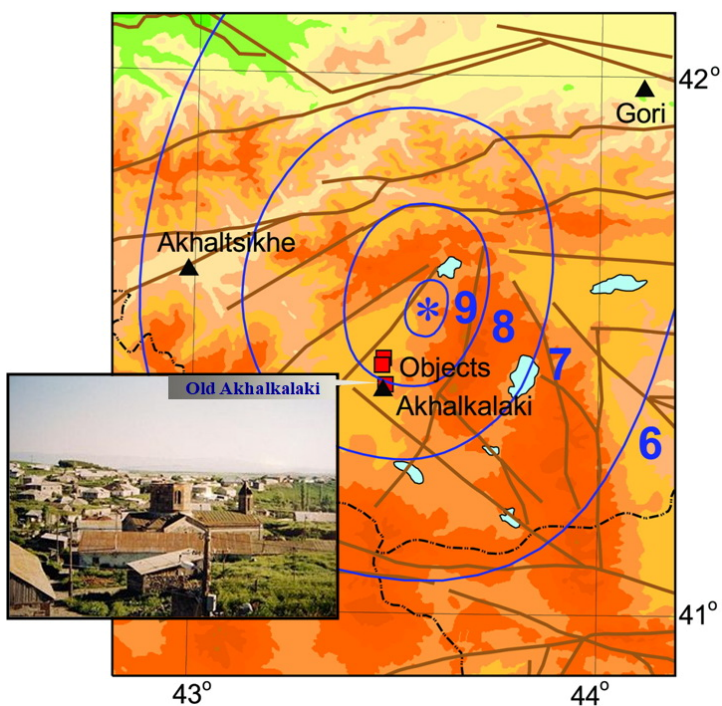
Труды Геологического комитета, новая серия, вып. 1

Бюс, Е.И. 1948. Сейсмические условия Закавказья, ч. I. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, с. 66-74.

Tatevossian, R. E., Albin, P., Camassi, R., Mokrushina, N.G., Shebalin, N.V., Petrossian, A.E. 1997. Analysing and improving supporting data set of the akhalkalak, december 31, 1899, earthquake. Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishers. Netheralnd. pp. 383-400.

Ambraseys, N. N., Adams, R. D. 1989. Long-term seismicity of North Armenia. EOS, March 7, 152-154.

Abe, K. 1994. Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892-1898. BSSA, 84, 2, 415-425.



ნახ. 5. ინტენსივობის განაწილების რუკა 1899 წლის 31 დეკემბრის ახალქალაქის მიწისძვრისთვის.

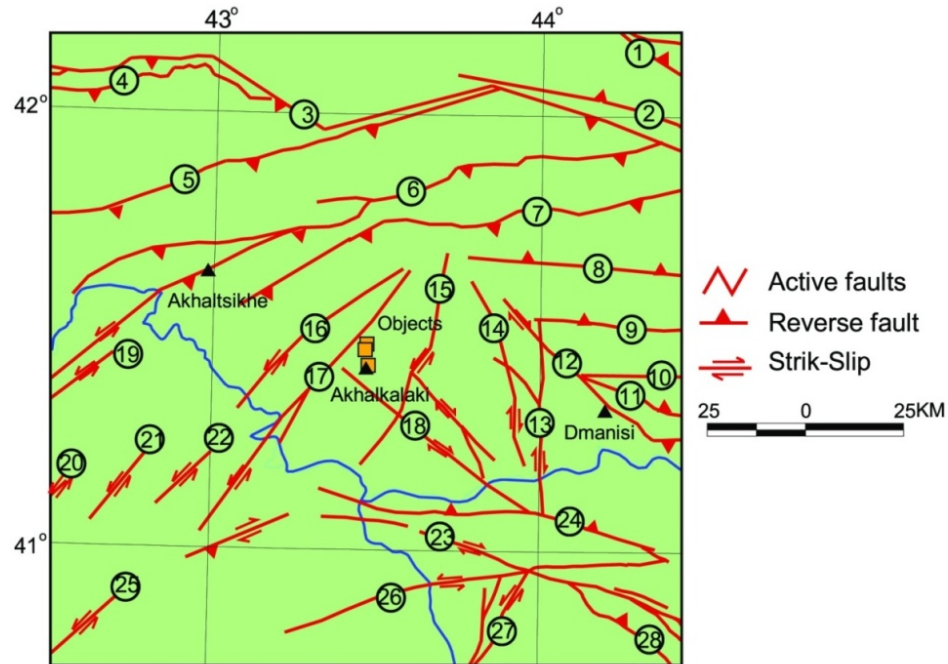
### 3. საკვლევი რაიონის სეისმურად აქტიური რღვევები და სეისმური კერების (სკ) ზონები

მოცემული რაიონის სეისმურობის დეტალური გამოკვლევა შეუძლებელია სეისმოტექტონიკური პირობების კანონზომიერებათა შესწავლის გარეშე. ასეთი შესწავლის უშუალო რეზულტატს წარმოადგენს სეისმური კერების (სკ) ზონების გამოყოფა. ამ სამუშაოში გამოყენებული სკ ზონების გამოყოფის მეთოდის (Varazanashvili, 1989, 1998) ემყარება გეოლოგიურ-გეოფიზიკური და სეისმოლოგიური მონაცემების ფართო წრეს, ხოლო მისი კონცეპტუალური საფუძველი საქართველოს ტერიტორიის დედამიწის ქერქის რთული ბლოკური აგებულებაა. ენდოგენური პროცესებით გამოწვეული დედამიწის ქერქის უწყვეტი დეფორმაციის პირობებში ზოგიერთ ბლოკთაშორის გარდამავალ ზონებში ხდება ბლოკების ფარდობითი ურთიერთგადაადგილების დამუხრუჭება, რასაც მივყავართ დრეკადი პოტენციური ენერჯის აკუმულირების არეების გაჩენასთან. ეს ენერჯია, როგორც ცნობილია, შეიძლება განიმუხტოს სწრაფი დინამიკური გარღვევის ანუ მიწისძვრის შედეგად. სკ ზონების ანუ ძლიერი მიწისძვრების კერების წარმოშობის პოტენციური ადგილების დადგენის პროცესში საჭიროა ბლოკთაშორისი გარდამავალი ზონების სივრცული მდებარეობის დაზუსტება. დასმული ამოცანის გადასწვებად აუცილებელია მონაცემები საკვლევი რაიონის სეისმურად აქტიურ რღვევათა ზონების შესახებ.

#### *3.1 სეისმურად აქტიური რღვევები*

რაიონი, რომელსაც ვიხილავთ ამ ანგარიშში მოიცავს 28 მსხვილ, სეისმურად აქტიურ რღვევას ან რღვევათა ზონას (რზ), გამოვლენილს გეოლოგიური, გეოფიზიკური, მორფოლოგიური და სეისმოლოგიური მონაცემების საფუძველზე (ნახ. 6). აქ მოცემულია საქართველოს (G), სომხეთისა (A) და თურქეთის (T) რღვევების (რღვევათა ზონების) ჩამონათვალი, გადანომრილი 1-დან 28-მდე N-S მიმართულებით: ელდარის (G1), კასპის (G2), სურამის (G3), ოზურგეთის (G4), ქედას (G5), აწყურის (G6), ბაკურიანის (G7), თელეთის (G8), ხრამის ჩრდილოეთ (G9), ხრამის სამხრეთ (G10), ლოქის ჩრდილოეთ (G11), დმანისის (G12), აგრიკარის (G13), ჯავახეთის (G14), აბულის (G15), ტაბაწყურის დასავლეთ (G16), ტაბაწყურის

აღმოსავლეთ (G17), მადატაპას (G18), პოსოფის (T19), ერზერუმის (T20), არდაჰანის (T21), ჰასკოის (T22), პამბაკ-სევან-სუნიკის (A23), სტეპანავანის (A24), შენკაიას (T25) ელტორეკა-სარიხამიშის (A26), ახურიანისა (A27), გარნის რზ (A28). ქვემოთ მოყვანილია მათი მოკლე აღწერები Adamia et al. (2008), Kocygit et al. (2001) და Danciu et al. (2018)-ის მიხედვით.



ნახ. 6. საკვლევო რაიონის სეისმურად აქტიური რღვევები ან რღვევების ზონები.

### *G1 ელდარის რზ*

ელდარის რღვევათა ზონა წარმოადგენს სისტემას რღვევების, თავმოყრილს მდ. მტკვრის ხეობის გასწვრივ მთათაშორისი დეპრესიის შიგნით, რომელიც ჰყოფს დიდი და მცირე კავკასიის ქედებს. ისინი ვრცელდებიან ამ მდინარის მარცხენა ნაპირის გასწვრივ, ქართლის აუზის დასავლეთ ნაწილიდან საქართველო-აზერბაიჯანის საზღვრისაკენ, მინგეჩაურის წყალსაცავამდე და იმის იქით აღმოსავლეთით ხოჯაშანისა და ტურიანჩაის ქედების სამხრეთ კიდეების გასწვრივ ქალაქ გეოქჩაიმდე (აზერბაიჯანი). რღვევის განფენილობა იცვლება სუბგანედურიდან (შესხლეტვები) NW-SE-მდე (მარჯვენა ნაწევები). რღვევები გადაფარულია ნეოგენური ზღვიური და კონტინენტალური ნალექებით, მათ შორის ზედა პლიოცენისა და ქვედა პლეისტოცენის (Geology of USSR, v.10, 1964). ნეოგენ-მეოთხეული დანალექები მინგეჩაურის წყალსაცავთან დეფორმირებულია გრძელი განედური მიმართულების

ნაოჭების სახით. დასავლეთ სეგმენტზე - ხაშმის რღვევა ქართლის აუზის ზედა მოიცენის მოლასები ტექტონიკურად გადაფარავენ ახალგაზრდა (პოსტმოიცენური) სტრუქტურებს, განვითარებულს მდ. მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე. ქ. თბილისის აღმოსავლეთით, ამ რღვევის უშუალო სიახლოვეში, უკანასკნელი ათწლეულების განმავლობაში ადგილი ჰქონდა ნავთობის მოპოვებას (ნორიო-მარტყოფის და ნინოწმინდის ნავთობის საბადოები). ამის გამო რღვევები დეტალურად იყო გამოკვლეული ზედაპირული გეოლოგიით, ჭაბურღილებით, სეისმური პროფილირებით და სხვა გეოფიზიკური მეთოდებით. ელდარის რღვევათა სისტემა კარგად არის გამოხატული რელიეფში და განსაზღვრული აერო-კოსმოსურ სურათებზე. სპეციალური გამოკვლევები ამ რღვევებზე გადაადგილების სიჩქარის განსაზღვრისათვის არ განხორციელებულა. თუ მივიღებთ მხედველობაში გიფსომეტრიულ მონაცემებს, აზევების სიჩქარე შეიძლება შეფასდეს, როგორც  $\approx 0.5$  მმ/წელი. რამოდენიმე ტალახის ვულკანი არის დაკავშირებული აგრეთვე ელდარის რღვევებთან. რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხე შეადგენს  $60^\circ$ .

### *G2 კასპის რზ*

კასპის რღვევათა ზონა მდებარეობს მტკვრის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილში, ქართლის აუზის სამხრეთით. ამ რღვევაზე კავკასიონის ზედა მოიცენური და პლიოცენური მოლასები გადაფარავენ აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი მთიანი სარტყელის მოიცენურ მოლასებს (მცირე კავკასია). კასპის ტექტონიკური შეცოცების წანაცვლება დაახლოებით 8-10 კმ-ს აღწევს. ასეთ შეცოცებები ნაპოვნია აგრეთვე კასპის ჩრდილოეთითაც. კინემატიკურად ის არის შესხლეტვა მარჯვენა ნაწევის კომპონენტით. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს  $30-40^\circ$ .

### *G3 სურამის რზ*

სურამის რზ (აჭარა-თრიალეთის ფრონტული შეცოცება) ქმნის აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ჩრდილო საზღვარს, რომლითაც იგი გამოყოფილია კოლხეთის (რიონის) დაბლობის (დასავლეთი საქართველო) და მტკვრის დაბლობისაგან (აღმოსავლეთი საქართველო), იგი ასევე არის აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ტექტონიკური საზღვარი რიონისა და მტკვრის ფორლანდებთან. დასვლეთისაკენ ფრონტული შეცოცება გრძელდება შავი ზღვის

ღრმულში აღმოსავლეთისკენ იგი გადაფარულია მტკვრის როფის მოლასური შეცოცებით. ამ რღვევით აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ცარცული და პალეოგენური ფორმაციები შესხლეტილია ზედა ნეოგენურ ქანებზე (Meffert, 1932; Gamkrelidze, 1949; Geology of the USSR, 1964). რღვევა მკაფიოდ არის გამოსახული რელიეფში და ადვილად დაიკვირვება სატელიტურ ფოტოსურათებზე (Devdariani et al., 1988). ბალანსურ ჭრილებში ქართლის აუზის ფრონტულ შეცოცებაში რამპული ანტიკლინის დუბლექსის რეკონსტრუქციის განხორციელება ხერხდება (Alania et al., 2001). ზოგადად რღვევა თითქმის განედურია (EW მიმართება), თუმცა შავ ზღვაში რზ იღუნება და აქვს SW გავრცელება (Gorshkov, 1983). რღვევის სიბრტყე დახრილია SSE-კენ  $40^{\circ}$ -ით. კინემატიკურად რზ ძირითადად შესხლეტვაა მარცხენა ნაწევის კომპონენტით მის დასავლურ კიდეში (გურია). მიწისძვრის კერის მექანიზმები კარგ შესაბამისობაშია რღვევის კინემატიკასთან (გეოლოგიური მონაცემები). GPS გაზომვები (McClusky et al., 2000) მიუთითებენ NE გადაადგილებაზე სიდიდით შესაბამისად 4.1 N/1.6 E მმ/წ (ვანი) და 5.8 N/1.1 E მმ/წ (ნიჩბისი).

#### *G4 ოზურგეთის რზ*

იგი აჭარა-თრიალეთის ფრონტული შეცოცების (სურამის რზ) ერთ-ერთი სამხრეთული შტოა. დასავლეთისკენ ის გაიდევნება შავი ზღვის აუზში და მიემართება თურქეთის სანაპიროს გასწვრივ. რღვევა ქმნის გურიის როფის სამხრეთულ საზღვარს. როფი ამოვსებულია ნეოგენურ-მეოცენური ნალექებით. ამ რღვევით აჭარის შუა ეოცენური ბაზალტური ქანები ტექტონიკურ კონტაქტშია გურიის „პულ აპარტ“ აუზის ნეოგენურ ზღვიურ მოლასებთან. რღვევა თვალსაჩინოა რელიეფში და ჩანს სატელიტურ ფოტოსურათებზე (Devdariani et al, 1988). რღვევის მიმართება SW-NE, დახრილია SE დიდი კუთხით. რღვევა კინემატიკურად შესხლეტვაა მარცხენა ნაწევის კომპონენტით, რაც დასტურდება მიწისძვრების კერის მექანიზმის გაშიფრვით. შავი ზღვის აუზში რღვევა გადევნებულია რეფრაგირებული ტალღების მონაცემებით (Gorshkov, 1983). გურიის ნეოგენ-მეოცენური „პულ აპარტ“ აუზის ჩრდილოეთიდან მოსაზღვრე მესხეთის ქედის (2500 მ ზღვის დონიდან) ვერტიკალური ამოზიდვა განხორციელდა ძირითადად მიოცენიდან, ე.ი. 5 მმ/წ სიდიდით. რაც გულისხმობს სლიპის საშუალო სიჩქარეს  $\sim 0.5$  მმ/წ. აღნიშნული

აზვევების უმეტესი წილი, სავარაუდოდ, ასეისმური იყო. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს 80°.

### *G5 ქედას რზ*

ქედას რღვევის ზონა აჭარა-თრიალეთის მთიანი სარტყლის უკიდურეს დასავლეთ ნაწილშია განლაგებული, SW-NE მიმართებისაა და ირიბად კვეთს აღნიშნულ ტექტონიკურ ერთეულს შავი ზღვის სანაპიროდან ქართლის აუზამდე (ამიერკავკასიის ფორლანდი). დასავლეთისკენ გრძელდება შავ ზღვაში თურქეთის სანაპიროს გასწვრივ. რღვევა კუმშვითი (შესხლეტვის) სტრუქტურაა მარცხენა ნაწევური კომპონენტით. მისი NE დაბოლოება ერწყმის სურამის რზ. რღვევა მოქცეულია შუა ეოცენურ ვულკანურ ქანებში, თუმცა რღვევის ზონის NE ნაწილში და მის გასწვრივ არის უფრო ძველი ქანების გამოსავლებიც: ზედა ცარცულ-პალეოცენური ვულკანური და კარბონატული ნალექები. ისინი აგებენ SW-NE მიმართების ანტიკლინს. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს 70°.

### *G6 აწყურის რზ*

აწყურის რღვევის ზონა აჭარა-თრიალეთის მთიანი სარტყლის ფარგლებშია, ქედას რზ-ის სამხრეთით, ასევე SW-NE მიმართებისაა, წარმოადგენს კუმშვით სტრუქტურას (შესხლეტვა) მარცხენა ნაწევური კომპონენტით. რღვევის ზონა გაიდევნება პალეოცენურ ვულკანოცენურ და ტერიგენულ ქანებში, აგრეთვე ზედა ცარცულ კარბონატულ და ვულკანურ ქანებში. რღვევის ამ სისტემის SW ნაწილი თურქეთის ტერიტორიაზეა, ხოლო NE ბოლო მიემართება აჭარა-თრიალეთის ფრონტული შეცოცებისკენ (სურამის რზ) და ერწყმის მას. აწეულია რღვევების SE ფრთები. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს 70°.

### *G7 ბაკურიანის რზ*

ეს რღვევათა ზონა წარმოადგენს რღვევების სისტემას, რომელიც გადაჭიმულია მდ. მტკვრის სათავემდე ჩრდილო-აღმოსავლეთ თურქეთში და სამხრეთ საქართველოს მომიჯნავე ნაწილში. ჩრდილოეთით E-ის რღვევები განლაგებულია სუბაერალური ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური კლდეების უბანში, რომლებიც ფართოდ არის განვითარებული ჯავახეთის ზეგნის ფარგლებში. საქართველოში რღვევები



კინემატიკურად წარმოდგენილია ციცაბო შესხლეტვებით, რომლებიც გადახრილია ჩრდილოეთით. შესხლეტილი ჩრდილოეთის ნაწილი შედგება შუა ეოცენური ვულკანური ქანებით და იმყოფება ტექტონიკურ კონტაქტში ზედა ეოცენურ ნატეხ ტერიგენულ დანალექ ქანებთან. აქ რღვევითი ზონის მიმართულება სუბგანედურია. სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით, თურქეთისკენ, რღვევის განფენილობა თანდათან იცვლება სუბგანედურიდან სამხრეთ-დასავლურისკენ. შესხლეტები იცვლება მარცხენა ნაწევებით, რომლებიც აქ უერთდება თერჩან-ასკალის (თურქეთი) რღვევის ზონას. თანახმად Kocyigit et.al. (2001), ეს რღვევითი ზონა შედგება მრავალრიცხოვანი, პარალელური მოკლე სეგმენტებისგან. ისინი კვეთენ ზედაცარცულ ოფიოლიტურ მელანჟებს, ოლიგოცენ-მიოცენურ დანალექებს, აღმოსავლეთ-დასავლეთის მიმართულების რღვევებს და ნაოჭების ღერძებს, ქვედამეოთხეულ ტრავერტინებს და გადაადგილებენ მათ მარცხნივ 4 კმ-ზე. გვარდა ამისა, ზოგიერთი მდინარეები და მათი შენაკადები პლიოცენ-მეოთხეული დროის განმავლობაში გაღუნულია ან გადაადგილებულია მარცხნივ 5.5 კმ-ზე (Kocyigit et al. 2001). ს. ახალციხის სამხრეთით (ურაველის ხეობა) საქართველო-თურქეთის სახელმწიფო საზღვრამდე ბაკურიანის რღვევა მიემართება ჩრდილო-აღმოსავლეთ – სამხრეთ-დასავლეთით და კვეთს გოდერძის ზედამიოცენურ და ქვედაპლიოცენურ სუბაერალურ ვულკანურ ფორმირებებს. ბაკურიანის რღვევათა ზონა მტკვრის რღვევის სეგმენტით, რომელიც მდებარეობს თურქეთში, დაკავშირებულია დუმლუს და კობანდედის რღვევით ზონებთან. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს 80°.

### *გ8 თელეთის რზ*

თელეთის რღვევათა ზონა მდებარეობს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი მთიანი სარტყლის აღმოსავლეთ ნაწილში. ამ სარტყელისა და ართვინის ბლოკის საზღვარზე. რზ-ს ცენტრალური ნაწილი გადის თელეთის ანტიკლინარის სამხრეთ კიდეზე, რომელიც შემდგარია პალეოცენ - ქვედა მიოცენის ტერიგენური ტურბიდებისაგან (ბორჯომის ფლიში). რღვევის გასწვრივ პალეოცენ-ეოცენური ქანები შეცოცებულია სამხრეთით მდებარე ზედა ეოცენისა და ოლიგოცენის ნალექებზე. რზ სიგრძე მის ცენტრალურ WE განფენილ ნაწილში შეადგენს 45 კმ. მისი ყველაზე დასავლეთი სეგმენტი დაფარულია მდ. იმერას მეოთხეული ალუვიალური ნალექებით და ბედენის ქედის ზედა პლიოცენ-

მეოთხეული დოლერიტებით. თელეთის რღვევის ყველაზე აღმოსავლეთი A სეგმენტი დამარხულია მდ. მტკვრის ხეობის მეოთხეული ალუვიალური ნალექებით. კინემატიკურად ის ციცაბო შესხლეტვაა. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს  $80^{\circ}$ .

#### *G9 ხრამის ჩრდილოეთ და G10 ხრამის სამხრეთ რზ (ხრამის რზ)*

ხრამის რზ მდებარეობს აღმოსავლეთ საქართველოს სამხრეთში. ის ვრცელდება ჯავახეთის ზეგნიდან W-E მიმართულებით თბილისი-მტკვრის რღვევამდე. რღვევები გეოლოგიურად ნათლად არის გამოკვეთილი - ამ რღვევაზე ხრამის მა-სი-ვის ამგები გვიან პროტეროზოული, პალეოზოური კრისტალური ფუნდამენტის ქანები შესხლეტილია სამხრეთით მდებარე ართვინ-ბოლნისის ბლოკის ზედა ცარცულ წყებებზე. შემდგომ აღმოსავლეთით, რღვევები გადის ზედა ცარცულ ვულკანოგენურ ქანებში და მათი აღმოსავლეთ ნაწილი დამარხულია მდ. მტკვრის მეოთხეული ნალექების ქვეშ (ბრმა რღვევა). რღვევების კინემატიკა – ციცაბო შესხლეტვები, რომელთა სიბრტყეები ეცემა ჩრდილოეთით. რღვევების სიბრტყის დაქანება შეადგენს  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$ .

#### *G11 ლოქის ჩრდილოეთ რზ*

ლოქის რღვევა ზონა ჩრდილოეთიდან საზღვრავს ლოქის მასივის ზედა პროტეროზოურ - ზედა პალეოზოურ გრანიტოიდებს და მეტამორფულ ქანებს. რზ საქართველოს ტერიტორიაზე აღმოსავლეთისკენ მდ. დებედამდე ვრცელდება და იქ მდინარეული ნალექებით არის დაფარული. ჩრდილო-დასავლეთისკენ ლოქის რღვევის გაგრძელებას სავარაუდოდ წარმოადგენს NS მიმართულების რღვევა, რომელიც ჯავახეთის ზეგნისაკენ ვრცელდება.

რღვევა ლოქის შვერილის კიდეზე გეოლოგიურად მკაფიოდ არის გამოხატული. აქ ფუნდამენტის ქანები და მასზედ ტრანსგრესიულად განლაგებული მეზოზოური ნალექები შესხლეტილია ძირითადად ზედა ცარცულ ვულკანოგენურ წარმონაქმნებზე (Mylanovsky, Khain, 1963). ლოქის შვერილის აღმოსავლეთით ზედა ცარცულ ვულკანურ ქანებზე იურული ვულკანოგენები რღვევითაა შესხლეტილი. რღვევის NW მონაკვეთი ზედა ცარცულ ვულკანურ ნალექებშია მოქცეული. რღვევის გეომეტრია და კინემატიკა: რღვევის ცენტრული ნაწილი განედური მიმართულებისაა. აქ იგი გარკვეულად ციცაბო შესხლეტვას წარმოადგენს. რღვევის

კიდურა ნაწილები NW მიმართულებისაა და სავარაუდოდ მარჯვენა ნაწევის კომპონენტსაც შეიცავენ. ლოქის რღვევის ვერტიკალური ამპლიტუდა 500 მ ტოლია (Geological structure, 1965). რღვევის ასაკი შესაძლოა იყოს გვიანი პლიოცენური-მეოთხეული (~2 მლნ. წ.). ამრიგად წანაცვლების სიჩქარის სავარაუდო სიდიდე იქნება 0.25 მმ/წ. რღვევის სიბრტყის დაქანება შეადგენს 75°.

#### *G12 დმანისის რზ*

დმანისის რღვევათა ზონა არის NW-SE განფენილობის მქონე რღვევები. ისინი გადიან საქართველო-სომხეთის საზღვრის სიახლოეში ლოქის მასივის სამხრეთ დასავლეთ კიდეში.

გეოლოგიურად რზ კარგად არის გამოხატული. ის წარმოადგენს ლოქის მასივის მეტამორფული ფიქლების სამხრეთ საზღვარს, რომლებიც ტექტონიკურ კონტაქტში არიან ეოცენურ ვულკანოგენურ-დანალექ ფორმაციებთან. მისი კიდურა NW ნაწილი მდებარეობს ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე და ჯავახეთის ქედის მარჯვენა ფერდზე. რღვევები სუბვერტიკალურია. მათი NW ნაწილი გადის ნეოგენ-მეოთხეულ ლავებში. კინემატიკა: NW ნაწილი რზ, შესაძლებელია არის კუმშვის სტრუქტურა, მაშინ როდესაც SE ნაწილი - მარჯვენა ნაწევია. რამოდენიმე ასეული მეტრი გადანაცვლების გათვალისწინებით სიჩქარე შესაძლებელია იყოს 0.25 მმ/წ.

#### *G13 აგრიკარის რზ*

აგრიკარის რღვევათა ზონა არის კვაზიმერიდიონალური განფენილობის და გადის ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთ კიდეზე. რღვევის სიბრტყეები კვაზივერტიკალურია, ხოლო კინემატიკურად ისინი მარჯვენა ნაწევებია.

#### *G14 ჯავახეთის რზ*

ჯავახეთის რზ დაახლოებით ემთხვევა იმავე სახელწოდების ვულკანურ ქედს, რომელიც მდებარეობს საქართველოს სამხრეთში სომხეთის საზღვართან. თხემი არის ახალგაზრდა ტექტონიკური ერთეული, რომელიც ჩამოყალიბდა ნეოგენ-მეოთხეულ პერიოდში. ქედის ტერიტორია დაფარულია სქელი ვულკანური ქანებით (ბაზალტები, ანდეზიტები, დაციტების, რიოლიტები), რომელიც აღმოცენდა სუბაერალურ გარემოში, უკანასკნელ 10 მლ. წელში. ეს სუბაერალური ვულკანიზმი,

სავარაუდოდ, უკავშირდება გაფართოების პროცესებს W-E მიმართულებით, რამაც წარმოშვა სუბმერიდიონალური რღვევათა სისტემა, რომელიც ემსახურებოდა როგორც არხები მზარდ მაგმატურ დინებებს. ეს ექსტენსიონალური სტრუქტურები მკაფიოდაა გამოხატული დღევანდელ რელიეფში, როგორც ჩამქვრალი ვულკანების ჯაჭვი. რღვევა სუბვერტიკალურია.

#### *G15. აბულის რზ*

აბულის რზ მდებარეობს ჯავახეთის ზეგნის დასავლეთ ნაწილში. მას აქვს სუბმერიდიანული მიმართულება და ემთხვევა აბულისა და სამსარის მიდამოებს, რომლებიც წარმოშობილია მეოთხეული და ვულკანოკლასტოლიტური ლავების ნაკადებით. ეს მიდამოები წარმოადგენენ ჩამქვრალი ვულკანების ჯაჭვს. რღვევების კინემატიკა რთულია, ძირითადად ეს არის გაჭიმული სტრუქტურები და მარცხენა ნაწევები. ბოლო ორი მილიონი წლის განმავლობაში ალზეების ამპლიტუდა დაახლოებით 2 კმ უდრის. სოფელ ახალქალაქთან ეს რზ იკეთებს განშტოებას და ფორმირდება სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულების რღვევა, რომელიც მიემართება საქართველო-თურქეთის სახელმწიფო საზღვრამდე (~35 კმ) და შემდეგ ჩრდილო-აღმოსავლეთ ანატოლიის ფარგლებში. რღვევა სუბვერტიკალურია.

#### *G16 ტაბაწყურის დასავლეთ და G17 ტაბაწყურის აღმოსავლეთ რზ (ტაბაწყურის რზ)*

ტაბაწყურის რზ მდებარეობს ახალქალაქის პლატოს დასავლეთ ნაწილში, ის ძირითადად გადის გვიანპლიოცენურ-მეოთხეული ასაკის ბაზალტური ლავების ფარგლებში. ის შედგება ორი ტოტისაგან. აღმოსავლეთის, NE-SW მიმართულების გაჭიმულია ტაბაწყურის ტბიდან ხოზაპინის ტბამდე. დასავლეთის - ასევე NE-SW მიმართულების მიდის თურქეთის სახელმწიფო საზღვრამდე. რზ-ს სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილი აღწევს თურქეთამდე, სადაც დაიკვირვება მაღალი სეისმური აქტივობა. თურქეთის ფარგლებში, საქართველო-თურქეთის საზღვართან ახლოს, რღვევა გადის გვიანცარცული და შუაეოცენური კარბონატებისა და ვულკანური ფორმირებების ფარგლებში. კინემატიკა – მარცხენა ნაწევი. რღვევები სუბვერტიკალურია.

### *G18 მადატაპას რღვევა*

მადატაპას რღვევა განვითარებულია ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე და ძირითადად წარმოდგენილია მარჯვენა ნაწევით. რღვევის სიბრტყე კვაზივერტიკალურია. იგი გრძელდება სომხეთის ტერიტორიაზე.

### *T19 პოსოფის რღვევა*

პოსოფის რღვევა წარმოადგენენ თურქეთის ტერიტორიაზე მდებარე SW-NE მიმართების კელკიტ-ჭოროხი რზ-ის სეგმენტს. კელკიტ-ჭოროხი რზ არის 600 კმ სიგრძის და  $45^{\circ}$ - $85^{\circ}$  მიმართების მარცხენა ნაწევების ზონა. იგი თურქეთ-საქართველოს საზღვრის ორივე მხარეზეა და კვეთს პრე-ოლიგოცენური ასაკის ფუნდამენტის ქანებს, აგრეთვე ოლიგოცენურ-მეოთხეული ასაკის ქანებს კავკასიაში, აღმოსავლეთ პონტიდებში და ანატოლიის პლატოზე და შედგება რამოდენიმე სეგმენტისაგან. ეს სეგმენტები ქმნიან მარცხენა საფეხურს გაჭყლებილი აუზის NE ბოლოში. ამ აუზის ჩრდილოეთიდან შემომსაზღვრელი რღვევა, რომლის მიმართებაა  $50^{\circ}$ , გრძელდება NE-კენ ქ. პოსოფის გავლით თურქეთ-საქართველოს სასაზღვრო ზოლში. კელკიტ-ჭოროხის რზ-ის ეს ნაწილი არის ფოსხოვის რღვევა (Kocygit et al., 2001).

### *T20 ერზერუმის, T21 არდაჰანის და T22 ჰასკოის რღვევები*

ერზერუმის, არდაჰანის და ჰასკოის რღვევები დუმლუს რზ სეგმენტებს წარმოადგენენ. ეს რზ არის NE-SW მიმართების მარცხენა ნაწევების ზონა. მდებარეობს ამიერკავკასიის ჩრდილო-აღმოსავლეთით და ჩრდილო ანატოლიის სამხრეთ-დასავლეთით ტრანსფორმულ რღვევებს შორის. დუმლუ რზ რამოდენიმე სეგმენტისაგან შედგება, რომლებიც კავშირშია ერთმანეთთან. ერზერუმის რღვევა ქმნის დუმლუს რზ-ის SW ნაწილს და წარმოადგენს რამოდენიმე ასეული მეტრიდან 50 კმ-მდე სიგრძის წყვეტილ რღვევებს. იგი მიემართება მდ. მტკვრის აღმა ქალაქი არდაჰანისკენ, რომელიც თურქეთ-საქართველოს საზღვართან არის ახლოს (Kocygit et al., 2001).

*A23 პამბაკ-სევან-სუნის, A24 სტეპანავანის, A26 ჟელტორეჩკა-სარიხამიშის, A27 ახურიანისა და A28 გარნის რზ*

სტეპანავანის, ჟელტორეჩკა-სარიხამიშის და გარნის აქტიურ რღვევათა ზონები უერთდება ახურიანის და პამბაკ-სევან-სუნის რღვევათა ზონას და ქმნიან ჩრდილო-სომხეთის ტექტონიკურ შვერილს. ჯავახეთის ვულკანური მასივი მდებარეობს მის ჩრდილოეთით. სტეპანავანის რზ უპირატესად აქვს NW-SE განფენილობა და შესხლეტვის ტიპის კინემატიკა. ჟელტორეჩკა-სარიხამიშის რზ მიმართულია SW-NE და კინემატიკურად მარცხენა ნაწევს წარმოადგენს. გარნის რზ საკვლევ რაიონში წარმოდგენილია მისი ე.წ. ალავარის სეგმენტით, რომელსაც აქვს NW-SE მიმართულების განფენილობა და შესხლეტვის ტიპის კინემატიკა. რღვევების სიბრტყის დაქანება შეადგენს  $55^{\circ}$ - $70^{\circ}$ .

პამბაკ-სევან-სუნის რღვევათა ზონა წარმოადგენს დიდ აქტიურ სტრუქტურას, რომელიც აღმოსავლეთიდან საზღვრავს ჩრდილო-სომხეთის ტექტონიკურ შვერილს. ეს რზ განფენილია NW-SE მიმართულებით. რღვევათა ეს სისტემა მკაფიოდ არის განსაზღვრული ტოპოგრაფიულ რუკებზე, საველე გეომორფოლოგიური გამოკვლევებით და უწყვეტად დაიკვირვება 400 კმ მანძილზე. იგი შედგება ოთხი სეგმენტისაგან. მარჯვენა ნაწევის ტიპის მოძრაობები დაიკვირვება მის მთელ სიგრძეზე. რღვევების სიბრტყის დაქანება შეადგენს  $70^{\circ}$ - $90^{\circ}$ . ისინი ხშირად დაკავშირებულია ვერტიკალურ (ძირითადად შესხლეტვით) წანაცვლებებთან. რომლებიც მკაფიოდ შეიძლება განისაზღვროს თანამგზავრულ- და აეროფოტოსურათებზე და ტოპოგრაფიულ რუკებზე. ჯამური ჰორიზონტალური წანაცვლებები 1.8 მკ-დან 3 კმ-მდე დაფიქსირებულია რღვევის დასავლეთ სეგმენტის გასწვრივ (Rebai et al., 1993; Trifonov et al., 1990). ამ რღვევის პროცესს თან ახლდა ვულკანის ამოფრქვევა ლავის ბაზალტური ნაკადებით, რომლებიც პეტროგლიფების ზევით ძეგს (Karakhanian et al., 1997).

#### *T25 შენკაიას რღვევა*

შენკაიას რღვევა წარმოადგენს ჩობანდედე რზ-ის სეგმენტს. ეს რზ არის  $30^{\circ}$ - $60^{\circ}$  მიმართების, მარცხენა ნაწევის ზონა მცირედი შესხლეტვის კომპონენტით. მდებარეობს ქ. შენკაიას და ქ. გოლეს შორის (Koçyğit et al., 2001).

### 3.2. სეისმური კერების (სკ) ზონები

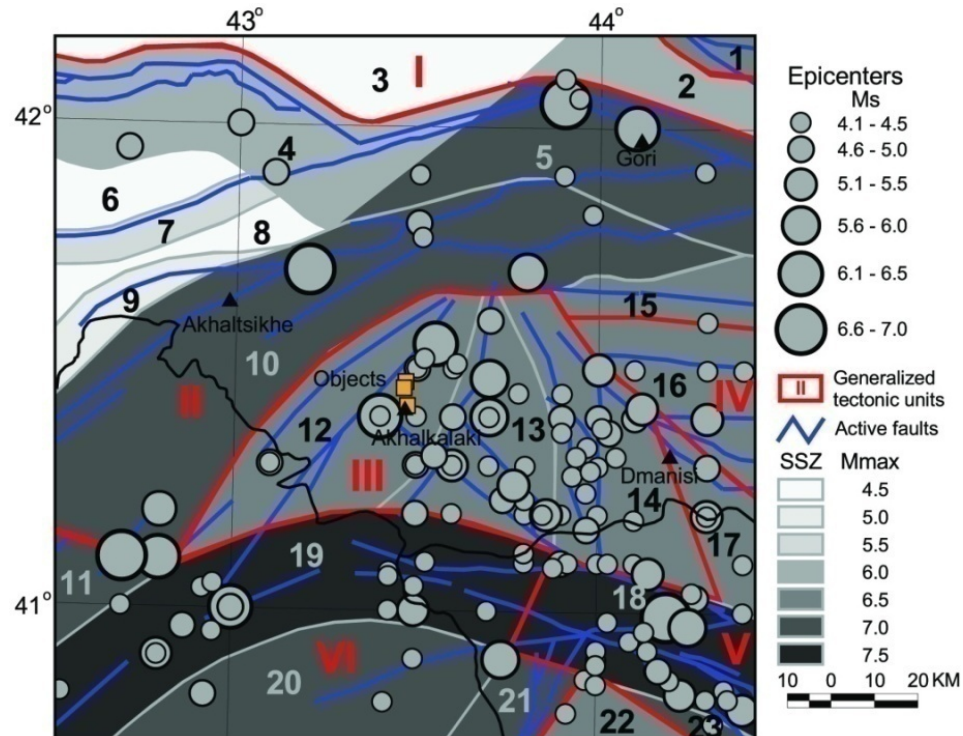
სეისმური საშიშროების შეფასების თანამედროვე მეთოდებში რეკომენდირებულია გამოყენებული იქნას ორი ტიპის სეისმური კერის ზონები: აქტიური რღვევები ფონურ სეისმურობასთან ერთად და ფართობრივი (ზონალური) ტიპის სკ ზონები. ფართობრივი ტიპის სკ ზონები დგინდება აქტიურ რღვევათა მონაცემთა ბაზაზე, კერძოდ, ცალკეული რღვევის სტრუქტურის, დახრილობის, რაიონის სეისმოაქტიური ფენის სიმძლავრის შესახებ არსებული მონაცემების საფუძველზე, დადგინდა მათი დინამიკური გავლენის არის სიგანე. შემდგომში მიწისძვრების კერების გეომეტრიის, იზოსეისტების მიმართულების, ფორ- და აფტერშოკული ზონების ორიენტაციის, კერის მექანიზმების მონაცემების მიხედვით გამოკვლეულ იქნა ამ არეებთან მიწისძვრების კერების კავშირი და ფაქტიურად გამოყოფილ იქნა სკ ზონები.

საკვლევი რაიონში გამოყოფილ იქნა 23 სკ ზონა (იხ. ნახ. 7). ისინი დიფერენცირებულია 0.5 ბიჯით აღებულ შვიდ მაგნიტუდურ დიაპაზონში ( $4.5 \leq M_{\max} \leq 7.5$ ). აქვეა დატანილი  $M_S \geq 4.1$  მიწისძვრების ეპიცენტრები, დაფიქსირებული მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში და აქტიური რღვევები. შემდგომში ჩატარდა სკ ზონების პარამეტრიზაცია (ცხრილი 1).

ცხრილი 1. სკ ზონების პარამეტრიზაცია

# SSZ	$M_{S_{\max}}$	$h_{\min}$ , km	$I_{\max}$ , (MSK)	a	b
1	6.5	12	9	2.55	0.81
2	6.0	10	8	2.71	0.99
3	4.5	8	7	2.33	0.99
4	6.0	10	8	2.50	0.99
5	7.0	12	9	2.43	0.89
6	4.5	8	7	1.52	0.89
7	5.5	10	8	1.27	0.89
8	4.5	8	7	1.75	0.89
9	5.0	8	7	2.31	0.89
10	7.0	12	9	2.50	0.89
11	7.0	12	9	2.20	0.76
12	6.5	12	9	2.72	0.94
13	6.5	12	9	3.27	0.94
14	6.5	12	9	3.00	0.94
15	6.5	12	9	2.54	0.89
16	6.5	12	9	3.12	0.99
17	6.5	12	9	1.70	0.74

18	7.5	15	10	2.73	0.74
19	7.5	15	10	2.36	0.76
20	7.0	12	9	2.34	0.76
21	7.0	12	9	2.37	0.76
22	6.5	12	9	2.41	0.95
23	7.0	12	9	1.88	0.74



ნახ. 7. საკვლევი რაიონის სკ ზონების რუკა.

სკ ზონების პარამეტრიზაციის დროს ყველაზე უფრო რთულ ამოცანას წარმოადგენს სეისმური პოტენციალის ანუ მაქსიმალური მოსალოდნელი მაგნიტუდის ( $M_{Smax}$ ) განსაზღვრა. წარმოდგენილ სამუშაოში ეს ამოცანა გადაწყდა კომპლექსურად, ხუთი მეთოდის გამოყენებით, რომელთაგან სამი სეისმოლოგიურია, ხოლო ორი გეოლოგიური.

გარდა ამისა თითოეული სკ ზონისათვის განისაზღვრა  $a$  და  $b$  პარამეტრები, რომლებიც გუტენბერგ-რიხტერის განმეორადობის კანონის კოეფიციენტებია:

$$\lg N = a - bM. \quad (1)$$

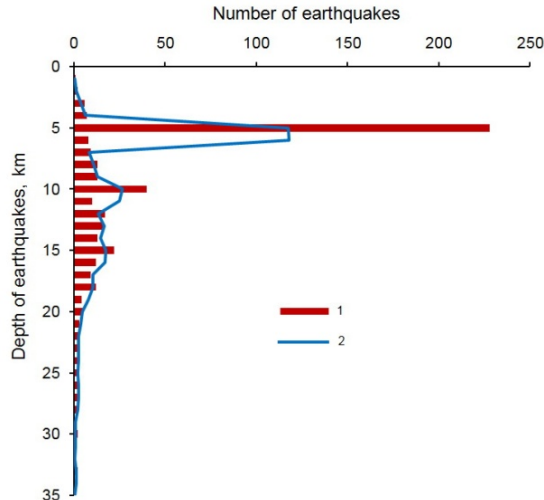
პარამეტრი  $b$  განისაზღვრა ყველა მსხვილი ტექტონიკური ერთეულისთვის (იხ. ნახ. 7), რომლებიც ნაწილობრივ მოიცავენ საკვლევ რაიონს და სადაც სეისმოსტატისტიკა იყო საკმარისი ამ პარამეტრის საიმედო განსაზღვრისთვის.



შემდეგ იყო ცდა ამ პარამეტრების განსაზღვრისა ცალკეულ სკ ზონებში, მაგრამ სტატისტიკური უკმარისობის გამო ეს არ მოხერხდა და ამიტომ მათ მიეწერათ იმ ტექტონიკური ერთეულის  $b$  პარამეტრის მნიშვნელობები, რომელშიც ისინი მდებარეობდნენ. პარამეტრი  $a$  განისაზღვრა ცალკეული სკ ზონისთვის არაწარმომადგენელი მონაცემების კალიბრების მეთოდის გამოყენებით.

ცხრილ 7-ში, ზემოთ აღნიშნული პარამეტრების გარდა, აგრეთვე მოცემულია თითოეული სკ ზონაში მოსალოდნელი მაქსიმალური შერყევების მნიშვნელობები ( $I_{omax}$ ) და მინიმალური სიღრმე, რომელზეც წარმოიშვება მაქსიმალური მიწისძვრები ( $h_{min}$ ).

აქტიურ რღვევებთან დაკავშირებული მიწისძვრების სიღრმის განაწილების გამოკვლევა მოხდა ზევით ნახსენებ მსხვილ ტექტონიკურ ერთეულში. აიგო მიწისძვრების რაოდენობას ( $n$ ) და სიღრმეს ( $h$ ) შორის ემპირიული  $n(h)$  დამოკიდებულებები. ნახ. 8 წარმოდგენილია მიწისძვრების სიღრმის მიხედვით განაწილების გრაფიკები ჯავახეთის ზეგანისთვის, სადაც მოცემული ობიექტები მდებარეობს.



ნახ. 8. ჯავახეთის ზეგანის მიწისძვრების სიღრმის მიხედვით განაწილება: 1 –  $n(h)$  დამოკიდებულების ჰისტოგრამა 1900-2015 წწ. დროის პერიოდისთვის; 2 – ამავე პერიოდისთვის მცოცავი გასაშუალებით (ბიჯი 3) მიღებული გრაფიკი.

ამ გრაფიკის ანალიზიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ ჯავახეთის ზეგანის ტექტონიკურ ერთეულში მიწისძვრები წარმოიშვება ძირითადად 1 კმ-დან 30 კმ სიღრმემდე (ნახ. 8). თუმცა უმეტესობა მიწისძვრების 20 კმ სისქის სეისმოაქტიურ

ფენში ხდება 5 და 10 კმ სიღრმეებზე. ამდაგვარ ინფორმაციას ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს სეისმური საშიშროების პროგრამული გამოთვლების დროს.

ცხრილი 7-ის, სკ ზონების რუკის (ნახ. 7) საფუძველზე დადგინდა, რომ უშუალოდ ობიექტის ტერიტორიაზე ყველაზე უფრო მაღალი სეისმური საშიშროება მოსალოდნელია #5, 10-21, 23 სკ ზონებიდან. განვიხილოთ ეს ზონები უფრო დეტალურად.

#5 სკ ზონა დაკავშირებულია სეისმურად აქტიურ სურამისა და კასპის რღვევებთან. ამ სკ ზონის გასწვრივ დაიკვირვება ბევრი ძლიერი ისტორიული და თანამედროვე მიწისძვრა: ჩ.წ.ად. 85 წ. ბებნისის ( $M_s \approx 7.0$ ,  $I_o \approx 9.5$ ); 1275 წ. მცხეთის ( $M_s \approx 6.5$ ,  $I_o \approx 9.0$ ); 1890 წ. მცხეთის რაიონის ( $M_s = 5.2$ ,  $I_o = 6.5$ ); 1891 წ. ქარელის რაიონის ( $M_s = 4.5$ ,  $I_o = 5.5$ ); 1920 წ. ქართლის ( $M_s = 6.2$ ,  $I_o = 8.5$ ); 1951 წ. ( $M_s = 4.6$ ,  $I_o = 6.0$ ); 2002 წ. თბილისის ( $M_s = 4.6$ ,  $I_o = 7.5$ ) და სხვ. ამ სკ ზონის სეისმური პოტენციალი მაღალია –  $M_{max} = 7.0$ .

#10 სკ ზონა დაკავშირებულია აწყურისა და ბაკურიანის რღვევებთან. აქ დაიკვირვებოდა შემდეგი ძლიერი თანამედროვე და უძლიერესი ისტორიული მიწისძვრები: 1283 წ. სამცხის ( $M_s = 7.0$ ,  $I_o = 9.5$ ); 1940 წ. ტაბაწყურის ( $M_s = 6.0$ ,  $I_o = 8$ ); 1970 წ. ბორჯომის ( $M_s = 4.7$ ,  $I_o = 7.0$ ); 1978 წ. ქვემო ბოშურის ( $M_s = 4.3$ ,  $I_o = 6.0$ ) და სხვ. ამ ზონის სეისმური პოტენციალი არის მაღალი –  $M_{max} = 7$ .

#11 სკ ზონა წარმოადგენს #10 სკ ზონის გაგრძელებას თურქეთის ტერიტორიაზე. იგი კავშირშია არდაჰანის, ერზერუმის და დუმლუს რზ-ს სხვა სეგმენტებთან. მათ გასწვრივ ისტორიულ წარსულში დაიკვირვებოდა ძლიერი მიწისძვრები: 1888 წ. ( $M_s = 6.2$ ), 1905 წ. ( $M_s = 6.8$ ) და ბევრი მიწისძვრა მაგნიტუდით  $M_s = 5.0 \div 5.9$ . ამ ზონის სეისმური პოტენციალი ასევე მაღალია –  $M_{max} = 7$ .

#12 სკ ზონა, რომელშიც მდებარეობენ ობიექტები კავშირშია ტაბაწყურის აქტიურ რზ-თან. აქ დაიკვირვებოდა უძლიერესი ისტორიული მიწისძვრები: 1088 წ. თმოგვისა ( $M_s = 6.5$ ,  $I_o = 9.0$ ) და 1899 წ. ახალქალაქის ( $M_s = 6.1$ ,  $I_o = 9.0$ ), აგრეთვე ინსტრუმენტული პერიოდის ბევრი საშუალო ძალის მიწისძვრები, მაგალითად - 1923 წ. ( $M_s = 4.3$ ,  $I_o = 6.0$ ), 1925 წ. ( $M_s = 4.8$ ,  $I_o = 6.0$ ), 1929 წ. ( $M_s = 4.5$ ,  $I_o = 5.0$ ), 1932 წ. ( $M_s = 4.4$ ,  $I_o = 5.5$ ), 1966 წ. ( $M_s = 4.4$ ,  $I_o = 5.0$ ) და სხვ. აღსანიშნავია, რომ თუ გავითვალისწინებთ

აღნიშნული ისტორიული მიწისძვრების კერის ზომებს, საკვლევი ობიექტები პრაქტიკულად ამ მიწისძვრების ეპიცენტრულ არეებშია განლაგებული.

#13 სკ ზონა აბულისა და მადატაპას რზ-ის ძალზედ მაღალ სეისმურ აქტივობას უკავშირდება. ამ სკ ზონის მაღალი სეისმურობის დასახასიათებლად საკმარისია წინა საუკუნის ისეთი ცნობილი მიწისძვრების მოყვანა როგორცაა: ცხრაწყაროს 1912 ( $M_s=5.6$ ,  $I_o=7.0$ ); მადატაპის 1959 წ. ( $M_s=5.4$ ,  $I_o=7.5$ ); ფარავანი2-ის 1986 წ. ( $M_s=5.6$ ,  $I_o=8.0$ ); ჯავახეთის 1990 წ. ( $M_s=5.1$ ,  $I_o=7.0$ ). მისი სეისმური პოტენციალი შეფასებულია როგორც  $M_{max}=6.5$ .

#14 სკ ზონა, რომელიც ჯავახეთის დასავლეთ საზღვარზე მდებარეობს, დაკავშირებულია სამ სეისმურად აქტიურ რღვევასთან: ჯავახეთის, აგრიკარისა და დმანისის (ჩრდილოეთ ნაწილი). ამ სკ ზონაში დაიკვირვებოდა ბევრი ზომიერი მიწისძვრები, მაგალითად: გომარეთის 1954 წ. ( $M_s=4.6$ ,  $I_o=7.0$ ); 1958 წ. ( $M_s=4.7$ ,  $I_o=6.5$ ); ფარავანი1-ის 1967 წ. ( $M_s=4.1$ ,  $I_o=6.5$ ); დმანისი1-ის 1971 წ. ( $M_s=4.5$ ,  $I_o=6.0$ ); დმანისი2-ის 1978 წ. ( $M_s=5.3$ ,  $I_o=8.0$ ); ფარავანი3-ის 1997 წ. ( $M_s=4.1$ ,  $I_o=5.0$ ); 2016 წ. ( $M_s=4.7$ ) და სხვ. ამ სკ-ს სეისმური პოტენციალი შეფასებულია –  $M_{max}=6.5$ .

#15 მკ ზონა გამოიყოფა თელეთის რღვევის აქტივობის გამო. მის გასწვრივ დაფიქსირდა ბევრი ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრა: 1896 წ. თბილისის რაიონის ( $M_s=6.3$ ,  $I_o=7.5$ ); 1909 წ. ( $M_s=4.2$ ,  $I_o=5.5$ ); 1912 წ. ( $M_s=4.4$ ,  $I_o=5.5$ ); 1969 წ. ( $M_s=4.2$ ,  $I_o=4.5$ ) და სხვა. ამ მკ ზონის სეისმური პოტენციალია –  $M_{max}=6.5$ .

#16 სკ ზონა ხრამის ჩრდილოეთ, ხრამის სამხრეთ, ლოქის ჩრდილოეთ და დმანისის (სამხრეთ ნაწილი) რღვევათა ზონების სეისმური აქტივობის შედეგია. მათ გასწვრივ დაიკვირვება ბევრი საშუალო ძალის მიწისძვრა, მაგ.: 1903 წ. ( $M_s=4.9$ ,  $I_o=5.0$ ); 1908 წ. ( $M_s=4.4$ ,  $I_o=5.5$ ); 1909 წ. ( $M_s=4.2$ ,  $I_o=5.5$ ); 1912 წ. ( $M_s=4.4$ ,  $I_o=5.5$ ); 1913 წ. ( $M_s=5.6$ ,  $I_o=6.0$ ); 1917 წ. ( $M_s=4.6$ ,  $I_o=5.5$ ); 1923 წ. ( $M_s=5.2$ ,  $I_o=6.0$ ); 1926 წ. ( $M_s=4.6$ ,  $I_o=5.0$ ); 1946 წ. ( $M_s=4.2$ ,  $I_o=5.0$ ); 1962 წ. ( $M_s=4.1$ ,  $I_o=4.5$ ) და სხვა. ამ სკ ზონის სეისმური პოტენციალი შეფასებულია, როგორც  $M_{Smax}=6.5$ .

#17 სკ ზონა პოლიგონალურია, ანუ არ არის დაკავშირებული კონკრეტულ რღვევებთან, თუმცა აქ დაფიქსირებული ზომიერი მიწისძვრები: 1906 წ. ( $M_s=5.2$ ,  $I_o=6.0$ ); 1903 წ. ( $M_s=4.5$ ,  $I_o=5.5$ ); 1914 ( $M_s=4.0$ ,  $I_o=5.0$ ) და სხვა გვაფიქრებინებს, რომ ამ სკ ზონის სეისმური პოტენციალია ისეთივეა, როგორც მისი მეზობელი სკ ზონების –  $M_{max}=6.5$ .

#18 მკ ზონის მხოლოდ ნაწილი ხვდება საკვლევ რაიონში, მაგრამ მისი აღწერა ძალზედ მნიშვნელოვანი, ვინაიდან აქ მოხდა ცნობილი 1988 წ. სპიტაკის დამანგრეველი მიწისძვრა ( $M_s=6.9$ ,  $I_o=10$ ). ეს მკ ზონა უკავშირდება ძირითადად პამბაკ-სევან-სუნის, სტეპანავანისა და ჟელტორეკა-სარიხამის რღვევათა ზონებს. სპიტაკის მიწისძვრის გარდა აქ სხვადასხვა დროს მოხდა შემდეგი მიწისძვრები: 1916 წ. ( $M_s=5.3$ ,  $I_o=6.5$ ); 1935 წ. ( $M_s=4.8$ ); 1937 წ. ( $M_s=4.5$ ); 1961 წ. ( $M_s=5.5$ ,  $I_o=6.5$ ); 1967 წ. ( $M_s=4.7$ ,  $I_o=6.5$ ) და სხვ. ამ მკ ზონის სეისმური პოტენციალი მაქსიმალურია  $M_{max}=7.5$ .

#19 სკ ზონა #18 მკ ზონის დასავლეთ გაგრძელებაა თურქეთის ტერიტორიაზე და გარდა პამბაკ-სევან-სუნის, სტეპანავანის რზ-ისა მის სეისმურ აქტივობაში თავისი წვლილი შეაქვს შენკაიას რღვევას, რომელიც წარმოადგენს ჩობანდედე დიდი რზ-ის სეგმენტს. აქ აღინიშნება ძალიან ბევრი ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრები. მათ შორის გამოიყოფა 1983 წლის ერზერუმის მიწისძვრა ( $M_s=6.8$ ,  $I_o=8.5$ ), რომელმაც ნგრევა და მსხვერპლი გამოიწვია ადგილზე. ამ მკ ზონის სეისმური პოტენციალი ძალიან მაღალია  $M_{max}=7.5$ .

#20 სკ ზონა უფრო პოლიგონალური ტიპისაა, მაგრამ აქ მომხდარი ისტორიული მიწისძვრები მაგ.: 1151 წ. ( $M_s=6.2$ ), აგრეთვე 1104 წ., 1707 წ. 1883 წ. და ინსტრუმენტული პერიოდის მიწისძვრები: 1906 ( $M_s=6.0$ ), 1926 ( $M_s=5.6$ ), 1935 ( $M_s=4.9$ ), 1975 წ. ( $M_s=4.3$ ), 1976 წ. ( $M_s=4.7$ ), 2005 წ. ( $M_s=5.1$ ) და სხვ. მოწმობენ ამ ზონის მაღალ სეისმურ აქტივობაზე. ამიტომ მისი სეისმური პოტენციალი შეფასებულია როგორც  $M_{max}=7.0$ .

#21 სკ ზონის ჩრდილო ნაწილი, რომელიც საკვლევ რაიონში შემოდის, უკავშირდება ახურიანის რზ-ს. აქ მაღალი სეისმური აქტივობა დაიკვირვებოდა ამ რზ-ს სამხრეთ

ნაწილში (საკვლევ რაიონის გარეთ) ისტორიულ წარსულში: 1046 წ. ( $M_s=6.2$ ), აგრეთვე 1022 წ., 1036 წ., 1064 წ. და 1313 წ. ( $M_s=6.0$ ), 1320 წ. ( $M_s=5.7$ ), 1131 წ. ( $M_s=6.2$ ) ძლიერი მიწისძვრების სახით. მნიშვნელოვანი სეისმური აქტივობა დაიკვირვებოდა წინა საუკუნეშიც: 1900 წ. ( $M_s=5.9$ ), 1926 წ. ( $M_s=5.6$ ), 1935 წ. ( $M_s=4.4$ ), 1938 წ. ( $M_s=4.6$ ) და სხვ. რაც სხვა ფაქტორებთან ერთად გვაძლევს მიზეზს, რომ ამ სკ ზონის სეისმური პოტენციალი შეფასდეს, როგორც მაღალი –  $M_{max}=7.0$ .

#23 სკ ზონის მცირე ნაწილი შემოდის საკვლევ რაიონში, თუმცა იგი კავშირშია გარნის რზ-თან, რომელიც 200კმ-მდე მანძილზე ვრცელდება სამხრეთით სომხეთის ტერიტორიაზე. მის გასწვრივ წარმოიშვა ბევრი ძლიერი და ზომიერი მიწისძვრები, მაგ.: ისტორიული 1679 წ. ( $M_s=6.2$ ), 1915 წ. ( $M_s=4.2$ ), 1932 წ. ( $M_s=5.6$ ), 1989 წ. ( $M_s=4.1$ ), 1991 წ. ( $M_s=4.6$ ) და სხვ. ამ მკ ზონის სეისმური პოტენციალი ძალიან მაღალია –  $M_{max}=7.5$ .

14 სკ ზონის არსებობა, რომლებსაც შეუძლიათ ობიექტების სამშენებლო მოედნებზე მნიშვნელოვანი სეისმური ზემოქმედების გამოწვევა, ითხოვს ასეთი ზემოქმედების ალბათური და დეტერმინისტული (მაქსიმალური) მნიშვნელობების შეფასებას.

#### **4. ობიექტის ტერიტორიის სეისმური საშიშროების შეფასება**

სეისმური საშიშროების შეფასება გულისხმობს საკვლევ რაიონში მოსალოდნელი მიწისძვრების შედეგად გამოწვეულ გრუნტის რყევების ინტენსივობის პროგნოზირებას. ამ ანგარიშში ობიექტების ტერიტორიისთვის სეისმური საშიშროების შესაფასებლად გამოყენებულ იქნა, როგორც ალბათური, ასევე დეტერმინისტული მიდგომები.

##### **4.1. სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასება**

სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასება მოიცავს გრუნტის რხევების მოსალოდნელი სიდიდის გამოთვლას, მითითებული დროის განმავლობაში გადაჭარბების მოცემული ალბათობისთვის. მაგალითად, გრუნტის პიკური აჩქარება, რომელსაც აქვს 10-პროცენტის ალბათობა (შეესაბამება 475 წლიან

განმეორებადობის პერიოდს) იმისა, რომ იყოს გადაჭარბებული შემდეგი 50 წლის განმავლობაში.

სეისმური საშიშროების შეფასების ალბათობის თანამედროვე მეთოდოლოგია (მაგ., Frankel et al., 1996) განიხილავს შემდეგ ნაბიჯებს:

1. მიწისძვრების სრული კატალოგის შედგენა მაგნიტუდის უნიფიცირებული სკალით;
2. აქტიური რღვევების მონაცემთა ბაზების შედგენა, ფართობრივი სკ ზონების გამოყოფა, მიწისძვრების განმეორადობისა და მაქსიმალური მაგნიტუდის შეფასება;
3. გრუნტის რხევების დაცხრომის კანონზომიერების შეფასება;
4. სეისმური საშიშროების მრუდების აგება.

გამოთვლები გვამღევენ გრუნტის რხევების ინტენსივობის სხვადასხვა პარამეტრების (მაგ., პიკური აჩქარება, სპექტრალური აჩქარება და ა.შ.) რიცხვით მნიშვნელობებს გადაჭარბების ნებისმიერი მოცემული ალბათობისთვის ან განმეორადობის პერიოდისთვის.

სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასებებისას ორივე ტიპის თითოეული სკ ზონა განიხილება როგორც სეისმური წყარო მისთვის დამახასიათებელი სეისმური პოტენციალით და მიწისძვრების განმეორებადობის კანონით, ასევე აქტიური სტრუქტურების გასწვრივ წანაცვლების სიჩქარით. ერთ სკ ზონაში მომხდარი მიწისძვრების ხარჯზე, ობიექტებზე წარმოშობილი მოცემული ინტენსივობის შერყევების განმეორებადობის საშუალო პერიოდით (T) ისაზღვრება ფორმულით:

$$1/T = 1/T_{M_{\max}} + \dots + 1/T_{M_{\min}}, \quad (2)$$

სადაც  $M_{\min}, \dots, M_{\max}$  არის მაგნიტუდები, რომელთაც ობიექტებზე შეუძლიათ მოცემული ინტენსივობის შერყევების გამოწვევა. იგივე პროცედურა ტარდება სხვა სკ ზონებისა და შერყევების ინტენსივობის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის და შედეგები იკრიბება, რაც საბოლოო ჯამში გვამღევს საშუალებას მოცემული ობიექტისთვის ავაგოთ სეისმური საშიშროების გრაფიკი, დავადგინოთ მისი ანალიტიკური გამოსახულება და გამოვთვალოთ მოცემული ალბათობის შესაბამისი გრუნტის რხევის მნიშვნელობები.

**გრუნტის მოძრაობის პროგნოზირების მოდელები:** ძლიერი მოძრაობების (რხევების) მონაცემთა ბაზა საქართველოსთვის ძალიან მწირია. განსაკუთრებით ეს ეხება ძლიერ მიწისძვრებს  $M \geq 5$ , რომლებიც ყელაზე უფრო მნიშვნელოვანია ინჟინრული თვალსაზრისით. კავკასიაში არაერთი კვლევა ჩატარდა (Arefiev et al., 1991a; Arefiev et al., 1991b; Smit et al., 2000; Jibladze et al., 2000) სათანადო განტოლებების განსაზღვრის მიზნით, მაგრამ მცირე მონაცემების გამო სასურველ შედეგები ვერ იქნა მიღებული. იყო ცდა მონაცემთა გაზრდის სხვადასხვა რეგიონების ამ მიზნით გაერთიანების ხარჯზე. თუმცა თითოეული რეგიონის სპეციფიკის გაუთვალისწინებლობის გამო, შესაბამისი განტოლებები საკმაოდ არაზუსტ შედეგებს იძლეოდა (Ambraseys, 1995; Ambraseys and Simpson, 1996). ზოგიერთ შემთხვევაში ცალკეულ რეგიონებს შორის გამოვლენილმა მსგავსობამ აჩვენა, რომ ამ რეგიონებისთვის (მაგ., კავკასია, ჩრდილო-დასავლეთი თურქეთი, ცენტრალური იტალია და სხვა) შესაძლებელია ძლიერი მოძრაობების მონაცემთა ინტეგრირება GMPE – ძლიერი მოძრაობების პროგნოზირების განტოლებების მისაღებად (Smit et al., 2000; Slejko et.al, 2008).

სხვადასხვა რეგიონებში და ტექტონიკურ რეჟიმებში გრუნტის რხევების პროგნოზირებაში ეპისტემიური განუზღვრელობის შესამცირებლად სათანადო GMPE-ის არჩევასთან ერთად აუცილებელია მათი წონების, რეგიონული და კვლევის მიზნებისადმი შესაბამისობის ასახვა. ამ პროცესის წინაპირობას წარმოადგენს ამორჩეული GMPE-ის რაც შეიძლება მცირე, მაგრამ ეპისტემიური განუზღვრელობის შესამცირებლად საკმარისი რაოდენობის მიღება. არჩეული GMPE-ის ნაკრები უნდა მოიცავდეს მაგნიტუდების, მანძილების და სიხშირეების ფართო დიაპაზონს. ამიტომაც გრუნტის მოძრაობის პროგნოზირების მოდელები შემუშავებული გლობალურ მონაცემთა ბაზის გამოყენებით (ანუ გლობალური მოდელები), როგორც წესი, უფრო მისაღებია, ვიდრე რეგიონული მოდელები, რომლებიც მართალია უკეთ ასახავენ გრუნტის მოძრაობის დაცხრომის ადგილობრივ თავისებურებებს, მაგრამ ხშირად საკმარისი კარგი ხარისხის მონაცემების არარსებობის გამო ზღუდავენ მოდელს.

ახალი თაობის დაცხრომების პროექტმა (NGA 2) შეიმუშავა GMPE განტოლებების სერია, რომლებიც გამიზნულია სხვადასხვა გეოგრაფიულ რეგიონებში (მათ შორის თურქეთი და კავკასია) გამოსაყენებლად; ერთადერთი

შეზღუდვა არის დაშვება, რომ ტექტონიკურად აქტიურ რეგიონებში მიწისძვრები ხდება ქერქის ზედა ფენაში. დამატებით NGA 2 GMPE მოდელებთან ერთად ჩვენ ასევე განვიხილეთ ყველა მოდელები, რომლებიც შემუშავებულ იქნა ევროპისა და ახლო აღმოსავლეთის გრუნტის ძლიერი მოძრაობების მონაცემებისთვის.

ამ მოსაზრებებიდან გამომდინარე, სეისმური საშიშროების გამოსაკვლევად გამოვიყენეთ GMPE განტოლებები, რომლებიც საკმარისად თავსებადია კავკასიის გრუნტის ძლიერი მოძრაობების მონაცემებთან და აიღება ერთნაირი წონებით:

1. Kotha et al. (2016)
2. Cauzzi et al. (2015b)
3. Chiou, Youngs (2014)
4. Campbell, Bozorgnia (2014)

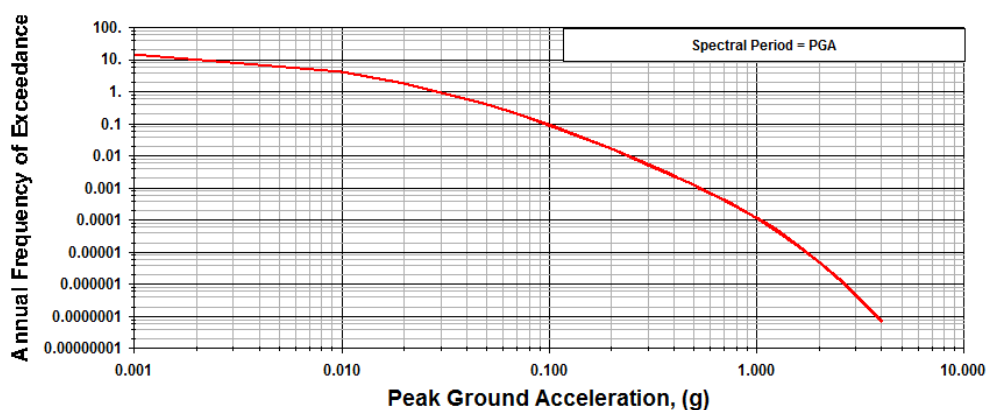
*ანალიზში გამოყენებული პროგრამული უზრუნველყოფა:* პროგრამა OPENQUAKE (შემუშავებული GEM გლობალური პროექტის ფარგლებში) გამოყენებული იყო სეისმური საშიშროების გათვლისთვის. შედეგები გადამოწმებული იქნა აგრეთვე EZFRISK™ პროგრამით (შემუშავებული რისკის ამერიკული კორპორაციის მიერ), რომელმაც მთელ მსოფლიოში პოვა გამოყენება შესაბამის პროექტებში. ეს პროგრამები, როგორც სეისმური საშიშროების ანალიზის ინსტრუმენტები, ითვლიან მიწისძვრების საშიშროებას გრუნტისთვის, ოღონდ გარკვეული დაშვებებით, მითითებულს მომხმარებლის მიერ. ეს დაშვებები მოიცავს იმას, თუ სად მოხდება მიწისძვრები, როგორი პრამეტრები ექნებათ და როგორი იქნება შესაბამისი გრუნტის მოძრაობები. პროგრამები ასრულებენ სეისმური საშიშროების როგორც ალბათურ, ასევე დეტერმინისტულ გათვლებს. ალბათური გამოთვლების რეზულტატი არის სხვადასხვა დონის გრუნტის რხევების სიხშირის ყოველწლიური გადაჭარბების მნიშვნელობები ჩვენი ინტერესის ადგილზე. აღნიშნული პროგრამები აგრეთვე ითვლიან მაგნიტუდისა და მანძილის განაწილებას და საშუალოს გადახრას, რომელიც იწვევს გრუნტის რხევის მოცემული დონის გადამეტებას. მეორეს მხრივ პროგრამებით გაკეთებული დეტერმინისტული გამოთვლები აფასებენ გრუნტის რხევებს (საშუალოს და გრუნტის რხევების დისპერსიას მითითებული კვანტილებისთვის), რომელიც შეესაბამება მიწისძვრის უდიდეს მაგნიტუდას და



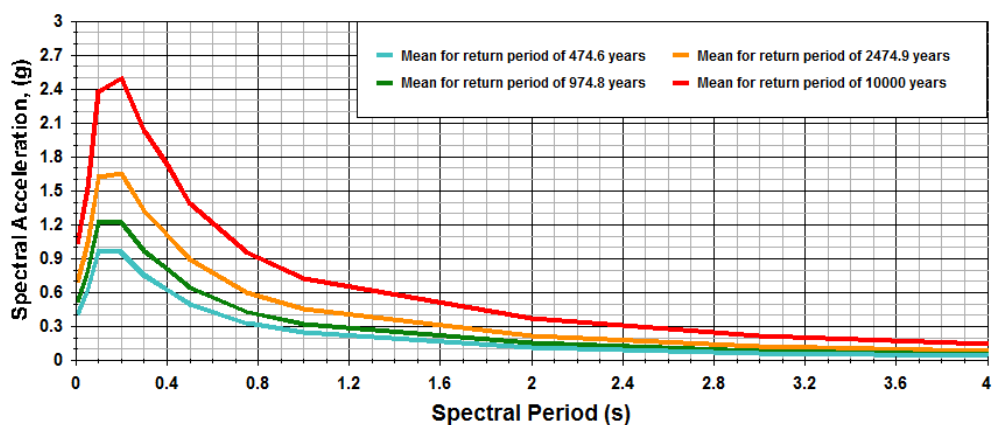
რომელიც ხდება ყოველი სეისმური კერის ზონაში მინიმალურ მანძილზე ჩვენი ინტერესის ადგილამდე.

**ალბათური სეისმური საშიშროების შეფასების შედეგები:** ზემოთ აღწერილი პრინციპების საფუძველზე შესაძლებელია სეისმური საშიშროების გრაფიკების აგება გრუნტის პიკური (PGA) და სპექტრალური აჩქარებებით (SA).

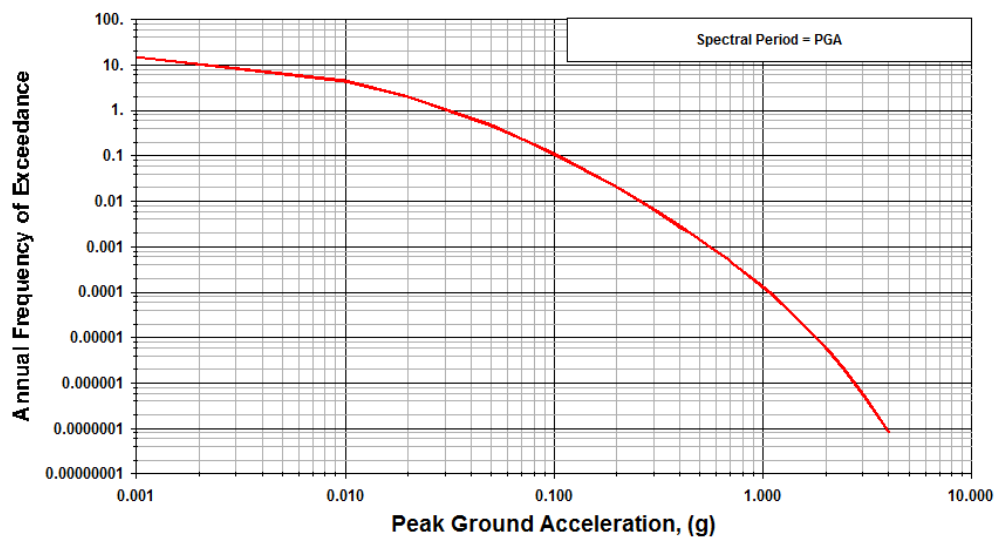
ობიექტების ტერიტორიებისთვის მიღებულ იქნა მიწისძვრის დროს გრუნტის რხევების ალბათური მნიშვნელობები, რომლებიც შეესაბამება სხვადასხვა განმეორებადობის პერიოდის მქონე ჰორიზონტალურ კომპონენტებს 50 წლის მოლოდინის დროისთვის ფუძე-გრუნტებზე (ობიექტი1 –  $V_{s30}=828$  მ/წმ – კლდოვანი გრუნტი, A კატეგორიის გრუნტი EC8-ის მიხედვით; ობიექტი2 –  $V_{s30}=633$  მ/წმ – მკვრივი გრუნტი, B კატეგორია – EC8-ით; ობიექტი3 –  $V_{s30}=1002$  მ/წმ – კლდოვანი გრუნტი, A კატეგორია – EC8-ით; ობიექტი4 –  $V_{s30}=486$  მ/წმ – მკვრივი გრუნტი, B კატეგორია – EC8-ით). ნახ. 9 და 16 წარმოდგენილია საკვლევი ობიექტებისთვის ფუძე-გრუნტებზე გათვლილი საშიშროების მნიშვნელობების გრაფიკები პიკური აჩქარებების მნიშვნელობებისთვის და ერთიანი ალბათური სეისმური საშიშროების გრაფიკები. ცხრილი 2-5-ში მოცემული შედეგები შეესაბამება 475, 975, 2475 და 9950 (~10000) წელი განმეორებადობის პერიოდებს შესაბამისი ფუძე-გრუნტებისთვის. გრუნტის რხევის ვერტიკალური კომპონენტები მიღებულია როგორც 2/3 ჰორიზონტალური კომპონენტების (ICOLD, 2010).



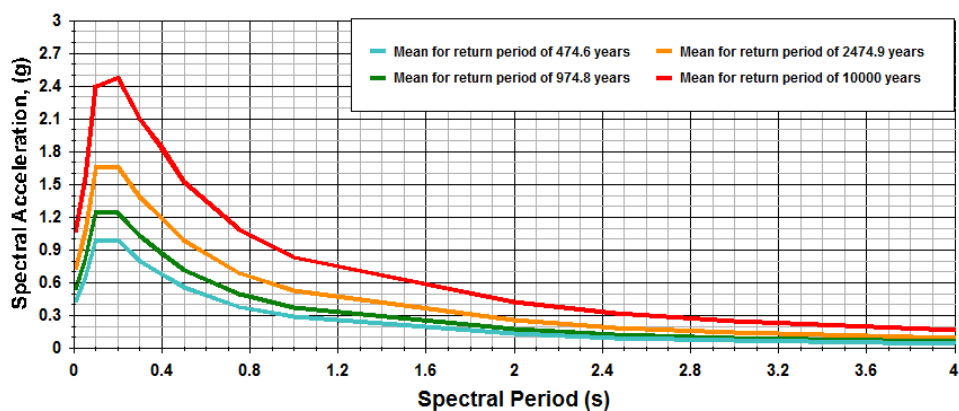
ნახ. 9. ობიექტი1-ის სეისმური საშიშროების გრაფიკი, გამოხატული PGA-თი  $V_{s30}=828$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



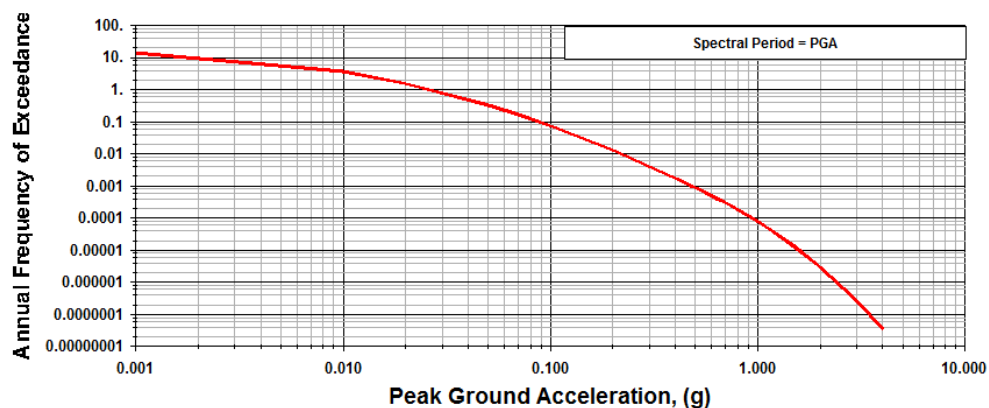
ნახ. 10. ერთიანი საშიშროების სპექტრი  $V_{S30}=828$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



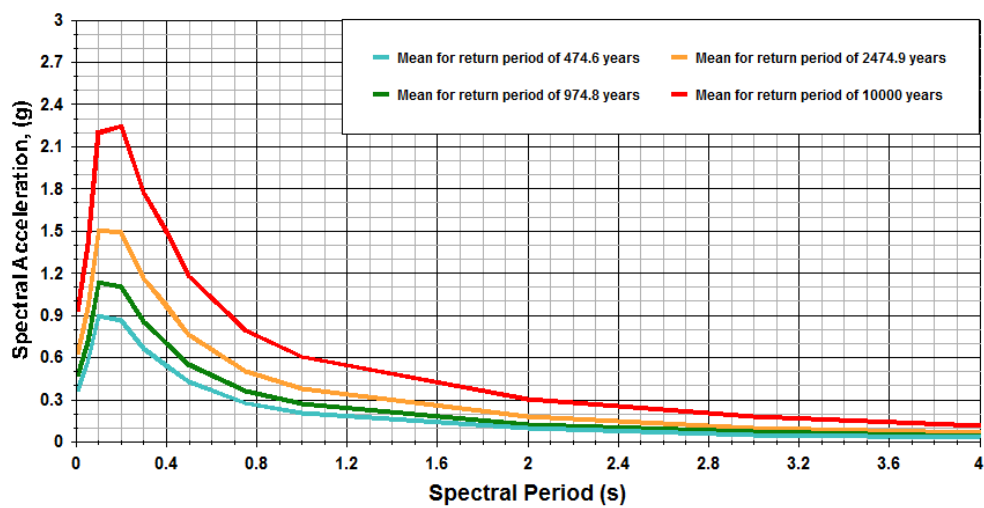
ნახ. 11. ობიექტი2-ის სეისმური საშიშროების გრფიკი, გამოხატული PGA-თი  $V_{S30}=633$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



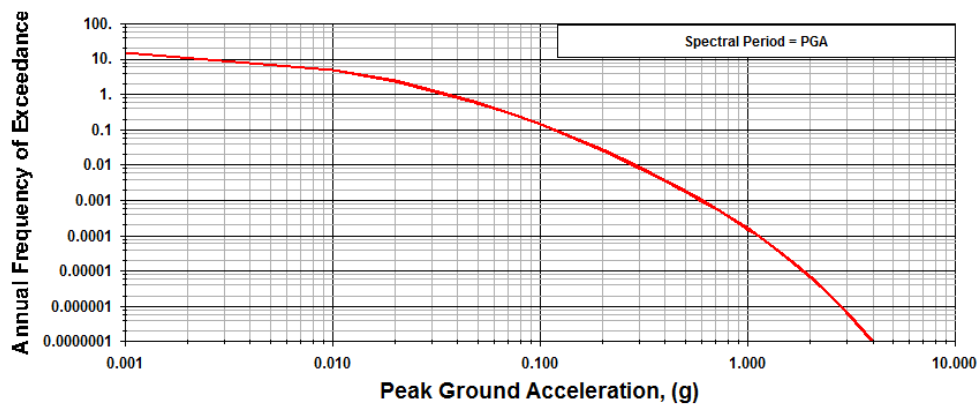
ნახ. 12. ერთიანი საშიშროების სპექტრი  $V_{S30}=633$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



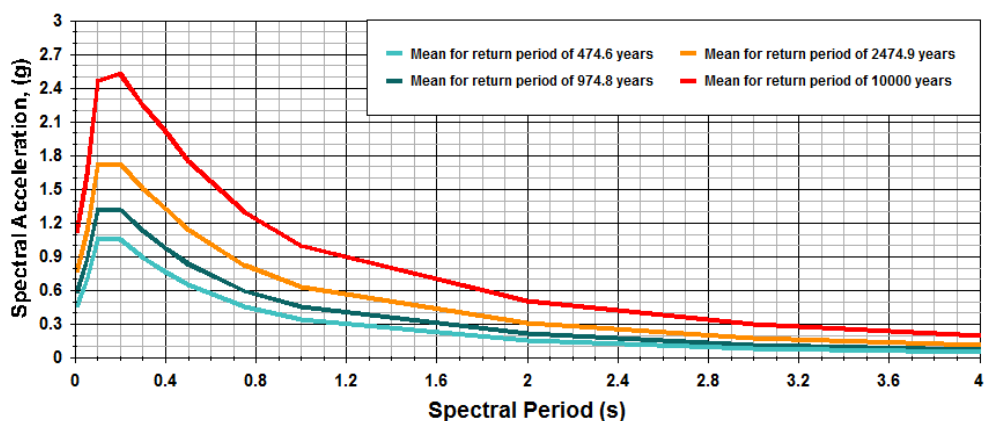
ნახ. 13. ობიექტი3-ის სეისმური საშიშროების გრფიკი, გამობატული PGA-თი  $V_{s30}=1002$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



ნახ. 14. ერთიანი საშიშროების სპექტრი  $V_{s30}=1002$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



ნახ. 15. ობიექტი4-ის სეისმური საშიშროების გრფიკი, გამობატული PGA-თი  $V_{s30}=486$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.



ნახ. 16. ერთიანი საშიშროების სპექტრი  $V_{S30}=486$  მ/წმ ფუძე-გრუნტისათვის.

ცხრილი 2. ობიექტი1-ის ალბათური სეისმური საშიშროების შეფასება (ჰორიზონტალური კომპონენტა, კლდოვანი გრუნტი  $V_{S30}=828$  მ/წმ, მოლოდინის დრო 50 წელი).

P, % (T, წელი)	10 (475)	5 (975)	2 (2475)	0.05 (9950)
PGAH (g)	0.418	0.530	0.709	1.044
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.05 წმ)	0.609	0.774	1.039	1.524
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.1 წმ)	0.971	1.225	1.624	2.370
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.2 წმ)	0.959	1.225	1.656	2.494
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.3 წმ)	0.755	0.970	1.321	2.029
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.4 წმ)	0.624	0.808	1.117	1.733
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.5 წმ)	0.499	0.648	0.895	1.388
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.75 წმ)	0.328	0.430	0.601	0.956
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=1 წმ)	0.247	0.325	0.457	0.728
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=2 წმ)	0.114	0.153	0.221	0.371
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=3 წმ)	0.063	0.085	0.125	0.220
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=4 წმ)	0.040	0.055	0.082	0.147

ცხრილი 3. ობიექტი2-ის ალბათური სეისმური საშიშროების შეფასება (ჰორიზონტალური კომპონენტა, მკვრივი გრუნტი  $V_{S30}=633$  მ/წმ, მოლოდინის დრო 50 წელი).

P, % (T, წელი)	10 (475)	5 (975)	2 (2475)	0.05 (9950)
PGAH (g)	0.439	0.553	0.734	1.074
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.05 წმ)	0.632	0.800	1.068	1.563

SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.1 წმ)	0.996	1.251	1.650	2.397
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.2 წმ)	0.983	1.243	1.662	2.476
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.3 წმ)	0.804	1.025	1.382	2.099
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.4 წმ)	0.676	0.869	1.191	1.834
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.5 წმ)	0.557	0.720	0.989	1.527
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.75 წმ)	0.378	0.494	0.689	1.091
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=1 წმ)	0.286	0.375	0.526	0.832
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=2 წმ)	0.133	0.177	0.255	0.426
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=3 წმ)	0.073	0.098	0.144	0.250
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=4 წმ)	0.047	0.063	0.093	0.167

ცხრილი 4. ობიექტი3-ის ალბათური სეისმური საშიშროების შეფასება  
(ჰორიზონტალური კომპონენტა, კლდოვანი გრუნტი  $V_{S30}=1002$  მ/წმ,  
მოლოდინის დრო 50 წელი).

P, % (T, წელი)	10 (475)	5 (975)	2 (2475)	0.05 (9950)
PGAH (g)	0.377	0.478	0.637	0.939
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.05 წმ)	0.559	0.712	0.952	1.371
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.1 წმ)	0.896	1.123	1.477	2.187
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.2 წმ)	0.866	1.099	1.471	2.233
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.3 წმ)	0.665	0.851	1.148	1.758
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.4 წმ)	0.542	0.701	0.964	1.466
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.5 წმ)	0.425	0.550	0.757	1.161
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.75 წმ)	0.275	0.360	0.502	0.792
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=1 წმ)	0.207	0.272	0.381	0.603
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=2 წმ)	0.095	0.127	0.182	0.304
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=3 წმ)	0.052	0.070	0.102	0.178
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=4 წმ)	0.033	0.045	0.066	0.118

ცხრილი 5. ობიექტი4-ის ალბათური სეისმური საშიშროების შეფასება  
(ჰორიზონტალური კომპონენტა, მკვრივი გრუნტი  $V_{S30}=486$  მ/წმ,  
მოლოდინის დრო 50 წელი).

P, % (T, წელი)	10 (475)	5 (975)	2 (2475)	0.05 (9950)
PGAH (g)	0.476	0.594	0.779	1.125
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.05 წმ)	0.676	0.850	1.124	1.629
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.1 წმ)	1.055	1.314	1.718	2.468
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.2 წმ)	1.051	1.313	1.729	2.526
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.3 წმ)	0.895	1.130	1.504	2.244
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.4 წმ)	0.767	0.979	1.326	2.015

SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.5 წმ)	0.653	0.838	1.143	1.749
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=0.75 წმ)	0.456	0.595	0.825	1.300
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=1 წმ)	0.345	0.452	0.631	0.997
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=2 წმ)	0.161	0.215	0.308	0.509
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=3 წმ)	0.089	0.119	0.173	0.299
SAH (g) 5% დაცხრომა (T=4 წმ)	0.057	0.077	0.112	0.200

#### 4.2. სეისმური საშიშროების დეაგრეგაცია

გეოლოგიური და სეისმოლოგიური ინფორმაცია წარმოადგენს პროგნოზირების საფუძველს მიწისძვრის შესაბამისი სცენარის, რომელიც შეიძლება იყოს გამოყენებული ობიექტის სამშენებლო მოედნის საშიშროების დეტერმინისტული შეფასებისთვის. „უარესი შემთხვევის“ სცენარისთვის აიღება მაქსიმალური სიდიდის სეისმური მოვლენა. მიწისძვრის სცენარი შეიძლება აგრეთვე განისაზღვროს, როგორც დიდი მიწისძვრა, რომელიც მოსალოდნელია გონივრული დროითი პერიოდის განმავლობაში. მიწისძვრის სცენარის შერჩევა საშიშროების დეაგრეგაციის საფუძველზე ფაქტიურად წარმოადგენს ალბათურ მაჩვენებელს იმისა, თუ რომელ მოვლენებს შეაქვთ ყველაზე დიდი წვლილი საშიშროებაში (ან დაზიანებაში და ზარალშიც კი).

ალბათური სეისმური საშიშროების დეაგრეგაცია მოიცავს ცვალებადი მიწისძვრის მცნებას, ძირითადად მაგნიტუდის, მანძილის და სხვა ცვლადი სიდიდეების მიხედვით, რომლებიც განსაზღვრავენ სეისმურ მოვლენებს და სეისმური საშიშროების არჩეულ დონეს (McGuire, 1995; Bazzurro and Cornell, 1999).

ალბათური სეისმური საშიშროების შეფასების დროს გრუნტის რხევების ყოველი პარამეტრისთვის გამოითვლება გადაჭარბების საშუალო პროცენტი (აღნიშნული, როგორც  $SA(T)$ ), რომლებსაც გააჩნიათ გადაჭარბების ფიქსირებული ალბათობები. დეაგრეგაციული ანალიზი საზღვრავს იმ განხვავებულ  $SA(T)$  მნიშვნელობებს, რომლებსაც შეაქვთ ძირითადი წვლილი ჯამური საშიშროების მრუდში (მაგ., ისინი, რომლებიც შეესაბამებიან გადაჭარბების სხვადასხვა ალბათობებს).

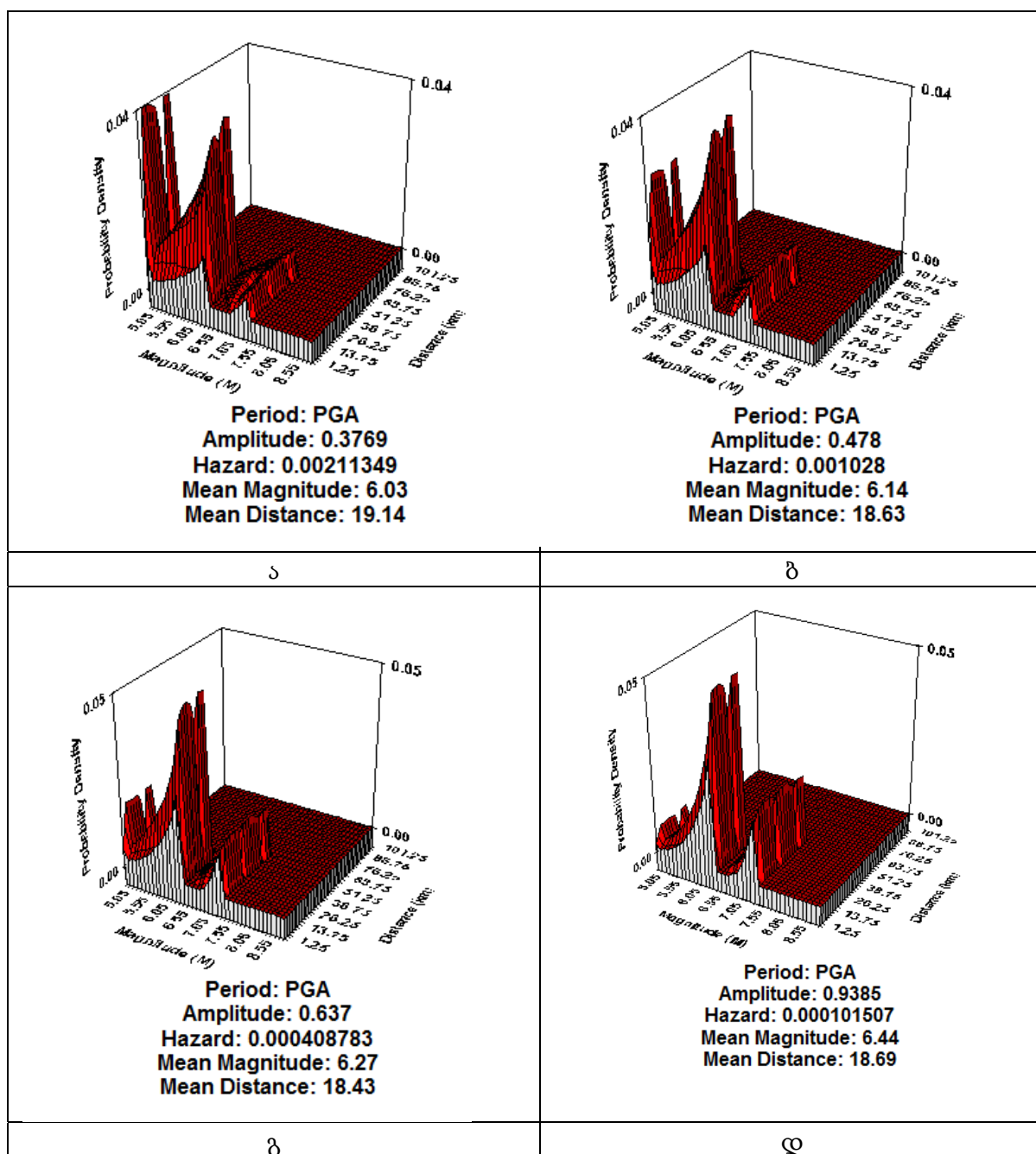
დეაგრეგაციული გამოკვლევები მოიცავს შემდეგ კვლევებს: ერთგანზომილებიანი 1-D მაგნიტუდური M ბიჯით, ორგანზომილებიანი 2-D მაგნიტუდისა და მანძილის M-R ბიჯით და სამგანზომილებიანი 3-D მაგნიტუდის, მანძილისა და ეპსილონის M-R-Epsilon ბიჯით. აქ ჩვენ გამოვიყენეთ 2-D M-R ბიჯს მაგნიტუდა-მანძილის წვლილის შეფასებისთვის მოცემული სეისმური საშიშროების კვანტორებში (რაოდენობრივ თანაფარდობებში).

ეს პარამეტრები შეიძლება აგრეთვე გამოყენებულ იქნას საკონტროლო მოვლენის (სცენარული მიწისძვრა) რეაქციის სპექტრის განსაზღვრისთვის ან ძლიერი მოძრაობის ნამდვილი ემპირიული ჩანაწერის შესარჩევად ნაგებობის დინამიკის ანალიზისთვის.

ნახ. 17-18-ზე მაგალითის სახით მოყვანილია ობიექტი3-ისთვის სეისმური საშიშროების დეაგრეგაციის შედეგები ფუძე-გრუნტისთვის ( $V_{s30}=1002$  მ/წმ), 475, 1000, 2475 და 9950-წლიანი განმეორებადობის პერიოდებისთვის და 50-წლიანი მოლოდინის დროისთვის, 5% დაცხრომისთვის PGA და 0.1 ან 0.2 წმ სპექტრალური აჩქარებებისთვის, რომელთა დროსაც სპექტრალური აჩქარების მნიშვნელობა აღწევს მაქსიმუმს. ცხრილი 6-9-ში მოცემული ამ და დანარჩენი სამი ობიექტისთვის მაგნიტუდა-მანძილის დეაგრეგაციის შედეგები PGA და SA-თვის ( $T=0.1$  წმ ან  $0.2$  წმ).

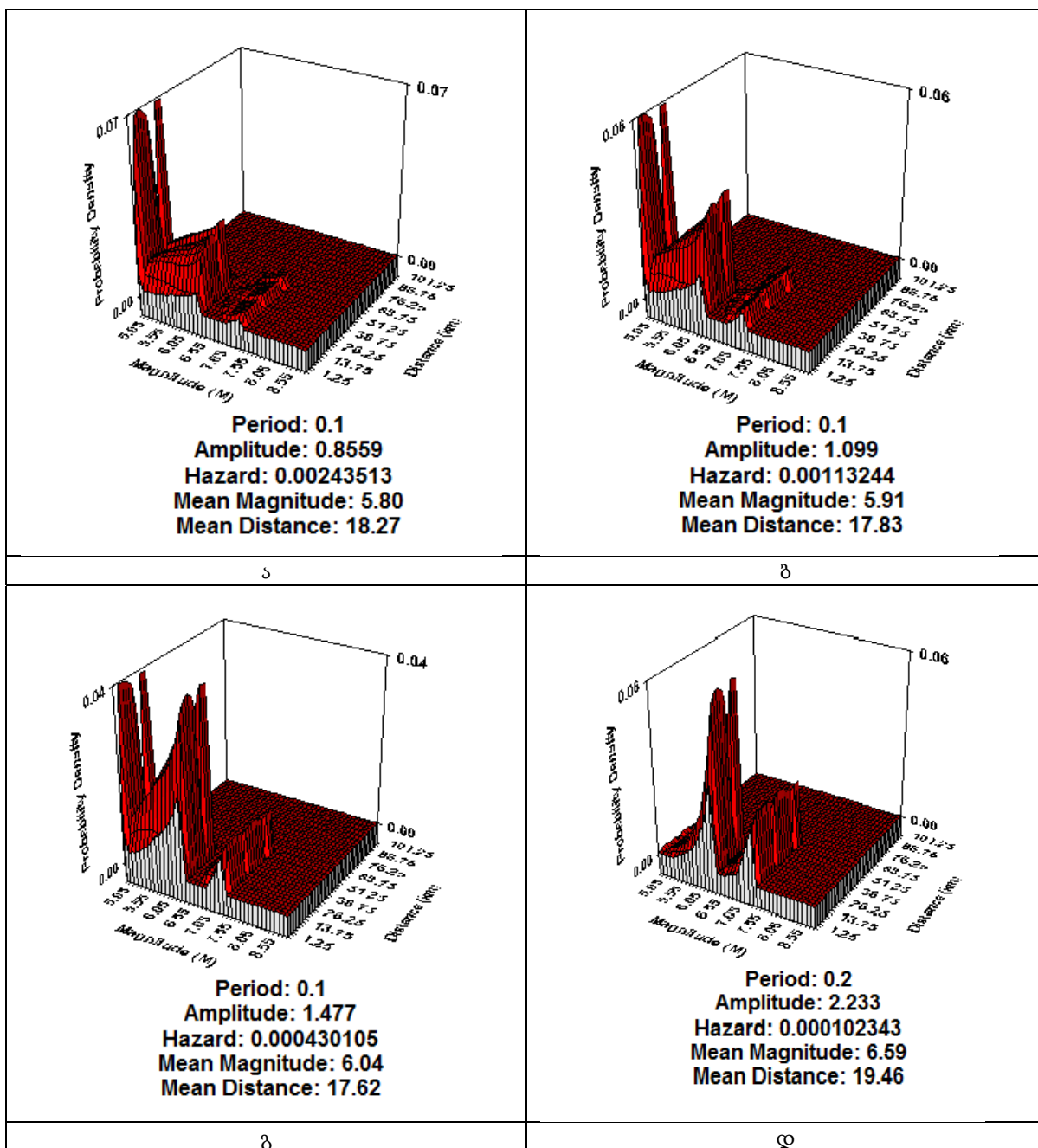
ცხრილი 6. დეაგრეგაციის შედეგები ობიექტი3-ისთვის (ჰორიზონტალური კომპონენტა, კლდოვანი გრუნტი  $V_{s30}=1002$  მ/წმ, მოლოდინის დრო 50 წელი)

	ამპლიტუდა (g)	საშუალო მაგნიტუდა ( $M_w$ )	საშუალო მანძილი (კმ)	საშუალო ეპსილონ
PGA, 475 წ.	0.377	6.03	19.14	1.12
PGA, 975 წ.	0.478	6.14	18.63	1.22
PGA, 2475 წ.	0.637	6.27	18.43	1.41
PGA, 9950 წ.	0.939	6.44	18.69	1.78
SA ( $T=0.1$ წმ), 475 წ.	0.856	5.80	18.27	1.30
SA ( $T=0.1$ წმ), 975 წ.	1.099	5.91	17.83	1.43
SA ( $T=0.1$ წმ), 2475 წ.	1.477	6.04	17.62	1.64
SA ( $T=0.2$ წმ), 9950 წ.	2.233	6.45	19.46	1.10



ნახ. 17. ობიექტივ-ის სეისმური საშიშროების მაგნიტუდა-მანძილის დეაგრეგაცია PGA-თვის, როცა განმეორებადობის პერიოდი ტოლია: ა) 475 წ., ბ) 975 წ., გ) 2475., დ) 9950 წ. (კლდოვანი გრუნტი  $V_{s30}=1002$  მ/წმ).





ნახ. 18. ობიექტი3-ის სეისმური საშიშროების მაგნიტუდა-მანძილის დეაგრეგაცია SA (T=0.1 წმ ან 0.2 წმ)-თვის, როცა განმეორებადობის პერიოდი ტოლია: ა) 475 წ., ბ) 975 წ., გ) 2475 წ., დ) 9950 წ. (კლდოვანი გრუნტი  $V_{S30}=1002$  მ/წმ).

ცხრილი 7. დეაგრეგაციის შედეგები ობიექტი1-ისთვის (ჰორიზონტალური კომპონენტი კლდოვანი გრუნტი,  $V_{S30}=828$  მ/წმ, მოლოდინის დრო 50 წელი)

	ამპლიტუდა (g)	საშუალო მაგნიტუდა (Mw)	საშუალო მანძილი (კმ)	საშუალო ეპსილონ
PGA, 475 წ.	0.417	6.09	19.26	1.11
PGA, 975 წ.	0.529	6.20	18.86	1.21

PGA, 2475 წ.	0.709	6.34	18.8	1.41
PGA, 9950 წ.	1.038	6.51	19.22	1.79
SA (T=0.1 წმ), 475 წ.	0.970	5.88	18.29	1.33
SA (T=0.2 წმ), 975 წ.	1.213	6.34	19.70	1.26
SA (T=0.2 წმ), 2475 წ.	1.638	6.47	19.52	1.42
SA (T=0.2 წმ), 9950 წ.	2.475	6.64	19.98	1.76

ცხრილი 8. დეაგრეგაციის შედეგები ობიექტი2-ისთვის (ჰორიზონტალური კომპონენტი მკვრივი გრუნტი,  $V_{s30}=633$  მ/წმ, მოლოდინის დრო 50 წელი)

	ამპლიტუდა (g)	საშუალო მაგნიტუდა ( $M_w$ )	საშუალო მანძილი (კმ)	საშუალო ეპსილონ
PGA, 475 წ.	0.440	6.02	19.26	1.18
PGA, 975 წ.	0.550	6.12	18.73	1.28
PGA, 2475 წ.	0.730	6.26	18.47	1.45
PGA, 9950 წ.	1.064	6.42	18.66	1.81
SA (T=0.1 წმ), 475 წ.	0.996	5.81	18.24	1.37
SA (T=0.1 წმ), 975 წ.	1.234	5.90	17.86	1.49
SA (T=0.2 წმ), 2475 წ.	1.646	6.40	19.32	1.50
SA (T=0.2 წმ), 9950 წ.	2.459	6.57	19.45	1.81

ცხრილი 9. დეაგრეგაციის შედეგები ობიექტი4-სთვის (ჰორიზონტალური კომპონენტი მკვრივი გრუნტი,  $V_{s30}=486$  მ/წმ, მოლოდინის დრო 50 წელი)

	ამპლიტუდა (g)	საშუალო მაგნიტუდა ( $M_w$ )	საშუალო მანძილი (კმ)	საშუალო ეპსილონ
PGA, 475 წ.	0.470	6.00	19.32	1.26
PGA, 975 წ.	0.590	6.09	18.70	1.37
PGA, 2475 წ.	0.780	6.22	18.32	1.55
PGA, 9950 წ.	1.110	6.37	18.36	1.88
SA (T=0.1 წმ), 475 წ.	1.050	5.78	18.25	1.46
SA (T=0.2 წმ), 975 წ.	1.298	6.24	19.88	1.48
SA (T=0.2 წმ), 2475 წ.	1.714	6.36	19.26	1.63
SA (T=0.2 წმ), 9950 წ.	2.509	6.51	19.14	1.92

როგორც ჩატარებულმა კვლევებმა გვიჩვენა ყველაზე მეტი წვლილი სეისმურ საშიშროებაში ოთხივე ობიექტისთვის შეაქვთ მიწისძვრებს მაგნიტუდებით  $M_w=5.8-6.6$ , რომლებიც განლაგებული იქნებიან ობიექტებიდან 17-20 კმ ნანძილებზე.

### 4.3. სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება

სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება არ განიხილავს დროის ფაქტორს. გრუნტის რყევის შეფასება დაფუძნებულია რაიონის აქტიურ რღვევებზე და სეისმური კერების ზონებზე, თუ ვივარაუდებთ, რომ მიწისძვრების შესაძლო სცენარებს შორის მოხდება უარესი ვარიანტი.

მოცემულ ობიექტზე სკ ზონებიდან მოსალოდნელი მაქსიმალური სეისმური ზემოქმედებების შეფასება განხორციელდა გრუნტის პიკური აჩქარებებით (PGA) და სპექტრალური აჩქარებით (SA).

ცხრილები 10-13 წარმოგვიდგენს გამოთვლების შედეგებს გრუნტის პიკური აჩქარების (PGA) და სპექტრალური აჩქარების (SA) 0.1-4.0 წმ პერიოდებისთვის, (0.5 კვანტილისთვის) 50 კმ რადიუსში მყოფი სკ ზონებისთვის (დანარჩენი სკ ზონების გავლენა მნიშვნელოვნად მცირეა) უდიდესი მაგნიტუდისთვის, ობიექტამდე უმოკლეს მანძილზე შესაბამისი ფუძე-გრუნტებისთვის.

ცხრილი 10. ობიექტი1-ის სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება 0.5 კვანტილისთვის კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{s30}=828$  მ/წმ, 50 კმ რადიუსში მყოფი სკზ-დან

# SSZ	12	13	10	19	14	5	15	4	8	9	16	18	20
$M_{Smax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.1	4.5	5.0	6.5	7.5	6.5
$M_{Wmax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.1	5.1	5.4	6.5	7.5	6.5
R (კმ)	1	9	20	24	30	44	42	44	44	45	43	48	50
$PGA_{Obj.}(g)$	0.476	0.171	0.160	0.171	0.092	0.090	0.070	0.047	0.018	0.024	0.069	0.107	0.059
$SA^{0.05}_{Obj.}(g)$	0.643	0.219	0.191	0.208	0.113	0.105	0.085	0.060	0.024	0.032	0.082	0.128	0.072
$SA^{0.1}_{Obj.}(g)$	0.931	0.338	0.275	0.287	0.165	0.147	0.123	0.090	0.039	0.051	0.120	0.170	0.103
$SA^{0.2}_{Obj.}(g)$	1.080	0.426	0.359	0.331	0.212	0.197	0.166	0.114	0.042	0.057	0.162	0.195	0.137
$SA^{0.3}_{Obj.}(g)$	0.849	0.343	0.307	0.281	0.175	0.177	0.147	0.099	0.032	0.045	0.144	0.169	0.117
$SA^{0.4}_{Obj.}(g)$	0.745	0.293	0.267	0.246	0.147	0.154	0.121	0.076	0.024	0.033	0.118	0.151	0.098
$SA^{0.5}_{Obj.}(g)$	0.585	0.231	0.215	0.201	0.116	0.127	0.097	0.060	0.017	0.025	0.095	0.126	0.079
$SA^{0.75}_{Obj.}(g)$	0.372	0.141	0.147	0.147	0.075	0.090	0.065	0.039	0.010	0.015	0.064	0.094	0.052
$SA^1_{Obj.}(g)$	0.286	0.105	0.110	0.115	0.057	0.066	0.047	0.027	0.006	0.010	0.046	0.076	0.039
$SA^2_{Obj.}(g)$	0.125	0.045	0.049	0.062	0.025	0.027	0.018	0.010	0.002	0.003	0.017	0.041	0.018
$SA^3_{Obj.}(g)$	0.067	0.024	0.028	0.043	0.014	0.015	0.009	0.005	0.001	0.001	0.009	0.028	0.010
$SA^4_{Obj.}(g)$	0.040	0.016	0.019	0.030	0.009	0.010	0.006	0.003	0.0003	0.001	0.006	0.020	0.006

ცხრილი 11. ობიექტი2-ის სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება 0.5 კვანტილისთვის მკვრივი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=633$  მ/წმ, 50 კმ რადიუსში მყოფი სკზ-დან

# SSZ	12	13	10	19	14	5	15	4	8	9	16	18
$M_{Smax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.0	4.5	5.0	6.5	7.5
$M_{Wmax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.1	5.1	5.4	6.5	7.5
R (კმ)	1	11	16	28	29	40	40	40	40	42	422	51
$PGA_{Obj.}(g)$	0.502	0.166	0.196	0.170	0.104	0.108	0.080	0.058	0.022	0.029	0.077	0.111
$SA^{0.05}_{Obj.}(g)$	0.672	0.208	0.232	0.202	0.125	0.124	0.095	0.072	0.029	0.038	0.091	0.130
$SA^{0.1}_{Obj.}(g)$	0.956	0.315	0.331	0.274	0.182	0.171	0.137	0.108	0.047	0.060	0.131	0.171
$SA^{0.2}_{Obj.}(g)$	1.106	0.403	0.437	0.317	0.238	0.233	0.188	0.137	0.051	0.068	0.181	0.198
$SA^{0.3}_{Obj.}(g)$	0.914	0.337	0.389	0.281	0.203	0.216	0.172	0.122	0.040	0.056	0.166	0.179
$SA^{0.4}_{Obj.}(g)$	0.826	0.292	0.346	0.252	0.172	0.190	0.143	0.095	0.030	0.041	0.138	0.163
$SA^{0.5}_{Obj.}(g)$	0.674	0.238	0.288	0.213	0.140	0.161	0.118	0.077	0.022	0.032	0.114	0.140
$SA^{0.75}_{Obj.}(g)$	0.448	0.150	0.202	0.161	0.093	0.116	0.080	0.050	0.012	0.019	0.078	0.108
$SA^1_{Obj.}(g)$	0.345	0.111	0.152	0.127	0.071	0.086	0.058	0.036	0.008	0.013	0.056	0.087
$SA^2_{Obj.}(g)$	0.152	0.048	0.068	0.068	0.032	0.035	0.022	0.013	0.002	0.004	0.021	0.047
$SA^3_{Obj.}(g)$	0.082	0.026	0.039	0.047	0.017	0.020	0.012	0.007	0.001	0.002	0.011	0.032
$SA^4_{Obj.}(g)$	0.049	0.017	0.027	0.034	0.011	0.014	0.007	0.004	0.0005	0.001	0.007	0.023

ცხრილი 12. ობიექტი3-ის სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება 0.5 კვანტილისთვის კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=1002$  მ/წმ, 50 კმ რადიუსში მყოფი სკზ-დან

# SSZ	12	13	10	19	14	5	15	4	8	9	16	18
$M_{Smax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.0	4.5	5.0	6.5	7.5
$M_{Wmax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.1	5.1	5.4	6.5	7.5
R (კმ)	1	11	16	18	30	40	40	40	40	42	42	51
$PGA_{Obj.}(g)$	0.444	0.143	0.169	0.146	0.088	0.091	0.068	0.048	0.019	0.024	0.065	0.094
$SA^{0.05}_{Obj.}(g)$	0.609	0.184	0.206	0.179	0.110	0.109	0.083	0.062	0.025	0.033	0.079	0.114
$SA^{0.1}_{Obj.}(g)$	0.888	0.285	0.300	0.247	0.162	0.153	0.121	0.095	0.042	0.053	0.116	0.152
$SA^{0.2}_{Obj.}(g)$	1.018	0.355	0.388	0.280	0.206	0.202	0.161	0.117	0.043	0.058	0.155	0.172
$SA^{0.3}_{Obj.}(g)$	0.780	0.279	0.324	0.232	0.166	0.177	0.139	0.099	0.032	0.045	0.134	0.146
$SA^{0.4}_{Obj.}(g)$	0.677	0.234	0.279	0.202	0.137	0.151	0.113	0.075	0.024	0.033	0.109	0.129
$SA^{0.5}_{Obj.}(g)$	0.521	0.182	0.220	0.163	0.106	0.122	0.089	0.058	0.017	0.024	0.086	0.106
$SA^{0.75}_{Obj.}(g)$	0.326	0.109	0.147	0.117	0.068	0.084	0.058	0.037	0.009	0.014	0.057	0.079
$SA^1_{Obj.}(g)$	0.250	0.081	0.110	0.092	0.051	0.062	0.042	0.026	0.006	0.009	0.041	0.063
$SA^2_{Obj.}(g)$	0.109	0.034	0.049	0.049	0.023	0.025	0.016	0.009	0.002	0.003	0.015	0.034
$SA^3_{Obj.}(g)$	0.058	0.018	0.028	0.034	0.012	0.014	0.008	0.005	0.001	0.001	0.008	0.023
$SA^4_{Obj.}(g)$	0.035	0.012	0.019	0.024	0.008	0.010	0.005	0.003	0.0003	0.001	0.005	0.016

ცხრილი 13. ობიექტი4-ის სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება 0.5 კვანტილისთვის მკვრივი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=486$  მ/წმ, 50 კმ რადიუსში მყოფი სკზ-დან

# SSZ	12	13	10	19	14	5	15	4	8	9	16	18
$M_{Smax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.0	4.5	5.0	6.5	7.5
$M_{Wmax}$	6.5	6.5	7.0	7.5	6.5	7.0	6.5	6.1	5.1	5.4	6.5	7.5
R (კმ)	1	10	16	30	27	39	38	40	40	42	40	51
$PGA_{Obj.}(g)$	0.518	0.189	0.212	0.178	0.121	0.121	0.094	0.065	0.025	0.033	0.090	0.122
$SA^{0.05}_{Obj.}(g)$	0.690	0.235	0.248	0.209	0.144	0.136	0.109	0.080	0.032	0.042	0.104	0.140
$SA^{0.1}_{Obj.}(g)$	0.963	0.352	0.350	0.278	0.207	0.187	0.155	0.118	0.052	0.066	0.148	0.182
$SA^{0.2}_{Obj.}(g)$	1.101	0.451	0.464	0.324	0.273	0.257	0.217	0.154	0.057	0.076	0.208	0.215
$SA^{0.3}_{Obj.}(g)$	0.964	0.394	0.432	0.299	0.241	0.247	0.204	0.141	0.046	0.064	0.196	0.201
$SA^{0.4}_{Obj.}(g)$	0.901	0.350	0.393	0.274	0.208	0.221	0.172	0.111	0.035	0.048	0.165	0.186
$SA^{0.5}_{Obj.}(g)$	0.769	0.294	0.338	0.240	0.174	0.192	0.145	0.091	0.027	0.037	0.139	0.164
$SA^{0.75}_{Obj.}(g)$	0.538	0.192	0.246	0.187	0.118	0.141	0.101	0.061	0.015	0.022	0.097	0.130
$SA^1_{Obj.}(g)$	0.415	0.143	0.185	0.148	0.090	0.105	0.073	0.043	0.010	0.015	0.070	0.105
$SA^2_{Obj.}(g)$	0.185	0.062	0.083	0.081	0.040	0.044	0.028	0.016	0.003	0.005	0.027	0.057
$SA^3_{Obj.}(g)$	0.100	0.033	0.049	0.056	0.022	0.025	0.015	0.008	0.001	0.002	0.014	0.039
$SA^4_{Obj.}(g)$	0.060	0.022	0.033	0.040	0.015	0.017	0.009	0.005	0.001	0.001	0.009	0.028

როგორც 0.5 კვანტილის დეტერმინისტული შეფასებებიდან ჩანს (იხ. ცხრილები 10 -13) მაღალი სეისმური საშიშროება ობიექტებზე მოსალოდნელია #12 სკ ზონიდან, სადაც განლაგებულია უშუალოდ ობიექტები: 0.48 g ( $V_{S30}=828$  მ/წმ), 0.50 g ( $V_{S30}=633$  მ/წმ), 0.44 g ( $V_{S30}=1002$  მ/წმ), 0.52 g ( $V_{S30}=486$  მ/წმ).

ცხრილებში 14-17 წარმოადგენილია დეტერმინისტული სეისმური საშიშროება #12 მაკონტროლებელი ზონიდან 0.84 კვანტილისთვის. ამ შემთხვევაში PGA-ს პროგნოზული მნიშვნელობები 0.83 g ( $V_{S30}=828$  მ/წმ), 0.88 g ( $V_{S30}=633$  მ/წმ), 0.78 g ( $V_{S30}=1002$  მ/წმ), 0.91 g ( $V_{S30}=486$  მ/წმ) აღწევს.

ნახ. 19-26-ზე მოცემულია საკვლევი ობიექტებისათვის დეტერმინისტული სპექტრის განსაზღვრის შედეგები 0.5 და 0.84 კვანტილებისთვის.

ცხრილი 14. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროება #12 მაკონტროლებელი სკ ზონიდან, 0.84 კვანტილისთვის, კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=828$  მ/წმ (ობიექტი1)

# SSZ	$M_{Smax}$	$M_{Wmax}$	R (კმ)	$PGA_{Obj.}(g)$	$SA^{0.05}_{Obj.}(g)$	$SA^{0.1}_{Obj.}(g)$	$SA^{0.2}_{Obj.}(g)$
16	6.5	6.5	1	0.833	1.156	1.704	1.953

$SA^{0.3}_{Obj}(g)$	$SA^{0.4}_{Obj}(g)$	$SA^{0.5}_{Obj}(g)$	$SA^{0.75}_{Obj}(g)$	$SA^1_{Obj}(g)$	$SA^2_{Obj}(g)$	$SA^3_{Obj}(g)$	$SA^4_{Obj}(g)$
1.554	1.356	1.077	0.707	0.544	0.251	0.134	0.081

ცხრილი 15. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროება #12  
 მაკონტროლებელი სკ ზონიდან, 0.84 კვანტილისთვის, მკვრივი  
 გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=633$  მ/წმ (ობიექტი2)

# SSZ	$M_{Smax}$	$M_{Wmax}$	R (კმ)	$PGA_{Obj}(g)$	$SA^{0.05}_{Obj}(g)$	$SA^{0.1}_{Obj}(g)$	$SA^{0.2}_{Obj}(g)$
16	6.5	6.5	1	0.879	1.207	1.750	2.000

$SA^{0.3}_{Obj}(g)$	$SA^{0.4}_{Obj}(g)$	$SA^{0.5}_{Obj}(g)$	$SA^{0.75}_{Obj}(g)$	$SA^1_{Obj}(g)$	$SA^2_{Obj}(g)$	$SA^3_{Obj}(g)$	$SA^4_{Obj}(g)$
1.674	1.504	1.242	0.851	0.657	0.306	0.163	0.099

ცხრილი 16. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროება #12  
 მაკონტროლებელი სკ ზონიდან, 0.84 კვანტილისთვის, კლდოვანი  
 გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=1002$  მ/წმ (ობიექტი3)

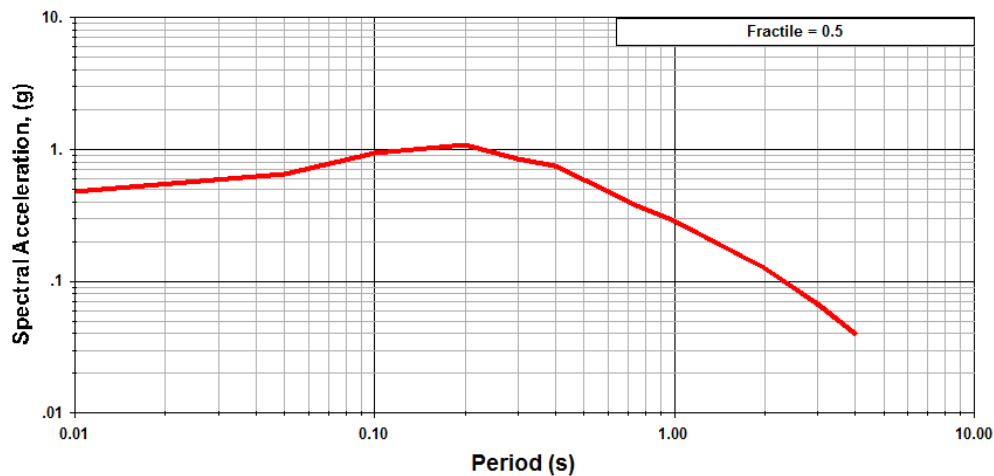
# SSZ	$M_{Smax}$	$M_{Wmax}$	R (კმ)	$PGA_{Obj}(g)$	$SA^{0.05}_{Obj}(g)$	$SA^{0.1}_{Obj}(g)$	$SA^{0.2}_{Obj}(g)$
16	6.5	6.5	1	0.778	1.094	1.625	1.841

$SA^{0.3}_{Obj}(g)$	$SA^{0.4}_{Obj}(g)$	$SA^{0.5}_{Obj}(g)$	$SA^{0.75}_{Obj}(g)$	$SA^1_{Obj}(g)$	$SA^2_{Obj}(g)$	$SA^3_{Obj}(g)$	$SA^4_{Obj}(g)$
1.429	1.233	0.961	0.620	0.476	0.219	0.116	0.070

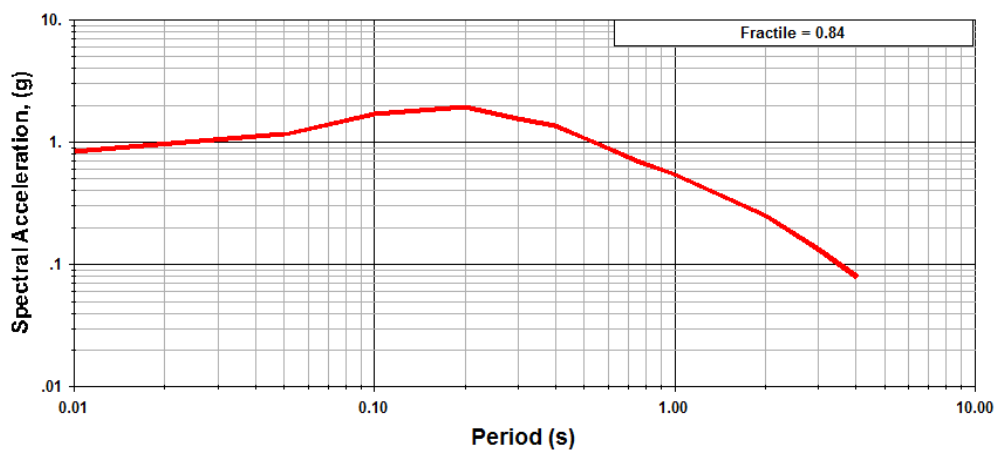
ცხრილი 17. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროება #12  
 მაკონტროლებელი სკ ზონიდან, 0.84 კვანტილისთვის, მკვრივი  
 გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=486$  მ/წმ (ობიექტი4)

# SSZ	$M_{Smax}$	$M_{Wmax}$	R (კმ)	$PGA_{Obj}(g)$	$SA^{0.05}_{Obj}(g)$	$SA^{0.1}_{Obj}(g)$	$SA^{0.2}_{Obj}(g)$
16	6.5	6.5	1	0.907	1.240	1.763	1.992

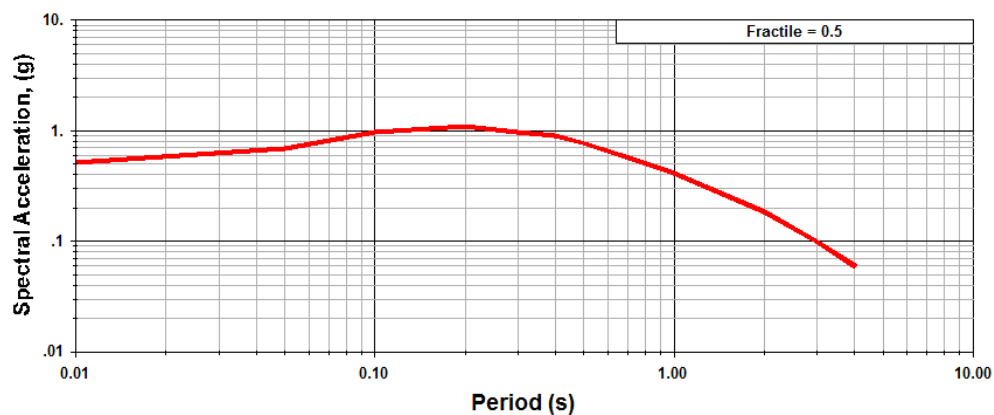
$SA^{0.3}_{Obj}(g)$	$SA^{0.4}_{Obj}(g)$	$SA^{0.5}_{Obj}(g)$	$SA^{0.75}_{Obj}(g)$	$SA^1_{Obj}(g)$	$SA^2_{Obj}(g)$	$SA^3_{Obj}(g)$	$SA^4_{Obj}(g)$
1.765	1.640	1.417	1.021	0.790	0.371	0.199	0.121



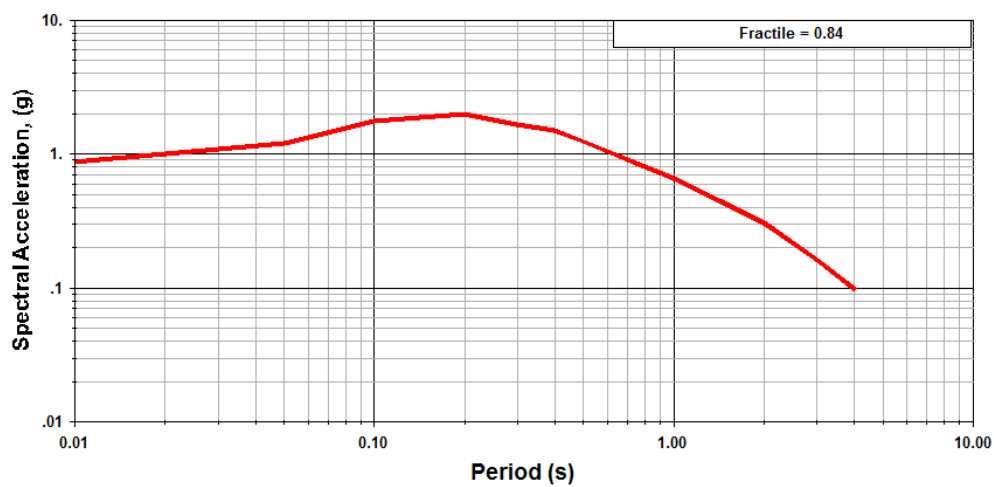
ნახ. 19. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი1-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.5 კვანტილისთვის, კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=828$ მ/წმ.



ნახ. 20. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი1-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.84 კვანტილისთვის, კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=828$  მ/წმ.

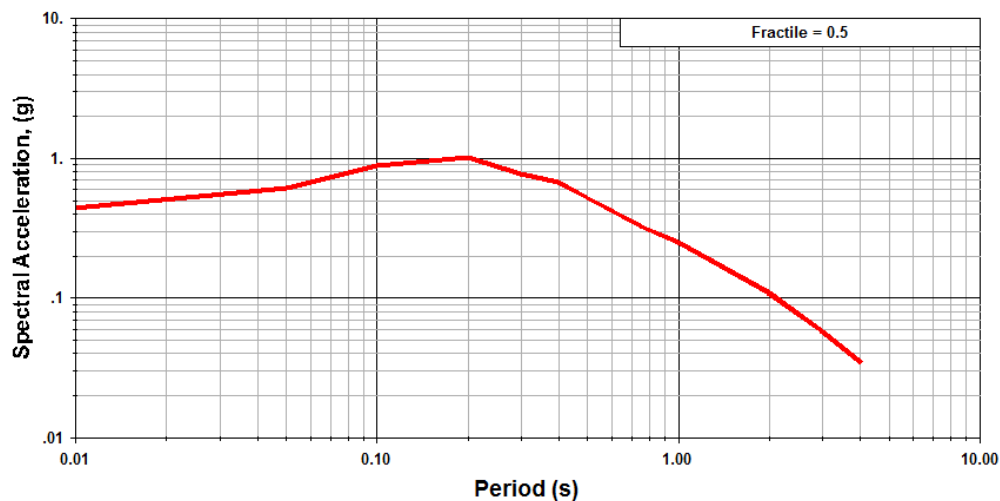


ნახ. 21. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი2-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.5 კვანტილისთვის, მკვრივი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=633$  მ/წმ.

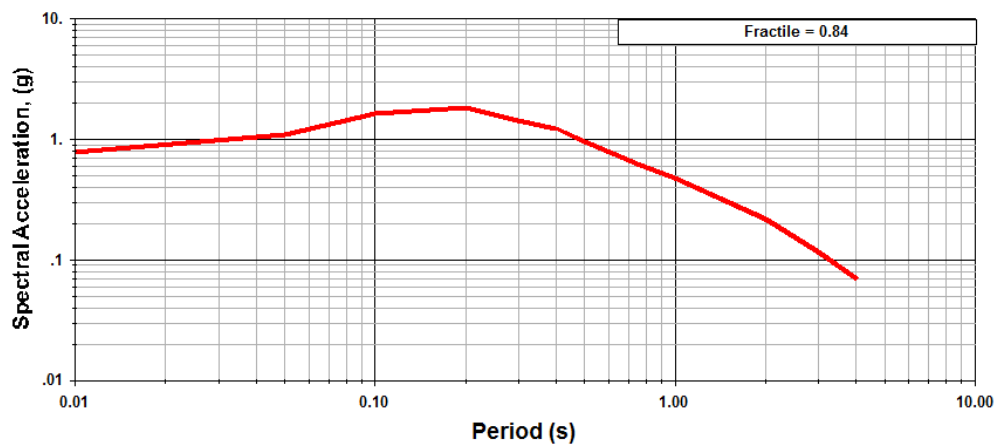


ნახ. 22. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი2-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.84 კვანტილისთვის, მკვრივი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=633$  მ/წმ.

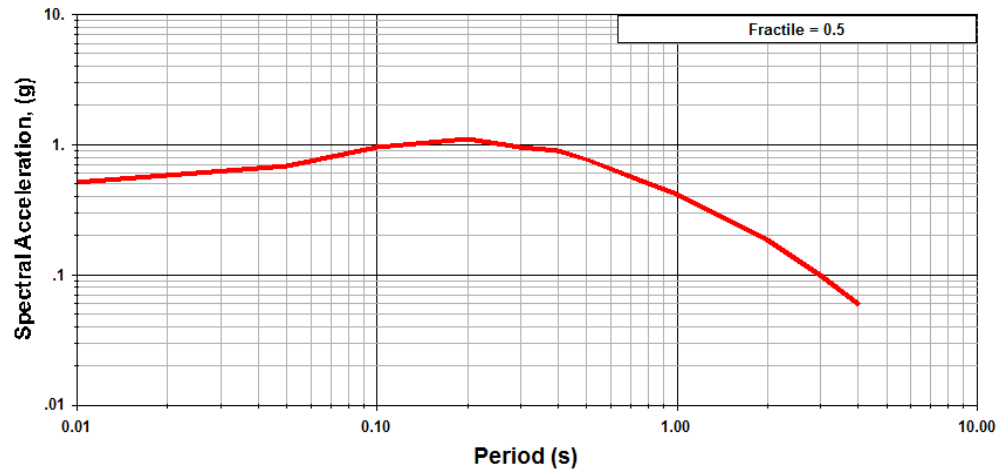




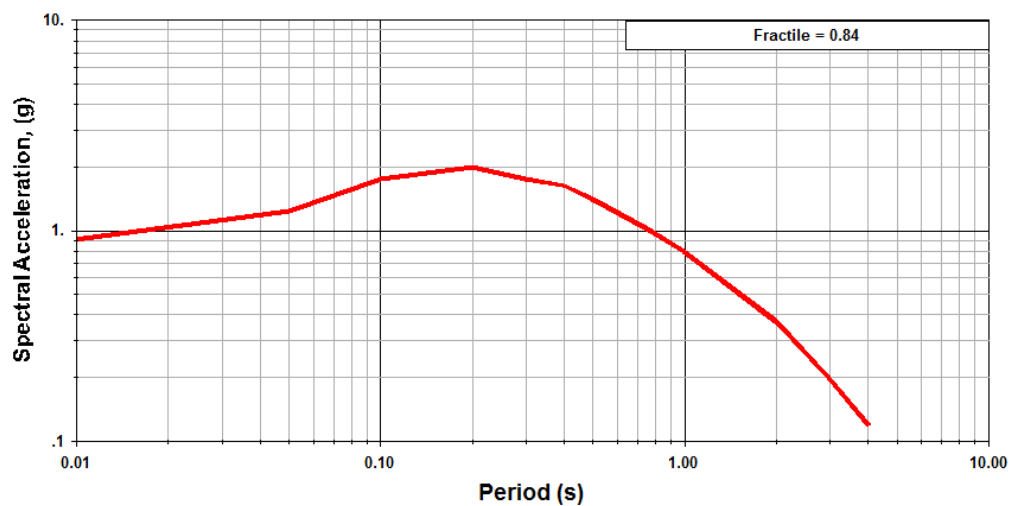
ნახ. 23. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი3-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.5 კვანტილისთვის, კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=1002$  მ/წმ.



ნახ. 24. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი3-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.84 კვანტილისთვის, კლდოვანი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=1002$  მ/წმ.



ნახ. 25. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი4-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.5 კვანტილისთვის, მკვრივი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=486$  მ/წმ.



ნახ. 26. დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების სპექტრი ობიექტი4-ისთვის, განსაზღვრული შეწონილი დაცხრომის განტოლებებით ყველა წყაროსთვის, 0.84 კვანტილისთვის, მკვრივი გრუნტის შემთხვევაში  $V_{S30}=486$  მ/წმ.

#### 4.4. სამშენებლო მოედნებისთვის აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა

აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევითვის გომოყენებულ იქნა საერთაშორისო მონაცემთა ბაზებში მოძიებული მასალები, კერძოდ - ევროპის პროექტის მიწისძვრის ჩანაწერები (Internet-site for European Strong-Motion Database), იტალიური

აქსელერომეტრული არქივის (Itaca <http://itaca.mi.ingv.it>), მონაცემთა ბანკში არსებული აქსელეროგრამები.

აღნიშნულ მონაცემთა ბაზებში მოძიებულ იქნა სულ 14 აქსელეროგრამა. დეაგრეგაციის შედეგებმა გვიჩვენა, რომ ოთხივე ობიექტისთვის როგორც პიკური ასევე სპექტრალური აჩქარებებით სეისმური საშიშროების შერჩეული დონეების შეფასებისას ყველაზე მეტი წვლილი შეაქვთ მიწისძვრებს მაგნიტუდურ დიაპაზონში  $M_w=5.7-6.6$   $R_{jb}=17-20$  კმ მანძილებზე, სადაც  $R_{jb}$  არის ჯოინერ-ბურის მანძილი ანუ მანძილი ობიექტიდან რღვევის სიბრტყემდე.

სეისმური საშიშროების დეტერმინისტულმა შეფასებამ გვიჩვენა, რომ მაკონტროლებელი ზონის მაქსიმალური მაგნიტუდა არის 6.5. ამიტომ მონაცემთა საერთაშორისო ბაზაში პირველ რიგში მოძიებული იქნა მიწისძვრები მაგნიტუდით 5.7-6.6,  $R_{jb}=0-20$  კმ მანძილებზე შესაბამისი სეისმური პირობებისა და გრუნტის თვისებების მქონე რეგიონებიდან. მონაცემთა სიმცირის გამო, ძიებისას, მოხდა მანძილების გაზრდა 100 კმ-მდე.

მოძიებული იქნა 14 ჩანაწერი. აქედან 7 A კატეგორიის გრუნტისთვის (EC8-თი), რომელიც მიესადაგება ობიექტების ფუძე-გრუნტებს  $V_{s30}=1002$  მ/წმ და 828 მ/წმ მნიშვნელობებით და 7 ჩანაწერი B კატეგორიის გრუნტისთვის (EC8-თი), რომელიც შეესაბამებოდა ობიექტების ფუძე-გრუნტებს  $V_{s30}=633$  მ/წმ და 486 მ/წმ მნიშვნელობებით.

ეს მოძიებული აქსელეროგრამებია:

- 1) 20161030 06:40:18 (EMS-20161030\_000001) Central Italy მიწისძვრის ბიძგის ჩანაწერები B\* კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=6.5$ , Lat=42.83 Long=13.11, Depth=9.2, Rep=11 km (ეპიცენტრული მანძილი),  $R_{jb}=0.0$  km.
- 2) 20120529 07:00:02 EMILIA\_2ND\_SHOCK (Italy) მეორე ბიძგის ჩანაწერები B\* კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=6.0$ , Lat=44.84 Long=11.07, Depth=8.07 km, Rep=43 km,  $R_{jb}=38.89$  km.
- 3) 19900505072119\_POTENZA (Italy) მიწისძვრის ბიძგის ჩანაწერები B კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=5.8$ ,  $M_s=5.6$ , Lat=40.58 Long=15.85, Depth=10.0 km, Rep=29 km,  $R_{jb}=26.79$  km,  $V_{s30}=403$  m/sec.

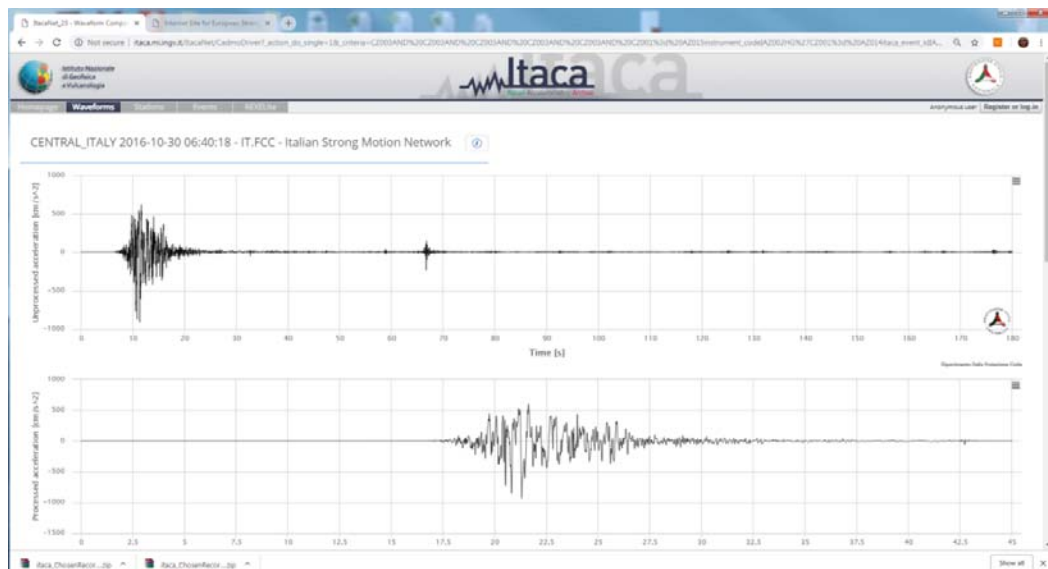
- 4) 19760915 03:15:18 (ID IT-1976\_0027) FRUILI (Italy) მეორე ბიძგის ჩანაწერები B კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=5.9$ ,  $M_s=6.0$ ,  $Lat=46.28$   $Long=13.20$ ,  $Depth=6.8$  km,  $Rep=6.2$  km,  $R_{jb}=3.5$  km,  $V_{s30}=445$  m/s.
- 5) 19760915 03:15:18 (ID IT-1976\_0027) FRUILI (Italy) მეორე ბიძგის ჩანაწერები B კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=5.9$ ,  $M_s=6.0$ ,  $Lat=46.28$   $Long=13.20$ ,  $Depth=6.8$  km, მექანიზმის ტიპი შეცვლება TF,  $Rep=17$  km,  $R_{jb}=16$  km,  $V_{s30}=454$  m/s.
- 6) 1976 09 15 09:21:18 Event ID IT-1976-0030 FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები B კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_s=5.9$ ,  $M_w=6.0$ ,  $Lat=46.30$   $Long=13.17$ ,  $Depth=11.3$  km,  $Rep=16.2$  km,  $R_{jb}=12.96$  km,  $V_{s30}=454$  m/s.
- 7) 1976 09 15 09:21:18 (Event ID IT-1976-0030) FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები B კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_s=5.9$ ,  $M_w=6.0$ ,  $Lat=46.30$   $Long=13.17$ ,  $Depth=11.3$  km, მექანიზმის ტიპი შეცვლება TF,  $Rep=4$  km,  $R_{jb}=1.15$  km,  $V_{s30}=445$  m/s.
- 8) 20161030 06:40:18 EMS-20161030\_000001 Central Italy ბიძგის ჩანაწერები A\* კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=6.5$ ,  $Lat=42.83$   $Long=13.11$ ,  $Depth=9.2$ ,  $Rep=11$  km,  $R_{jb}=0.0$  km.
- 9) 20161030 06:40:18 EMS-20161030\_000001 Central Italy ბიძგის ჩანაწერები A\* კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=6.5$ ,  $Lat=42.83$ ,  $Long=13.11$ ,  $Depth=9.2$ ,  $Rep=12$  km,  $R_{jb}=4.41$  km.
- 10) 20120529 07:00:02 EMILIA\_2ND\_SHOCK (Italy) მეორე ბიძგის ჩანაწერები A\* კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=6.0$ ,  $Lat=44.84$   $Long=11.07$ ,  $Depth=8.07$  km,  $Rep=80$  km,  $R_{jb}=75.47$  km.
- 11) 1976 09 15 09:21:18 Event ID IT-1976-0030 FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები A კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_s=5.9$ ,  $M_w=6.0$ ,  $Lat=46.30$ ,  $Long=13.17$ ,  $Depth=11.3$  km,  $Rep=49.6$  km,  $R_{jb}=5.51$  km,  $V_{s30}=976$  m/s.
- 12) 1976 09 15 09:21:18 Event ID IT-1976-0030 FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები A კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_s=5.9$ ,  $M_w=6.0$ .  $Lat=46.30$   $Long=13.17$ ,  $Depth=11.3$  km,  $Rep=85$  km,  $R_{jb}=82.39$  km,  $V_{s30}=1001$ m/s.

- 13) 19901213 00:24:26 EVENT\_ID: IT-1990-0003 Sicily ჩანაწერები A კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=5.6$ ,  $Lat=37.19$   $Long=15.47$ ,  $Depth=5$  km,  $Rep=36.9$  km,  $R_{jb}=24.58$  km,  $V_{s30}=871$  m/s.
- 14) 19901213 00:24:26 EVENT\_ID: IT-1990-0003 Sicily ჩანაწერები A კატეგორიის გრუნტისთვის.  $M_w=5.6$ ,  $Lat=37.19$   $Long=15.47$ ,  $Depth=5$  km,  $Rep=63$  km,  $R_{jb}=68.89$  km,  $V_{s30}=871$  m/s.

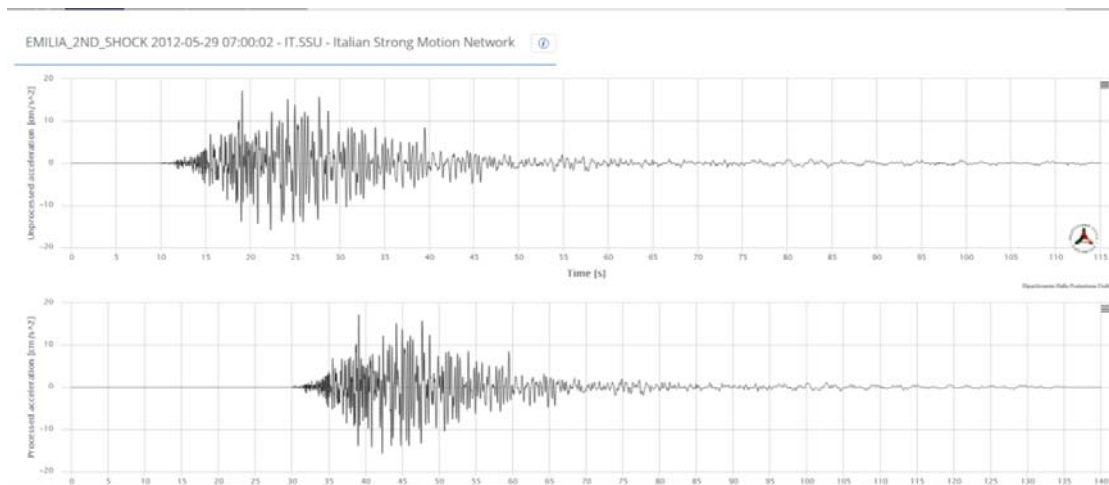
\* გრუნტის კატეგორია განსაზღვრულია გეოლოგიური მონაცემებით  $V_{s30}$ -ის გარეშე.

არჩეული ძლიერი მოძრაობის ჩანაწერების შედარებამ ჩვენს მიერ მიღებული დეტერმინისტულ შეფასებებთან გვიჩვენა კარგი თანადობა შესაბამისი მაგნიტუდებისა და მანძილების მიხედვით. რაც ნიშნავს რომ ამ აქსელეროგრამების გამოყენება შესაძლებელია პიკური და სპექტრალური აჩქარებებისთვის სეისმური საშიშროების ყველა დონისათვის.

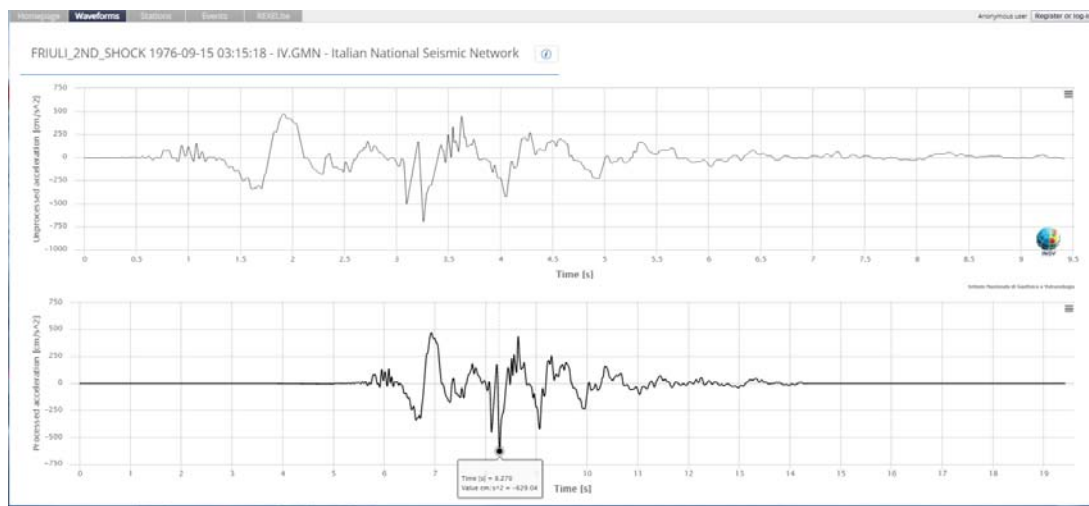
აღნიშნული თოთხმეტი აქსელეროგრამის სამკომპონენტოანი ორიგინალური ჩანაწერები მაქსიმალური პიკური აჩქარების მქონე ჰორიზონტული კომპონენტისთვის მოცემულია ელექტრონული სახით (CD დისკზე), რომელიც თან ერთვის ანგარიშს, ხოლო გრაფიკული მასალა ზოგიერთი ჩანაწერისთვის მოყვანილია ნახ. 27-33-ზე.



ნახ. 27. 20161030 06:40:18 EMS-20161030\_000001 Central Italy ბიძგის ჩანაწერები ჰორიზონტალურ მდგენელზე  $A^*$  კატეგორიის გრუნტისთვის.  $R_{jb}=0.0$  km.

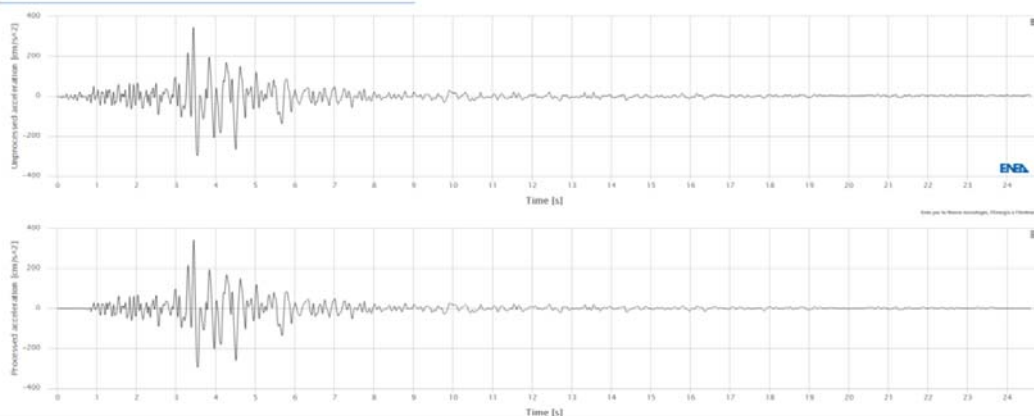


ნახ. 28. 20120529 07:00:02 EMILIA\_2ND\_SHOCK მეორე ბიძგის ჩანაწერები ჰორიზონტალურ მდგენელზე B\* კატეგორიის გრუნტისთვის.  $R_{jb}=38.89$  km.



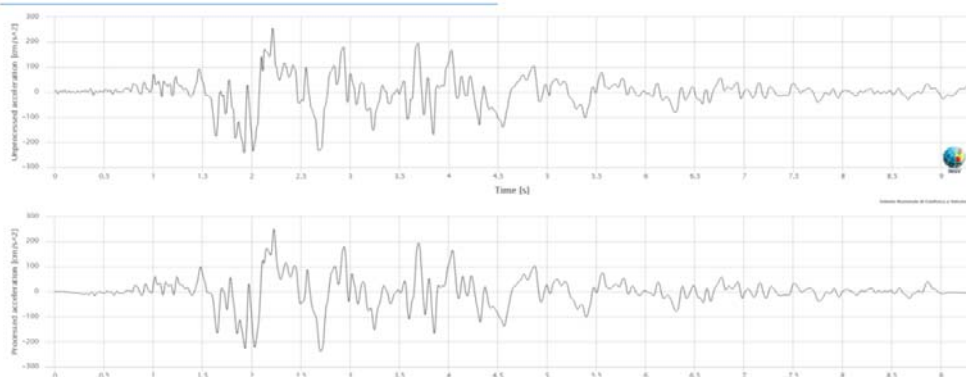
ნახ. 29. 19760915 03:15:18 FRUILI (Italy) მეორე ბიძგის ჩანაწერები ჰორიზონტალურ მდგენელზე B კატეგორიის გრუნტისთვის.  $R_{jb}=3.5$  km,  $V_{s30}=445$  m/s.

FRUILI\_3RD\_SHOCK 1976-09-15 09:21:18 - E.FRC - ENEA Network



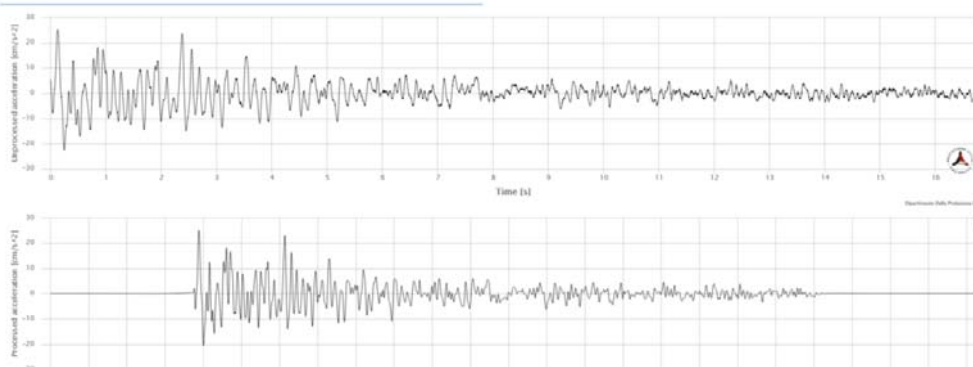
ნახ. 30. 1976 09 15 09:21:18 FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები  
ჰორიზონტალურ მდგენელენზე NS. B კატეგორიის გრუნტისთვის.  
 $R_{jb}=12.96$  km,  $V_{s30}=454$  m/s.

FRUILI\_3RD\_SHOCK 1976-09-15 09:21:18 - IV.GMN - Italian National Seismic Network

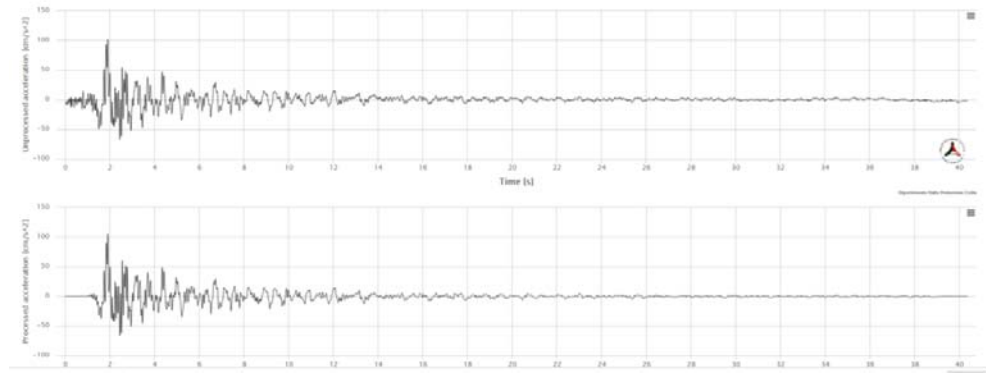


ნახ. 31. 1976 09 15 09:21:18 FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები  
ჰორიზონტალურ მდგენელენზე EW. B კატეგორიის გრუნტისთვის.  
 $R_{jb}=1.15$  km,  $V_{s30}=445$  m/s.

FRUILI\_3RD\_SHOCK 1976-09-15 09:21:18 - IT.BRC - Italian Strong Motion Network



ნახ. 32. 1976 09 15 09:21:18 FRUILI (Italy) მესამე ბიძგის ჩანაწერები  
ჰორიზონტალურ მდგენელენზე EW. A კატეგორიის გრუნტისთვის.  
 $R_{jb}=45.51$  km,  $V_{s30}=976$  m/s.



ნახ. 33. 19901213 00:24:26 EVENT\_ID: IT-1990-0003 Sicily ჩანაწერები  
ჰორიზონტალურ მდგენელზე EW. A კატეგორიის გრუნტისთვის.  
 $R_{jb} = 24.58 \text{ km}$ ,  $V_{s30} = 871 \text{ m/s}$ .

## 5. დასკვნები

განხორციელდა საკვლევი ობიექტების გარემომცველი რაიონის სეისმურობის დეტალური შესწავლა. მნიშვნელოვანი ჰიდროტექნიკური ნაგებობებისთვის სეისმური პარამეტრების შერჩევის სახელმძღვანელო პრინციპებიდან გამომდინარე, განისაზღვრა ობიექტების ფუძე-გრუნტების რხევების გასათვლელი ორი დონე: ესმ - ექსპლუატაციის (პერიოდის) საბაზო მიწისძვრა (განმეორებადობის საშუალო პერიოდი  $T=475$  წელი, გადაჭარბების ალბათობა  $P=10\%$ , მოლოდინის დრო  $t=50$  წელი) და უშმ - უსაფრთხოების შეფასების მიწისძვრა ( $T=9950$  (~10 000) წელი,  $P=0.5\%$ ,  $t=50$  წელი).

ჩატარდა საკვლევი რაიონის დანაკვირვები სეისმურობის ანალიზი. განვლილი ისტორიული დროის განმავლობაში ყველაზე მაღალი სეისმურობა (7-9 MSK ინტენსივობის) ობიექტების განლაგების ტერიტორიაზე შექმნა ახლო ზონაში მომხდარმა ძლიერმა ისტორიულმა და თანამედროვე მიწისძვრებმა, რაც მოწმობს ობიექტების გარემომცველი ლოკალური არის მაღალ სეისმურ აქტივობაზე დაკვირვების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში.

საკვლევი რაიონის სეისმოტექტონიკური პირობების კანონზომიერების დადგენის ანუ სეისმური კერების (სკ) ზონების გამოყოფის მიზნით აღწერილ იქნა მოცემული რაიონის 28 სეისმურად აქტიური რღვევა. ისინი გამოვლენილი იყო გეოლოგიური, გეოფიზიკური, მორფოლოგიური და სეისმოლოგიური მონაცემების საფუძველზე.



კომპლექსური მონაცემებით დადგენილი აქტიური რღვევების ბაზაზე აგებულ იქნა სკ ზონების რუკა, რომელიც საკვლევი რაიონის პოტენციურ სეისმურ შესაძლებლობებს წარმოგვიდგენს. ამ რაიონში გამოყოფილ იქნა 23 სკ ზონა, რომლებიც დიფერენცირებულია 0.5 ბიჯით აღებულ შვიდ მაგნიტუდურ დიაპაზონში ( $4.5 \leq M_{max} \leq 7.5$ ). ჩატარდა სკ ზონების პარამეტრიზაცია.

ობიექტების სეისმური საშიშროების შეფასება განხორციელდა ალბათური და დეტერმინისტული მიდგომებით, გრუნტის პიკური აჩქარების (PGA) და 0.1,...,4 წმ პერიოდების სპექტრალური აჩქარებებისთვის (SA), თითოეული ობიექტის შესაბამისი ფუძე-გრუნტებისთვის. სეისმური საშიშროების გათვლების დროს გამოყენებული იყო ცნობილი ევროპული და ამერიკული პროგრამები OPENQUAKE და EZFRISK™.

ჰიდროტექნიკური ნაგებობებისთვის გრუნტის რხევების გასათვლელი ორი დონის - ესმ-ის და უშმ-ის სათანადო ალბათური მნიშვნელობები, რომლებიც შეესაბამება 475 და 9950 წელი განმეორებადობის პერიოდის მქონე ჰორიზონტალურ კომპონენტებს ფუძე-გრუნტებზე, 50 წელი მოლოდინის დროს, PGA-თვის შესაბამისად შეადგინა (იხ. ცხრილები 2-5): ობიექტი1: 0.42 g, 1.04 g; ობიექტი2: 0.44 g, 1.07 g; ობიექტი3: 0.38 g, 0.94 g; ობიექტი4: 0.48 g, 1.13 g. გრუნტის რხევების ვერტიკალური კომპონენტები მიღებულია როგორც 2/3 ჰორიზონტალური კომპონენტების.

ობიექტებისთვის მაგნიტუდა-მანძილის დეაგრეგაციის შედეგები 475 და 9950-წლიანი განმეორებადობის პერიოდებისთვის (50-წლიანი მოლოდინის დრო) და 5% დაცხრომისთვის მოცემულია ცხრილებში 6-9. როგორც დეაგრეგაციის შედეგების ანალიზმა გვიჩვენა ყველაზე მეტი წვლილი სეისმურ საშიშროებაში ოთხივე ობიექტისთვის შეაქვთ მიწისძვრებს მაგნიტუდებით  $M_w=5.8-6.6$ , რომლებიც განლაგებული იქნებიან ობიექტებიდან 17-20 კმ ნანძილებზე.

ობიექტების სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება განხორციელდა ყველა სკ ზონის უდიდესი მაგნიტუდისთვის, უმოკლეს მანძილზე ობიექტებამდე, 0.5 და 0.84 კვანტილებისთვის. როგორც 0.5 კვანტილის დეტერმინისტული შეფასებებიდან ჩანს (იხ. ცხრილები 10-13) მაღალი სეისმური საშიშროება მოსალოდნელია #12 სკ ზონიდან, სადაც განლაგებულია უშუალოდ

ობიექტები: 0.48 g ( $V_{s30}=828$  მ/წმ), 0.50 g ( $V_{s30}=633$  მ/წმ), 0.44 g ( $V_{s30}=1002$  მ/წმ), 0.52 g ( $V_{s30}=486$  მ/წმ). ცხრილ 14-21-ში წარმოდგენილია დეტერმინისტული სეისმური საშიშროება #12 მაკონტროლებელი ზონიდან 0.84 კვანტილისთვის. ამ შემთხვევაში PGA-ს პროგნოზული მნიშვნელობები 0.83 g ( $V_{s30}=828$  მ/წმ), 0.88 g ( $V_{s30}=633$  მ/წმ), 0.78 g ( $V_{s30}=1002$  მ/წმ), 0.91 g ( $V_{s30}=486$  მ/წმ) აღწევს. 0.84 კვანტილით ჩატარებული გამოთვლების რეზულტატები თითქმის ორჯერ აღემატება 0.5 კვანტილით მიღებულ სათანადო შედეგებს. ასეთი განსხვავებები გარკვეულად ზღუდავს დეტერმინისტული მეთოდით მიღებული შედეგების გამოყენებას და უპირატესობას ანიჭებს ალბათური მეთოდით მიღებულ შესაბამის შედეგებს (იხ. ცხრილები 2-5).

აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევისთვის გომოყენებულ იქნა საერთაშორისო მონაცემთა ბაზებში მოძიებული მასალები. კერძოდ, მოძიებული იქნა 14 ჩანაწერი. აქედან 7 ჩანაწერი A კატეგორიის გრუნტისთვის (EC8-თი), რომელიც მიესადაგება ობიექტების ფუძე-გრუნტებს  $V_{s30}=1002$  მ/წმ და 828 მ/წმ მნიშვნელობებით და 7 ჩანაწერი B კატეგორიის გრუნტისთვის (EC8-თი), რომელიც შეესაბამება ობიექტების ფუძე-გრუნტებს  $V_{s30}=633$  მ/წმ და 486 მ/წმ მნიშვნელობებით. არჩეული ძლიერი მოძრაობის ჩანაწერების შედარებამ ჩვენს მიერ მიღებული დეტერმინისტულ შეფასებებთან გვიჩვენა კარგი თანადობა შესაბამისი მაგნიტუდებისა და მანძილების მიხედვით. რაც ნიშნავს რომ ამ აქსელეროგრამების გამოყენება შესაძლებელია პიკური და სპექტრალური აჩქარებებისთვის სეისმური საშიშროების ყველა დონისთვის.

## 6. ლიტერატურა

*Adamia Sh.* 1975. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion. Geol. Soc. America, bull., v. 86., 719-720.

*Adamia Sh., V. Alania, A. Chabukiani, G. Chichua, O. Enukidze, N. Sadradze.* 2010. Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus): a review. In: Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (eds. M. Sosson, N. Kaymakçı, R. Stephenson, F. Bergerat), Geological Society, London, Special Publication, 340, p. 239-259.

- Adamia, S. A., Chkhouta, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M. B. & Zakariadze, G. S.* 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining areas: implications for the evolution of the Tethys Ocean. *Journal of Structural Geology*, 3, 437–447.
- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B. & Zakariadze, G. S.* 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183–199.
- Adamia, Sh., Alania, V., Chagelishvili, R., Chabukiani, A., Erukidze, O., Jaoshvili, G., Razmadze, A., Sadradze, N.* 2011b. Tectonic setting of Georgia (Caucasus). Supplement to GEO-ECO-MARINA No.17, p. 11-13.
- Adamia, Sh., Alania, V., Tsereteli, N., Varazanashvili, O., Sadradze, N. & Gventsadze, A.* 2016. Post-collisional tectonics and seismicity of Georgia. In: *GSA Special Paper 525: Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions* (Ed. Rasoul Sorkhabi), ISBN 978-0-8137-2525-3 (in press)
- Adamia, Sh., et al.*, (2011a). Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish Journal of Earth Sciences* **20**, 489–544.
- Adamia, SH., Mumladze, T., Sadradze, N., Tsereteli, E., Tsereteli, N., Varazanashvili, O.* 2008. Late Cenozoic tectonics and geodynamics of Georgia (SW Caucasus). *Georgian International Journal of Science Technology and Medicine*, vol.1, issue, 1, 77-108.
- Alania, V., et al.* 2013. Structure and Kinematic Evolution of Eastern Achara-Trialeti Fold and Thrust Belt, Georgia. *Petroleum Systems of the Paratethys: Exploring the Pathway from Europe to Asia*, 26-27 September 2013 / Tbilisi, Georgia, AAPG
- Alania, V., et al.* 2001. Geometry and kinematics evolution of southern part of the Kartli foreland basin. *Georgian Oil and Gas*. #4, 70-74.
- Allen, M.B., Jackson, J., and Walker, R.* 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: *Tectonics*, v. 23, TC2008, doi: 10.1029/2003TC001530.
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-Zadeh, A., and Flecker, R.* 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: Effects of a rigid basement block within a collision zone: *Tectonophysics*, v. 366, p. 223–239, doi:10.1016/S0040-1951(03)00098-2.

- Ambraseys, N.* 1995. The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, No. 24, 467-490.
- Ambraseys, N. and K. Simpson.* 1996. Prediction of vertical response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, No. 25, 401-412.
- Arefiev, S., Mayer-Rosa, D., Parini, I., Pomanov, A., Smit, P.* 1991a. The Racha (Georgia, USSR) earthquake of 29 April 1991: Strong-Motion data of selected aftershocks 3 May 1991-30 June 1991. *Publication Series of the Swiss Seismological Service*, 103, Zurich.
- Arefiev, S., Mayer-Rosa, D., Parini, I., Pomanov, A., Smit, P.* 1991b. The (Armenia, USSR) 1988 earthquake region: Strong-Motion data of selected earthquakes June 1990-April 1991. *Publication Series of the Swiss Seismological Service*, 103, Zurich.
- Avdeev, B.* 2011. Tectonics of the Greater Caucasus and the Arabia-Eurasia Orogen. A dissertation of degree of Doctor of Philosophy (Geological Sciences) in The University of Michigan. P. 1-136.
- Avdeev, B., Niemi, N. A.* 2011. Rapid Pliocene exhumation of the central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry, *Tectonics*, v. 30, TC2009, doi:10.1029/2010TC002808.
- Balassanian, S., Ashirov, T., Chelidze, T., Gassanov, A., Kondorskaya, N., Molchan, G., Pustovitenko, B., Trifonov, V., Ulomov, V., Giardini, D., Erdik, M., Ghafory-Ashtiany, M., Gruenthal, G., Mayer-Rosa, D., Schenk, V., Stucchi, M.* 1999. Seismic hazard assessment for the caucasus test area. *Annali di Geof*, 42(6), 1139-1164.
- Banks, C., Robinson, A. & Williams, M.* 1997. Structure and regional tectonics of the Achara-Trialeti fold belt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins. Republic of Georgia. In *Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region* (ed. A. G. Robinson), pp. 331-36. American Association of Petroleum Geologists Memoir no. 68.
- Bazzurro, P., Cornell, C. A.* 1999. Deaggregation of seismic hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 501-520.
- Buleishvili, D.* 1964. Lower Miocene. In *Geology of the Georgian SSR* (ed. P. Gamkrelidze), pp. 238-64. Moscow, Publication Nedra no.10 (in Russian).
- Cauzzi, C., Faccioli, E., Vanini, M., Bianchini, A.* 2015a. Updated predictive equations for broadband (0.01-10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a

- global dataset of digital acceleration records. *Bulletin of Earthquake Engineering* 13 (6), 1587-1612.
- Campbell, K. W., and Bozorgnia, Y.* 2014. NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5%-damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3): 1087–1115, Aug 2014. doi: 10.1193/062913EQS
- Chiou, B. and Youngs R. R.* 2014. Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthquake Spectra*: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp. 1117-1153.
- Danciu, L., Sesetyan, K., Demircioglu, M., Gülen, L., Zare, M., Basili, R., Elias, A., Adamia, Sh., Tsereteli, N., Yalçın, H., Utkucu, M., Asif Khan, M., Sayab, M., Hessami, Kh., Rovida, A. N., Stucchi, M., Burg, J. P., Karakhanian, A., Babayan, H. Avanesyan, M., Mammadli, T., Al-Qaryouti, M., Kalafat, D., Varazanashvili, O., Erdik, M., Giardini, D.* 2018. The 2014 earthquake model of the Middle East: seismogenic sources. *Bulletin of Earthquake Engineering*. Springer Netherlands, Volume 16, Issue 8, pp. 3465–3496. DOI: 10.1007/s10518-018-0346-4
- Devlin, W.J., Cogswell, J.M., Gaskins, G.M., Isaken, G.H., Picther, D.M., Puls, D.P., Stanely, K.O., and Wall, G.R.T.* (1999). South Caspian Basin: Young, cool, and full of promise: *GSA Today*, v. 9, no. 7, p. 1–9.
- Dewey, J., Pitman, W. III., Ryan, W., Bonnin, J.* (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 84, #10, 3137-3180.
- EMME, WP2.* 2012. Pprogress report. [www.emme-gem.org](http://www.emme-gem.org)
- EMME, WP4.* 2013. Final report. [www.emme-gem.org](http://www.emme-gem.org)
- Eurocode 8:* Design of structures for earthquake resistance. 2004. Grund conditions and seismic action. CEN, Brussels, pp. 33-35.
- Forte, A., Cowgill, E., Bernardin, T., Kreylos, O. & Hamann, B.* (2010). Late Cenozoic deformation of Kura fold-thrust belt, southern Greater Caucasus. *Geological Society of America Bulletin* 122, 465–486.
- Frankel, A. et al.* 1996. National Seismic-Hazard Maps: Documentation, Open-File Report 96-532, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado.

- Gadallah, M.R, Fisher R.* 2008. Exploration Geophysics, Springer Science & Business Media, ISBN, 3540851593, 9783540851592
- Gamkrelidze, P. D., Gamkrelidze I. P.* 1977. Tectonic nappes of the southern slope of the Greater Caucasus. Metsniereba, Tbilisi, 1-81.
- Geological map of Georgia.* 2004 (Ed. Sh. Adamia).
- Geology of the USSR. Azerbaijanian SSR.* 1972. Azizbekov Sh. ed. (in Russ). Moscow, Nedra, v. XLVII, 1-520.
- Geology of the USSR. North Caucasus.* 1968. Andruschuk V. ed. (in Russ). Moscow, Nedra, v. IX, 1-760.
- Georgian building code.* 2009. Earthquake Engineering PN 01.01-09, Georgian Ministry of Economic Development, Tbilisi, Georgia.
- IBC.* 2006. International Building Code.
- ICOLD.* 1989. Selecting Seismic Parameters for Large Dams. Guidelines, Bulletin 72, Committee on Seismic Aspects of Dam Design, ICOLD, Paris.
- ICOLD Bulletin 120.* 2001. Design Features of Dams to Effectively Resist Seismic Ground Motions). Paris: ICOLD.
- ICOLD Bulletin 123.* 2002. Earthquake Design and Evaluation of Structures Appurtenant to Dams. Paris: ICOLD.
- ICOLD.* 2010. Selecting Seismic Parameters for Large Dams. Guidelines, Revision of Bulletin 72 Committee on Seismic Aspects of Dam Design, ICOLD, Paris.
- Jibladze, E., Gurguliani, I., Tsereteli, N.* 2000. The Prediction of Earthquake Peak Ground Acceleration in Caucasus. Journal of Georgian Geophysical Society. Issue A. Physics of Solid Earth, vol. 5, 68 – 77.
- Karakhianian, A. S., Trifonov, V. G., Azizbekian, O.G., Hondkarian, D. G.* 1997. Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. Terra Nova 9, 131– 134.
- Kearey Ph., Brooks M., Hill I.* 2002, An Introduction to Geophysical Exploration, Wiley, ISBN 0632049294, 9780632049295

- Khain, V. Y.* 1975. Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: An attempt at geodynamic interpretation: *American Journal of Science*, v. 275 A, p. 131–156.
- Kopp, M. L.* 1997. Lateral Escape Structures in the Alpine-Himalayan Collision Belt. Moscow. Scientific World, 314, (Transaction of GIN RAS; Vol. 506).
- Kotha, S.R., Bindi, D. and Cotton, F.* 2016a. Magnitude and Region Dependent Correlation of Response Spectral Values for Site-specific Conditional Mean Spectra. Submitted to *Bulletin of Earthquake Engineering* 12.
- Kotha, S.R., Bindi, D. and Cotton, F.* 2016b. From Ergodic to Region and Sitespecific PSHA: Method Development and Quantitative Evaluation at Europe and Middle-Eastern Sites. Submitted to *Earthquake Spectra*.
- Lebedev et al.* 2008. Geochronology of Pliocene Volcanism in the Djavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 2: Eastern Part of the Djavakheti Highland. *Regional Geological Correlation. Stratigraphy and Geological Correlation* 16, 101–123.
- McGuire, R. K.* 1995. Computations of Seismic Hazard. *Annali di Geofisica*, vol. 36, 181-200.
- Mosar, J., et al.* 2010. Cenozoic–Recent tectonics and uplift in the Greater Caucasus: a perspective from Azerbaijan. In: *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (eds. M. Sosson, N. Kaymakçı, R. Stephenson, F. Bergerat), Geological Society, London, Special Publication, 340, pp 261–279.
- NATO-SfP 983038.* 2013. Final report.
- Papava, P.* 1967. Some question of eastern part of the Trialeti Ridge and perspective of oil-bearing of Cretaceous and Paleogene deposits. In *Data and oil-bearing of Georgia* (eds D. Buleishvili, E. Vakhania, O. Sepashvili, Sh. Kitovani & F. Kavtaradze), pp. 188-204. Published by NEDRA, Leningrad.
- Rastsvetaev, L. M.* 1989. Shifts and Alpine geodynamics (eds. Adamia, Kazmin, Raznitsin,). Moscow, Nauka, p. 108-113.
- Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., Cisternas, A.,* 1993. Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics* 12 (5), 1089–1114.

- Reilinger, R., and Barka, A.* 1997. GPS Constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone: Implications for earthquake recurrence times, in Giardini, D., and Balassanian, S., eds., *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*: Kluwer Academic Publishers, p. 91–108.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanian, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmirotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. And Karam, G.* 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111(B5), 26 pp.
- Sesetyan, K., Danciu, L., Demircioglu, M.B., Giardini, D., Erdik, M., Akkar, S., Gülen, L., Zare, M., Adamia, Sh., Ansari, A., Arakelyan, A., Askan, A., Avanesyan, M., Babayan, H., Chelidze, T., Durgaryan, R., Elias, A., Hamzehloo, H., Hessami, Kh., Kalafat, D., Kale, Ö., Karakhanyan, A., Khan, M. A., Mamadli, T., Al-Qaryouti, M., Sayab, M., Tsereteli, N., Utkucu, M., Varazanashvili, O., Waseem, M., Yalcin, H., Yilmaz, M.T.* 2018. The 2014 Seismic hazard model of the Middle East: overview and results. *Bulletin of Earthquake Engineering*. Springer Netherlands, Volume 16, Issue 8, pp 3535–3566. DOI: 10.1007/s10518-018-0346-4
- Sheriff R. Geldart.* 1995 *Exploration Seismology*, Cambridge University Press, 592 p.
- Slejko, D., Javakhishvili, Z., Rebez, A., Santulin, M., Elashvili, M., Bragato, P.L., Godoladze, T. and J. Garcia.* 2008. Seismic hazard assessment for the Tbilisi test area (eastern Georgia). *Instituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale/Triesta (Italy)*. vol. 49, 37-58
- Smit, P., Arzoumanian, V., Javakhishvili, Z., Arefiev, S., Mayer-Rosa, D., Balassanian, S., Chelidze, T.* 2000. The Digital Accelerograph Network in the Caucasus. *Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 109-118.
- Sosson, M *Caucasus (Armenia Azerbaijan, Georgia), new insights*. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephanson, R., Bergarat, F., Storatchenoko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics*



- from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, vol. 340. Geological Society of London Special Publication, pp. 329–352.
- Trifonov, V.G., Karakhanyan, A.S., Kozhurin, A.I.* 1990. The Spitak earthquake as an expression of present tectonic activity. *Geotectonics* 24 (6), 505– 515.
- Tsereteli, N., A. Tibaldi., V. Alania, A. Gventsadse, O. Enukidze, O. Varazanashvili, B.I.R. Müller.* 2016. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics* 691, P. 328-344.
- Varazanashvili, O.* 1989. Methods of the separation of zones of earthquake sources occurrence on the example of the Georgian territory, in methods and results of revealing the earth's crust blocks and seismoactive zones. Metsniereba publ. hause. Tbilisi, pp. 160-166. (in Russian).
- Varazanashvili, O.* 1998. Earthquake source occurrence zones of the Caucasus and adjacent areas. *Journal of Georgian Geophysical Society (A)*, vol.3, 67-76.
- Varazanashvili, O., Tsereteli, N., Tsereteli, E.* 2011. Historical earthquakes in Georgia (up to 1900): source analysis and catalogue compilation. Monograph, Pub. Hause MVP, Tbilisi, 81 p.
- Vincent, S. J., A. Carter, V. A. Lavrishchev, S. P. Price, T. G. Barabadze, and N. Hovius.* 2011. The exhumation of the western Greater Caucasus: a thermochronometric study. *Geological Magazine* 148: p. 1–21.
- Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S., Barabadze, T. G.* 2007. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision: *Terra Nova*, v. 19, p. 160–166, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x.
- Wieland, M.* 2008. Earthquake safety of small dams. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, Vol 30, No. 11.
- Zakariadze, G., et al.* 2007. Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island-arc evolution of the late Precambrian Arabian–Nubian Shield. *Gondwana Research* 11, 92–108.