



ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
IVANE JAVAKHISHVILI
TBILISI STATE UNIVERSITY

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტის მიხეილ ნოდias სახელობის გეოფიზიკის
ინსტიტუტი

ბოლნისის მუნიციპალიტეტში, სს „RMG Copper“-ის
მადნის გამამდიდრებელი საწარმოს ახალი კუდსაცავის
მშენებლობისათვის გამოყოფილ ტერიტორიაზე
სეისმური პროფილების აგება, სეისმური საშიშროების
შეფასება, სეისმურობის დაზუსტება ლოკალური
პარამეტრების გათვალისწინებით, ნაგებობისათვის
საანგარიშო აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა,
დრეკადი და საანგარიშო სპექტრების აგება

(ტექნიკური ანგარიში)

თსუ-ს მიხეილ ნოდias სახ. გეოფიზიკის
ინსტიტუტის დირექტორი

ნ. ღლონტი

თბილისი 2021

ნაწილი 1

სეისმური პროფილების აგება

ძირითად შემსრულებელთა სია:

მალხაზ გიგობერია



აკადემიური დოქტორი ფიზიკაში,
ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის
ას. პროფესორი

სარჩევი

შესავალი	1-4
გეოფიზიკური კვლევა	1-5
გეოფიზიკური კვლევის შედეგები	1-6
ნაწილი 1-ის დასკვნები და რეკომენდაციები	1-29
გამოყენებული ლიტერატურა	1-30

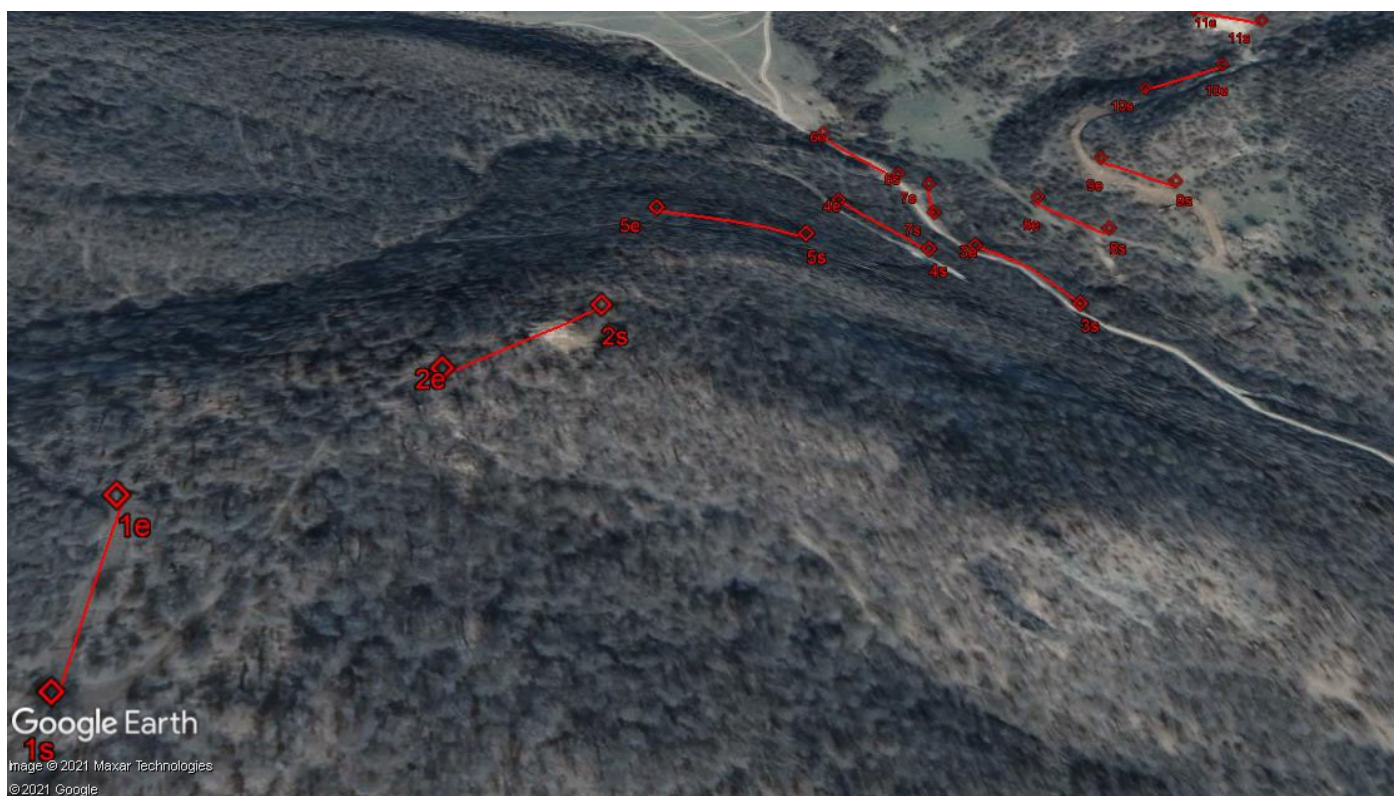
კაზრეთის კუდსაცავის სამშენებლო ტერიტორიაზე ჩატარებული გეოფიზიკური კვლევების შედეგები

ტექნიკური ანგარიში

შესავალი

ანგარიშში წარმოდგენილია კაზრეთის კუდსაცავის სამშენებლო ტერიტორიაზე ჩატარებული გეოფიზიკური კვლევის წინასწარი შედეგები.

ჩატარდა სეისმური პროფილირება გარდატეხილი ტალღების მეთოდით 30 მეტრ სიღრმემდე ინფორმაციის მიღებით. აგრეთვე შეფასდა ქანების ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრები დრეკადი ტალღების (როგორც გრძივი, ასევე განივი) გავრცელების სიჩქარეების მიხედვით. გატარდა სხვადასხვა სიგრძის 11 სეისმური პროფილი, საერთო სიგრძით 644მ, ამათგან, 69მ სიგრძის 2 სეისმური პროფილი პირველ ეტაპზე, მეორე ეტაპზე - სხვადასხვა სიგრძის 5 სეისმური პროფილი, ხოლო მესამე ეტაპზე - 46მ სიგრძის 4 სეისმური პროფილი. ნახ.1-ზე მოცემულია საკვლევი უბანი და სეისმური პროფილების განლაგების სქემა. ასევე სეისმური პროფილების შესაბამისი დასაწყისი და ბოლო კოორდინატები აბსოლუტურ სიმაღლეებთან ერთად WGS-84 სისტემაში მითითებულია ცხრილი1-ში.



ნახ.1. საკვლევი უბანი და სეისმური პროფილების განლაგების სქემა. #s მიუთითებს პროფილის დასაწყისს, ხოლო #e - პროფილის ბოლოს.

ცხრილი 1. სეისმური პროფილების საწყისი და ბოლო კოორდინატები შესაბამისი აბსოლუტური სიმაღლეებით #s მიუთითებს პროფილის დასაწყისს, ხოლო #e - პროფილის ბოლოს

Prof#	X	Y	H,m
1s	447564	4582593	909
1e	447547	4582659	908
2s	447652	4582796	892
2e	447608	4582743	893
3s	447869	4582952	786
3e	447825	4583005	787
4s	447796	4582977	811
4e	447754	4583033	813
5s	447731	4582934	847
5e	447662	4582936	858
6s	447795	4583103	790
6e	447753	4583161	786
7s	4583161	4583048	791
7e	447812	4583092	788
8s	447902	4583031	793
8e	447871	4583070	795
9s	447945	4583065	811
9e	447912	4583100	812
10s	447950	4583161	839
10e	447995	4583165	849
11s	448026	4583198	848
11e	447995	4583232	854

გეოფიზიკური კვლევა

სეისმური პროფილირება გარდატეხილი ტალღების მეთოდით

ქანების თვისებების გამოკვლევა საინჟინრო სეისმოძიების პრობლემების გადაწყვეტისათვის ერთ-ერთ უმთავრეს ამოცანას წარმოადგენს. ჩვენი ძირითადი ამოცანა იყო მოცემული უბნის აგებულების შესწავლა და ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების განსაზღვრა გრძივი და განივი დრეკადი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობების საფუძველზე. ამისათვის ამორჩეულ იქნა გარდატეხილი ტალღების საველე სეისმური მეთოდი.

გარდატეხილი ტალღების მეთოდი იძლევა საშუალებას განისაზღვროს ზედაპირული და უფრო ღრმა ფენების სიმძლავრეები და მათში დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩქარეები. მეთოდი ემყარება დრეკადი ტალღების წყაროდან ერთ ხაზზე განლაგებულ გეოფონებში P და S ტალღების პირველი შემოსვლების დროების განსაზღვრას. ამრიგად კვლევის ამოცანა იყო ქანების სტრუქტურის განსაზღვრა 30მ. სიღრმემდე და გამოყოფილ სტრუქტურულ ელემენტებში შემდეგი ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების განსაზღვრა:

1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე
2	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე
3	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა
4	ρ gr/cm³	სიმკვრივე
5	μ	პუასონის კოეფიციენტი
6	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული
7	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული
8	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული
9	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული
10	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე

შენიშვნა. აღნიშნული პარამეტრებიდან 1-3 მიღებულია კვლევის შედეგად, 5-8 გამოთვლილია ცნობილი თეორიული დამოკიდებულებების საფუძველზე, ხოლო 4,9,10 მიღებულია ჩვენს ხელთ არსებული ემპირიული კავშირების გამოყენებით.

პარამეტრების გამოთვლილი მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილებში 2-12-ში.

სეისმოპროფილირება ჩატარდა 10 ჰერციანი გეოფონებით, რომელთა შორის დაშორებაც 2-3 მეტრს შეადგენდა. სეისმური ტალღების ინდუცირება ხდებოდა 10კგ-იანი უროს პლასტმასის სპეციალურ ფირფიტაზე დარტყმით. გეოფონები და დარტყმები სრულდებოდა Z-Z და Y-Y ორიენტირებით, გამოიყენებოდა 5 დარტყმის წერტილიანი სისტემა, რომელიც შეიცავდა 2 დარტყმას პროფილის თავსა და ბოლოში, ერთ დარტყმას მის შუაში და ორ პროფილიდან გატანილ დარტყმას. ასეთი სისტემა მნიშვნელოვანი მანძილით დაშორებული გატანილი დარტყმებით საშუალებას იძლეოდა ინფორმაცია მიგვეღო 30მ სიღრმემდე. ტალღის ტიპის მიხედვით იცვლებოდა დარტყმის ორიენტირებაც.

ტალღების რეგისტრაცია ხორციელდებოდა ამერიკული **GEOMETRICS** ფირმის **GEODE**მარკის 24 არხიანი საინჟინრო სეისმური სადგურით. ტალღის ტიპის მიხედვით იცვლებოდა დარტყმის მიმართულებაც. შემდეგ კი ინტერპრეტაცია შესრულდა ამავე ამერიკული **GEOMETRICS** ფირმის ლიცენზირებული **SeisImager** პროგრამის გამოყენებით.

გაკეთებულია მიღებული სეისმოგრამების ანალიზი, აგებულია ჭრილები და შეფასებულია შესაბამისი ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრები. პროფილების განლაგება მოცემულია ნახ.1-ზე.

გეოფიზიკური კვლევების შედეგები

საკვლევ უბანზე გატარდა სხვადასხვა სიგრძის 11 სეისმური პროფილი, საერთო სიგრძით 644მ, ამათგან, 69მ სიგრძის 2 სეისმური პროფილი პირველ ეტაპზე, მეორე ეტაპზე - სხვადასხვა სიგრძის 5 სეისმური პროფილი, ხოლო მესამე ეტაპზე - 46მ სიგრძის 4 სეისმური პროფილი. ნახ.1-ზე მოცემულია საკვლევი უბანი და სეისმური პროფილების განლაგების სქემა. ასევე სეისმური პროფილების შესაბამისი დასაწყისი და ბოლო კოორდინატები აბსოლუტურ სიმაღლეებთან ერთად WGS-84 სისტემაში მითითებულია ცხრილი1-ში.

გეოფიზიკური პარამეტრების მიხედვით გამოყოფილია სხვადასხვა საინჟინრო-გეოლოგიური ელემენტები (ფენები) და დადგენილია მათში V_p, V_s სიჩქარეების მნიშვნელობების განაწილება. შესაბამისი ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილებში 2-12 (ნახ.:2-12).

მიღებულ ჭრილებზე გეოფიზიკური მონაცემების მიხედვით უმთავრესად დაიკვირვება ფიზიკური თვისებებით განსხვავებული სამი ფენი (იდენტიფიკაცია განხორციელდა საინჟინრო გეოლოგიური შედეგების გათვალისწინებით):

ფენი1 – ქვიშიანი თიხა ხვინჭით, ქვიშის ლინზებით, სუსტად ტენიანი;

ფენი2 – საშუალო და სუსტად გამოფიტული, საშუალო სიმტკიცის და მტკიცე წვრილმარცვლოვანი ტუფი, ნაპრალოვანი;

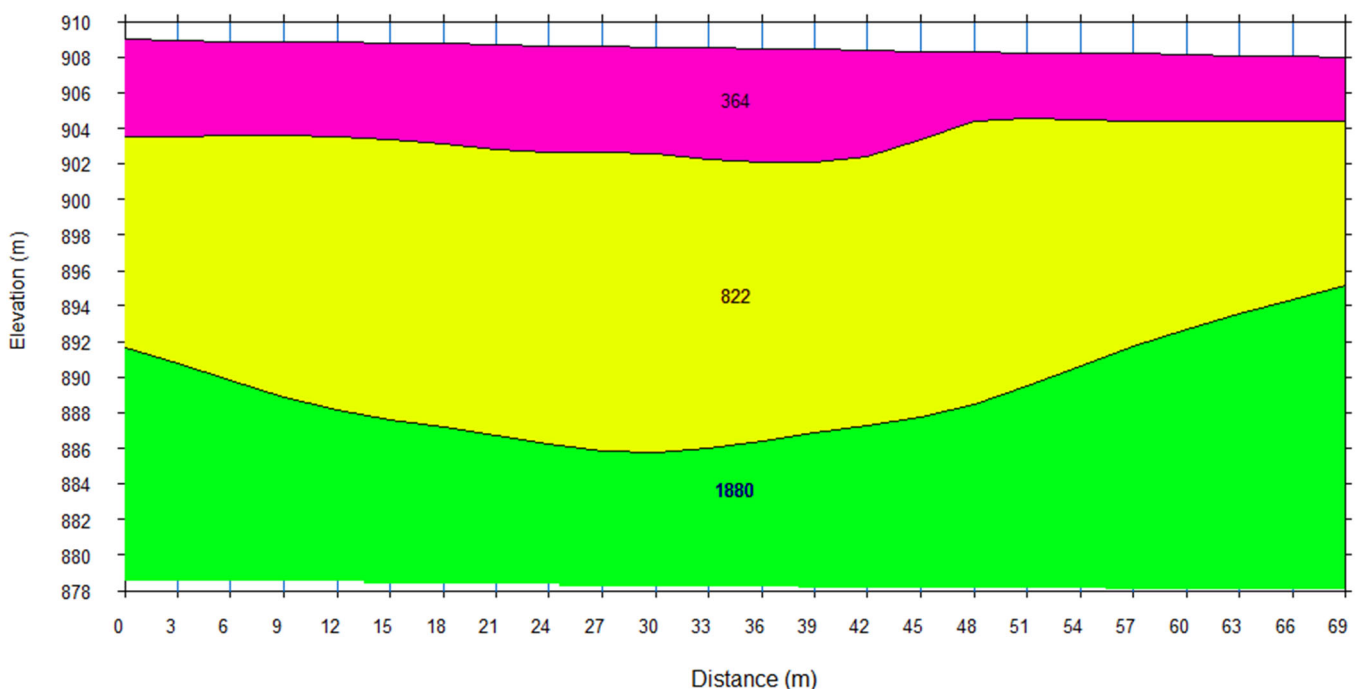
ფენი3 – საშუალოდან სუსტ გამოფიტვამდე სუსტი და საშუალო სიმტკიცის იგნიმბრიტები.

სეისმური პროფილი #1:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 3-6მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=364$ მ/წმ; $V_s=201$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 9-14მ გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=822$ მ/წმ; $V_s=447$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი3**, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1880$ მ/წმ; $V_s=732$ მ/წმ.



ნახ. 2. სეისმური პროფილი #1.

ცხრილი 1. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #1-სათვის.

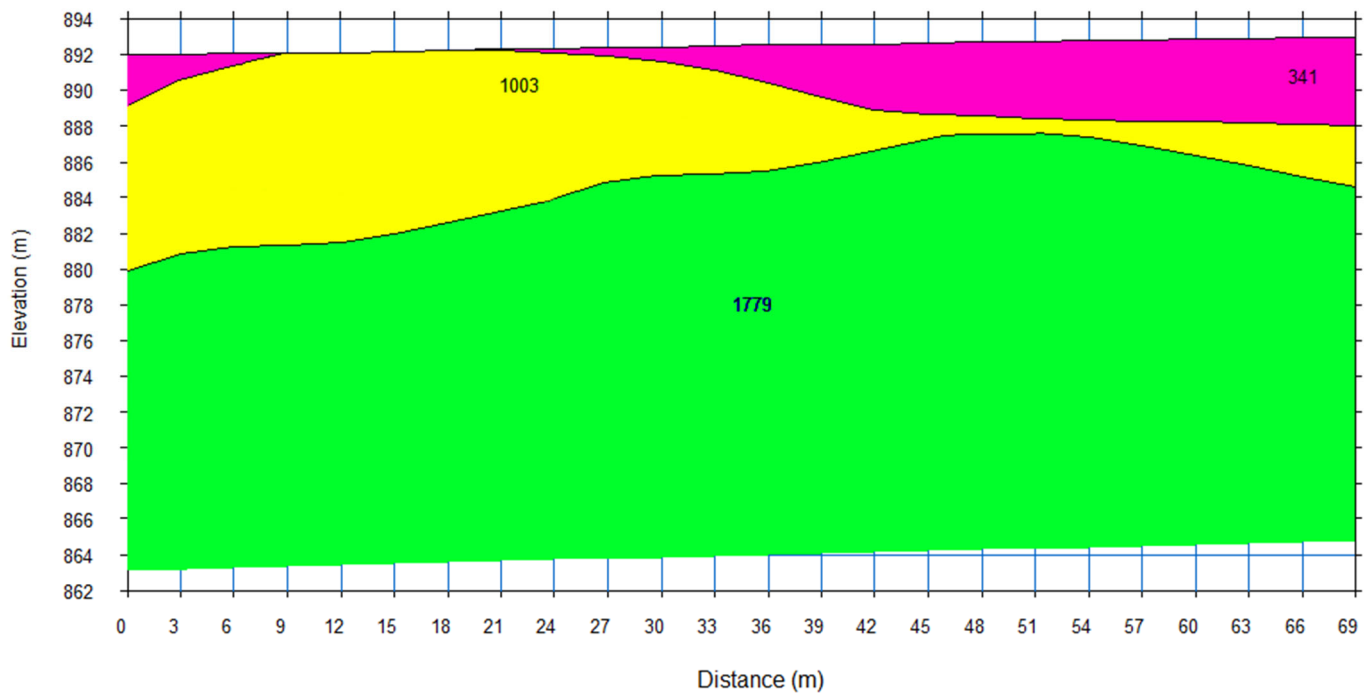
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	364	5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	201	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.55	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.41	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.28	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	150	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	57	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	1105.88	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	1.62	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	822	12
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	447	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.54	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.72	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.29	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	890	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	344	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	7056.44	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	28.05	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	4.92	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1880	13
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	732	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.39	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.12	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.41	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	3210	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1136	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	59791.51	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	218.73	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	16.23	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	673	

სეისმური პროფილი #2:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 0-5მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=341$ მ/წმ; $V_s=188$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოთადაც ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 0.6-11მ გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1003$ მ/წმ; $V_s=543$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოთადაც ესაზღვრება **ფენი3**, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1779$ მ/წმ; $V_s=697$ მ/წმ.



ნახ. 3. სეისმური პროფილი #2.

ცხრილი 2. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #2-სათვის.

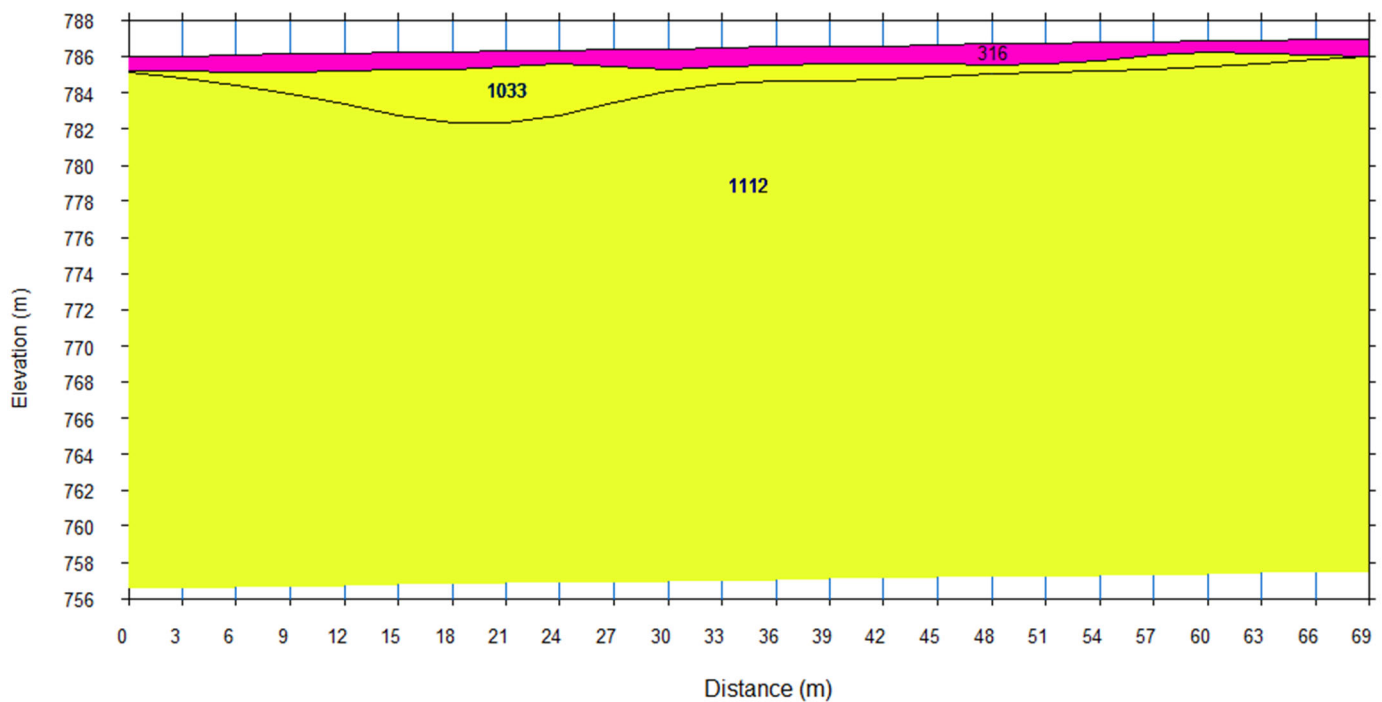
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	341	3
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	188	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.55	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.38	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.28	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	130	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	49	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	956.91	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	1.29	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1003	7
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	543	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.54	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.81	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.29	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	1380	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	534	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	11105.92	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	56.62	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	7.63	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1779	20
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	697	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.39	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.09	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.41	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	2860	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1016	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	52638.02	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	181.82	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	14.51	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	721	

სეისმური პროფილი #3:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 0.8-1მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=316$ მ/წმ; $V_s=178$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 0-3მ გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1033$ მ/წმ; $V_s=599$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება ისევ **ფენი2** მომეტებული ტენიანობით, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1112$ მ/წმ; $V_s=577$ მ/წმ.



ნახ. 4. სეისმური პროფილი #3.

ცხრილი 4. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #3-სათვის.

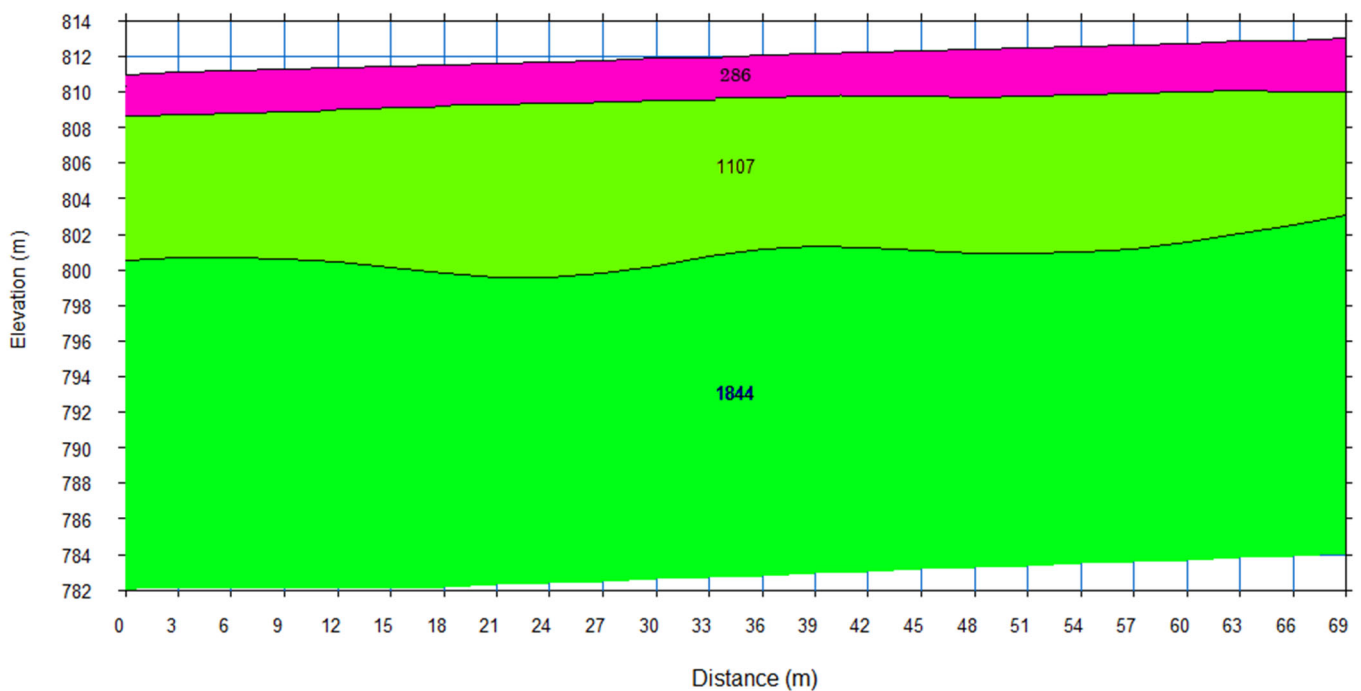
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	316	1
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	178	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.56	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	1.36	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.27	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	110	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	43	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	782.13	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	0.99	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1033	1.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	599	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.58	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	1.83	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.25	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	1630	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	655	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	10746.47	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	73.91	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	9.36	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1112	27.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	577	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.52	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	1.86	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.32	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	1630	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	619	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	14738.64	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	73.91	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	8.84	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	598	

სეისმური პროფილი #4:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 2-3მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=286$ მ/წმ; $V_s=161$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება ფენი3, რომლის სიმძლავრეა 7-9მ გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1107$ მ/წმ; $V_s=653$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება ისევ ფენი3 წყალგაჯერებულ მდგომარეობაში, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1844$ მ/წმ; $V_s=966$ მ/წმ.



ნახ. 5. სეისმური პროფილი #4.

ცხრილი 5. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #4-სათვის.

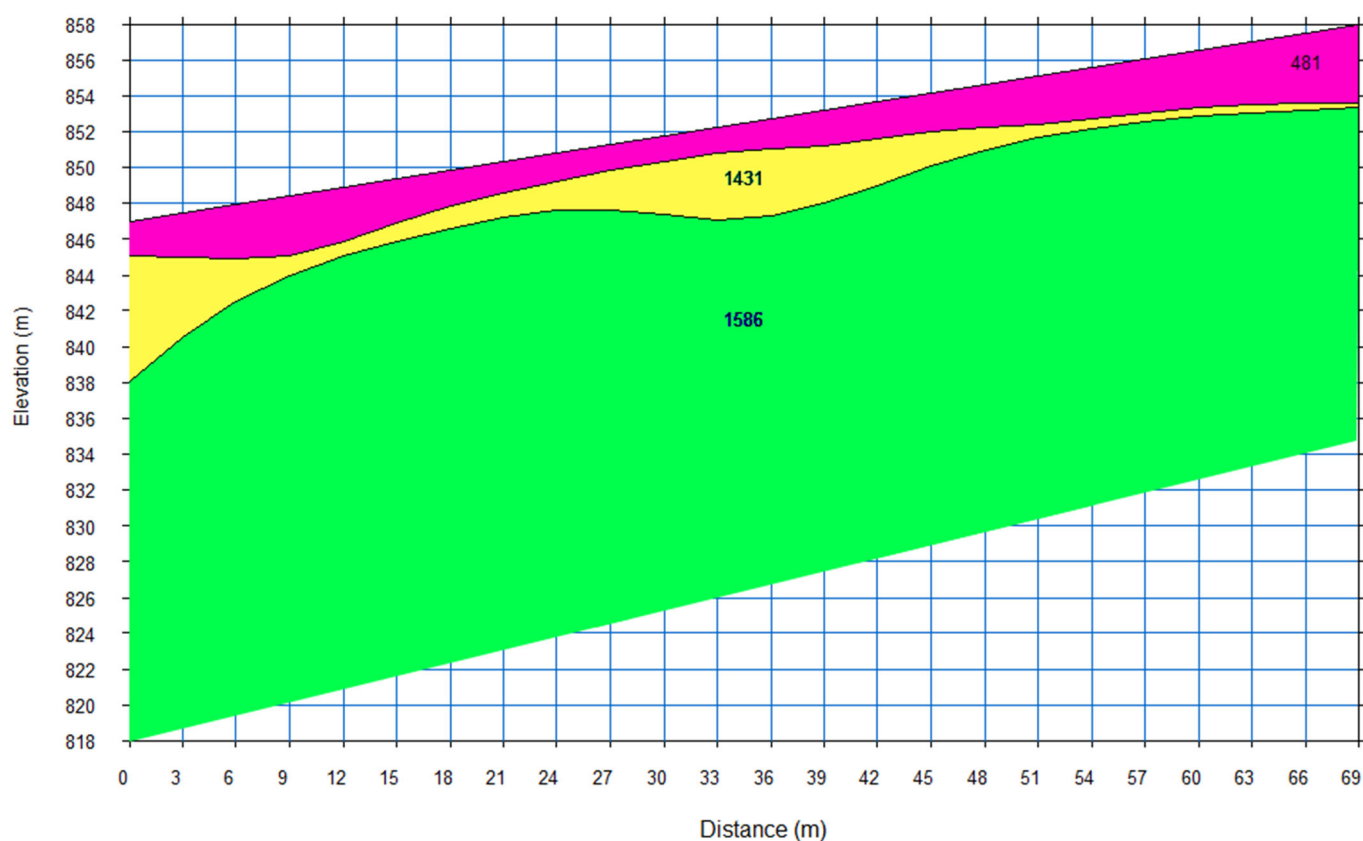
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	286	2.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	161	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.56	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	1.32	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.27	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	90	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	34	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	625.47	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	0.72	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1107	8
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	653	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.59	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	1.86	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.23	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	1950	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	792	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	12200.97	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	98.48	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	11.31	
5	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1844	19.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	966	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.52	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	2.11	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.31	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	5160	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1969	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	45495.73	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	467.68	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	28.13	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	925	

სეისმური პროფილი #5:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 2-4.5მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=481$ მ/წმ; $V_s=267$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 0.2-7მ გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1431$ მ/წმ; $V_s=842$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი3**, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1586$ მ/წმ; $V_s=834$ მ/წმ.



ნახ. 6. სეისმური პროფილი #5.

ცხრილი 6. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #5-სათვის.

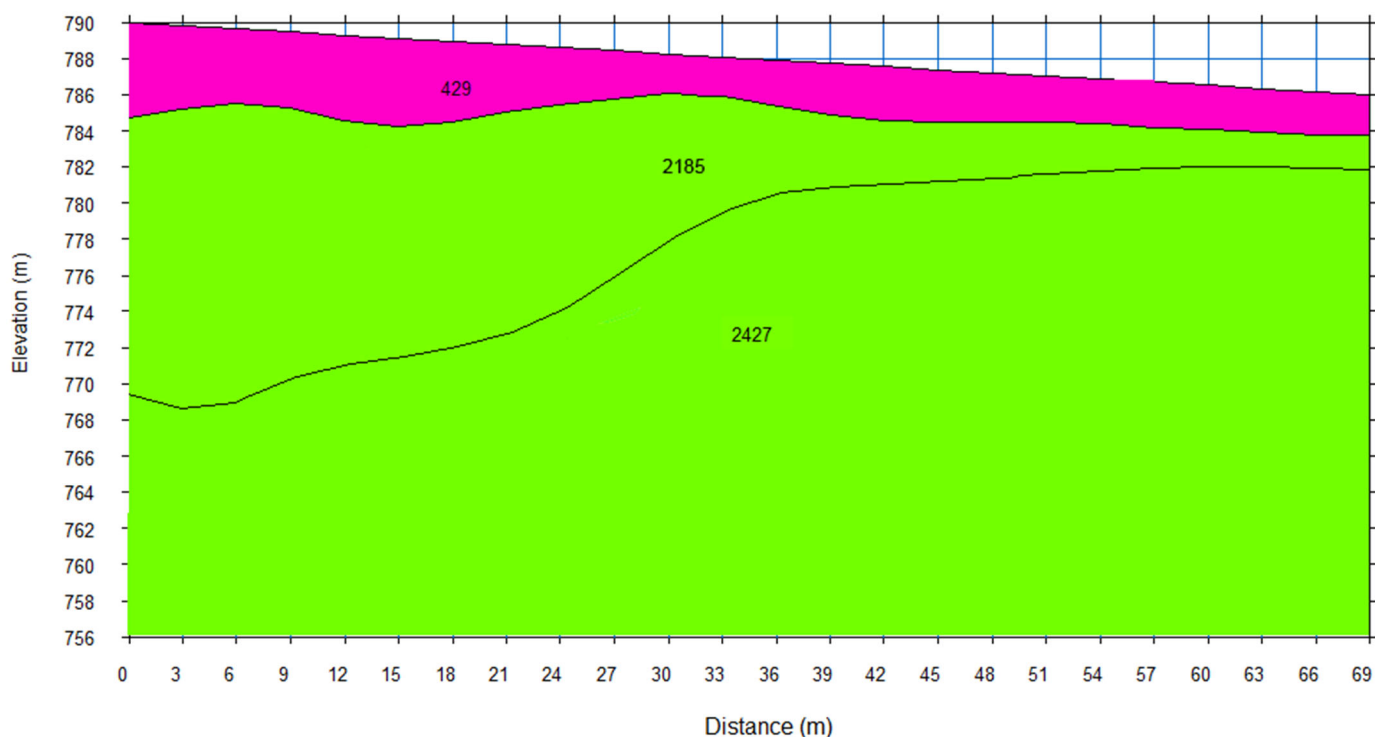
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	481	3
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	267	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.56	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.51	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.28	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	270	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	108	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	2055.50	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	4.16	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1431	2.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	842	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.59	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.98	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.24	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	3470	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1404	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	21834.07	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	247.78	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	20.06	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1586	24.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	834	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.53	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.03	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.31	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	3700	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1413	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	32268.51	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	274.59	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	20.19	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	927	

სეისმური პროფილი #6:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 2-5მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=429$ მ/წმ; $V_s=198$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი3**, რომლის სიმძლავრეა 2-16მ გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2185$ მ/წმ; $V_s=698$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება ისევ **ფენი3** მომეტებული ტენიანობით, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2427$ მ/წმ; $V_s=923$ მ/წმ.



ნახ. 7. სეისმური პროფილი #6.

ცხრილი 7. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #6-სათვის.

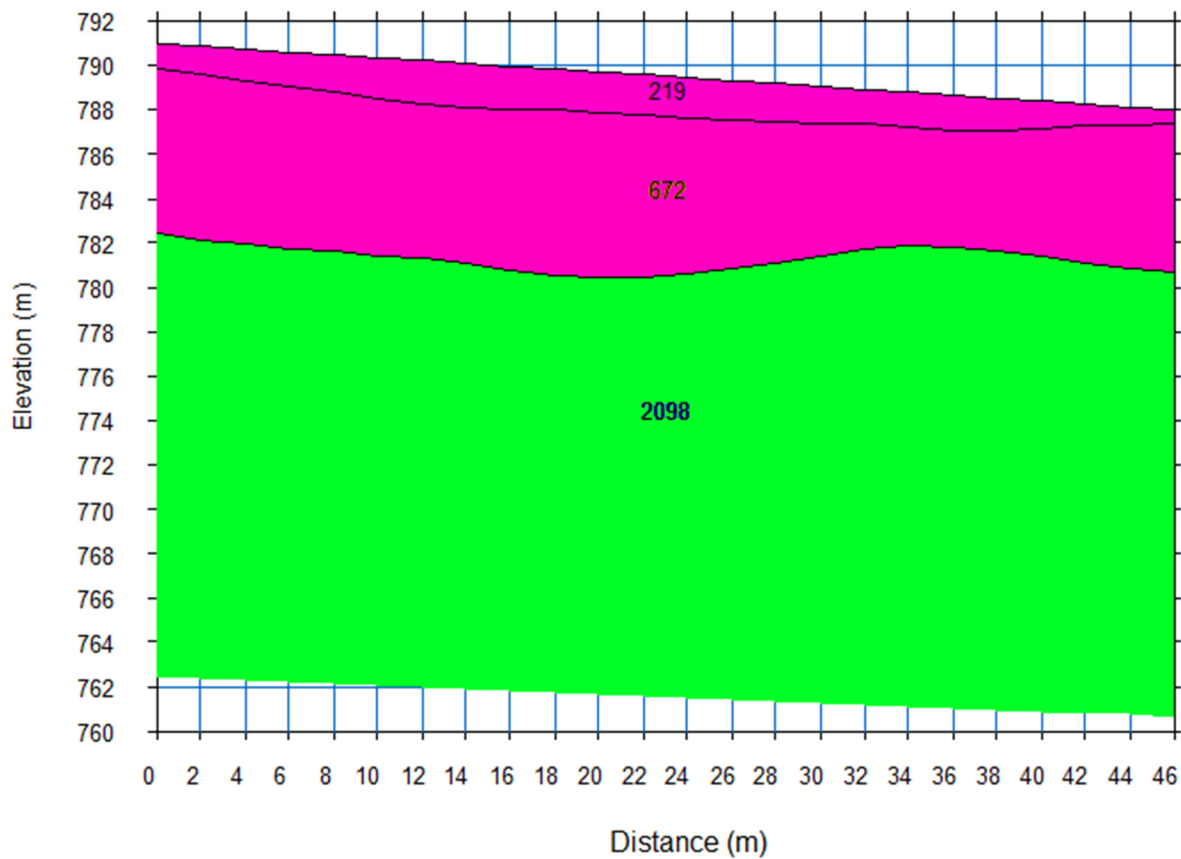
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	429	3
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	198	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.46	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	1.47	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.36	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	160	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	57	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	1931.01	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	1.80	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2185	7
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	698	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.32	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	2.20	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.44	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	3100	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1073	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	90803.51	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	206.86	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	15.32	
5	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2427	20
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	923	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.38	
	ρ gr/cm^3	სიმკვრივე	2.26	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.42	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	5450	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1925	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	107453.66	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	510.47	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	27.51	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	946	

სეისმური პროფილი #7:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 0.6-2მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=219$ მ/წმ; $V_s=124$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება ისევ ფენი1 მომეტებული ტენიანობით, რომლის სიმძლავრეა 6-8მ, გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=672$ მ/წმ; $V_s=395$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება ფენი3 წყალგაჯერებულ მდგომარეობაში, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2098$ მ/წმ; $V_s=1094$ მ/წმ.



ნახ. 8. სეისმური პროფილი #7.

ცხრილი 8. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #7-სათვის.

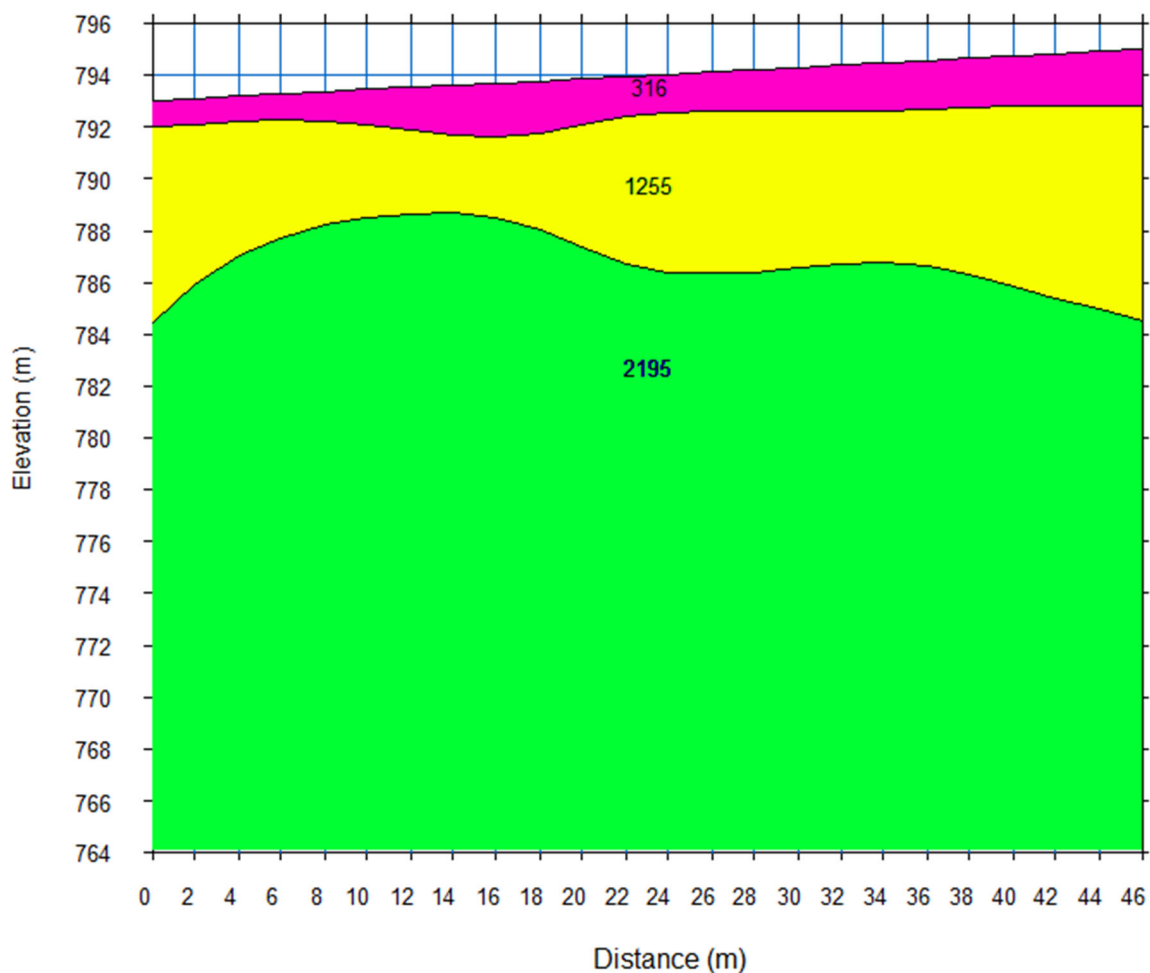
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	219	2
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	124	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.57	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.24	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.26	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	50	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	19	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	340.14	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	0.28	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	672	6
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	395	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.59	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.64	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.24	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	630	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	256	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	3992.89	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	16.13	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	3.65	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2098	22
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	1094	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.52	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.18	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.31	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	6850	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	2608	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	61145.92	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	736.11	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	37.26	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	850	

სეისმური პროფილი #8:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 1-2მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=316$ მ/წმ; $V_s=172$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 3.5-8მ, გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1255$ მ/წმ; $V_s=623$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი3**, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2195$ მ/წმ; $V_s=1164$ მ/წმ.



ნახ. 9. სეისმური პროფილი #8.

ცხრილი 9. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #8-სათვის.

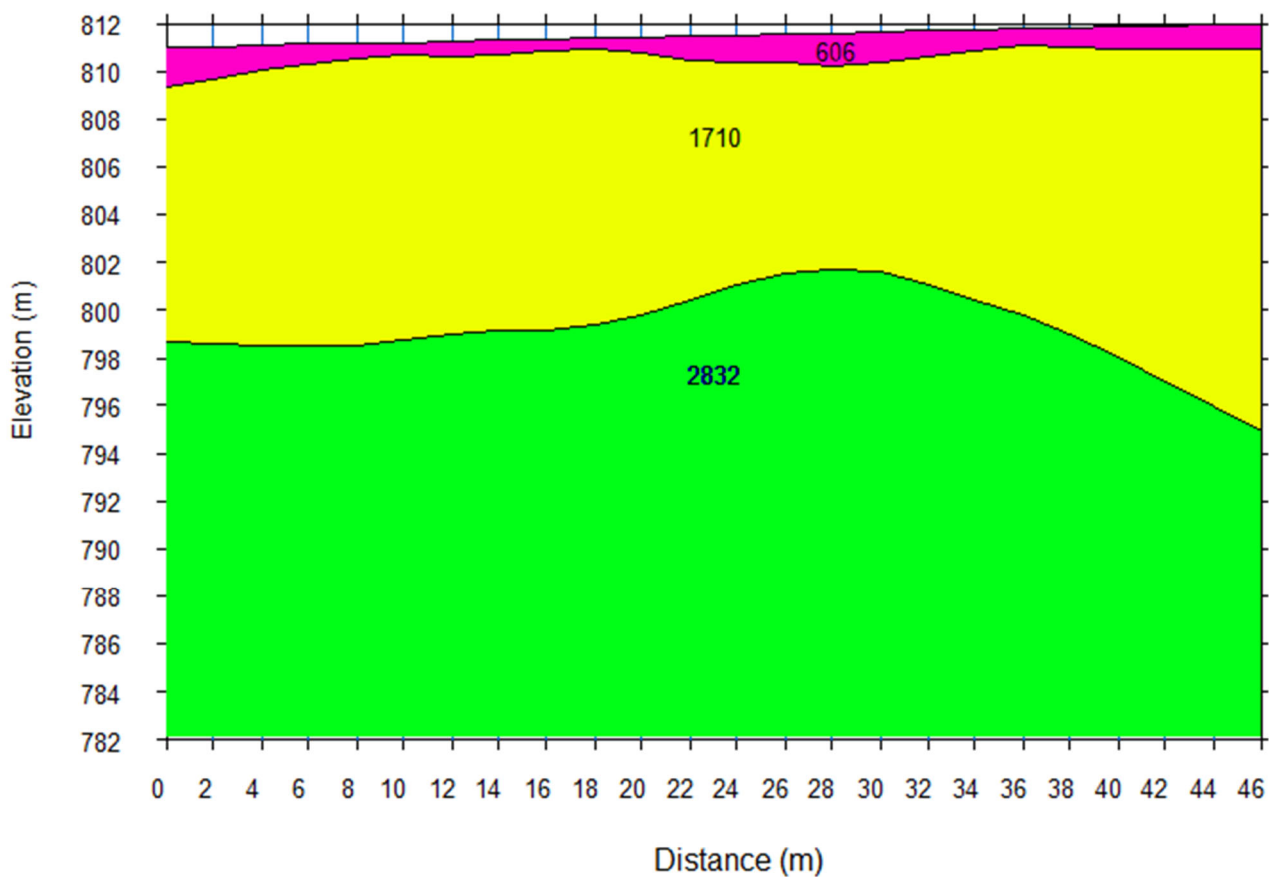
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	316	1.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	172	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.54	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.36	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.29	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	100	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	40	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	820.15	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	0.85	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1255	6
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	623	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.50	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.92	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.34	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	1990	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	744	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	20267.74	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	101.73	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	10.63	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2195	22.5
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	1164	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.53	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.20	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.30	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	7790	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	2986	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	66373.84	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	904.38	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	42.66	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	1036	

სეისმური პროფილი #9:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 0.5-1.5მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=606$ მ/წმ; $V_s=332$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 8-16მ, გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1710$ მ/წმ; $V_s=863$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი3**, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2832$ მ/წმ; $V_s=1488$ მ/წმ.



ნახ. 10. სეისმური პროფილი #9.

ცხრილი 10. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #9-სათვის.

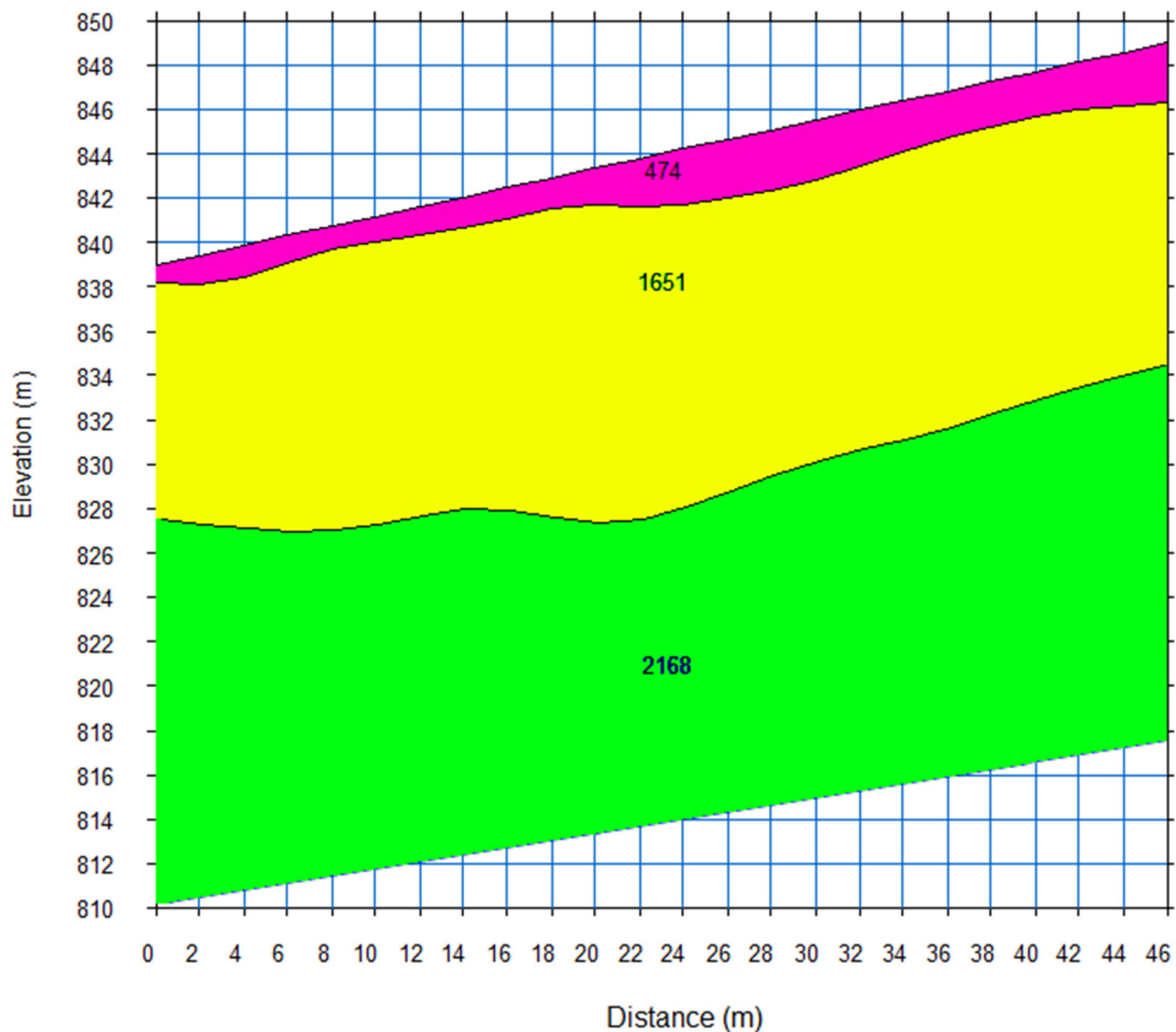
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	606	1
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	332	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.55	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.60	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.29	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	450	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	176	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	3519.09	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	9.41	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1710	11
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	863	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.50	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.07	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.33	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	4100	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1542	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	39985.63	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	323.64	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	22.03	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2832	18
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	1188	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.42	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.35	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.39	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	9240	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	3315	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	144190.50	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	1188.61	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	47.36	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	1075	

სეისმური პროფილი #10:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 1-2.5მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=474$ მ/წმ; $V_s=250$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 10-12მ, გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1651$ მ/წმ; $V_s=822$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი3**, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2168$ მ/წმ; $V_s=1124$ მ/წმ.



ნახ. 11. სეისმური პროფილი #10.

ცხრილი 11. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #10–სათვის.

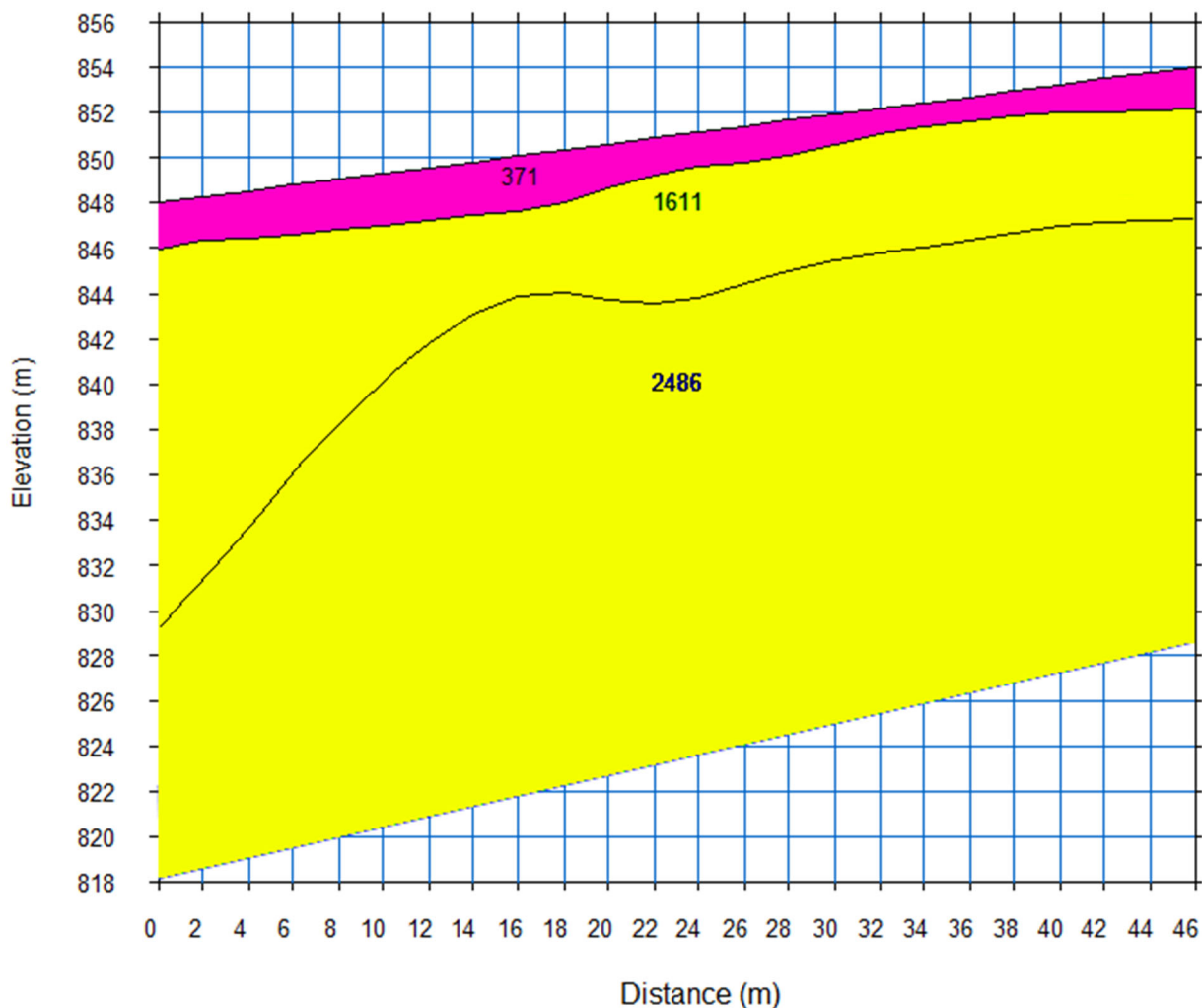
ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	474	2
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	250	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.53	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.50	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.31	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	250	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	94	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	2123.60	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	3.67	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1651	11
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	822	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.50	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.05	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.34	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	3700	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1387	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	37456.66	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	274.59	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	19.81	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2168	17
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	1124	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.52	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.20	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.32	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	7310	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	2776	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	66261.63	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	816.83	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	39.66	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	1052	

სეისმური პროფილი #11:

ფენი1 ვრცელდება ზედაპირიდან 1.5-2.5მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეების მნიშვნელობებით: $V_p=371$ მ/წმ; $V_s=195$ მ/წმ.

ფენი1-ს ქვემოდან ესაზღვრება **ფენი2**, რომლის სიმძლავრეა 4-16.5მ, გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=1611$ მ/წმ; $V_s=807$ მ/წმ.

აღნიშნულ შრეს ქვემოდან ესაზღვრება ისევ **ფენი2** მომეტებული ტენიანობით, რომელიც ჩვენს მიერ დაკვირვებულია 30მ-ის სიღრმემდე გრძივი და განივი ტალღების შემდეგი მნიშვნელობებით: $V_p=2486$ მ/წმ; $V_s=1126$ მ/წმ.



ნახ. 12. სეისმური პროფილი #11.

ცხრილი 12. ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები პროფილი #11-სათვის.

ფენის N	პარამეტრი	პარამეტრის აღწერა	მნიშვნელობები	სიღრმე, მ
1	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	371	2
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	195	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.53	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	1.41	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.31	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	140	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	54	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	1228.64	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	1.45	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	-	
2	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	1611	10
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	807	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.50	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.04	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.33	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	3540	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	1329	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	35230.54	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	255.83	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	18.98	
3	Vp m/sec	გრძივი ტალღის სიჩქარე	2486	18
	Vs m/sec	განივი ტალღის სიჩქარე	1126	
	Vs/Vp	სიჩქარეების თანაფარდობა	0.45	
	ρ gr/cm ³	სიმკვრივე	2.27	
	μ	პუასონის კოეფიციენტი	0.37	
	Ed Mpa	იუნგის დინამიური მოდული	7900	
	Gd MPa	ძვრის დინამიური მოდული	2883	
	Kd Mpa	ყოველმხრივი კუმშვის დინამიური მოდული	102081.72	
	D Mpa	საერთო დეფორმაციის მოდული	924.91	
	τ Mpa	სიმტკიცის ზღვარი კუმშვაზე	41.18	
Vs30, m/sec		განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე 30მ სიღრმემდე	1057	

გეოფიზიკური კვლევების საფუძველზე განივი ტალღების საშუალო სიჩქარეების მიხედვით გრუნტის ზედა 30მ ფენში (V_{s30} , რომელიც მთლიანად სამშენებლო უბნისთვის მიღებული იქნა გასაშუალოებული მნიშვნელობა 896 მ/წმ) განისაზღვრა გრუნტის კატეგორიები როგორც საქართველოში მოქმედი ნორმების მიხედვით, ასევე საერთაშორისო ნორმების მიხედვით (IBC2006, Eurocode8, ASCE7). უნდა აღინიშნოს, რომ საქართველოში მოქმედი ნორმების მიხედვით შეესაბამება გრუნტის I კატეგორიას, ხოლო საერთაშორისო ნორმების მიხედვით განისაზღვრა შემდეგნაირად: Eurocode8 - A კლასი, IBC2006 და ASCE7 – B კლასი. დეტალური მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილში 13.

ცხრილი 13. განივი ტალღების საშუალო მნიშვნელობებისა და გრუნტის კატეგორიების ცხრილი

Prof. N	Vs30 m/sec	Geo Stand.	IBC2006	ASCE7	Eurocode8
1	673	II	C	C	B
2	721	II	C	C	B
3	598	II	C	C	B
4	925	I	B	B	A
5	927	I	B	B	A
6	946	I	B	B	A
7	850	I	B	B	A
8	1036	I	B	B	A
9	1075	I	B	B	A
10	1052	I	B	B	A
11	1057	I	B	B	A

დასკვნა

საკვლევ უბანზე გატარდა სხვადასხვა სიგრძის 11 სეისმური პროფილი, საერთო სიგრძით 644მ, ამათგან, 69მ სიგრძის 2 სეისმური პროფილი პირველ ეტაპზე, მეორე ეტაპზე - სხვადასხვა სიგრძის 5 სეისმური პროფილი, ხოლო მესამე ეტაპზე - 46მ სიგრძის 4 სეისმური პროფილი. ნახ.1-ზე მოცემულია საკვლევი უბანი და სეისმური პროფილების განლაგების სქემა. ასევე სეისმური პროფილების შესაბამისი დასაწყისი და ბოლო კოორდინატები აბსოლუტურ სიმაღლეებთან ერთად WGS-84 სისტემაში მითითებულია ცხრილი1-ში.

გეოფიზიკური პარამეტრების მიხედვით გამოყოფილია სხვადასხვა საინჟინრო-გეოლოგიური ელემენტები (ფენები) და დადგენილია მათში V_p, V_s სიჩქარეების მნიშვნელობების განაწილება. შესაბამისი ფიზიკურ-მექანიკური პარამეტრების მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილებში 2-12 (ნახ.:2-12).

მიღებულ ჭრილებზე გეოფიზიკური მონაცემების მიხედვით უმთავრესად დაიკვირვება ფიზიკური თვისებებით განსხვავებული სამი ფენი (იდენტიფიკაცია განხორციელდა საინჟინრო გეოლოგიური შედეგების გათვალისწინებით):

ფენი1 – ქვიშიანი თიხა ხვინჭით, ქვიშის ლინზებით, სუსტად ტენიანი;

ფენი2 – საშუალო და სუსტად გამოფიტული, საშუალო სიმტკიცის და მტკიცე წვრილმარცვლოვანი ტუფი, ნაპრალოვანი;

ფენი3 – საშუალოდან სუსტ გამოფიტვამდე სუსტი და საშუალო სიმტკიცის იგნიმბრიტები.

გეოფიზიკური კვლევების საფუძველზე განივი ტალღების საშუალო სიჩქარეების მიხედვით გრუნტის ზედა 30მ ფენში (V_{s30} , რომელიც მთლიანად სამშენებლო უზნისთვის მიღებული იქნა გასაშუალოებული მნიშვნელობა 896 მ/წმ) განისაზღვრა გრუნტის კატეგორიები როგორც საქართველოში მოქმედი ნორმების მიხედვით, ასევე საერთაშორისო ნორმების მიხედვით (IBC2006, Eurocode8, ASCE7). უნდა აღინიშნოს, რომ საქართველოში მოქმედი ნორმების მიხედვით შეესაბამება გრუნტის I კატეგორიას, ხოლო საერთაშორისო ნორმების მიხედვით განისაზღვრა შემდეგნაირად: Eurocode8 - A კლასი, IBC2006 და ASCE7 – B კლასი. დეტალური მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილში 13.

გამოყენებული ლიტერატურა

N.B.Dortman, Physical properties of rocks and minerals, 1984.

Н.Н. Горяинов, Сейсмические методы в инженерной геологии. «Недра», 1979, 150с.

Y.Kobayashi, M.Horike, Analysis of seismic exploration data using ray method, J. Phys. Earth 35, 1987, p.127-141.

A.K. Majan, S.Slob, R.Ranjan, R.Sporry, P.K.Champati ray, C.J. van Westen, Seismic microzonation of Dehran City using geophysical and geotechnical characteristics in the upper 30 m.

S. Laster, M. Backus, R.Schell, Analog model studies of the simple refraction problem. "Seismic refraction prospecting". Tulsa, 1967, p.15-66.

В.Н. Никитин, Основы инженерной сейсмоки. МГУ, 1981, 175с.

T. Media, Hammer refraction seismic in engineering geophysics, "Geophysics", v.34, № 3, 1969, p.383-395.

A.I.Savich, B.D.Kuiyndjich, Complex-engineering research in building hydraulic facilities, 1990.

R.Sheriff, L.Geldart, Exploration Seismology, Mir, Moscow, v.1 and 2, 1987, 900p.

Earthquake motion and ground conditions, The Architectural Institute of Japan (AIJ), 1993, 595 p.

International Building code, International code council, INC, USA,2006. 680 p.

Mohamed, A. M. E., Abu El-Ata, A. S. A., Abdel Azim, F., Taha, M. A. Site-specific shear wave velocity investigation for geotechnical engineering applications using seismic refraction and 2D Multi-channel Analysis of Surface Waves. NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics, 2013: 2, 88-101.

Gercek, H. (January 2007). "Poisson's ratio values for rocks". International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 44(1): 1–13.

Gorodtsov, V.A.; Lisovento, D.S. (2019). "Extreme values of Young's modulus and Poisson's ratio of hexagonal crystals". Mechanics of Materials. 134: 1–8.

ნაწილი 2

სეისმური საშიშროების შეფასება.

ბოლნისის მუნიციპალიტეტში, ახალი კუდსაცავის მშენებლობის
ტერიტორიის სეისმური საშიშროების შეფასება

ძირითადი შემსრულებლები:

ნინო წერეთელი

ნ. წერეთელი

– აკადემიური დოქტორი, ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სექტორის ხელმძღვანელი, მთავარი მეცნიერ თანამშრომელი

ოთარ ვარაზანაშვილი

ო. ვარაზაშვილი

– აკადემიური დოქტორი, ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის მთავარი მეცნიერ თანამშრომელი

თამარ შუბლაძე

თ. შუბლაძე

– ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სპეციალისტი

ნაზი ტუღუში

ნ. ტუღუში

– ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სპეციალისტი

ლაშა ღუდუშაური

ლ. ღუდუშაური

– ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სპეციალისტი

აბრევიატურები

ANAS-GIA - Institute of Geology of Azerbaijan

ASS – Area Seismic Source

EMME – Earthquake Model of Middle East

FZ – Fault Zone

GEM – Global Earthquake Model

GMPE – Ground Motion Prediction Equation

IGTSU – Institute of Geophysics of I. Javakhishvili Tbilisi State University. Georgia

IIEES - International Institute of Earthquake Engineering and Seismology . Iran

ILIAUNI – Sciences and National Seismic monitoring center of ILIA State University

ISC -International seismological centre

KOERI - Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute . Turkey

MOS - Operative Seismological Catalogue of the Geophysical Survey of RAS, Obninsk,

MSK – Medvedev-Sponheuer-Karnik scale

MZ– Macrozone

NSSP - Armenian National Survey for Seismic Protection

PGA – Peak Ground Acceleration

PGAH – Horizontal Peak Ground Acceleration

RSSC -ANAS Republican Seismic Survey Center of Azerbaijan National Academy of Sciences

SA – Spectral Acceleration

SAH – Horizontal Spectral Acceleration

SSZ – Seismogenic Source Zones

შინაარსი

1. შესავალი
- 1.1 საკვლევი რაიონის გეოგრაფიული მდებარეობა და გეომორფოლოგიური პირობები
- 1.2 პოტენციური მიწისძვრების შემთხვევაში გრუნტის მოძრაობის დონეების დადგენა კუდსაცავის პროექტირებისა და მშენებლობისათვის
2. მშენებლობის ადგილის გამოკვლევა გეოფიზიკური მეთოდებით
- 2.1 გრუნტის რეზონანსული სიხშირეების დადგენა სეისმური ხმაურის გაზომვით
- 3 მშენებლობის ადგილის სეისმური საშიშროების შეფასება
- 3.1 ძირითად მონაცემთა ბაზები და კომპონენტები
 - 3.1.1 მიწისძვრის კატალოგები
 - 3.1.2 მიწისძვრის მაგნიტუდის სკალის ჰომოგენიზაცია
 - 3.1.3 მიწისძვრის კატალოგის სტატისტიკური ანალიზი: კატალოგების გაწმენდა და სისრულე
 - 3.1.4 საკვლევი რაიონის სეისმურობა
- 3.2 საკვლევი რაიონის აქტიური რღვევები და სეისმოგენური კერების ზონები
 - 3.2.1 აქტიური რღვევები
 - 3.2.2 სეისმოგენური კერების ზონები
 - 3.2.2.1 აქტიური რღვევებისა და ფონური სეისმურობის მოდელი
 - 3.2.2.2 სეისმური კერების არეების მოდელი და მაქსიმალური მაგნიტუდა
- 3.3 გრუნტის რხევების მახასიათებელი მოდელი
- 3.4 ლოგიკური ხე და ცთომილების მოდელი
- 3.5 სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასება
- 3.6 სეისმური საშიშროების დეზაგრეგაცია
- 3.7 სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება
4. დასკვნები
5. ლიტერატურა

1. შესავალი

1.1 საკვლევი რაიონის გეოგრაფიული მდებარეობა და გეომორფოლოგიური პირობები

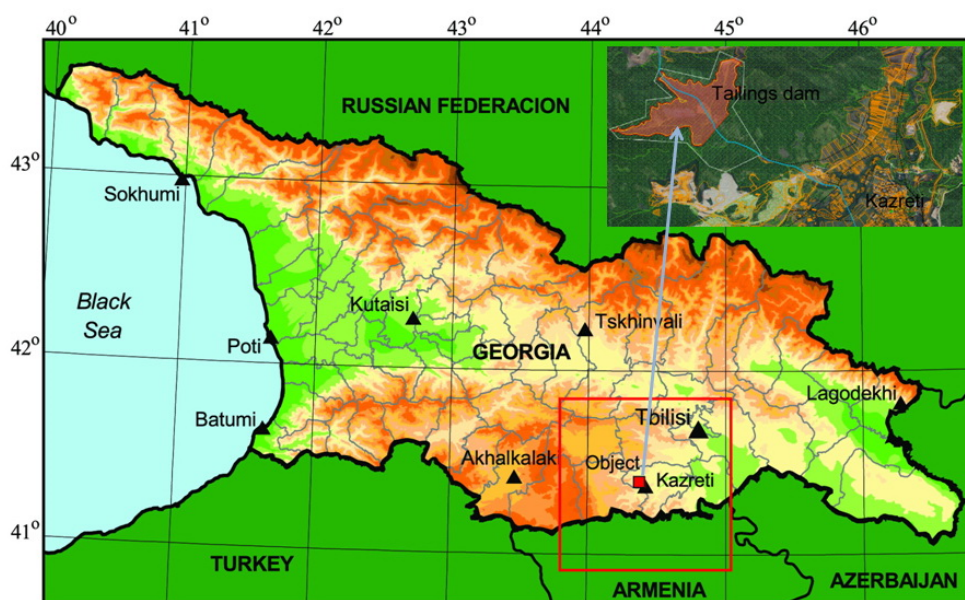
მოცემული ანგარიში მომზადებულია სეისმური საშიშროების შეფასების შედეგების წარმოსადგენად, რაც აუცილებელია სეისმომდეგი ახალი კუდსაცავის დაპროექტებისა და მშენებლობისათვის ბოლნისის მუნიციპალიტეტში დაბა კაზრეთის ჩრდილო-დასავლეთით დაახლოებით 4 კმ-ში.

ამ ობიექტის გარემომცველი საკვლევი რაიონი (50 კმ რადიუსით ობიექტის გარშემო, ნახ. 1) მოიცავს შემდეგ მთავარ გეოტექტონიკურ ერთეულებს: უშუალოდ ობიექტი განლაგებულია ართვინ-ბოლნისის ბლოკის ცენტრში. მის ჩრდილოეთით მდებარეობს აჭარა-თრიალეთის მთიანი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტი; სამხრეთით - ლოქი-ყარაბახ-კაფანის მთიანი სარტყლის დასავლეთ სეგმენტი; აღმოსავლეთით - მტკვრის დაბლობის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილი; ხოლო დასავლეთით - ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის აღმოსავლეთ კიდე.

ბოლნისის მუნიციპალიტეტი, სადაც მდებარეობს დაბა კაზრეთი და მოცემული ობიექტი (ობიექტი - მადნეულის საბადოს ახალი კუდსაცავი), გეომორფოლოგიური თვალსაზრისით მრავალფეროვანია. ბოლნისის მუნიციპალიტეტის ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი უკავია ქვემო ქართლის ალუვიურ ვაკეს, რომელიც შეადგენს მტკვარი-არაქსის დაბლობის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილს და განვითარებულია მთათაშორის ტექტონიკურ დეპრესიაში. ქვემო ქართლის ვაკე აგებულია ახალგაზრდა კონტინენტური ალუვიური და დელუვიურ-პროლუვიური ნალექებით, საფუძვლად კი უდევს სარმატული ასაკის დისლოცირებული ნალექები. მუნიციპალიტეტის ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში შემოდის ლოქის ქედის ჩრდილოეთ კალთა. ლოქის ქედი მცირე კავკასიონის მთათა სისტემაში შედის. მისი ოროგრაფიული აღნაგობა გარდигარდმო ხეობების სიმრავლით ხასიათდება. აგებულია იურული და ცარცული ასაკის კირქვებით, ქვიშაქვებით და ვულკანოგენური წყებებით, ასევე პალეოზოური გრანიტოიდებითა და მიოცენის გრანოდიორიტული ინტრუზიებით. ლოქის ქედზე ფართოდ ვხვდებით სტრუქტურულ, ეროზიულ და დენუდაციური რელიეფის ფორმებს. მუნიციპალიტეტის ჩრდილოეთით, მდინარეების მაშავერასა და ხრამის შუამდინარეთში გაწოლილია დისველის პლატო. იგი ქვემო ქართლის პლატოს შემადგენელი ნაწილია და წარმოადგენს მის სამხრეთ ნაწილს. დისველის პლატო ორმხრივადაა დახრილი აღმოსავლეთისაკენ და ჩრდილოეთისაკენ. აღმოსავლეთით პლატოს სიმაღლე ზღვის დონიდან 500 მ-ს უდრის, ხოლო დასავლეთ მხარეზე 800-850 მ-ს. დისველის პლატოს სამხრეთი კიდე შემოსაზღვრულია შინდლარის მასივით. ციცაბოდ სწყდება ქვემო ქართლის ვაკისა და აგრეთვე მაშავერას ხეობისკენ. დამახასიათებელია თითქმის ჰორიზონტალური რელიეფი. მუნიციპალიტეტის დასავლეთ ნაწილში იჭრება ჯავახეთის ზეგნის აღმოსავლეთ კალთა. უშუალოდ დაბა კაზრეთი და მის მახლობლად არსებული მადნეულის საბადო მდებარეობს მდინარე

მაშვერას ხეობაში. ზღვის დონიდან 680 მეტრზე. განლაგებულია ზედაცარცულ ვულკანოგენურ წყებაში (ძირითადად საშუალო და მჟავა შედგენილობის ტუფები, ტუფბრექჩიები, ტიფიტები და მათი გამკვეთი სხვადასხვა ტიპის ლიპარიტები და დაციტები). საბადოს რაიონში გავრცელებულია ჰიდროთერმული მეტასომატიტები - პროპილიტები და მეორეული კვარციტები. ამ უკანასკნელთანაა დაკავშირებული ბარიტ-პოლიმეტალური და სპილენძ-სულფიდური მინერალიზაცია.

საკვლევ რაიონისთვის დამახასიათებელია დედამიწის ქერქის რთული ბლოკური აგებულება. იგი მოიცავს ზემოთ აღნიშნული გეოტექტონიკური ერთეულების ყველა ძირითად სეისმურად აქტიურ ზონებს. ართვინ-ბოლნისის ბლოკის მაღალი სეისმური აქტივობა (როგორც ისტორიულ წარსულში, ასევე თანამედროვე პერიოდში) განსაზღვრავს ბოლნისის მუნიციპალიტეტის მნიშვნელოვან სეისმურობას.



ნახ. 1 საკვლევ რაიონისა და რაიონის გეოგრაფიული მდებარეობა და საზღვრები

1.2 პოტენციური მიწისძვრების შემთხვევაში გრუნტის მოძრაობის დონეების დადგენა კუდსაცავის პროექტირებისა და მშენებლობისათვის

მნიშვნელოვანი ობიექტის სეისმომდეგობის დადგენა ითვალისწინებს შეფასების რამოდენიმე ეტაპს. წარმოდგენილი ანგარიში ეხება ამ შეფასების პირველ ეტაპს და გულისხმობს ობიექტის ტერიტორიაზე ალბათური და დეტერმინისტული სეისმური საშიშროების დადგენას, რაც დაფუძნებულია საკვლევ რაიონის აქტიურ სეისმოტექტონიკურ სტრუქტურებზე.

გარდა ამისა, მნიშვნელოვანი ობიექტის სეისმური საშიშროების შეფასება უნდა ითვალისწინებდეს მოსალოდნელი მიწისძვრების დროს გრუნტის რხევების ორ დონეს. მეორე დონის მეტად ინტენსიურ რხევებზე დაპროექტებული ნაგებობა მაქსიმალური მიწისძვრების შემთხვევაში უნდა ინარჩუნებდეს კონსტრუქციულ

მთლიანობას და უნდა გამორიცხული იყოს მისი სრული ან ნაწილობრივი ნგრევა. პირველი დონის უფრო ნაკლებად ინტენსიურ რხევებზე ნაგებობის დაპროექტება დაკავშირებულია ეკონომიკური დანაკარგების შემცირებასთან და შესაბამისი ინტენსივობის მიწისძვრების ზემოქმედების შემთხვევაში ნაგებობას არ უნდა სჭირდებოდეს კაპიტალური რემონტი.

ჩვენ შემთხვევაში საკვლევი რაიონის სეისმურობიდან გამომდინარე და ვინაიდან საქმე გვაქვს მაღალი რისკის მქონე ობიექტთან - კუდსაცავი, რომელსაც გააჩნია პრაქტიკულად ერთი კრიტიკული ელემენტი - დამბა და მისი გარღვევა მიწისძვრის შემთხვევაში წარმოადგენს დიდ სოციალურ და ეკოლოგიურ საფრთხეს. ამიტომ შეიძლება დავუშვათ, რომ სეისმური ზემოქმედება განისაზღვროს მხოლოდ მაღალი დონით, ანუ ალბათურად შეფასებული გრუნტის სეისმური რხევებით განმეორების საშუალო პერიოდით 10 000 წელი, რაც შეესაბამება 1% გადაჭარბების ალბათობას 100 წლის განმავლობაში (ან 0.5% გადაჭარბების ალბათობას 50 წლის განმავლობაში) და რაც თავის მხრივ ახლოსაა დეტერმინისტულ შეფასებასთან (ICOLD, 2010).

2. მშენებლობის ადგილის გამოკვლევა გეოფიზიკური მეთოდებით

2.1 გრუნტის რეზონანსული სიხშირეების დადგენა სეისმური ხმაურის გაზომვით

ჩატარებული კვლევის მიზანს წარმოადგენდა მშენებლობის ადგილის გრუნტების რეზონანსული სიხშირეების დადგენა, რომელთა გავლენაც სეისმურ სამიშროებაზე მნიშვნელოვანია, რადგან მსგავსი სიხშირის ტალღის შემთხვევაში ადგილი ექნება რეზონანსს, რაც გამოიწვევს გრუნტის რხევების მნიშვნელოვან გაძლიერებას.

საველე სამუშაოები ჩატარდა პასიური წერტილოვანი გეოფიზიკური კვლევის მეთოდებით. გარემოს ვიბრაციების (სეისმური ხმაურის) რეგისტრაცია მოხდა 4 სენსორის მეშვეობით ჭაბურღილებთან ახლოს.

სეისმური ხმაურის რეგისტრაციისა და მოცემული ადგილის ამგები გრუნტების საკუთარი რხევების ჩასაწერად გამოყენებული იყო სეისმოგრაფი Tromino 3G (იხ. ნახ. 2). Tromino 3G არის მაღალი მგრძნობიარობის მქონე ხელსაწყო, რომელიც გამოიყენება სეისმური ხმაურის შესაფასებლად. იგი ახდენს მცირე ამპლიტუდის რხევების რეგისტრაციას, რომლებიც დედამიწის ზედაპირის ყოველ წერტილში დაიკვირვება.



ნახ. 2 სეისმოგრაფი, Tromino 3G

ხელსაწყოს აღწერილობა:

- 3 ველოსიმეტრული არხი დინამიური ინტერვალით ± 1.5 მმ/წმ, სუსტი ვიბრაციების რეგისტრაციისთვის;
- 3 ველოსიმეტრული არხი დინამიური ინტერვალით ± 5 მმ/წმ, ძლიერი ვიბრაციების რეგისტრაციისთვის;
- 3 აქსელერომეტრული არხი;
- სენსორის სიხშირეთა ინტერვალი 0.1-300 ჰც;
- GPS და რადიო გადაცემის მოდული, სინქრონიზაციისათვის.

სამი არხი ორიენტირებულია: ჩრდილოეთი-სამხრეთით (N-S), აღმოსავლეთი-დასავლეთით (E-W) და ვერტიკალურად (Up-Down). ხელსაწყოს რეზოლუცია -128.

მიღებული მონაცემები ანალიზურად მუშავდება პროგრამებით: Matlab, Geopsy, Grilla, HV-inv, Dinver.

კვლევის შედეგები:

იმისათვის რომ შეფასდეს გრუნტის საკუთარი რხევები საჭიროა განისაზღვროს ფუნდამენტური სიხშირეები. სეისმური მიკროვიბრაციების (ხმაურის) ჩაწერის შედეგად ჰორიზონტალური და ვერტიკალური სპექტრული თანაფარდობით დგინდება რეზონანსული სიხშირეები. ეს მეთოდი ცნობილია, როგორც HVSR – Horizontal and Vertical Spectral Ratio. ეს არის ჩანაწერის კომპონენტების სპექტრების თანაფარდობა, რათა მთელი ჩანაწერის მანძილზე განისაზღვროს სიხშირეების პიკები, შესაბამისი ამპლიტუდები და პერიოდული მახასიათებლები (მაგ., Nakamura, 1989; Lunedei and Malischewsky, 2015; Sánchez-Sesma, 2017).

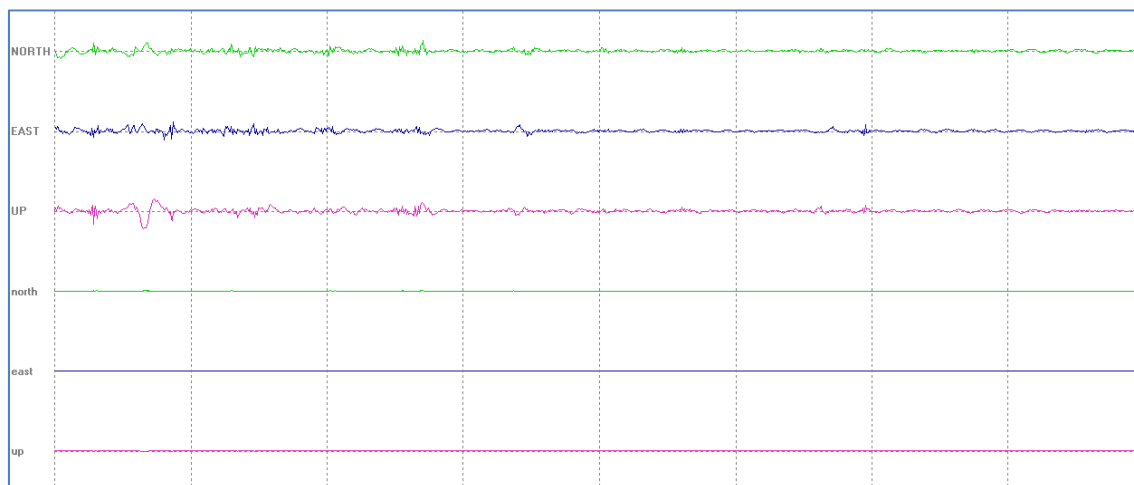
მონაცემთა ანალიზი ხორციელდება HVSR მეთოდით - ჰორიზონტალური და ვერტიკალური კომპონენტების სპექტრების ფარდობით 25 წამიანი ბიჯით. სპექტრების თანაფარდობამდე ხდება ფურიეს სპექტრების გაგლუვება სამკუთა გლუვი ფუნქციის გამოყენებით. საბოლოოდ ვღებულობთ სიხშირეებს პიკური ამპლიტუდით (f_0 და f_1) რომლებიც იძლევიან ინფორმაციას შრეების რეზონანსულ სიხშირეზე სადაც f_0 ფუძე გრუნტის სიხშირეა. რითაც გამოისახება კორელაცია დანალექი ფენის ჩაწოლის სიღრმეს (დანალექი ფენის სისქე), რეზონანსულ სიხშირესა და განივი სეისმური ტალღის სიჩქარეს შორის $f_0 = V_s / 4h$, სადაც f_0 - რეზონანსული სიხშირე, V_s - განივი სეისმური ტალღის სიჩქარე, h - დანალექი ფენის სისქე.

თითოეული წერტილზე განხორციელდა 60-წუთიანი ჩანაწერების მიღება ჯამში გაკეთდა 6 ჩანაწერი.

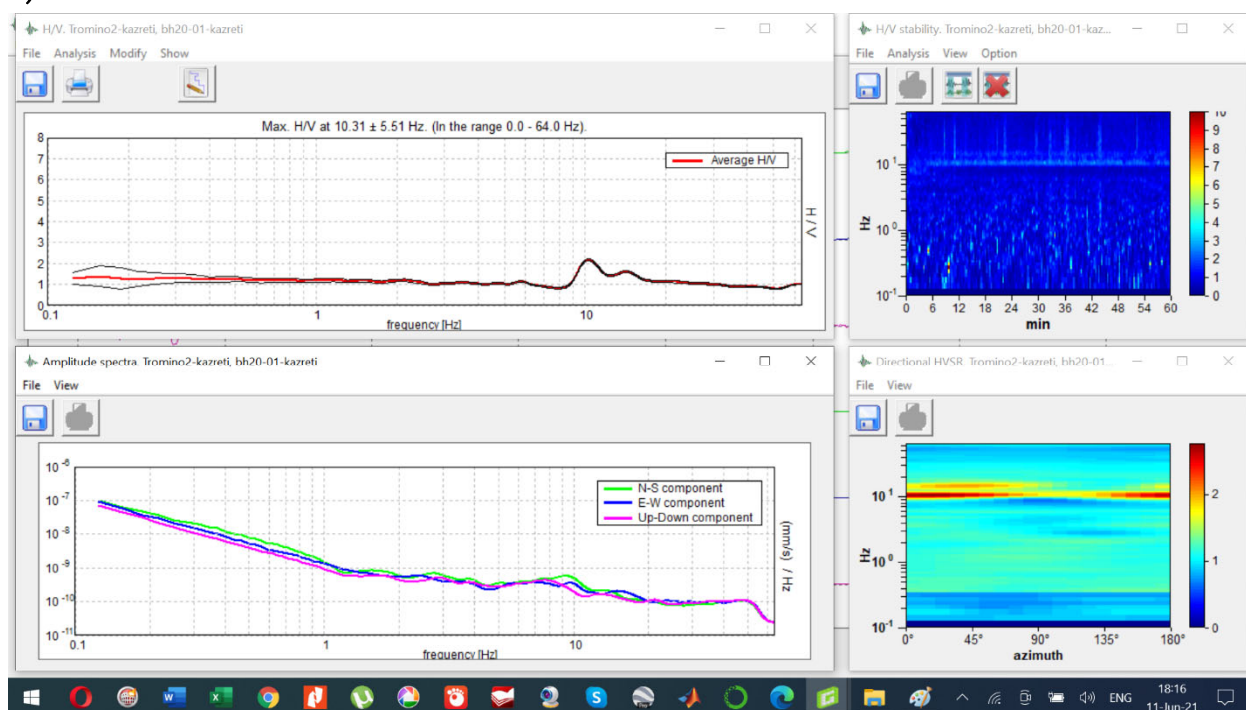
თითოეული დაკვირვების წერტილის მონაცემები წარმოდგენილია ნახ. 3, 4, 5, 6

1. T2 (BH20-01)

a)



b)

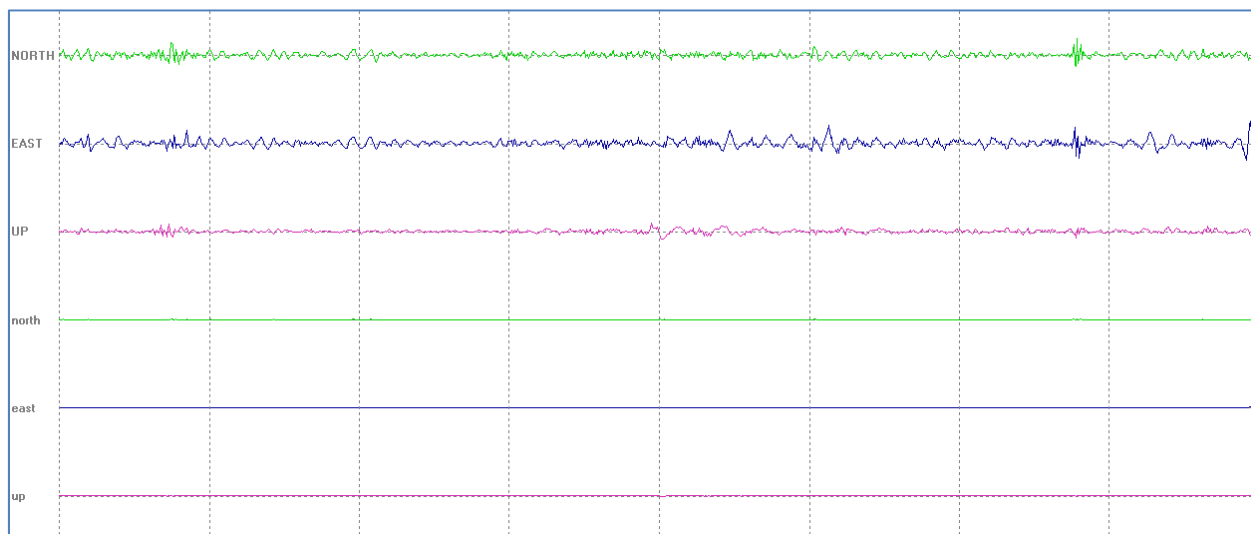


ნახ. 3 a) წარმოდგენილია ჭაბურღილთან-BH20-01 T2 წერტილის პასიური წერტილოვანი ჩანაწერი. H/V წირის გრაფიკი, რეზონანსული სიხშირე $f_0=10.31$ ჰც.

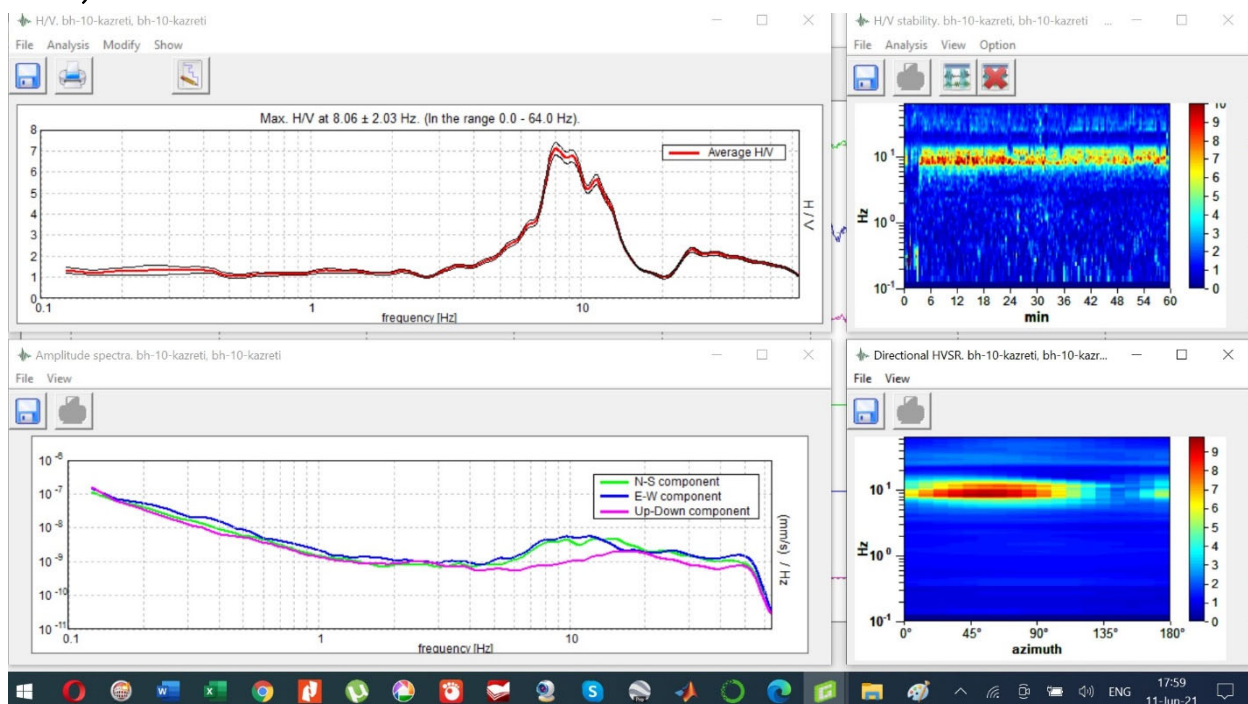
b) წარმოდგენილია T2 ჩანაწერის N-S, E-W და Up-Down კომპონენტების ერთობლივი ფურიე-სპექტრის სიხშირულ-ამპლიტუდური მრუდი, H/V წირის გრაფიკი, H/V წირის სტაბილურობა მთელი ჩანაწერის პერიოდის მანძილზე, ასევე HVSR-ის აზიმუტალური განაწილება.

2. T4 (BH 20-02)

a)



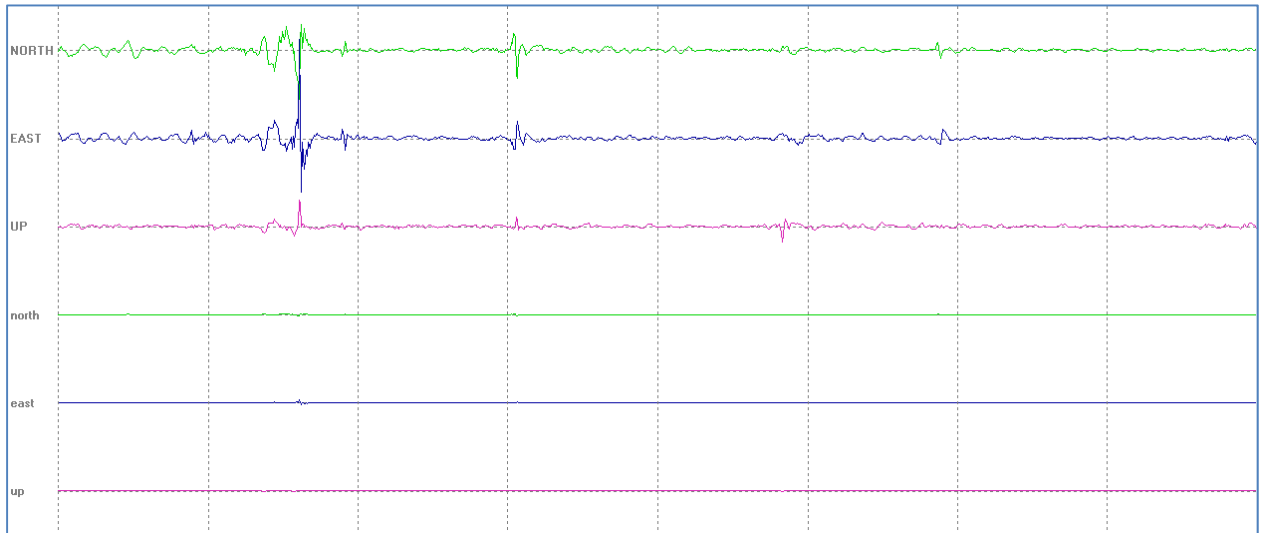
b)



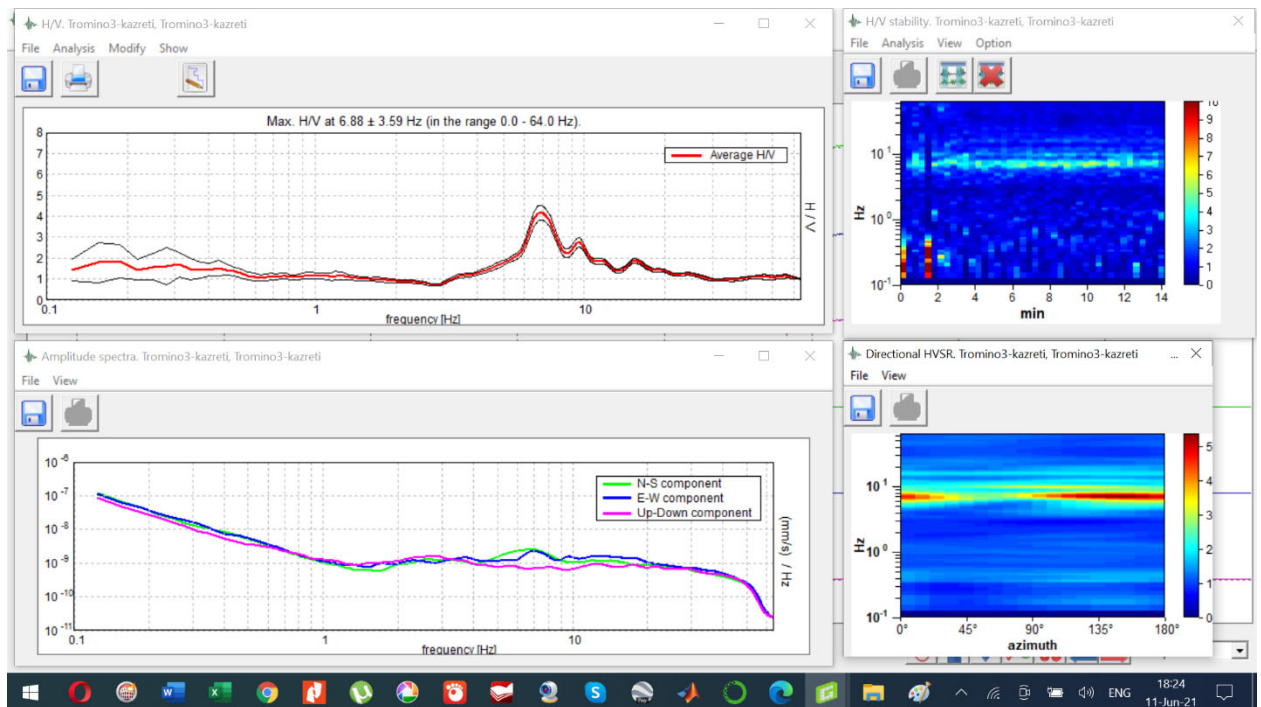
ნახ. 4 a) წარმოდგენილია ჭაბურღილთან-BH20-02 T4 წერტილის პასიური წერტილოვანი ჩანაწერი. H/V წირის გრაფიკი, რეზონანსული სიხშირე $f_0=8.06$ ჰც. b) წარმოდგენილია T2 ჩანაწერის N-S, E-W და Up-Down კომპონენტების ერთობლივი ფურიე-სპექტრის სიხშირულ-ამპლიტუდური მრუდი, H/V წირის გრაფიკი, H/V წირის სტაბილურობა მთელი ჩაწერის პერიოდის მანძილზე, ასევე HVSR ის აზიმუტალური განაწილება.

3. T3(BH20-2დან 100 მეტრის მოშორებით)

a)



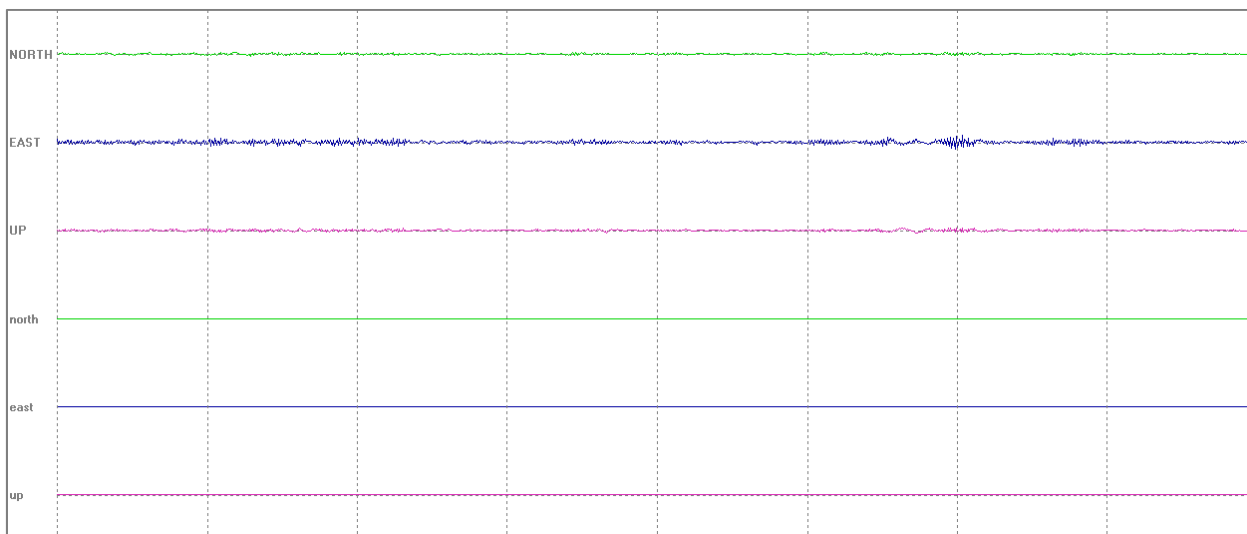
b)



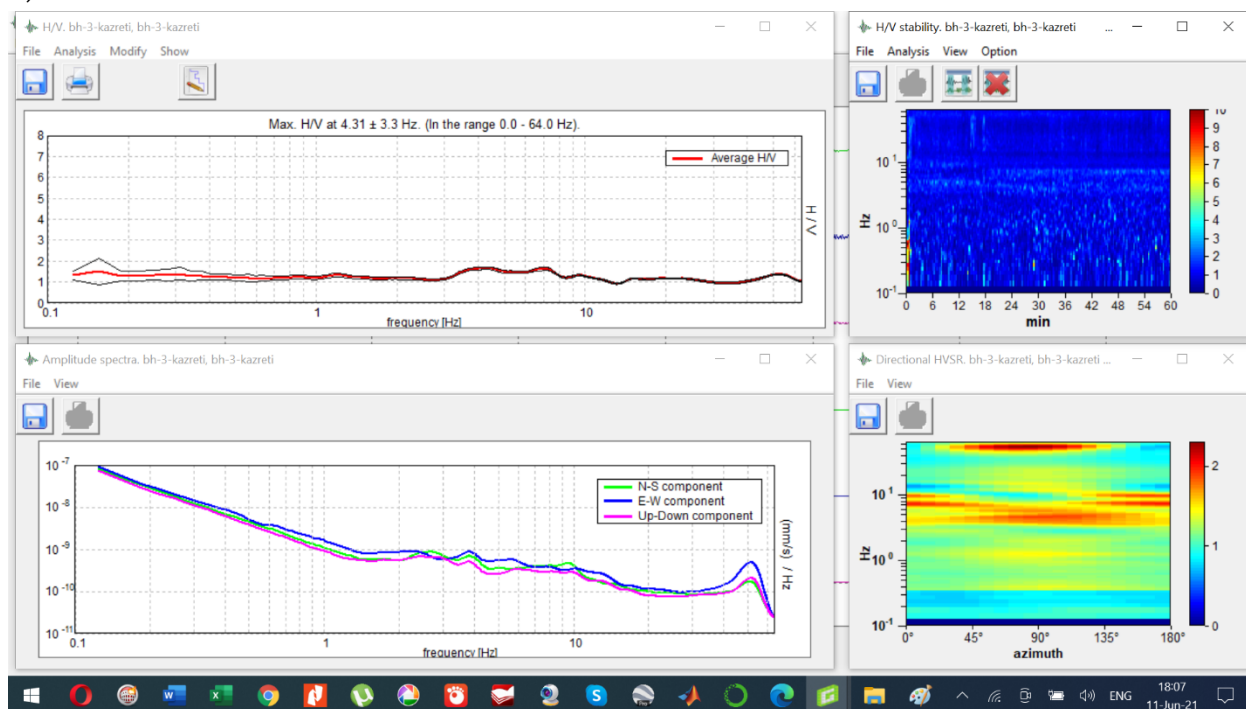
ნახ. 5 a) წარმოდგენილია ჭაბურღილიდან-BH20-02 100 მეტრის მოშორებით T3 წერტილის პასიური წერტილოვანი ჩანაწერი. H/V წირის გრაფიკი, რეზონანსული სიხშირე $f_0=6.88$ ჰც. b) წარმოდგენილია T2 ჩანაწერის N-S, E-W და Up-Down კომპონენტების ერთობლივი ფურიე-სპექტრის სიხშირულ-ამპლიტუდური მრუდი, H/V წირის გრაფიკი, H/V წირის სტაბილურობა მთელი ჩაწერის პერიოდის მანძილზე, ასვე HVSR-ის აზიმუტალური განაწილება.

4. T1(BH 3)

a)



b)



ნახ. 6 a) წარმოდგენილია ჭაბურღილთან-BH3 T1 წერტილის პასიური წერტილოვანი ჩანაწერი. H/V წირის გრაფიკი, რეზონანსული სიხშირე $f_0=4.31$ ჰც. b) წარმოდგენილია T2 ჩანაწერის N-S, E-W და Up-Down კომპონენტების ერთობლივი ფურიე-სპექტრის სიხშირულ-ამპლიტუდური მრუდი, H/V წირის გრაფიკი, H/V წირის სტაბილურობა მთელი ჩანაწერის პერიოდის მანძილზე, ასევე HVSR-ის აზიმუტალური განაწილება.

როგორც ვხედავთ მდინარის ერთ მხარეს T2, T3 და T4 დაკვირვების წერტილის პასიური წერტილოვანი ჩანაწერის (T1, T2, T3) H/V მრუდები ხასითდება უბან-უბან ფორმათა მსგავსებით. ასევე სიხშირულ-ამპლიტუდური მრუდებიც ხასითდება წირების ფორმათა ერთგვაროვნებით, რასაც განაპირობებს სამივე წერტილში გრუნტების მსგავსი ლითოლოგიური აგებულება.

გაზომვებმა გვიჩვენა, რომ მშენებლობის ადგილის გრუნტების რეზონანსული სიხშირე იცვლება 6.88 -10.31 ჰერცის ფარგლებში რაც შეესაბამება - 0.1 – 0.15 წმ რეზონანსულ პერიოდს. მდინარის მეორე მხარეს რეზონანსული სიხშირე დაბალია 4.31 ჰერცი და შეესაბამება 0.23 წმ რეზონანსულ პერიოდს. მნიშვნელოვანია დავადგინოთ იმ მიწისძვრის მაგნიტუდა და მანძილი რომელიც საკვლევ არეში იწვევს შესაბამისი სიხშირის რხევებს.

3 მშენებლობის ადგილის სეისმური საშიშროების შეფასება

3.1 ძირითად მონაცემთა ბაზები და კომპონენტები

3.1.1 მიწისძვრის კატალოგები

მიწისძვრის კატალოგების შედგენის ძირითადი წყაროა ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდიაშვილის სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის (თსუი) მიწისძვრების მონაცემთა ბაზა. მიწისძვრის ეს კატალოგი შეიცავს უძველესი დროიდან 2021 წლამდე პერიოდის 90559-ზე მეტ მიწისძვრას მინიმალური მაგნიტუდით $M_l \geq 0$. კატალოგი მოიცავს 40.0°E - 50.0°E და 39.0°N - 44.0°N შორის არსებულ ვრცელ არეს, საქართველოს მთელი ტერიტორიის, აგრეთვე მისი მიმდებარე თურქეთის, სომხეთის, ირანის, აზერბაიჯანისა და ჩრდილოეთ კავკასიის ტერიტორიებს, რაც იძლევა საშუალებას შეფასდეს სეისმური საშიშროება საქართველოს საზღვრის მახლობლად მდებარე რაიონებში. ამ მონაცემთა ბაზიდან, 45 727 მოვლენა ეკუთვნის საქართველოს ტერიტორიას. საზღვრისპირა რაიონებში მიწისძვრების მდებარეობის განსაზღვრას უზრუნველყოფდნენ ლოკალური წყაროები, შედგენილი ძირითადად რეგიონის სხვადასხვა ქვეყნის სეისმური ქსელების მონაცემების საშუალებით. აღმოსავლეთ თურქეთისთვის საქართველოს საზღვრის მახლობლად მდებარე მიწისძვრების კატალოგი მოამზადა კანდილის ობსერვატორიამ და მიწისძვრის კვლევის ინსტიტუტმა. ირანისთვის მიწისძვრის კატალოგს უზრუნველყოფდა მიწისძვრის ინჟინერიისა და სეისმოლოგიის საერთაშორისო ინსტიტუტი (IIEES), ხოლო სომხეთისთვის კატალოგი აღებული იქნა ნაშრომიდან Sargsyan et al. (2017); აზერბაიჯანისთვის მიწისძვრების კატალოგი მოგვაწოდა აზერბაიჯანის გეოლოგიის ინსტიტუტმა, ჩრდილოეთ კავკასიის კატალოგი განახლდა საერთაშორისო მონაცემებზე დაყრდნობით (ISC). გარდა ნაციონალური სააგენტოებისა 2006 წლიდან კატალოგი ასევე შევსებულია ISC მონაცემებით, მათ შორის საქართველოს ტერიტორიისათვისაც $M_l \geq 3$ მაგნიტუდის

მქონე მიწისფრებისთვის, რადგან 2010 წლიდან სამწუხაროდ ნაციონალური მონაცემები, კერძოდ ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის (ილიაუნი) მიერ მიღებული საქართველოს მიწისძვრების ჩანაწერების მონაცემები სხვა უნივერსიტეტებში მოღვაწე ქართველი მეცნიერებისათვის არ არის ხელმისაწვდომი. ცხრილ 1-ში მოყვანილია თსუგი-ს კატალოგში მონაწილე ყველა სააგენტო, წყარო და შესაბამისი პერიოდები.

ცხრილი 1. ყველა სააგენტო და წყარო, რომელიც იძლევა ინფორმაციას მიწისძვრის კატალოგებისა და მონაცემების შესახებ

პერიოდი (წლები)	რეგიონი	სააგენტოები, რომლებიც იძლევიან კატალოგებს	სააგენტოები და სხვა წყაროები, რომლებიც იძლევიან მონაცემებს
1900-მდე	საქართველო	TIF	Shebalin (1997); Kondorskaya and Shebalin (1982); Varazanashvili et al. (2018)
„	კავკასია	EMME	Shebalin (1997); Kondorskaya and Shebalin (1982) Zare et al. (2014)
1900 - 1979	კავკასია და მიმდებარე ტერიტორია	TIF	IGTSU, RSSC- ANAS , NSSP, RAS, ISC
1980 - 1990	საქართველო	TIF	IGTSU/ SMCIG, , RSSC- ANAS , NSSP
„	აზერბაიჯანი	Baku	IGTSU/ SMCIG, RSSC- ANAS , NSSP
„	სომხეთი	Yer	IGTSU/ SMCIG, RSSC- ANAS , NSSP
„	ჩრ. კავკასია	NCA	IGTSU/ SMCIG, RSSC- ANAS , NSSP, RAS
„	თურქეთი, ირანი	TIF	IGTSU/ SMCIG, RSSC- ANAS , NSSP, ISC
1991 - 2006	საქართველო	TIF	IGTSU, SMCIG
„	აზერბაიჯანი	EMME	Zare et al. (2014)
„	სომხეთი	EMME	Zare et al. (2014)
„	ჩრ. კავკასია	EMME	Zare et al. (2014)
„	თურქეთი, ირანი	EMME	Zare et al. (2014)
2006 - 2010	საქართველო	TIF	ILIAUNI
2010 - 2020	საქართველო	TIF	ILIAUNI/ ISC (MI>3)
2006 - 2020	ზერბაიჯანი	TIF	ISC, ANAS-GIA
„	ჩრ. კავკასია	TIF	ISC
„	სომხეთი	TIF	ISC, Sargsyan et al. (2017)
„	თურქეთი	TIF	KOERI, ISC
„	ირანი	TIF	<u>IIEES</u> , ISC

საქართველოში ისტორიული მიწისძვრების მონაცემები ემყარება ისტორიულ დოკუმენტებს, ინტენსივობა ეპიცენტრში ფასდება MSK სკალის გამოყენებით, ხოლო მაგნიტუდის შეფასება ეფუძნება Ms და ინტენსივობას შორის არსებულ კორელაციურ განტოლებებს (Varazanashvili et al., 2011, 2018). ისტორიული მიწისძვრების სრული მონაცემთა ბაზა და შესაბამისი პარამეტრების სწორი განსაზღვრა გადამწყვეტია სეისმური საშიშროების შეფასებისთვის. იგი ასევე ერთადერთი უნიკალური ინფორმაციაა სხვადასხვა მეთოდებით სეისმური საშიშროების შეფასების სანდოობის

შემოწმებისთვის. საქართველოს ისტორიული მიწისძვრების კატალოგი მოიცავს პერიოდს ძვ. წ. აღ. 1250 წლიდან 1900 წლამდე და $M_s \geq 3.8$ მაგნიტუდის ზომიერ და ძლიერ მიწისძვრებს.

მიწისძვრის ადგილმდებარეობისა და მაგნიტუდასთან დაკავშირებული ცთომილებები მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს სეისმური საშიშროების შეფასებაზე. ინსტრუმენტული ადგილმდებარეობის შეფასების ცდომილებები დაკავშირებულია სეისმური სადგურების განაწილებასთან და სიჩქარულ მოდელებთან. საქართველოში მიწისძვრების ინსტრუმენტულმა მონიტორინგმა XX საუკუნის დასაწყისში აიღო სტარტი. სეისმური ქსელის განვითარების მიხედვით ინსტრუმენტული დაკვირვების პერიოდი შეიძლება დაიყოს ხუთ დროით პერიოდად:

- I. 1900-1935 წწ.
- II. 1936-1955 წწ.
- III. 1956-1995 წწ.
- IV. 1996-2005 წწ.
- V. 2006-2020 წწ.

I პერიოდის განმავლობაში, საქართველოში, მართალია წყვეტილად, მაგრამ მთლიანობაში 6 სეისმური სადგური მუშაობდა. ისინი თავდაპირველად აღჭურვილი იყო დაბალი მგრძნობიარობის ოპტიკური და მექანიკური ხელსაწყოებით, რომლებსაც არ ჰქონდათ დაცხრომა. ამ პერიოდის განმავლობაში, რეგისტრირებული $M_s \geq 2.9$ მაგნიტუდის დამოუკიდებელი მიწისძვრების წლიური რაოდენობა იყო მინიმალური, ხოლო მთელს ტერიტორიაზე ეპიცენტრების განსაზღვრის საშუალო სიზუსტე შეადგენდა 30 კმ (New catalog..., 1982).

II პერიოდში მოქმედებდა 10 სეისმური სადგური. ამ დროის განმავლობაში სადგურები აღჭურვილი იყო შედარებით მგრძნობიარე სეისმოგრაფებით. ამ პერიოდში, $M_s \geq 2.9$ მაგნიტუდის დამოუკიდებელი მიწისძვრების წლიური რაოდენობა ოდნავ გაიზარდა, ხოლო მთელ ტერიტორიაზე ეპიცენტრის განსაზღვრის საშუალო სიზუსტე შეადგენდა 25 კმ (New catalog..., 1982).

III პერიოდში, მოქმედი სეისმური სადგურების რაოდენობა თანდათანობით გაიზარდა 40-მდე. განხორციელდა მათი უნიფიცირება, ანუ ისინი აღიჭურვა კირნოსის სისტემის მაღალმგრძნობიარე ანალოგური ტიპის სეისმოგრაფებით (SKM-3, SK, SKD) (Papalashvili, 1981). ამ პერიოდის მიწურულს, $M_s \geq 2.9$ მაგნიტუდის დამოუკიდებელი მიწისძვრები გახდა წარმომადგენელი საქართველოს ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში. აგრეთვე ეპიცენტრის განსაზღვრის საშუალო სიზუსტე, ქვეყნის მთელ ტერიტორიაზე დაახლოებით 15 კმ გახდა, ხოლო ცალკეულ რეგიონებში (მაგალითად, ჯავახეთის ზეგანი, ენგურჰესის რაიონი) სეისმური სადგურების შედარებით მაღალი კონცენტრაციის გამო, იგი შემცირდა 5-10 კმ-მდე (New catalog..., 1982).

IV პერიოდში, საქართველოში მომხდარი პოლიტიკური და სოციალურ-ეკონომიკური ცვლილებების გამო, მოქმედი სეისმური სადგურების რაოდენობა

მკვეთრად შემცირდა 10-მდე, ხოლო $M_s \geq 2.9$ მაგნიტუდის დამოუკიდებელი მიწისძვრების წლიური რიცხვი, მნიშვნელოვნად შემცირდა წინა პერიოდთან შედარებით. დაკვირვებული მონაცემების მცირე რაოდენობიდან გამომდინარე, შეგვიძლია მხოლოდ ვივარაუდოთ, რომ მთელი საქართველოს მასშტაბით ეპიცენტრის განსაზღვრის საშუალო სიზუსტე დაახლოებით 15 კმ იყო.

V პერიოდში, ძველი ქსელი შეიცვალა ახალი ციფრულით. ამ პერიოდში მუშა სადგურების რაოდენობა, ოფიციალური მონაცემებით, 25-მდე გაიზარდა.

მიწისძვრის ადგილმდებარეობისა და მაგნიტუდასთან დაკავშირებული ცთომილებები მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს სეისმური საშიშროების შეფასებაზე. ინსტრუმენტული ადგილმდებარეობის შეფასების ცდომილება დაკავშირებულია სეისმური სადგურების განაწილებასთან და სიჩქარულ მოდელებთან.

2000 წლიდან თსუგი მუშაობს $M_s \geq 3.5$ მაგნიტუდის მიწისძვრების ადგილმდებარეობის სიზუსტის გასაუმჯობესებლად. მიწისძვრების კინემატიკური პარამეტრების გადანგარიშების მეთოდები ინსტრუმენტული და ისტორიული პერიოდებისთვის მოცემულია შემდეგ ნაშრომებში: Tsereteli et al. (2012, 2016); Zare et al (2014); Varazanashvili et al (2018). აქ მოკლედ აღწერილია ეპიცენტრის გადანგარიშების ძირითადი ეტაპები:

- მიწისძვრების ამოსავალი მონაცემები გადანგარიშდა უშუალოდ სეისმომოგრაფებიდან და ძველი ბიულეტენებიდან.
- ზოგიერთ სადგურზე განხორციელდა შესწორებები P და S ტალღების შემოსვლის დროზე.
- მიწისძვრების ჰიპოცენტრული პარამეტრების გამოთვლა მოხდა HYPO-71 პროგრამისა და (Lee and Larh, 1975) საუკეთესო ხელმისაწვდომი სიჩქარული მოდელების გამოყენებით (Sikharulidze et al., 2004).

ამ სამუშაოს საფუძველზე, 1956 წლის შემდეგ მომხდარი $M_s \geq 3.5$ მიწისძვრებისთვის სიღრმისა და ეპიცენტრის კოორდინატების შეფასების ცთომილება შემცირდა 2-3 კმ-მდე.

3.1.2 მიწისძვრის მაგნიტუდის სკალის ჰომოგენიზაცია

კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი საკითხია მიწისძვრის კატალოგების ჰომოგენიზაცია მომენტის მაგნიტუდის (M_w) მიხედვით, რადგან გრუნტის მოძრაობის პროგნოზირების (GMP) უმეტესი მოდელი მიიღებულია M_w -თვის.

2003 წლამდე, საქართველოში და მთელ კავკასიის რეგიონში, მცირე და ზომიერი მიწისძვრების ენერგეტიკული პარამეტრები შეფასებული იყო ენერგეტიკული კლასის (K) მიხედვით, ხოლო ძირითადად ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრებისთვის ($M_s \geq 4.5$) ზედაპირული ტალღების მაგნიტუდის (M_s) მიხედვით. როდესაც შეუძლებელი იყო M_s -ის უშუალო განსაზღვრა, მოვლენების სიდიდე შეფასდა

$$M_s = 0.56K - 2.20$$

(1)

განტოლების გამოყენებით, დაფუძნებული Rautian (1964) და Rautian and Khalturin (1978) ნაშრომებზე. ზოგჯერ მიღებული იქნა $M_b \equiv M_{pv}$ (მაგნიტუდა, გამოთვლილი p-ტალღების ვერტიკალური კომპონენტის მიხედვით). განხილული რეგიონისთვის, M_{pv} და M_s შორის არსებობს ემპირიული კორელაციური დამოკიდებულება:

$$M_{pv} = 2.50 + 0.63 M_s \quad (2).$$

ამრიგად, 2003 წლამდე, საქართველოში და კავკასიაში მიწისძვრების კატალოგები გაერთიანებული იყო M_s -ის მიხედვით.

2003 წლიდან, საქართველოს სეისმური ქსელის რეორგანიზაციის გამო, რეგისტრირებული მიწისძვრებისთვის გამოთვლილი იყო მხოლოდ ლოკალური მაგნიტუდის (M_L) მნიშვნელობები (ნაკლებად M_d და M_b -ის მნიშვნელობები). M_w გათვლილი იყო მხოლოდ მიწისძვრებისთვის, რომელთა M_L იყო 4.5-ზე მეტი (Adamia et al., 2017; Tsereteli et al., 2016).

საქართველოს კატალოგი პირველად გაერთიანებული იქნა M_w მიხედვით EMME (ახლო აღმოსავლეთის მიწისძვრის მოდელი) პროექტის ფარგლებში, რომელიც ემყარება რეგიონულ კორელაციურ განტოლებებს, მოცემულს ნაშრომში Zare et al. (2014). ცხრილი 2 წარმოდგენილია ყველა ენერგეტიკული პარამეტრი, რომლის მიხედვითაც ფასთებოდა მიწისძვრის მაგნიტუდები სხვადასხვა პერიოდში.

ცხრილი 2. ყველა ტიპის მაგნიტუდა, რომელიც ისაზღვრებოდა სხვადასხვა პერიოდში

პერიოდი	მაგნიტუდა	რეგიონი
1996 -მდე	M_s (I), (MSK 64)	კავკასია და მიმდებარე რეგიონები
1960 -1996	M_s (I), M_s/MLH	კავკასია და მიმდებარე რეგიონები
1960 - 2003	K, M_s/MLH , $MR(K)$, M_{pv}/mb , M_c , M_d ,	კავკასია
2003 - 2006	K, M_L/ML	საქართველო
2006 - 2010	M_L , m_w	საქართველო
2010 - 2020	M_L , M_w , $MPVA$	საქართველო
2003 - 2020	K, MLH , MPV/mb , MR , M_w , M_d , M_L	აზერბაიჯანი, სომხეთი
2003 - 2020	M_b , M_L , M_s , M_w	თურქეთი, ირანი
2003 - 2020	MOV , $MPVA$, MLH , M_w M_L	ჩრ. კავკასია

ახლახან, M_w და K-ს, M_w და mb შორის კავშირი მიღებულ იქნა აზერბაიჯანის მონაცემებით, 85 მიწისძვრისთვის M_w 3.6 - 6.5 და K 9.6 - 14.2 დიაპაზონში (Onur et al., 2019):

$$M_w = 0.5673 K - 1.8244 \quad 9.5 \leq K \leq 14.2 \quad (3)$$

$$M_w = 1.3913 mb - 1.9334 \quad M_b \geq 3.5 \quad (4)$$

ეროვნულ მონაცემებზე დაყრდნობით, მიღებული იქნა დამოკიდებულება M_L და K (Tibaldi et al., 2019) ასევე M_w და M_L შორის (Tsereteli et. al 2021)

$$M_L = 0.5494 K - 1.9308 \quad (5)$$

$$M_w = 0.1694 + 1.0322 M_L \quad 3.0 < M_L \leq 4.72 \quad (6)$$

განტოლება (1) და (3) საშუალებას გვაძლევს გამოვიყვანოთ დამოკიდებულება M_w და M_s -ს შორის

$$M_w = 0.4448 + 1.02114 M_s \quad 3.1 \leq M_s \leq 4.5. \quad (7)$$

ცხრილ 3 და 4- ში მოცემულია ყველა ის კორელაციური დამოკიდებულება რომელიც გამოყენებული იქნა კატალოგის ჰარმონიზაციისთვის.

ცხრილი 3. კორელაციური დამოკიდებულებები, მიღებული ნაციონალურ მონაცემებზე

$M_s(MR) = 0.56K - 2.2$ (1)		Rautian (1964)
$M_{PV} = 2.5 + 0.63M_s$. (2)		Rautian (1964)
$M_c = M_s$ (3)		Rautian et al. (1978)
$M_w = 0.5673 K - 1.8244$ (3)	$8.5 (9.5) \leq k \leq 12.2$	(Onur et al., 2019)
$M_w = 1.3913 m_b - 1.9334$ (4)	$M_b \geq 3.5$	(Onur et al., 2019)
$M_L = 0.5494 K - 1.9308$ (5)		(Tibaldi et al., 2019)
$M_w = 0.1694 + 1.0322 M_L$ (6)	$2.73 (3.0) < M_L \leq 4.72$	Tsereteli et. al. 2021
$M_w = 0.8095 M_L + 1.3003$ (6a)	$4.72 < M_L$	Kadiroglu et al. 2016
$M_w = 0.66 M_s + 2.11$ (7a)	$(2.8) 4.5 < M_s < 6.2$	Zare et.al 2014
$M_w = 0.93 M_s + 0.45$ (7b)	$6.2 \leq M_s \leq 8.2$	
$M_w = 0.7947 M_d + 1.3420$ (11)	$3.5 \leq M_d \leq 7.4$	Kadiroglu et al. 2016

ცხრილი 4. ჩვენს მიერ გამოყვანილი კორელაციური დამოკიდებულებები

$M_w = 0.4448 + 1.02114 M_s$ (7)	$2.5 (3.1) \leq M_s \leq 4.5$	გამოყვანილი ამ სამუშაოსთვის
$M_L = -0.0655 + 0.8058 M_{PVA}$ (8)	$M_{PVA} \geq 4$	გამოყვანილი ამ სამუშაოსთვის
$M_L = 2.7138 + 0.1169 M_{pva}$ (8a)	$M_{PVA} < 4$	
$M_w = 0.10179 + 0.83174 M_{PVA}$ (9)	$4 \leq M_{PVA} \leq 5.93$	გამოყვანილი ამ სამუშაოსთვის
$M_w = 1.24728 + 0.65229 M_{PVA}$ (10)	$M_{PVA} > 5.93$	

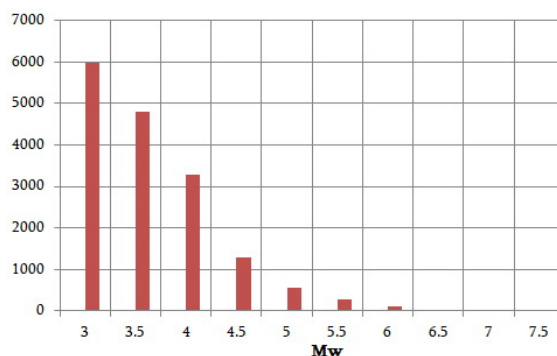
ფრხილებში მოთავსებული რიცხვები უჩვენებს მაგნიტუდის იმ დონეს რომლისთვისაც გამოყვანილი იყო შესაბამისი ფორმულები, ხოლო რიცხვები ბრჭხილებს გარეთ მიუთითებს მაგნიტუდის იმ დონეს, რომლისთვისაც გამოყენებული იქნა ჩვენს მიერ კორელაციური განტოლებები.

2003 წლის ზოგიერთი მიწისძვრა პირდაპირ შეფასდა M_w -ით ნაშრომში Barth et al. (2007) მოცემული მომენტის ტენზორის ინვერსიის მეთოდის გამოყენებით. ცხრილ 3 და 4-ში მოყვანილი კორელაციური ფორმულების საშუალებით მოხდა კატალოგის ჰარმონიზაცია M_w - ს მიხედვით.

საბოლოო კატალოგი შეიცავს 19,531 მიწისძვრას მოცემული ტერიტორიისთვის მაგნიტუდით M_w მეტი 2.7-ზე. ნახ. 7 და ცხრილი 5 გვიჩვენებს M_w განაწილებას მიწისძვრების რაოდენობის მიხედვით 0.5 ბიჯის ფარგლებში.

ცხრილი 5. მიწისძვრების რაოდენობა M_w -ს 0.5 ბიჯის ფარგლებში

$M_{wmin} \leq$	$< M_{wmax}$	M_w	N
2.75	3.25	3.0	5994
3.25	3.75	3.5	4799
3.75	4.25	4.0	3293
4.25	4.75	4.5	1286
4.75	5.25	5.0	559
5.25	5.75	5.5	272
5.75	6.25	6.0	99
6.25	6.75	6.5	27
6.75	7.25	7.0	26
7.25	7.75	7.5	6



ნახ. 7 მიწისძვრების რაოდენობის განაწილება მაგნიტუდის მიხედვით (ბიჯების გათვალისწინებით)

მიღებული განაწილება საშუალებას გვაძლევს კატალოგის სტატისტიკური ანალიზისას განვიხილოთ კატალოგი $M_w=2.75$ მაგნიტუდიდან.

3.1.3 მიწისძვრის კატალოგის სტატისტიკური ანალიზი: კატალოგების გაწმენდა და სისრულე

სეისმური საშიშროების შეფასებასთან დაკავშირებული ნებისმიერი კვლევისთვის, Cornell (1968) მიერ დადგენილი კლასიკური ალბათური მიდგომის თანახმად, რეგიონისთვის შედგენილი მიწისძვრების კატალოგის გაწმენდა გახდა სტანდარტული პრაქტიკა. ითვლება, რომ თითოეულ სეისმურ კერაში მიწისძვრის წარმოშობა ხდება პუასონის პროცესის მსგავსად, მომავალი მიწისძვრების წარმოშობის შესაფასებლად გამოყენებულ კატალოგს უნდა ჩამოშორდეს დამოკიდებული მოვლენები, ანუ უნდა მოცილდეს ძირითადი მოვლენის მიერ

გამოწვეული ფორ- და აფტერშოკები, ასევე მიწისძვრის გუნდები. ამ მიზნისთვის გამოყენებული იყო რამდენიმე მეთოდი. საქართველოსთვის შედგენილი ამოსავალი კატალოგი, გაწმენდილი იყო Gardner and Knopoff (1974), Grunthal (1985), Uhrhammer (1986) სივრცულ-დროითი ფანჯრების გამოყენებით, რომელიც რეალიზებული იყო კომპიუტერული პროგრამა ZMAP-ში (Wiemer et al., 2001). გარდა ამისა, მოდელის არჩევაში დასახმარებად, ჩვენ შევამოწმეთ, რამდენად მიჰყვება მიღებული კატალოგები პუასონის პროცესს Tsereteli et. al 2020). საბოლოოდ, უფლებამოსილ კატალოგად ჩვენ მივიჩნიეთ Gardner and Knopoff (1974) და Grunthal (1985) მეთოდით გაწმენდილი კატალოგი. მათგანაც საბაზისო კატალოგად შევარჩიეთ Gardner and Knopoff (1974) მეთოდით გაწმენდილი კატალოგი. შედეგი მოცემულია ცხრილ 6-ში

ცხრილი 6. მიწისძვრების მთლიანი რაოდენობა $M_w \geq 3.0$ და მიწისძვრების რაოდენობა მაგნიტუდის ბინებში 0.5 ბიჯით Gardner and Knopoff (1974)-ის მეთოდით გაწმენდილი კატალოგისთვის

$\leq M_w <$	2.75-3.25	3.25-3.75	3.75-4.25	4.25-4.75	4.75-5.25	5.25-5.75	5.75-6.25	6.25-6.75	6.75-7.25	7.25-7.75	Total Number
M_w	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	
GK	2140	3166	1269	621	330	181	75	22	21	6	7831

მიწისძვრის აქტივობისა თუ სეისმური პროდუქტიულობის შეფასებამდე, გასათვალისწინებელია მიწისძვრის კატალოგის სისრულე სხვადასხვა მაგნიტუდის ზღვრული მნიშვნელობისთვის დროის მიხედვით. Gardner and Knopoff (1974) მეთოდით გაწმენდილი 1900 წლის შემდგომი პერიოდის კატალოგის სისრულე გამოკვლეულ იქნა სხვადასხვა მაგნიტუდური ბინებისა და დროითი ფანჯრებისთვის, Stepp (1972) მიერ შემოთავაზებული მეთოდოლოგიის გამოყენებით, ხოლო 1900 წ.-მდე პერიოდის სისრულე შეფასდა ისტორიული მოსაზრებების საფუძველზე (ცხრილი 7).

ცხრილი 7 Gardner and Knopoff (1974) მეთოდით გაწმენდილი კატალოგის სისრულის შეფასება

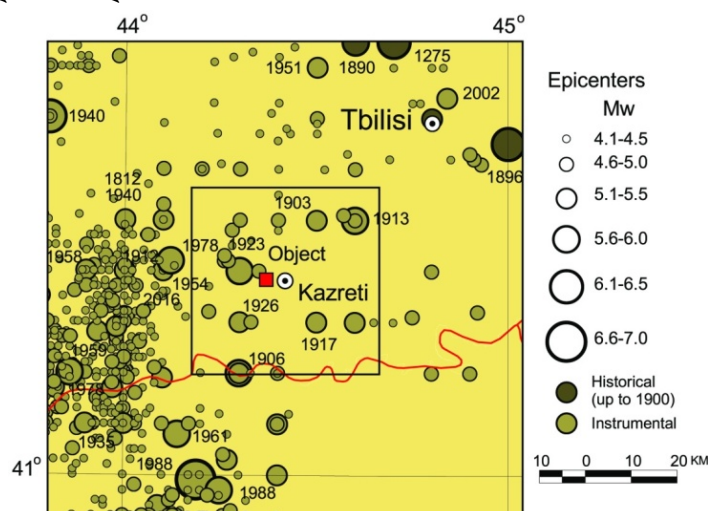
Time	1960	1950	1950	1930	1900	1900	1900	1100
M_w Magnitude Bin	3.3-3.7	3.8-4.2	4.3-4.7	4.8-5.2	5.3-5.7	5.8-6.2	6.3-6.7	6.8-7.2

3.1.4 საკვლევი რაიონის სეისმურობა

ზევით აღნიშნული მონაცემთა ბაზის საფუძველზე, პირველ რიგში, აგებულ იქნა მთელი საკვლევი რაიონისა და ობიექტის გარშემო 20 კმ რადიუსის მქონე ახლო ზონის ეპიცენტრების რუკები (იხ. ნახ. 8, 11). ისინი პრაქტიკულად გვიჩვენებენ მოცემულ ტერიტორიებზე სხვადასხვა მაგნიტუდის მიწისძვრების განაწილებას. ამ რუკებზე დატანილია უძველესი დროიდან 2021 წლამდე კატალოგირებული ყველა

მიწისძვრა. მიწისძვრებისთვის მაგნიტუდით $M_w > 5$ მითითებულია მათი წარმოშობის წელი.

მიღებული რუკების ერთობლივმა ანალიზმა გვიჩვენა სეისმოლოგიური ვითარება, რომელიც შეიქმნა საკვლევ რაიონში. კერძოდ, ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების ეპიცენტრების რუკის მიხედვით (ნახ. 8) მთელი საკვლევ რაიონი დაფარულია მიწისძვრის ეპიცენტრებით, მაგრამ სხვადასხვა სიმკვრივით. ეპიცენტრების ყველაზე დიდი კონცენტრაციის არეებიც აღინიშნება რაიონის დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, რომლებიც დაკავშირებულია შესაბამის ტექტონიკურ ერთეულებთან. რაიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში კონცენტრირებულია ძლიერი ისტორიული მიწისძვრების (წარმოშობილი 1900 წ.-მდე) ეპიცენტრები, რაც იმაზე მეტყველებს, რომ საკვლევ რაიონის ბევრი უბანი დაკვირვებების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში იყო სეისმურად აქტიური და ამჟამად მნიშვნელოვანი პოტენციური სეისმურობა გააჩნიათ. უნდა აღინიშნოს, რომ რაიონის სეისმურობაში ძლიერ ისტორიული მიწისძვრების წვლილის განხილვა განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ობიექტის ტერიტორიის სეისმურობის ანალიზის დროს.



ნახ. 8 ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების ($M_w > 4$) ეპიცენტრების რუკა

ქვემოთ მოცემულია: ამ ისტორიული მიწისძვრების 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, სეისმოდისლოკაციები, მეწყრები, ეკლესიები, ციხესიმაგრეები, დასახლებული პუნქტები MSK ინტენსივობით, მიწისძვრის ეპიცენტრი, აქტიური რღვევები, აგრეთვე საკვლევ ობიექტის ფარდობითი მდებარეობა.

1275 წელი, მცხეთის მიწისძვრა

მდინარე არაგვის ნაცხორის ხეობაში ლ. კოდოშვილმა (1970) აღმოაჩინა ორი პარალელური ნასხლეტი 1.5-2.0 მეტრით აწეული ჩრდილო ფრთებით. ისინი გლეჯენ პირველი ტერასის ალუვიულ დანალექს, აგრეთვე მის ქვეშ დაგებულ თიხოვან ქვიშაქვას და ფიქალს. ჩრდილო ნასხლეტის ორივე ფრთაში წანაცვლების სიბრტყესთან ახლოს კენჭები მასთან მიმართებაში დახრილია ან ვერტიკალურად არის ორიენტირებული (გრძელი ღერძის გასწვრივ). ნასხლეტის აწეულ ფრთაში ცალკეული კენჭები ჩაჭედილია გაგლეჯილ ფენებში. ეს რღვევის გასწვრივ იმპულსური წანაცვლებების (ანუ მიწისძვრის) აშკარა ნიშანია, რომლის სავარაუდო ასაკი ერთი ან ორი ათასი წელია (Когошвили, 1970; Хромовских, Никонов, 1984).

ქართველი ანონიმური ჟამთააღმწერელის მატიანეში (ჟამთააღმწერელი, 1987). მოყვანილია: „...ესე რისხვა საშინელი სამცხესა ოდენ მოიწია, ვიდრე თვისა ერთისა ჟამთამდე, გარნა სხუაგან არასადა ევნო. მცხეთის საყდარიცა დაიქცა...“
(...ეს საშინელი მიწისძვრა მხოლოდ სამცხეში მოხდა, ერთ თვემდე გრძელდებოდა, სხვაგან არაფერი დაზიანებულა. მცხეთის საყდარიც დაინგრა...).

ვახუშტი ბატონიშვილის მიხედვით (ბატონიშვილი ვახუშტი, 1973) ტექსტის შინაარსი ფაქტიურად იგივეა: „შეიძრა ქუეყანა ხუთშაბათსა ვნებისასა...არამედ ესევითარი ძვრა იყო სამცხეს და არა სადა სხუაგან, თვინიერ დაიქცა მცხეთა.“ (ხუთშაბათს ქვეყანა შეიძრა...მიწისძვრა იყო სამცხეში და არა სხვაგან, მცხეთის საყდარიც დაიქცა.)

„ვახტანგ გორგასალმა მცხეთა აღაშენა ქვით კირის ხსნარზე და ფრიად შეამკო. მანვე დასვა კათალიკოსი. ამის შემდეგ, მიწისძვრით დანგრეული (ეკლესია სვეტიცხოვლის ტაძარი) აღდგინა მეფე გიორგიმ (V ბრწყინვალე, 1318-1346 წწ.)...“ (Царевич Вахушты, 1904; Натроев, 1900).

სომეხი ისტორიკოსი სამუელ ანეცი იძლევა მოკლე ცნობას: „1285 წელს მოხდა მიწისძვრა თბილისში“ (Samuel Anetsi, 1989).

საქართველოს ისტორიის და კულტურის ძეგლთა აღწერილობაში არის შემდეგი ცნობები: სამთავროს კომპლექსი – 1283წ. მიწისძვრის შედეგად გუმბათი ჩაინგრა და იგი XIII-XIV საუკუნეთა მიჯნაზე აღადგინეს; სვეტიცხოველის კომპლექსი – თავისი არსებობის მანძილზე არაერთხელ დამუქრებია მას განადგურების საფრთხე. 1283წ. ტაძარი მიწისძვრამ დააზიანა. XIV საუკუნეში გიორგი ბრწყინვალემ (1314-1346 წწ.) აღადგინა ტაძრის გუმბათი (საქართველოს ისტორიისა..., 1990).

ძლიერი მიწისძვრების ახალი კატალოგის 1977 წლის პირველ გამოცემაში (Новый каталог..., 1977), ამ მიწისძვრის ეპიცენტრი მოთავსებული იყო ქ. გორთან ახლოს. როგორც ჩანს ასეთ გადაწყვეტილებაზე გარკვეული გავლენა იქონია ამ მიწისძვრის

მაკროსეისმურმა მონაცემებმა ორი საკმაოდ დაშორებული რაიონიდან: იმ საუკუნის საქართველოს ისტორიულ-გეოგრაფიულ პროვინცია - სამცხიდან და ქ. მცხეთიდან. ეპიცენტრი აღნიშნულ ორ რაიონს შორის მდებარე სეისმოაქტიურ ზონაში იქნა დასმული. ახალი კატალოგის 1982 წლის ამერიკულ გამოცემაში (New Catalogue..., 1982) ამგვარი ინტერპრეტაცია უარყოფილ იქნა და დაშვებულ იქნა ვარიანტი, რომ ადგილი ჰქონდა ორ დამოუკიდებელ სამცხის (1283 წ.) და მცხეთის (1275 წ.) უძლიერეს მიწისძვრებს.

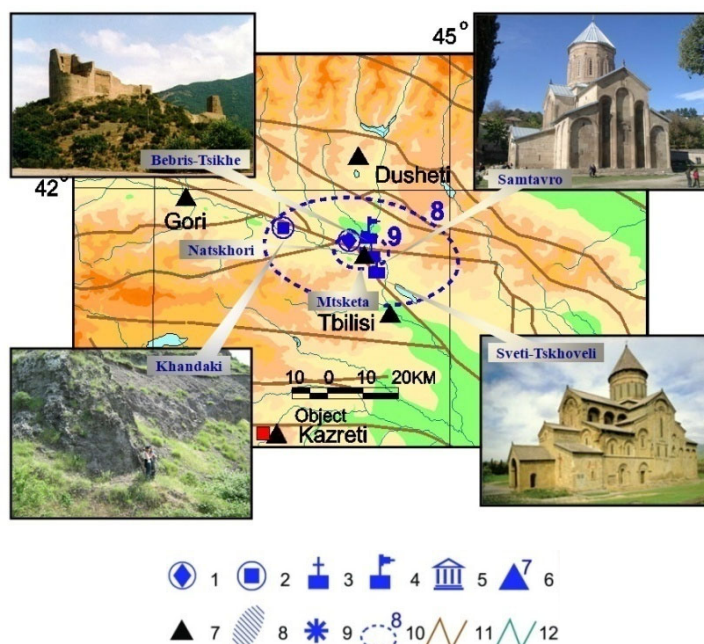
ხანდაკის სეისმოგენური მეწყერი მდებარეობს სოფ. ხანდაკის სამხრეთით, მდ. მტკვრის ხეობის მარჯვენა ტერასირებულ ფერდობზე. მეწყერი წარმოქმნილია ტექტონიკურად ძლიერ აშლილი ცოცხალი რღვევებით ურთიერთ გადამკვეთ ზედა ცარცის კარბონატულ ნალექებში, რომელიც ლითოლოგიურად წარმოდგენილია მერგელოვანი კირქვებით ვულკანოგენურ ბრექჩიებთან მორიგეობაში. ამ ნალექებში განვითარებულია დიდი მეწყრულ-გრავიტაციული ბლოკი, რომელიც მორფოლოგიურად წარმოადგენს 700 მ სიგრძისა და 40-60 მ. სიმაღლის სერს, გადაადგილებულს ჩრდილოეთით 300 მ-ის მანძილზე მდ. მტკვრის II ტერასის საფეხურამდე. ამ გრავიტაციული სერის ამგები ქანები ძლიერ აშლილია და დამსხვრეულია სხვადასხვა კუთხით მიმართულ ცალკეულ ბლოკებად. მეწყრული სხეული სტაბილურია, მისი წარმოშობის ისტორია უდავოდ უკავშირდება დიდი მიწისძვრის ზემოქმედებას (ინფორმაცია მოპოვებულია 2007 წლის კომპლექსური გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური და გეოფიზიკური ექსპედიციური კვლევების დროს).

ამგვარად, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ქართველი ანონიმური მემკვიდრის ქრონიკებში მოცემული სამცხის მიწისძვრის აღწერაში არის მინაწერი, რომ ასევე დაინგრა სვეტიცხოვლის ტაძრი ქ. მცხეთაში. ძველი საქართველოს ისტორიულ-გეოგრაფიული პროვინცია – სამცხე დაშორებული იყო ქ. მცხეთიდან დაახლოებით 130 კმ-ით, ამიტომ დამანგრეველ მიწისძვრას ($I_0=9-10$), რომელიც წარმოიშვა სამცხეში შეეძლო გამოეწვია ქ. მცხეთაში $I \approx 6-7$ ინტენსივობის რყევები. ისინი შეიძლება გაძლიერებულიყო $I \approx 7-8$ ინტენსივობამდე სვეტიცხოვლის ტაძრის ქვეშ ცუდი გრუნტის პირობების გამო, მაგრამ მათ არ შეეძლოთ დაენგრიათ სვეტიცხოვლი, ასევე სამთავროს ტაძარი ქ. მცხეთაში და ბებრის-ციხე ნაცხორის ხეობაში, რომელთა ნგრევის შესახებ არსებობს მონაცემები სხვა წყაროებში (Хромовских и др., 1979). ამდენად, უფრო ალბათურია ცალკეული ძლიერი მიწისძვრის ვარიანტი, რომელიც წარმოიშვა XIII საუკუნის მეორე ნახევარში (~1275 წ.), მით უფრო, რომ ქ. მცხეთის ჩრდილოეთით – ნაცხორის ხეობაში ლ. კოდოშვილმა (1970) იპოვა ორი სეისმოდისლოკაციური სტრუქტურა დაახლოებით იმავე ასაკის, როგორიც ახლად აღმოჩენილი მცხეთის მიწისძვრაა (ნახ. 9). დასაშვებია, რომ მცხეთის მიწისძვრის ძირითადი პარამეტრები არის: თარიღი – 1275 წ. ($\Delta T = \pm 10$ წ.); ეპიცენტრის

კოორდინატები – $\varphi=41.85^\circ$, $\lambda=44.70^\circ$ ($\Delta E=\pm 0.2^\circ$); სიღრმე – $h=15$ კმ ($\Delta h=7-30$ კმ);
მაგნიტუდა – $M_w=6.5$ ($\Delta M_w=\pm 0.5$); ინტენსივობა ეპიცენტრში – $I_0=9$ ($\Delta I_0=\pm 1$).

წყაროები:

- Когошвили, Л.В. 1970. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Изд-во Мецниереба, Тбилиси, 220 с.
- Хромовских, В.С., Никонов А.А. 1984. По следам сильных землетрясений. Изд-во Наука, Москва, с. 118.
- ჯამთაღმწერელი. ასწლოვანი მატიანე. რ. კიკნაძის გამოცემა. 1987. თბილისი, გვ. 167-168.
- ბატონიშვილი ვახუშტი. აღწერა სამეფოსა საქართველოსა. ს. ყაუხჩიშვილის გამოცემა. 1973. თბილისი, გვ. 230.
- Царевич Вахушты. География Грузии. Перевод М. Джанашвили. 1904. Зап. Кавказский отд. РГО, кн. XXIV, вып. 5, Тифлис, с. 67-68.
- Натроев А. 1900. Мцхета и его собор Свети-Цховели. Тифлис, с. 191-192.
- Samuel Anetsi. 1989. Echmiadzin, 2-3, 88. (in Armenian)
- საქართველოს ისტორიისა და კულტურის ძეგლთა აღწერილობა. 1990. წიგნი 5. თბილისი, გვ. 254, 262.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (Кавказ). 1977. Изд-во Наука, Москва, с. 69-170.
- New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR. 1982. NOAA, USA, p.171.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.Н. 1979. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. Изд-во Наука, Москва, с. 79-83.



ნახ. 9 1275 წ. მცხეთის მიწისძვრის ინტენსივობის განაწილების რუკა.

პირობითი ნიშნები: 1 - სეისმოდისლოკაცია; 2 - მეწყერი; 3 - ეკლესია;

4 - ციხესიმაგრე; 5 - სასახლე; 6 - დასახლებული პუნქტი MSK

ინტენსივობით; 7 - სოფლები და ქალაქები; 8 - არე MSK ინტენსივობით;

9 - მიწისძვრის ეპიცენტრი; 10 - იზოსეისტი; 11- აქტიური რღვევა;

1896 წლის თბილისის რაიონის მიწისძვრა

„1896. სექტემბერი 22; 5 სთ. მიწისძვრამ მოიცვა დიდი რაიონი. შედარებით ძლიერად ის გამოვლინდა ყვირილადან (დასავლეთით) ევლახამდე (აღმოსავლეთით), უფრო სუსტად სამტრედია და სოფ. რიონიდან ლაკი და აჯიკაბულამდე. ის იყო ძლიერი თბილისიდან ჩრდილოეთით მლეთაში, ფასანაურში, გუდაურში და კობში; შედარებით მსუბუქი რყევები იგრძნობოდა ყაზბეგში, ლარსში და ვლადიკავკაზში; სამხრეთით ძლიერი რყევები დაიკვირვებოდა დილიჯანში, უფრო სუსტად ქალაქების ერევნის და ყარსის მიმართულებით. ტიფლისში იყო ძლიერი მიწისძვრის დარტყმა, ერთი წუთის შემდეგ მოხდა კიდევ ერთი დარტყმა, პირველზე უფრო ძლიერი. პირველი რყევა გრძელდებოდა 10 წმ, მეორე 15 წმ, იყო კიდევ მესამე; დარტყმებს თან ახლდა მიწისძვრის გუგუნის. მეორე და მესამე იმდენად ძლიერი იყო, რომ მძინარენი ცვიოდნენ საწოლებიდან, სკდებოდა ბათქაში, იმტვრეოდა ჭურჭელი, ინგრეოდა საკვამურები. იყო პანიკა. კოჯორი. ძლიერი მიწისძვრა, რომლისგანაც ერთი სახლის კედლებში გაჩნდა ბზარები. ელიზავეტპოლში 3 წამის განმავლობაში იყო 2 რყევა, რომელსაც თან ახლდა ცალკეული ჭექა-ქუხილის მსგავსი ხმაური, ჭრიალებდა ჭერი, ირყეოდა ლამპები, წკრიალებდა ჭურჭელი, ცვიოდა სურათები, ერთი ძველი შენობა დაჯდა და დაიბზარა. ღვარები. იგრძნობოდა საკმარისად ძლიერი ტალღისებრი მიწისძვრა მიმართული აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ. იყო პანიკა; მთებიდან მოგორავდა უზარმაზარი ქვები. გომბორი. გაისმა ჭექა-ქუხილის მსგავსი გუგუნის, რამოდენიმე წამის შემდეგ დაიწყო ნიადაგის მკვეთრი რყევა; ხანგრძლივად 1 წუთი; ძნელი იყო ფეხზე დგომა, სახლები დაიბზარა, კედლები ირხეოდა, ჭურჭელი და ფანჯრის მინები წკარუნობდა, რხევები მოდიოდა ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან. სალოგლი. ძლიერი რყევები გრძელდებოდა დაახლოებით ერთი წუთი, დაზიანდა სადგურის შენობის კედლები, გაჩერდა საათი. თელავი. დარტყმები მოდიოდა აღმოსავლეთიდან, სასწავლებლის კედლები დაიბზარა, ზედა სართულის ჭერი შესამჩნევად დაშორდა შემოფიცვრას, სამეღწეოები ცვიოდა მაგიდებიდან. მიწისძვრა საკმარისად ძლიერად იგრძნობოდა პუნქტებში: ბორჯომი, სიღნაღი, ალექსანდრეპოლი, ახალქალაქი, ქუთაისი და ამიერკავკასიის სხვა ადგილებში“ (Bius, 1948).

„1896 IX 22; $\varphi=41.58$, $\lambda=45.17$ “ (Bius, 1952).

„1896 სექ 22 05 სთ.; Lat(°)=41.6, Long(°)=45.2; h=18 კმ; M=5.2; I₀=7“ (New Catalog..., 1982).

„1896 9 22 3 53; $\varphi=41.6$, $\lambda=45.0$; h=30 კმ; M=6.3; I₀=7.5“ (Shebalin, Tatevossian, 1997).

ჩვენს მიერ შედგენილი იზოსეისტების ახალი რუკისა (ნახ. 10) და საქართველოს ტერიტორიისათვის განსაზღვრული მაკროსეისმური ველის განტოლებებისა და შესაბამისი ნომოგრამების საფუძველზე – $\varphi=41.65^\circ$, $\lambda=45.00^\circ$; $h=20$ კმ; $M_s=6.0$; $I_o=7.5$. თუ გავითვალისწინებთ, რომ ნაშრომში (Abe, 1994) მოცემულია ამ მიწისძვრის ინსტრუმენტული მაგნიტუდა, მაშინ მისი ძირითადი პარამეტრები უნდა იყოს შემდეგი: თარიღი – 1896 წ. 22 სექტემბერი 03 სთ 53 წთ ($\Delta t=\pm 10$ წთ); ეპიცენტრის კოორდინატები – $\varphi=41.65^\circ$, $\lambda=45.00^\circ$ ($\Delta E=\pm 0.2^\circ$); სიღრმე – $h=25$ კმ ($\Delta h=12-37$ კმ); მაგნიტუდა – $M_w=6.3$ ($\Delta M_w=\pm 0.5$); ინტენსივობა ეპიცენტრში – $I_o=7.5$ ($\Delta I_o=\pm 1$).

წყაროები:

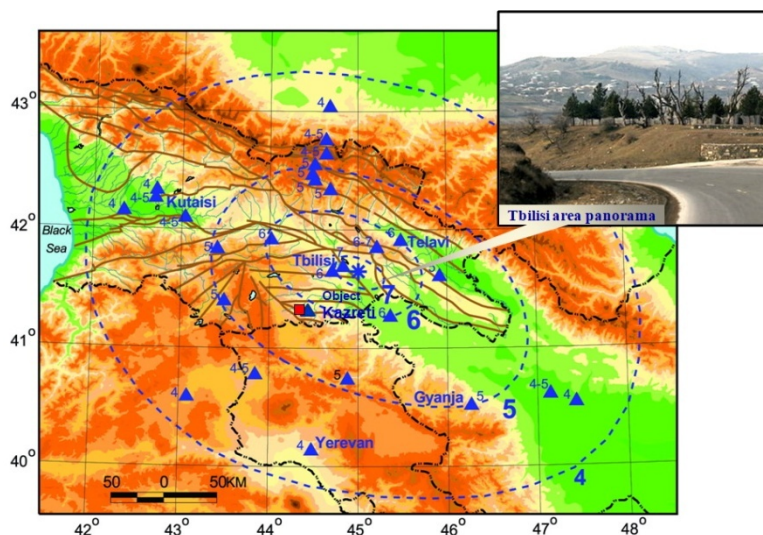
Bius, Ye. I. 1948. Seismic conditions of the Trans-Caucasus, part I. Acad. Scf. GSSR, Tbilisi, p. 65. (in Russian)

Bius, Ye. I. 1952. Seismic conditions of the Trans-Caucasus, part II. Acad. Scf. GSSR, Tbilisi, p. 78. (in Russian)

New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR. 1982. NOAA, USA, p.157.

Shebalin, N.V., Tatevossian, R. E. 1997. Catalogue of large historical earthquakes of the Caucasus. Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishers. Netherland. pp. 201-232.

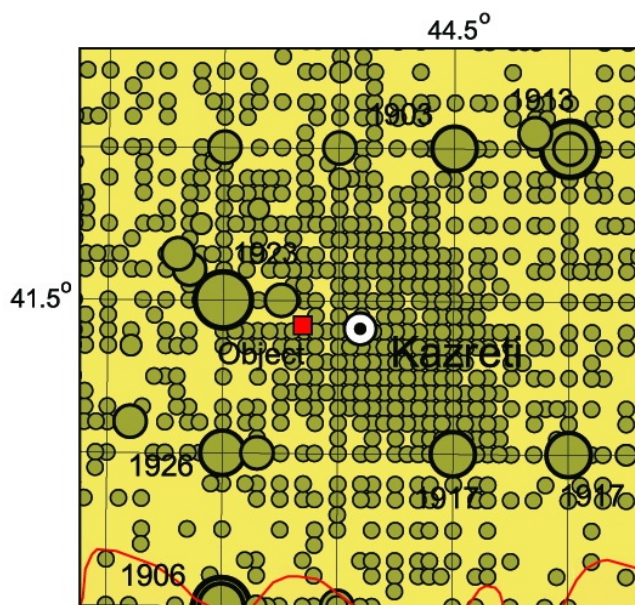
Abe, K. 1994. Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892-1898. BSSA, 84, 2, 415-425.



ნახ. 10 1896 წ. თბილისის რაიონის მიწისძვრის ინტენსივობის განაწილების რუკა. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 9-ზე

მოცემული ობიექტის ახლო ზონა მთლიანად დაფარულია სუსტი მიწისძვრების ($M_w \leq 4$) ეპიცენტრებით (ნახ. 11) და მათი კონცენტრაცია იზრდება ობიექტთან მიახლოებისას. ყურადღების ღირსია ადგილობრივი საშუალო ძალის მიწისძვრები (1903 წ., 1906 წ., 1913 წ., 1917 წ., 1923 წ., 1926 წ.), რომლებიც დაბა კაზრეთის გარშემო

დაახლოებით 10-20 კმ რადიუსში არიან განლაგებული და იქ ჰქონდათ 6 MSK ინტენსიობის მაკროსეისმური ეპიკენტი.



ნახ. 11 საკვლევი ობიექტის ახლო ზონაში ყველა დაფიქსირებული მიწისძვრის ეპიცენტრების რუკა

ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრების ეპიცენტრების, აგრეთვე დანაკვირვები და თეორიული იზოსეისტების რუკების ანალიზმა ცხადყო, რომ ბოლნისის რაიონში და კერძოდ დაბა კაზრეთში ან მის ისტორიულ ადგილზე 5 და მეტი MSK ინტენსიობით გამოვლინდა ან გამოვლინდებოდა კავკასიისა და საქართველოს ტერიტორიაზე მომხდარი ბევრი ძლიერი და უძლიერესი მიწისძვრა: თმოგვის 1088 წ. ($M_w \approx 6.5$, $I_{obj} \approx 6.0$); განჯის 1139 წ. ($M_w \approx 7.7$, $I_{obj} \approx 8.0$); 1275 წ. მცხეთის ($M_w \approx 6.5$, $I_{obj} \approx 6.0$); სამცხის 1283 წ. ($M_w \approx 7.0$, $I_{obj} \approx 6.0$); ლეჩხუმ-სვანეთის 1350 წ. ($M_w \approx 7.0$, $I_{obj} \approx 5.0$); შემახის 1668 წ. ($M_w \approx 7.8$, $I_{obj} \approx 7.5$); ალავერდის 1742 წ. ($M_w \approx 7.0$, $I_{obj} \approx 6.0$); თბილისთან 1896 წ. ($M_w = 6.3$, $I_{obj} = 6.0$); ახალქალაქის 1899 წ. ($M_w = 6.1$, $I_{obj} = 5.5$); წხრაწყაროს 1912 წ. ($M_w = 5.7$, $I_{obj} = 7.0$); ბოლნისთან 1913 წ. ($M_w = 5.7$, $I_{obj} = 6.0$); ქართლის 1920 წ. ($M_w = 6.2$, $I_{obj} = 5.0$); ტაბაწყურის 1940 წ. ($M_w = 6.1$, $I_{obj} = 6.0$); ზაქათალის 1948 წ. ($M_w = 6.1$, $I_{obj} = 5.0$); გომარეთის 1954 წ. ($M_w = 4.9$, $I_{obj} = 6.0$); ჯავახეთის 1958 წ. ($M_w = 5.0$, $I_{obj} = 5.0$); მადატაპის 1959 წ. ($M_w = 5.6$, $I_{obj} = 5.0$); დმანისის II 1978 წ. ($M_w = 5.5$, $I_{obj} = 5.5$); ფარავნის 1986 წ. ($M_w = 5.7$, $I_{obj} = 5.5$); სპიტაკის 1988 წ. ($M_w = 6.9$, $I_{obj} = 6.5$); რაჭის 1991 წ. ($M_w = 6.9$, $I_{obj} = 5.0$).

ამრიგად, დანაკვირვები სეისმურობის ანალიზიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ საკვლევი რაიონი მთლიანად დაფარულია მიწისძვრის ეპიცენტრებით, მაგრამ სხვადასხვა სიმკვრივით. ზომიერი და ძლიერი ინსტრუმენტული მიწისძვრების ეპიცენტრების ($M_w > 4$) ყველაზე დიდი კონცენტრაცია დაიკვირვება რაიონის დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, ხოლო ძლიერი ისტორიული მიწისძვრების ეპიცენტრები კონცენტრირებულია რაიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში, რაც იმაზე მეტყველებს, რომ საკვლევი რაიონის ბევრი უბანი

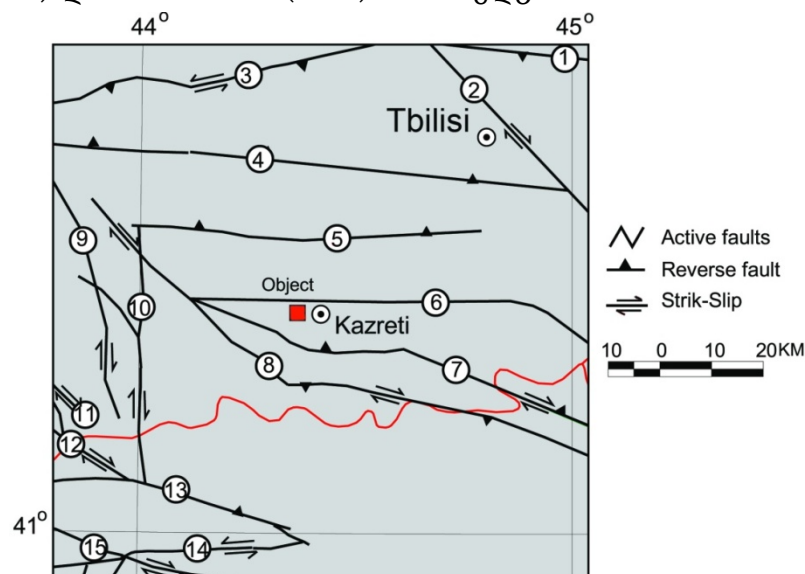
დაკვირვებების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში იყო სეისმურად აქტიური და ამჟამად მნიშვნელოვანი პოტენციური სეისმურობა გააჩნიათ. ობიექტის ახლო ზონა მთლიანად დაფარულია სუსტი მიწისძვრების ეპიცენტრებით ($M_w \leq 4$) და მათი კონცენტრაცია იზრდება ობიექტთან მიახლოებისას. აქვეა საშუალო ძალის მიწისძვრები, რომლებიც ობიექტის ტერიტორიაზე 6-მდე MSK ინტენსივობით გამოვლინდა. გარდა ამისა 5-დან 8-მდე MSK ინტენსივობით გამოვლინდა საქართველოში და კავკასიაში მომხდარი ბევრი ძლიერი და უძლიერესი მიწისძვრა.

3.2 საკვლევი რაიონის აქტიური რღვევები და სეისმოგენური კერების ზონები

მოცემული რაიონის სეისმურობის დეტალური გამოკვლევა შეუძლებელია სეისმოტექტონიკური პირობების კანონზომიერებათა შესწავლის გარეშე. ასეთი შესწავლის უშუალო რეზულტატს წარმოადგენს სეისმოგენური კერების ზონების გამოყოფა. ამ ამოცანის გადასწყვეტად აუცილებელია მონაცემები საკვლევი რაიონის აქტიური რღვევების შესახებ.

3.2.1 აქტიური რღვევები

რაიონი, რომელსაც ვიხილავთ ამ ანგარიშში მოიცავს 15 მსხვილ, აქტიურ რღვევას ან რღვევათა ზონას (რზ), გამოვლენილს გეოლოგიური, გეოფიზიკური, მორფოლოგიური და სეისმოლოგიური მონაცემების საფუძველზე (ნახ. 12). აქ მოცემულია საქართველოს (G) და სომხეთის (A) რღვევების (რღვევათა ზონების) ჩამონათვალი, გადანომრილი 1-დან 15-მდე N-S მიმართულებით: სურამის (G1), თბილისის (G2), ბაკურიანის (G3), თელეთის (G4), ხრამის ჩრდილოეთ (G5), ხრამის სამხრეთ (G6), ლოქის ჩრდილოეთ (G7), დმანისის (G8), ჯავახეთის (G9), აგრიკარის (G10), აბულის (G11), მადატაპას (G12), სტეპანავანის (A13), ჟელტორეჩკა-სარიხამიშის (A14), პამპაკ-სევან-სუნიკის (A15). ქვემოთ მოყვანილია მათი მოკლე აღწერები Adamia et al. (2008) და Danciu et al. (2018)-ის მიხედვით.



ნახ. 12 საკვლევი რაიონის აქტიური რღვევები ან რღვევების ზონები

G1 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. დასავლეთისაკენ 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 დუპლექსის 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 SE-კენ 40° -ით. კინემატიკურად რზ ძირითადად შესხლეტვას 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).

G2 თბილისის რზ

თბილისის რღვევათა ზონა შეიძლება დავაფიქსიროთ მდ. მტკვრის ხეობის გასწვრივ ქალაქების მცხეთა და თბილისიდან საქართველო-აზერბაიჯანის საზღვრამდე და შემდგომ აღმოსავლეთით დაახლოებით 250 კმ-ის მანძილზე. რღვევის განფენილობა - NW-SEE. რღვევა მთელ სიგრძეზე გადაფარულია მდ. მტკვრის ძალიან სქელი მეოთხეული ნალექებით და წარმოადგენს ტიპურ ბრმა რღვევას. რღვევა კარგად ჩანს რელიეფში და აერო- და კოსმოსურ სურათებზე. კინემატიკურად ის მარჯვენა ნაწევია (Rastsvetaev, 1989; Kopp, 1997), ხოლო რღვევის სიბრტყის დახრა - 80° .

G3 ბაკურიანის რზ

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

კინემატიკურად წარმოდგენილია ციცაბო შესხლეტვებით, რომლებიც გადახრილია ჩრდილოეთით. რღვევის სიბრტყის დაქანება დაახლოებით 80° -ია. 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, ქვედა მეოთხეულ ტრავერტინებს და გადაადგილებენ მათ მარცხნივ 4 კმ-ზე. გარდა ამისა, ზოგიერთი მდინარეები და მათი შენაკადები პლიოცენ-მეოთხეული დროის განმავლობაში გაღუნულია ან გადაადგილებულია მარცხნივ 5.5 კმ-ზე (Kocyigit et.al., 2001). სოფელ ახალციხის სამხრეთით (ურაველის ხეობა) საქართველო-თურქეთის სახელმწიფო საზღვრამდე ბაკურიანის რღვევა მიემართება ჩრდილო-აღმოსავლეთ – სამხრეთ-დასავლეთით და კვეთს გოდერძის ზედამიოცენურ და ქვედაპლიოცენურ სუბაერალურ ვულკანურ ფორმირებებს. მტკვარი-ბაკურიანის რღვევათა ზონა მტკვრის რღვევის სეგმენტით, რომელიც მდებარეობს თურქეთში, დაკავშირებულია დუმლუს და კობანდედის რღვევით ზონებთან.

G4 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 სეგმენტი დამარხებულია მდ. მტკვრის ხეობის მეოთხეული ალუვიალური ნალექებით. კინემატიკურად ის ციცაბო შესხლეტვაა. რღვევის სიბრტყე ეცემა ჩრდილოეთით 80° -ით.

G5 ხრამის ჩრდილოეთ რღვევა და G6 ხრამის სამხრეთ რღვევა

ხრამის რზ მდებარეობს აღმოსავლეთ საქართველოს სამხრეთში. ის ვრცელდება ჯავახეთის ზეგნიდან W-E მიმართულებით თბილისის რღვევამდე. რღვევები

გეოლოგიურად ნათლად არის გამოკვეთილი - ამ რღვევაზე ხრამის მასივის 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, G5-ის სიბრტყე ეცემა ჩრდილოეთით 80° -ით, ხოლო G6 ვერტიკალურია.

G7 ჩრდილოეთ ლოქის რზ

ლოქის რღვევათა 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-დასავლეთისაკენ 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 კიდეურა 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 სიქარის სავარაუდო სიდიდე იქნება 0.25 მმ/წელი. რღვევის დაქანების კუთხე - 75° .

G8 დმანისის რღვევა

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 კიდეურა NW ნაწილი მდებარეობს ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე და ჯავახეთის ქედის მარჯვენა ფერდზე.

რღვევების დაქანების კუთხე არის დაახლოებით - 80°. 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.

G9 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 სუბმერიდიონალურ რღვევათა სისტემა, რომელიც ემსახურებოდა როგორც არხები მზარდ მაგმატურ დინებებს. ეს ექსტენსიონალური სტრუქტურები მკაფიოდაა გამოხატული დღევანდელ რელიეფში, როგორც ჩამქვრალი ვულკანების ჯაჭვი.

G10 აგრიკარის რზ

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

G11 აბულის რღვევა

აბულის რზ მდებარეობს ჯავახეთის ზეგანის დასავლეთ ნაწილში, აქვს სუბმერიდიონალური მიმართულება და ემთხვევა აბულისა და სამსარის ქედებს, აგებულია მეოთხეული ლავებისაგან და ვულკანური კლასტოლიტებისაგან. ის წარმოადგენს ჩამქვრალი ვულკანების ხაზოვან ჯაჭვს. რღვევების კინემატიკა რთულია, ძირითადად, ადგილი აქვს ჭიმვის სტრუქტურებს და მარცხენა ნაწევებს. სოფელ ახალქალაქთან აბულის რზ ქმნის SW მიმართულების განშტოებას, რომელიც გადაჭიმულია საქართველო-თურქეთის სახელმწიფო საზღვრამდე და შემდგომ გრძელდება ჩრდილო-აღმოსავლეთ ანატოლიის ტერიტორიაზე.

G12 მადატაპას რღვევა

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

A13 სტეპანავანის და A14 ჟელტორეკა-სარიხამიშის რზ

სტეპანავანის, ჟელტორეკა-სარიხამიშის აქტიურ რღვევათა ზონები უერთდება ახურაინის და პამბაკ-სევან-სუნიკის 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. ჟელტორეკა-სარიხამიშის რზ მიმართულია SW-NE და კინემატიკურად მარცხენა ნაწევს წარმოადგენს.

A15 პამბაკ-სევან-სუნიკის რზ

პამბაკ-სევან-სუნიკის 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 დაიკვირვაბა 400 კმ მანძილზე. იგი შედგება ოთხი სეგმენტისაგან. მარჯვენა ნაწევის ტიპის მოძრაობები დაიკვირვება მის მთელ სიგრძეზე. 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 ძევს (Karakhanian et al., 1997).

3.2.2 სეისმოგენური კერების ზონები

სეისმოგენური კერების ზონების (SSZ) მოდელის შემუშავება საინტერესო რეგიონისთვის, მოიცავს ორ მთავარ ეტაპს: ა) რეგიონში პოტენციურად აქტიური SSZ-ის იდენტიფიცირება და ბ) მათი ზომებისა და აქტივობის შეფასება. ჩვენ განვიხილავთ SSZ-ს ორ ტიპს: სეისმური კერების არეები (ASS) და აქტიური რღვევები (AF) პლუს ფონური სეისმურობა. ამ ორი დამოუკიდებელი SSZ მოდელის ერთობლივი გამოყენება ეფექტურად ასახავს სეისმურობის თანდაყოლილ სივრცულ ცვალებადობას და მომავალი მიწისძვრების ზომებისა და განმეორებადობის დროებითი მახასიათებლების ეპისთემიურ ცთომილებებს.

3.2.2.1 აქტიური რღვევებისა და ფონური სეისმურობის მოდელი

აქტიური რღვევის (AF) კერის მოდელი საქართველოსთვის პირველად შემუშავდა EMME პროექტის მსვლელობისას (Sesetyan et al., 2018, Giardini et al., 2018).

აქტიური რღვევების შესახებ მონაცემების ხარისხის დონე შეესაბამება A კლასს (იხ. Danciu et al., 2018), ე.ი. მოიცავს რღვევის სრულ გეომეტრიას და წანაცვლების გრძელვადიან სიჩქარეს, ინფორმაციას, რომელიც გამყარებულია ისტორიული და ინსტრუმენტული დაკვირვებებით და სავსე გეოლოგიური კვლევებით. AF მონაცემთა ბაზა (შედგენილია Gulen et al., 2014) შეიცავს ინფორმაციას 30-ზე მეტ პარამეტრზე, როგორიცაა რღვევის დასახელება, რღვევის იდენტიფიკაცია, რღვევის ტრასა, რღვევის ტიპი, წანაცვლების, დაცემისა და დახრის საშუალო მნიშვნელობები, რღვევის სიგრძე, ქვედა და ზედა სეისმოგენური სიღრმე, ჰორიზონტალური და ვერტიკალური წანაცვლების სიჩქარე და საშუალო ასეისმური წანაცვლების სიჩქარე.

აქტიური რღვევების წანაცვლების სიჩქარე განისაზღვრება გეოლოგიური დაკვირვებებით სტრატეგრაფიული მარკერების გადაადგილებაზე. აქტიური რღვევების სეისმური აქტივობა ხასიათდება Anderson and Luco (1983) მოდელი 2-ით, რომელიც დაფუძნებულია რღვევების წანაცვლების ხანგრძლივი დროის სიჩქარეზე, რომელიც დეტალურადა არის აღწერილი Danciu et al. (2018). მიწისძვრის განმეორების ორმაგად გათვალისწინების თავიდან ასაცილებლად, აქტიური რღვევების გარშემო განისაზღვრა ასიმეტრიული ბუფერული ზონები. ასეთ ბუფერულ ზონებში, აქტიური რღვევების მაგნიტუდურ-სიხშირული განაწილების ქვედა საზღვარად მითითებულია M_w 5.5 მაგნიტუდამდე, ხოლო ფონური სეისმურობა ითვალისწინებს მიწისძვრის გაგლუვებულ სპეციფიკურ რაოდენობას 5.5-მდე (Danciu et al., 2018). ფონური სეისმურობის დონეები გათვლილია მიწისძვრის გაწმენდილი კატალოგისა და მაკროზონების სისრულის ინტერვალით, გამოყენებულია Frankel (1995)-ის გაგლუვების ალგორითმი, ზოლის სიგანით 20 კმ.

3.2.2.2 სეისმური კერების არეების მოდელი და მაქსიმალური მაგნიტუდა
სეისმური მონაცემების ზრდამ და სეისმურობის განაწილების მრავალრიცხოვანმა კვლევებმა აჩვენა სეისმურობის რთული სურათი, რაც მიუთითებს არაერთგვაროვან სეისმურობაზე, რომელიც ხასიათდება კლასტერებით, ჯაჭვებითა და ღრეჩოებით. ამან ხელი შეუწყო სეისმური კერების არეების (ASS) განვითარებას. პირველი ASS გამოიკვეთა სეისმოტექტონიკურ კანონზომიერებათა შესწავლის შემდეგ (Danciu and Giardini 2015) GSHAP პროექტის ფარგლებში (Giardini 1999). საქართველოსთვის უახლესი ASS მოდელი რეგიონულ დონეზე შემოთავაზებული იყო პროექტში „ახლო აღმოსავლეთის მიწისძვრის მოდელი“ (Sesetyan et al., 2018; Giardini et al., 2018) და ნაშრომში Tsereteli et al. (2021) მას შემდეგ, რაც ASS მოდელი განახლებულ იქნა ნაციონალურ დონეზე.

ჩვენ ძირითადი ტექტონიკური ერთეულები დავყავით ქვე-რეგიონებად Adamia et al. (2011) ბოლოდროინდელი ტექტონიკური რუკისა და რეგიონის ტოპოგრაფიის მიხედვით. ქვე-რეგიონების შემდგომი დაყოფა განხორციელდა ერთიანი დაძაბულობის ველის ზონების შემოსაძღვრით (Tsereteli et al., 2016; Adamia et al., 2017;

Tibaldi et al., 2020). ამ პროცედურის გამოყენებით, ქვე-რეგიონები დაყოფილი იქნა მაკროზონებად (MZ), როცა სეისმური შეთანხმებულობა (Cs) ერთის ტოლი იყო. დაბოლოს, ქვე-რეგიონები დაიყო 16 მაკროზონად. მათი შემდგომი დეტალიზება და სეისმური კერების არეების (ASS) გამოყოფა ხდებოდა მოცემული აქტიური რღვევებისა და სეისმურობის შესახებ ინფორმაციის შესაბამისად, ჩვენს მიერ განვითარებული მეთოდიკით (Varazanashvili, Tsereteli, 2020).

ყოველი ცალკეული ASS ხასიათდება აქტივობის კოეფიციენტებით a და b Gutenberg-Richter (GR) (1944) კანონის შესაბამისად, რომელიც ASS-თვის აღწერს მიწისძვრების წარმოშობის მაგნიტუდა-სიხშირის განაწილებას თანახმად თანაფარდობისა $\log_{10}N(M)=a-bM$, სადაც $N(M)$ არის მიწისძვრების საერთო რაოდენობა დროის ერთეულში მაგნიტუდით მეტი ან ტოლი M .

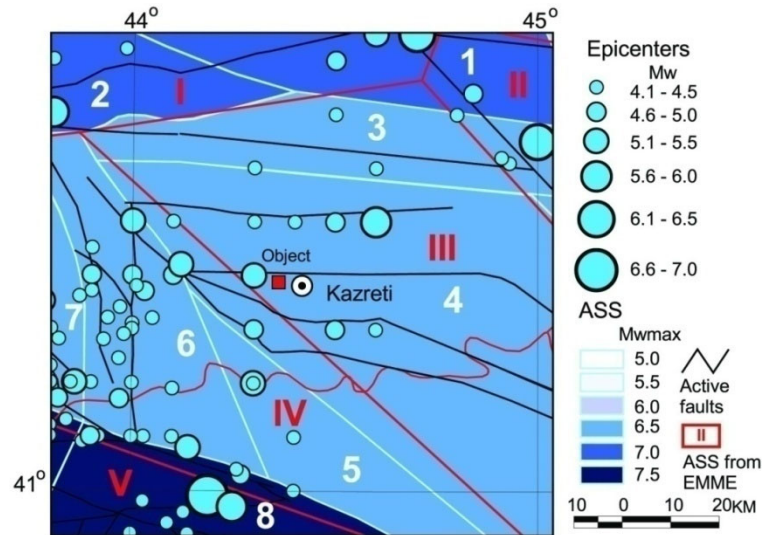
სეისმური აქტივობის კოეფიციენტი a არის მოვლენების რაოდენობის ლოგარითმი მაგნიტუდით $M \geq 0$ და ახასიათებს მოცემული ASS-ის მთლიან სეისმურ პროდუქტიულობას. b არის მაშტაბირების პარამეტრი - მაგნიტუდა-სიხშირის მრუდის უარყოფითი მნიშვნელობა - და არის ძალზედ მნიშვნელოვანი მიწისძვრის ალბათობის შესაფასებლად. მიწისძვრის განმეორებადობის a და b პარამეტრების დადგენა ხდება დამოუკიდებელი მოვლენებისთვის (მიწისძვრის გაწმენდილი კატალოგი) და ASS-ის სისრულის ინტერვალებისთვის, Gardner and Knopoff (1974) მეთოდით გაწმენდილი კატალოგის გამოყენებით, განტოლების ფორმით. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, სისრულის ინტერვალები შეფასებულ იქნა მიღებული მაკროზონებისთვის Stepp (1972) მეთოდიკით და გავრცელდა იმ ASS-ზე, რომელიც შედიოდა შესაბამის მაკროზონაში. განმეორებადობის მრუდის დახრა b პირველად გაითვალა 16 მაკროზონისთვის მაქსიმალური ალბათობის პროცედურის (MLE) გამოყენებით Weichert (1980). თითოეული MZ-ის b -ს მიღებული მნიშვნელობები განზოგადდა ყველა MZ-ში მოხვედრილ ყველა ASS-ზე. შემდეგ, განმეორებადობის პარამეტრები a და b დამოუკიდებლად შეფასდა ASS-თვის, მიწისძვრის რაოდენობა 10-ზე მეტისთვის, იგივე MLE პროცედურის გამოყენებით. მიწისძვრების უფრო მცირე რაოდენობის მქონე ASS-თვის (20-ზე ნაკლები მოვლენა), b -ს მნიშვნელობა აღებულ იქნა შესაბამისი MZ-დან, და აქტივობის შესაბამისი დონე a შეფასდა MZ-ში მოვლენების მთლიანი რაოდენობის გადანაწილებით უფრო მცირე ASS-ში. ეს პროცედურა განმეორებულ იქნა მიწისძვრების კატალოგების გამოყენებით, რომლებიც გაწმენდილ იქნა სხვა მეთოდებით და გაითვალა b -ს მნიშვნელობის ყველა გადახრა 16 MZ-თვის. b -ს მნიშვნელობების საშუალო სტანდარტული გადახრა 0.02-ზე ნაკლები იყო ყველა გამოკვლეული კატალოგისთვის, რაც მიღებულ იქნა როგორც სტანდარტული გადახრა, რომელიც გამოყენებული იქნება ლოგიკური ხის სტრუქტურაში. თითოეული წყაროსთვის მინიმალური მაგნიტუდა დაადგინდა 4.5 Mw-ს დონეზე და ზედა მაგნიტუდა განისაზღვრა, როგორც მაქსიმალური შესაძლო მიწისძვრა თითოეულ წყაროდან. ASS ისაზღვრება, როგორც თანაბარი ალბათობის

არე, რომელსაც არა აქვს უნარი მიწისძვრის წარმოშობის დამახსოვრების და შესაბამისად, გამოდგება დროზე დამოუკიდებელი საშიშროების შეფასებებისთვის.

მაქსიმალური მაგნიტუდის (M_{max}) დადგენა PSH-ის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ეტაპია, რადგან იგი აჩვენებს მიწისძვრის სიდიდის ზედა საზღვრს, რომელიც ითვლება შესაძლებლად გარკვეული აქტიური რღვევის ფარგლებში ან სეისმოტექტონიკურ დომენში. ვრცელი ლიტერატურა უზრუნველყოფს M_{max} პარამეტრის შეფასების სხვადასხვა ვარიანტს და პროცედურებს, ანუ ემპირიული კორელაციები რღვევის გეომეტრიასა და მიწისძვრის სიდიდეს შორის (Well and Coppersmith, 1994; Leonardo et al., 2010), რღვევების ნაწილების დინამიური კავშირები (Mignan et al., 2015), სტატისტიკური შეფასებები (Kijko and Singh 2011), ისტორიული ჩანაწერები და ანალოგია მსგავს ტექტონიკურ რეგიონებთან (Wheeler 2009), ტექტონიკური შესაძლებლობები და სტატისტიკური შეფასებები (Johnston et al., 1994). ჩვენ M_{max} -ს ვაფასებდით რამდენიმე გზით:

- ისტორიული სეისმური ჩანაწერიდან დანაკვირვები მაქსიმალური მიწისძვრის მიხედვით, ადგილმდებარეობის ცთომილების გათვალისწინებით.
- მაგნიტუდის შეფასების ცთომილების შესაბამისი ნამატი.
- მიწისძვრის განმეორებადობის მრუდის მაგნიტუდის ზედა საზღვრის მიხედვით, რომელიც შეესაბამება 2475 წლის განმეორებით პერიოდს, რადგან PSH-ის შედეგები გადაჭარბების 2%-იანი ალბათობით 50 წლის განმავლობაში, კარგ თანხმობაშია ისტორიულ პერიოდში დაფიქსირებული მაქსიმალური მიწისძვრების განაწილებასთან.
- რღვევების გეომეტრიისა და მაგნიტუდის თანაფარდობების მიხედვით (მაგ., Wells and Coppersmith, 1994).
- მოცემულ ASS-ში მდებარე აქტიური რღვევის სიგრძის (L_{max}) მიხედვით, როდესაც მთელი რღვევის სიგრძის 10% მაინც ხვდება ASS-ში (Shebalin et al., 2000).

საკვლევ რაიონში M_{max} -ის საბოლოო სიდიდეები განსაზღვრულ იქნა ზემოთ აღნიშნული მეთოდებით მიღებული ინდივიდუალური მნიშვნელობების გასაშუალებით. ამ პარამეტრის ეპისტემიური ცთომილება წარმოდგენილია ლოგიკური ხის სტრუქტურით.



ნახ. 13 საკვლევი რაიონის ASS ზონების რუკა (ნაციონალური და EMME-ს მოდელები)

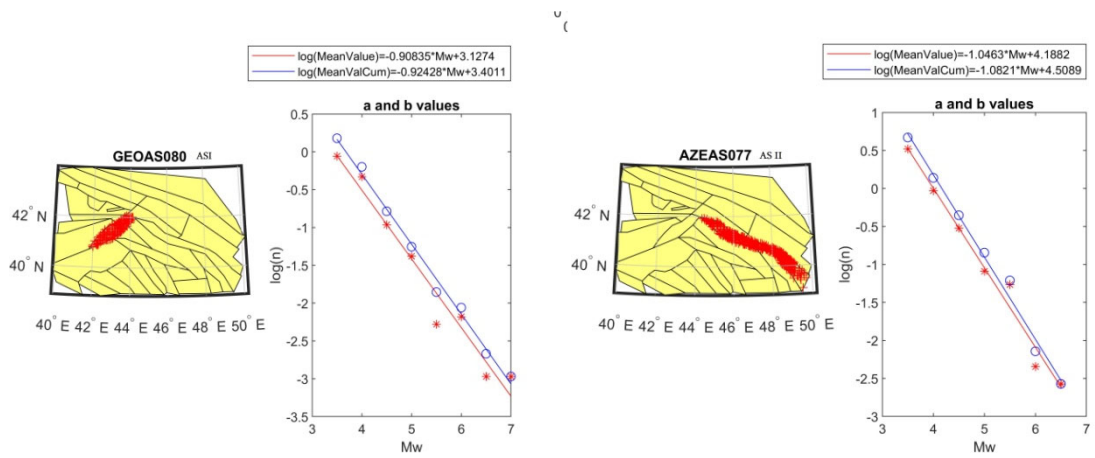
საკვლევი რაიონში გამოყოფილ იქნა ASS-ის 8 ნაციონალური ($ASS_{Nat.}$) და 5 EMME-ს (ASS_{EMME}) მოდელი (იხ. ნახ. 13). ისინი დიფერენცირებულია 0.5 ბიჯით აღებულ სამ მაგნიტუდურ დიაპაზონში ($6.5 \leq Mw_{max} \leq 7.5$). ნახ. 13-ზე აგრეთვე დატანილია $Mw > 4.0$ მიწისძვრების ეპიცენტრები, დაფიქსირებული მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში და აქტიური რღვევები.

უნდა აღინიშნოს, რომ ობიექტის სეისმური საშიშროების გათვალისწინებით გამოყენებული იქნა ASS_{EMME} ზონები, ვინაიდან მათ EMME პროექტის ფარგლებში გავლილი აქვთ საერთაშორისო ექსპერტების ფართო რეცენზირების სტადია. კატალოგის სისრულე დადგენილი იქნა თავად ამ ზონებისთვის (ცხრილი 8). ნახ. 14 a, b, c, d, e კი უჩვენებს გუტენბერგ-რიხტერის განაწილებას შესაბამის ზონებში უმცირეს კვადრატთა მეთოდით. იგივე ზონებისთვის a, b მნიშვნელობები გაითვალა აგრეთვე MLE (The Maximum Likelihood Procedure) მეთოდით (Weichert, 1980). ორი მეთოდით მიღებული განსხვავება გათვალისწინებულია ლოგიკურ ხეში, განმეორებადობის b პარამეტრის ცთომილებაში. საშუალო კვადრატული ცთომილება - 0.2. საკვლევი რაიონის ASS-ების მაქსიმალური მაგნიტუდა და a, b პარამეტრები მოცემულია ცხრილ9-ში.

ცხრილი 8. კატალოგის სისრულე შერჩეულ ASS_{EMME} ზონებში

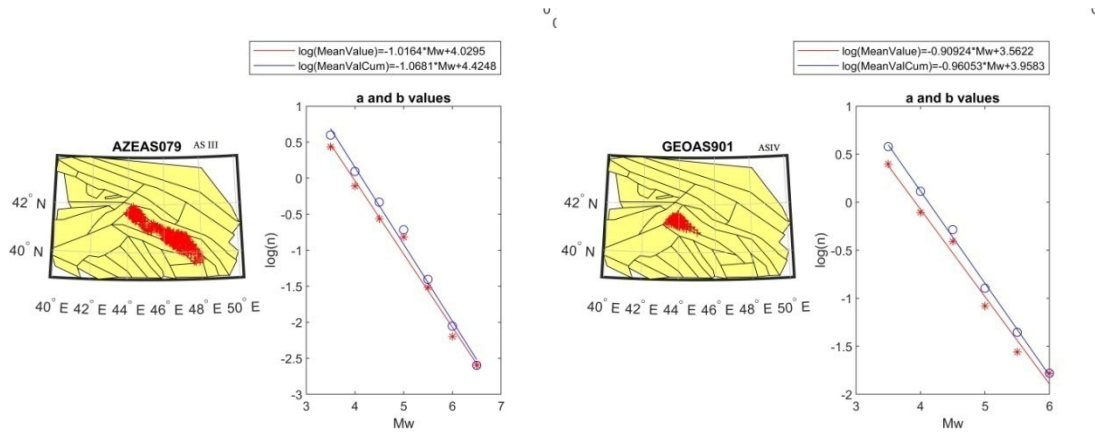
# ASS_{EMME}	ASS Name						
I	GEOAS80	Year	1088	1261	1805	1910	1955
		Mw	6.5	5.5	5	4.5	3.5
II	AZEAS077	Year	1275	1800	1908	1928	1959
		Mw	6.5	5	4.5	4	3.5
III	AZEAS079	Year	1230	1890	1911	1931	1959
		Mw	6	5	4.5	4	3.5
IV	GEOAS901	Year	1840	1916	1930	1955	
		Mw	5	4.5	4	3.5	

V	ARM168	Year	1100	1868	1900	1950	1962
		Mw	7	6.5	5	4	3.5



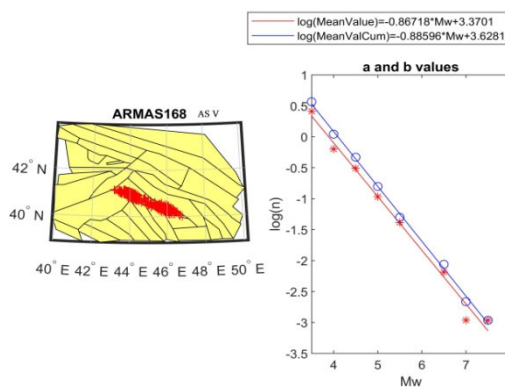
a) ASS I

b) ASS II



c) ASS III

d) ASS IV



e) ASS V

ნახ. 14 გუტენბერგ-რიხტერის განაწილება შესაბამის ASS_{EMME} ზონებში

ცხრილი 9. ASS ზონების პარამეტრიზაცია

# ASS _{Nat.}	Mw _{maxNat}	# ASS _{EMME}	Mw _{maxEMME}	a _{EMME}	b _{EMME}
-----------------------	----------------------	-----------------------	-----------------------	-------------------	-------------------

1	7.0	I	7.2		3.40		0.92		
2	7.0								
3	6.5	II	III	7.0	6.9	4.51	4.42	1.08	1.07
4	6.5								
5	6.5	IV	6.5		3.96		0.96		
6	6.5								
7	6.5								
8	7.5	V	7.5		3.63		0.89		

გამოკვლევებით დადგინდა, რომ უშუალოდ ობიექტის ტერიტორიაზე ყველაზე უფრო მაღალი სეისმური საშიშროება საკვლევ რაიონში გამოყოფილ ყველა ASS ზონიდან არის მოსალოდნელი (იხ ცხრილი 9). განვიხილოთ ეს ზონები უფრო დეტალურად:

ASSEMBLE I

#1 ASS_{Nat.} ზონა დაკავშირებულია სეისმურად აქტიურ სურამის რღვევასთან. ამ ASS ზონის გასწვრივ დაიკვირვება ბევრი ძლიერი ისტორიული და თანამედროვე მიწისძვრა: ჩ.წ.ად. 85 წ. ბებნისის ($M_w \approx 7.0$, $I_o \approx 9.5$); 1275 წ. მცხეთის ($M_w \approx 6.5$, $I_o \approx 9.0$); 1890 წ. მცხეთის რაიონის ($M_w = 5.4$, $I_o = 6.5$); 1891 წ. ქარელის რაიონის ($M_w = 5.1$, $I_o = 5.5$); 1920 წ. ქართლის ($M_w = 6.2$, $I_o = 8.5$); 1951 წ. ($M_w = 4.9$, $I_o = 6.0$); 2002 წ. თბილისის ($M_w = 4.9$, $I_o = 7.5$) და სხვ.

#2 ASS_{Nat.} ზონის მცირე ნაწილი ხვდება საკვლევ რაიონში, თუმცა 150 კმ-ზე მეტი განშტოება აქვს საქართველოსა და თურქეთის ტერიტორიაზე. მისი წარმოშობა უკავშირდება ბაკურიანის, აწყურის და აგრეთვე პასოფის რღვევათა ზონების აქტივობას. აქ აღინიშნება ძალიან ბევრი ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრა. მათ შორის გამოიყოფა 1283 წლის სამცხის მიწისძვრა ($M_w = 7.0$, $I_o = 9.5$); 1925 წ. არდაჰანის ($M_w = 5.9$, $I_o = 8.5$); 1940 წ. ტაბაწყურის ($M_w = 6.1$, $I_o = 8.0$) და 1970 წ. ბორჯომის ($M_w = 5.0$, $I_o = 7.0$). ამ ASS ზონის სეისმური პოტენციალი მაღალია $M_{wmax} = 7.2$.

ASSEMBLE II და ASSEMBLE III

#3 ASS_{Nat.} ზონა გამოიყოფა თელეთის რღვევის აქტივობის გამო. მის გასწვრივ დაფიქსირდა ბევრი ზომიერი და ძლიერი მიწისძვრა: 1896 წ. თბილისის რაიონის ($M_w = 6.3$, $I_o = 7.5$); 1909 წ. ($M_w = 4.6$, $I_o = 5.5$); 1912 წ. ($M_w = 4.8$, $I_o = 5.5$); 1969 წ. ($M_w = 4.7$, $I_o = 4.5$) და სხვა.

#4 ASS_{Nat.} ზონა, სადაც უშუალოდ ობიექტი მდებარეობს, ოთხ სეისმურად აქტიურ რღვევათა ზონას უკავშირდება, ესენია: ხრამის ჩრდილოეთ, ხრამის სამხრეთ, ლოქის ჩრდილოეთ და დმანისის რზ. ამ ASS ზონაში დაიკვირვება საშუალო მაღის მიწისძვრები, მაგ.: 1903 წ. ($M_w = 5.2$, $I_o = 5.0$); 1908 წ. ($M_w = 4.8$, $I_o = 5.5$); 1909 წ. ($M_w = 4.7$, $I_o = 5.5$); 1912 წ. ($M_w = 4.8$, $I_o = 5.5$); 1917 წ. ($M_w = 4.9$, $I_o = 5.5$); 1923 წ. ($M_w = 5.4$, $I_o = 6.0$); 1926 წ. ($M_w = 4.9$, $I_o = 5.0$); 1946 წ. ($M_w = 4.7$, $I_o = 5.0$); 1962 წ. ($M_w = 4.6$, $I_o = 4.5$) და ბევრი სხვა.

განსაკუთრებული აღნიშვნის ღირსია თეთრი წყაროს რაიონის 1913 წ. მიწისძვრა ($M_w=5.7$, $I_o=6.0$), რომელიც ობიექტიდან 23 კმ-ში მოხდა. ამ ASS ზონების სეისმური პოტენციალი შეფასებულია, როგორც $M_{wmax}=6.9-7.0$.

ASS_{EMME IV}

#5 და #6 ASS_{Nat.} ზონები დაკავშირებულია ძირითადად აგრიკარის, ჯავახეთის და აბულის რღვევათა ზონებთან. დაკვირვების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში აქ მოხდა ბევრი საშუალო ძალის მიწისძვრა: დმანისის მიწისძვრების მთელი სერია: 1971 წ. ($M_w=4.9$, $I_o=6.0$); 1978 წ. ($M_w=5.5$, $I_o=8.0$); 2008 წ. ($M_w=4.9$, $I_o=5.5$), აგრეთვე 1912 წ. ($M_w=5.2$, $I_o=6.0$); 1940 წ. ($M_w=5.3$, $I_o=6.5$); გომარეთის 1954 წ. ($M_w=4.9$, $I_o=7.0$) და სხვა.

#7 ASS_{Nat.} ზონა პოლიგონალური ტიპისაა, ანუ არ არის დაკავშირებული კონკრეტულ რღვევასთან, თუმცა მისი მდებარეობა #4, #5 და #8 ASS_{Nat.} ზონებს შორის და აქ დაფიქსირებული საშუალო ძალის მიწისძვრები: 1906 წ. ($M_w=5.4$, $I_o=6.0$); 1903 წ. ($M_w=4.9$, $I_o=5.5$); 1914 ($M_w=4.5$, $I_o=5.0$) და სხვა გვაფიქრებინებს, რომ ამ ASS. ზონის სეისმური პოტენციალია არანაკლებ $M_{wmax}=6.5$.

ASS_{EMME V}

#8 ASS_{Nat.} ზონის მხოლოდ მცირე ნაწილი ხვდება საკვლევ რაიონში, მაგრამ მისი აღწერა ძალზედ მნიშვნელოვანია, ვინაიდან აქ მოხდა ცნობილი 1988 წ. სპიტაკის დამანგრეველი მიწისძვრა ($M_w=6.9$, $I_o=10$). ეს ASS ზონა უკავშირდება ძირითადად პამბაკ-სევან-სუნიკის რღვევათა ზონას და აგრეთვე სტეპანავანისა და გარნის რღვევათა ზონებს. სპიტაკის მიწისძვრის გარდა აქ სხვადასხვა დროს მოხდა შემდეგი მიწისძვრები: 1916 წ. ($M_w=5.5$, $I_o=6.5$); 1961 წ. ($M_w=5.2$, $I_o=6.5$); 1967 წ. ($M_w=5.2$, $I_o=6.5$). ამ ASS_{Nat.} ზონის სეისმური პოტენციალი განსაკუთრებით მაღალია $M_{wmax}=7.5$.

3.3 გრუნტის რხევების მახასიათებელი მოდელი

ბოლო წლებში, გრუნტის მოძრაობის მოდელირება განუწყვეტლივ პროგრესირებს, მხოლოდ ერთი მოდელის (Danciu and Giardini, 2015) გამოყენებიდან რამდენიმე მოდელის (Delavaud et al., 2012; Danciu et al., 2018) და/ან საფუძვლიანი მოდელების (Douglas, 2018) გამოყენებამდე. გრუნტის რხევების მოდელების შერჩევა რთული ამოცანაა, თუ გავითვალისწინებთ გრუნტის მოძრაობის პროგნოზირების მოდელების რაოდენობის ზრდას (იხ. გრუნტის მოძრაობის მოდელების ონლაინ კოლექცია <http://www.gmpe.org.uk/>, Douglas and Edwards 2016) და გრუნტის რხევების ჩანაწერების ნაკლებობას საქართველოში. გრუნტის შერჩევა ემყარება რეგიონული (Danciu et al. 2018) და გლობალური მოდელების (Pagani et al. 2018) განვითარების უახლეს შედეგებს.

ამრიგად, შეირჩა ნიადაგის მოძრაობის პროგნოზირების რამდენიმე განტოლება, მათი საიმედოობის გათვალისწინებით, მსგავსი ტექტონიკური და სეისმოგენური

პირობებისთვის (მაგალითად, აქტიური არაღრმა ქერქი, ღრმა სეისმურობა, ვულკანური ქერქი). კვლევაში ათვლის წერტილი არის გრუნტის მოძრაობის ლოგიკური ხე EMME14 (Danciu et al., 2018). გრუნტის მოძრაობის მოდელები EMME14-ში, რომლებიც გამოიყენება გრუნტის რხევების ცვალებადობის აღწერისათვის არა ღრმა ქერქის სეისმურობის შემთხვევაში, მოიცავს: Akkar et al. (2014), Chiou and Young (2008), Akkar and Cagnan (2010) and Zhao et al. (2006). ღრმა სეისმურობისთვის შერჩეული მოდელებია: Lin and Lee (2008) and Youngs et al. (1997). ამ მოდელებს წონები დაენიშნათ მგრძნობელობის ვრცელი ანალიზის შემდეგ და აქცენტი გაკეთდა ექსპერტების მიკერძოების აღმოფხვრაზე. უნდა აღინიშნოს, რომ EMME14 ლოგიკური ხე დღეს მოძველებულია იმის გათვალისწინებით, რომ მსოფლიოში პროგნოზირების მოდელების რაოდენობა სწრაფად იზრდება ძლიერი მოძრაობების ახალი მძლავრი მონაცემთა ნაკრების ხელმისაწვდომობის გამო. NGA-West2-ის უახლესი ვერსიები (Bozorgnia et al. 2014) მოიცავს Abrahamson et al. (2014), Boore et al. (2014), Campbell and Bozorgnia (2014), Chiou and Youngs (2014), Idriss (2014). NGA მოდელები ევოლუციურია, რადგან ისინი შექმნილია წინა, ანუ NGA-West1 ვერსიების შეცვლისთვის.

Bindi et al. (2014) შემოთავაზებული იქნა ახალ GMPE-ში მიღებული მონაცემთა ნაკრებიდან, რომელიც ძირითადად შეიცავს იტალიურ მონაცემებს ძლიერი მოძრაობების შესახებ. Cauzzi et al. (2014) ასევე მოგვამოდა 2008 წლის GMPE-ს განახლება გაუმჯობესებული ფუნქციონალური ფორმით, რომელიც ითვალისწინებს დიდი მაგნიტუდების გაჯერებას. Kotha et al. 2016 ნახვა შესაძლებელია Bindi et al. (2014)-ის ევროპულ განახლებაში.

ამრიგად, შეირჩა შემდეგი მოდელები: Akkar et al. (2014) and Kotha et al. (2016) - პან-რეგიონალური მოდელები, Chiou and Youngs (2014) ან NGA West2 მოდელი, Cauzzi et al. (2014) - გლობალური მოდელი (ასევე მოიცავს იაპონური მონაცემებს). წონები შეესაბამება ნორმალურ განაწილებას: Kotha et al. (2016) и Chiou and Youngs (2014) არიან ქვედა და ზედა საზღვრები, შესაბამისად, მათ ეკისრებათ წონა 0.15; გრუნტის მოძრაობის განაწილების ცენტრალური ნაწილი დაფიქსირებულია Akkar et al. (2014) და Cauzzi et al. (2014) თანაბარი წონით 0.35. გრუნტის მოძრაობის ორი მოდელი, ე.ი. Bradley et al. (2013) და Faccioli et al. (2010) შეირჩა და გამოყენებლ იქნა ვულკანური არეებისთვის ჯავახეთის ზეგანზე. ღრმა სეისმური წყაროებისთვის ზოგადად ვიყენებთ მოდელებს Lin and Lee (2008), Abrahamson et al. (2016), Montalva et al. (2017) (Tsereteli et. al 2021) თუმცა მათ ობიექტის სეისმური საშიშროების გათვლაში მონაწილეობა არ მიუღიათ.

3.4 ლოგიკური ხე და ცთომილებების მოდელი

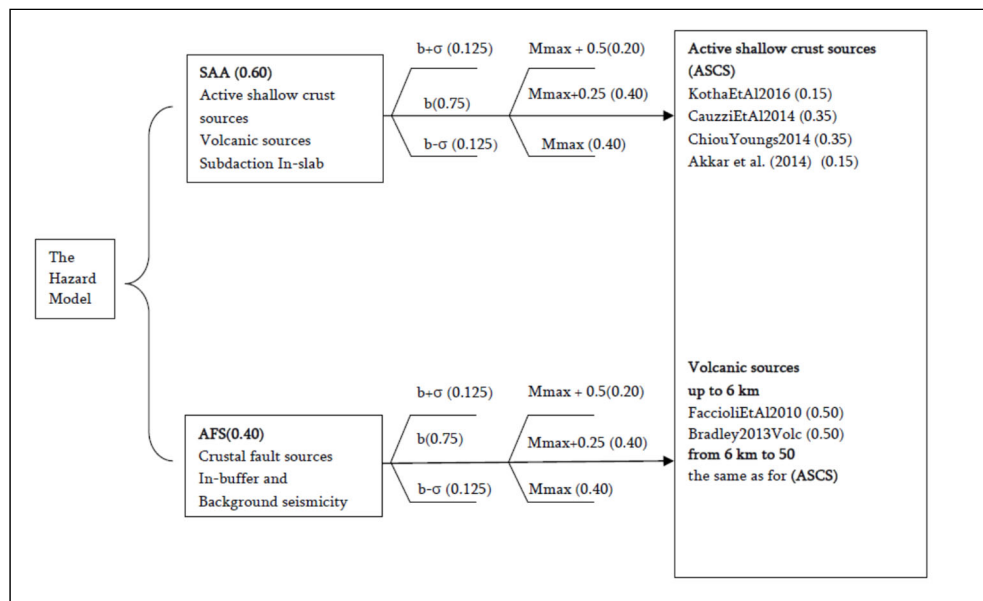
ცთომილება თანდაყოლილია მოდელის აგების პროცესში, დაწყებული მიწისძვრის კატალოგის შექმნითა და ჰარმონიზაციით, აქტიური რღვევების კომპილაციით და დამუშავებით, მიწისძვრის კატალოგის სტატისტიკური ანალიზით, შერჩევის

მეთოდებით, სეისმური კერის ფორმისა და მოდელის შერჩევის სუბიექტურობის დადგენით. ლოგიკური ხის სტრუქტურა აქ მიიღება, რათა გაითვალისწინოს ასეთი ცთომილება. როგორც წესი, ცთომილება იყოფა, როგორც ალეოტორული ცთომილება და ეპისტემიური ცთომილება.

ლოგიკური ხის სტრუქტურა მოცემულია ნახ. 15 და შედგება ორი ნაწილისგან: სეისმური კერების მოდელის ლოგიკური ხე და გრუნტის მოძრაობის ლოგიკური ხე.

სეისმოგენური კერების ლოგიკური ხე შედგება განშტოების სამი დონისგან: კერების მოდელი, bGR და მაქსიმალური მაგნიტუდები. პირველი განშტოება აღწერს სეისმოგენური კერების ზონების სივრცულ ცვალებადობას (ანუ სეისმური კერების არეების აქტიურ რღვევებთან და ფონურ სეისმურობასთან შედარებით). საწყისი მოდელების დროებითი ცვალებადობა აღწერილია განშტოებებით bGR და Mmax.

PSH მიღებულ იქნა მთელი რიგი რეალიზაციებიდან, ლოგიკური ხის შტოების ოთხი ძირითადი დონის შესაბამისად: სეისმოგენური კერების მოდელები, განმეორებადობის პარამეტრი - b მნიშვნელობა; Mmax და GMPE. ტექტონიკური ზონირების თვალსაზრისით, რაც იწვევს იმ ფაქტს, რომ GMPE-ების საბოლოო ნაკრები ასოცირდება ცალკეულ სეისმურ კერასთან, განიხილებოდა სამი განსხვავებული ტექტონიკური ელემენტი: აქტიური ზედაპირული ქერქის სეისმურ კერები (ASCS), ვულკანური სეისმური კერები და ფილებში არსებული სუბდუქციური სეისმური კერები. b-ს მნიშვნელობის ცთომილება გაითვალა ყველა მაკროზონისთვის შერჩეული გაწმენდილი კატალოგებიდან.



ნახ. 15 ეპისტემიური ცთომილების ლოგიკური ხე სეისმოგენური კერების, განმეორებადობის პარამეტრების, Mmax-ის და GMPE-თვის.

3.5 სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასება

OpenQuake პროგრამა (Pagani et al., 2014) გამოყენებული იქნა საქართველოში საშიშროების მოდელის რეალიზაციისათვის. სეისმური საშიშროების შეფასებებზე

შეიძლება გავლენა იქონიოს პარამეტრიზაციამ და მოდელის რეალიზაციამ მოდელირების დროს. OpenQuake გამოიყენება ყველა უახლესი რეგიონული საშიშროების გამოთვლის პროექტში (მაგ., EMME14, ESHM13 (Woessner et al 2015) და GEM19 (Pagani et al., 2020), მაგრამ ასევე ეროვნულ მოდელებში (იტალია - Melletti et al., 2019; თურქეთი - Sesetyan et al., 2018; კანადა - Adams et al., 2019; შვეიცარია - Wiemer et al., 2016; ავსტრალია - Allen et al., 2018)

ჩვენ გამოვთვალეთ კონკრეტული გრუნტის მოძრაობის დონეების გადაჭარბების ალბათობები (POE) 50 წლის განმავლობაში PGA და 5% კრიტიკული დაცხრომის სპექტრალური ფსევდო-აჩქარებისთვის (SA 0.1, 0.15,...,2 წმ) მშენებლობის ადგილზე.

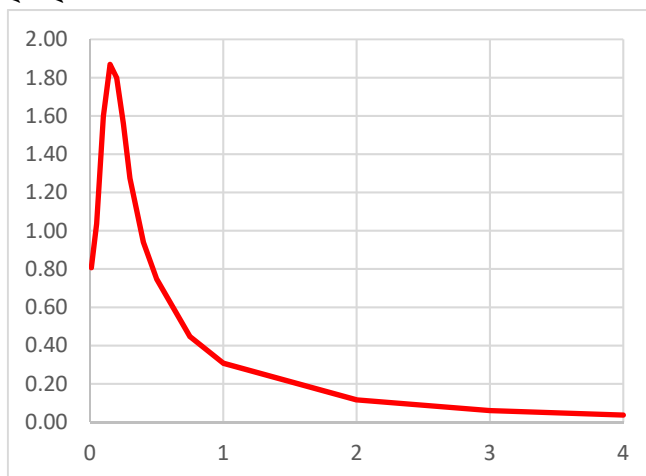
ცხრილში 10 წარმოდგენილია 10 000 წელი ფიქსირებული განმეორებადობის პერიოდის ანუ 50 წელში 0.5% გადაჭარბების ალბათობის გრუნტის რხევების მნიშვნელობები, საკვლევი ადგილის კლდის გრუნტისთვის - $V_{S30}=760$ მ/წმ.

ცხრილი 10 საკვლევი ადგილის სეისმური საშიშროების ალბათური შეფასების შედეგები 10 000 წელი ფიქსირებული განმეორებადობის პერიოდისთვის (ორი ჰორიზონტალური კომპონენტის საშუალო გეომეტრიული მნიშვნელობა მშენებლობის ადგილის კლდოვანი გრუნტისთვის, $V_{S30}=760$ მ/წმ)

P, % (T, წელი)	0.5 (10 000)
გრუნტის ტიპი (კლდე)	$V_{S30}=760$ მ/წმ
PGAH (g)	0.81
5% Damped SAH (g) (T=0.05 s)	1.04
5% Damped SAH (g) (T=0.1 s)	1.60
5% Damped SAH (g) (T=0.15 s)	1.87
5% Damped SAH (g) (T=0.25 s)	1.56
5% Damped SAH (g) (T=0.3 s)	1.27
5% Damped SAH (g) (T=0.4 s)	0.94
5% Damped SAH (g) (T=0.5 s)	0.75
5% Damped SAH (g) (T=0.75 s)	0.45
5% Damped SAH (g) (T=1 s)	0.31
5% Damped SAH (g) (T=2 s)	0.12
5% Damped SAH (g) (T=3 s)	0.06
5% Damped SAH (g) (T=4 s)	0.04

გარდა ამისა, ხელმისაწვდომია საშიშროების ერთიანი სპექტრი (UHS), რომელიც ასახავს ერთნაირი ალბათური დონის სპექტრალური აჩქარების მნიშვნელობებს სპექტრალური პერიოდების დიაპაზონისთვის ნახ. 16. ახალი ნაგებობებისთვის UHS წარმოადგენს სეისმური პროექტირების დონის განსაზღვრის საფუძველს და

გამოიყენება მოცემული მნიშვნელოვანი ნაგებობის შესაბამისი საპროექტო სპექტრების შესაქმელად.



ნახ. 16 საშიშროების ერთიანი სპექტრი მოცემული ადგილისათვის 10 000 წელი განმეორებადობის პერიოდისათვის

2.6 სეისმური საშიშროების დეზაგრეგაცია

ალბათური სეისმური საშიშროების დეზაგრეგაცია მოიცავს მიწისძვრის ცვლადების დადგენას, ძირითადად მაგნიტუდის, მანძილის და დაცხრომის განტოლების ექსილონის, ლოგიკური ხის სტრუქტურის ყოველი საბოლოო შტოსთვის, რომელიც განსაზღვრავს სეისმურ მოვლენას და ხელს უწყობს არჩეული დონის სეისმურ საშიშროებას (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. დეზაგრეგაციული ანალიზი საზღვრავს იმ განხვავებულ $SA(T)$ მნიშვნელობებს, რომლებსაც შეაქვთ ძირითადი წვლილი ჯამური საშიშროების მრუდში.

დეზაგრეგაციული 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 ექსილონის $M-R-Epsilon$ ბიჯით. აქ ჩვენ გამოვიყენეთ 2-D $M-R$ ბიჯს მაგნიტუდა-მანძილის წვლილის შეფასებისთვის მოცემული სეისმური საშიშროების კვანტორებში (რაოდენობრივ თანაფარდობებში).

გრუნტის რხევების პარამეტრები, რომლებიც შეიძლება გამოითვალოს კონკრეტულ მოედანზე მიღებული ჩანაწერიდან (მაგ., T პერიოდის სპექტრალური აჩქარება $SA(T)$) მიწისძვრის (M) მაგნიტუდისა და (R) მანძილის გათვალისწინებით, როგორც წესი მოდელირდება, როგორც ლოგნორმალური ცვლადი. ანუ, ლოგარითმი $SA(T)$, რომელსაც ჩვენ ავღნიშნავთ, როგორც $\ln(SA(T))$ და რომელსაც აქვს ნორმალური განაწილება (μ). საშუალოთი და სტანდარტული გადახრით (σ).

$$\ln[SA(T)] = f(M, R, \alpha) + \varepsilon \quad (5)$$

აქ α წარმოადგენს რეგრესიის სხვა ცვლადს რომელიც განსხვავდება M და R ცვლადებისაგან (ისეთი როგორიცაა კერის მექანიზმი და გრუნტის პირობები), ხოლო ε წარმოადგენს ცთომილებას. ექსილონი (ε) არის გრუნტის რხევების პარამეტრების ($Sa(T)$) გადახრების საზომი პროგნოზირებული საშუალო მნიშვნელობებიდან (Bazzurro and Cornell, 1999). ექსილონი ისაზღვრება, როგორც სტანდარტული გადახრების რიცხვი, რომელთა საშუალებით დანაკვირვები ლოგარითმული სპექტრალური აჩქარებები განსხვავდებიან გრუნტის რხევების საშუალო ლოგარითმული სპექტრალური აჩქარებებისგან, რომლებიც პროგნოზირებული იყო დაცხრომის განტოლებებით.

ამ პარამეტრების გამოყენება შესაძლებელია აგრეთვე მაკონტროლებელი მოვლენის (სცენარული მიწისძვრის) რეაქციის სპექტრის დასადგენად ან/და ემპირიული (რეალურად ჩაწერილი) ძლიერი მოძრაობის ჩანაწერების შესარჩევად, ნაგებობის დინამიურ ანალიზში გამოსაყენებლად.

დეზაგრეგაციის შედეგები 10 000 წელი განმეორებადობის პერიოდის (მოლოდინის დრო 50 წელი) პიკური PGA და 0.15 წმ სპექტრალური აჩქარებისთვის (რომელიც შეესაბამება რეზონანსულ სიხშირეს) ნაჩვენებია ცხრილებში 11, 12 და ასევე გრაფიკულად არის წარმოდგენილი ნახ. 17-ზე შესაბამისად.

ცხრილი 11. დეზაგრეგაციის ჯამური შედეგი პიკური და 0.15 წმ სპექტრალური აჩქარებისთვის 10 000 წელი განმეორებადობის პერიოდისათვის

პერიოდი (წმ)	გრუნტის რხევები (g) 10 000 წელი	საშუალო მაგნიტუდა	საშუალო მანძილი	საშუალო ექსილონი
PGA	0.81	5.97	23.24	2.45
0.15	1.87	5.96	22.72	2.42

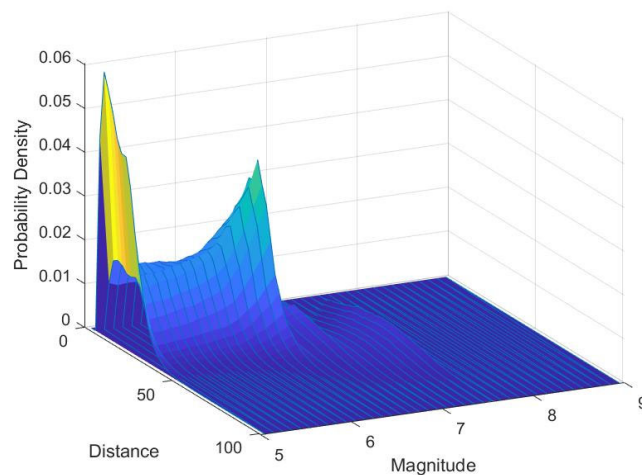
ცხრილ 12 და 13- ში მოყვანილია დეზაგრეგაციის შედეგები ზონების მიხედვით პიკური და 0.15წმ სპექტრალური აჩქარებისთვის

ცხრილი 12. დეზაგრეგაციის შედეგი პიკური აჩქარებისთვის 10 000 წელი განმეორებადობის პერიოდისათვის ზონების მიხედვით

ზონები	პერიოდი (წმ)	საშუალო მაგნიტუდა	საშუალო მანძილი	საშუალო ექსილონი	წვლილი
GEOAS80 I	PGA	6.92	57.58	2.79	0.62
AZE077 II	PGA	6.66	46.47	2.79	0.45
AZEAS079 III	PGA	5.89	20.07	2.30	22.92
GEOAS901 IV	PGA	5.81	21.25	2.53	66.80
ARMAS168 V	PGA	7.22	48.61	2.14	9.16

ცხრილი 13. დეზაგრეგაციის შედეგი 0.15 წმ სპექტრალური აჩქარებისთვის 10 000 წელი განმეორებადობის პერიოდისათვის ზონების მიხედვით

ზონები	პერიოდი (წმ)	საშუალო მაგნიტუდა	საშუალო მანძილი	საშუალო ეპსილონი	წვლილი
GEOAS80 I	0.15	6.93	55.66	2.80	0.49
AZE077 II	0.15	6.68	45.30	2.79	0.39
AZEAS079 III	0.15	5.89	19.36	2.28	23.38
GEOAS901 IV	0.15	5.81	20.70	2.51	67.65
ARMAS168 V	0.15	7.23	46.19	2.10	8.06



ნახ. 17 მაგნიტუდა-მანძილის დეზაგრეგაცია ობიექტისთვის პიკური აჩქარების PGA-ს შემთხვევაში

ობიექტის ალბათური სეისმური საშიშროების დეზაგრეგაციის შედეგების მიხედვით (იხ. ცხრილი 12, 13) საშიშროებაში ძირითადი წვლილი შეაქვს: $M_w=5.9$ მაგნიტუდის მიწისძვრას საშუალო მანძილებზე 20 კმ, რაც ობიექტის ახლო ზონებს მოიცავს (ძირითადად ASS_{EMME} III და IV). უმაღლეს III ზონიდან ობიექტის ალბათურ საშიშროებაში ძირითადი წვლილი შეაქვს $M_w 5.89$ მიწისძვრას ობიექტიდან 19-20 კმ-ზე, ხოლო IV ზონიდან $M_w=5.81$ მიწისძვრას ობიექტიდან 20 -21 კმ მანძილზე

2.7 სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება

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

მოცემულ ობიექტზე ASS ზონებიდან მოსალოდნელი მაქსიმალური სეისმური ზემოქმედებების შეფასება განხორციელდა გრუნტის პიკური აჩქარებებით (PGA), აგრეთვე 0.15 და 1.0-წამიანი სპექტრალური აჩქარებით (SA).

ცხრილი 14. ობიექტის სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება (0.5 კვანტილისთვის)

#ASS	PGA	SA (0.05s)	SA(0.1s)	SA(0.15s)	SA(0.25s)	SA(0.3a)	SA(0.4a)	SA(0.5s)
GEOAS80 I	0.084	0.105	0.154	0.182	0.180	0.161	0.136	0.118
AZEAS077 II	0.089	0.112	0.167	0.196	0.188	0.167	0.137	0.117
AZEAS079 III	0.485	0.596	0.927	1.162	1.026	0.872	0.658	0.537
GEOAS901 IV	0.340	0.424	0.661	0.804	0.696	0.587	0.438	0.354
RMAS168 V	0.138	0.172	0.257	0.307	0.302	0.269	0.223	0.193

#ASS	SA(0.75s)	SA(1s)	SA(2s)	SA(3a)	SA(4s)	Mw	მანძილი,კმ
GEOAS80 I	0.083	0.061	0.028	0.017	0.012	7.2	56
AZEAS077 II	0.080	0.059	0.026	0.016	0.011	7.0	43
AZEAS079 III	0.355	0.258	0.112	0.067	0.048	6.9	4
GEOAS901 IV	0.224	0.160	0.066	0.037	0.025	6.5	6
RMAS168 V	0.138	0.103	0.048	0.030	0.022	7.6	42

როგორც 0.5 კვანტილის დეტერმინისტული შეფასებებიდან ჩანს (იხ. ცხრილი 14) ობიექტისთვის მაღალი სეისმური საშიშროება (0.34-0.49 g PGA) მოსალოდნელია III და IV ASS-დან.

ცხრილი 15 წარმოგვიდგენს დეტერმინისტულ სეისმურ საშიშროებას III მაკონტროლებელი ASS-დან 0.84 კვანტილისთვის, რომელიც შეადგენს 0.9 g PGA-თვის.

ცხრილი 15 ობიექტის დეტერმინისტულ სეისმურ საშიშროებას 0.84 კვანტილისთვის

#ASS	PGA	SA (0.05s)	SA(0.1s)	SA(0.15s)	SA(0.25s)	SA(0.3a)	SA(0.4a)	SA(0.5s)
GEOAS80 I	0.155	0.194	0.289	0.340	0.335	0.302	0.256	0.223
AZEAS077 II	0.165	0.207	0.312	0.367	0.351	0.313	0.258	0.222
AZEAS079 III	0.898	1.093	1.711	2.185	1.919	1.639	1.241	1.020
GEOAS901 IV	0.638	0.791	1.240	1.530	1.320	1.118	0.838	0.680
RMAS168 V	0.255	0.318	0.479	0.576	0.562	0.505	0.421	0.366

#ASS	SA(0.75s)	SA(1s)	SA(2s)	SA(3a)	SA(4s)	Mw	მანძილი,კმ
GEOAS80 I	0.159	0.119	0.055	0.033	0.023	7.2	56
AZEAS077 II	0.154	0.114	0.052	0.031	0.021	7.0	43
AZEAS079 III	0.683	0.504	0.222	0.132	0.094	6.9	4
GEOAS901 IV	0.437	0.316	0.134	0.074	0.049	6.5	6

RMA5168 V	0.266	0.201	0.095	0.059	0.042	7.6	42
-----------	-------	-------	-------	-------	-------	-----	----

4. დასკვნები

განხორციელდა საკვლევი რაიონისა და მშენებლობის ადგილის სეისმური საშიშროების დეტალური შეფასება. მაღალი რისკის მქონე მნიშვნელოვანი ობიექტის სამშენებლო მოედნის სეისმური საშიშროების შეფასებისთვის შერჩეულ იქნა კლდოვანი გრუნტების ($V_{s30}=760$ მ/წმ) სეისმური რხევების ერთი მაღალი დონე: 100 წელში 1% გადაჭარბების (ან 50 წელში 0.5% გადაჭარბების) ალბათობის (განმეორების პერიოდები 10 000 წელი) შესაბამისი რხევები.

სეისმური ხმაურის გაზომვის საფუძველზე ჩატარა კვლევა ობიექტის მშენებლობის ადგილის გრუნტის რეზონანსული სიხშირეების დადგენის მიზნით, რომელსაც აქვს მნიშვნელოვანი გავლენა სეისმურ საშიშროებაზე. სეისმური ხმაურის რეგისტრაციისთვის გამოყენებული იყო სეისმოგრაფი Tromino 3G. გაზომვებმა გვიჩვენა, რომ მშენებლობის ადგილის გრუნტების რეზონანსული სიხშირე იცვლება 6.88 -10.31 ჰერცის ფარგლებში, რაც შეესაბამება 0.1 – 0.15 წმ რეზონანსულ პერიოდს. ადგილზე გამავალი მდინარის მეორე მხარეს რეზონანსული სიხშირე უფრო დაბალია 4.31 ჰერცი და შეესაბამება 0.23 წმ რეზონანსულ პერიოდს.

ჩატარდა საკვლევი რაიონის დანაკვირვები სეისმურობის ანალიზი. დადგინდა, რომ საკვლევი რაიონი მთლიანად დაფარულია მიწისძვრის ეპიცენტრებით, მაგრამ სხვადასხვა სიმკვრივით. ზომიერი და ძლიერი ინსტრუმენტული პერიოდის მიწისძვრების ეპიცენტრების ($M_w > 4$) ყველაზე დიდი კონცენტრაცია დაიკვირვება რაიონის დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, ხოლო ძლიერი ისტორიული მიწისძვრების ეპიცენტრები კონცენტრირებულია რაიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. ეს იმაზე მეტყველებს, რომ საკვლევი რაიონის ბევრი უბანი დაკვირვებების მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში იყო სეისმურად აქტიური და ამჟამად მნიშვნელოვანი პოტენციური სეისმურობა გააჩნიათ. ობიექტის ახლო ზონა (20 კმ ობიექტის გარშემო) აგრეთვე მთლიანად დაფარულია სუსტი მიწისძვრების ეპიცენტრებით ($M_w \leq 4$) და მათი კონცენტრაცია იზრდება ობიექტთან მიახლოებისას. აქვეა საშუალო ძალის მიწისძვრები, რომლებიც ობიექტის ტერიტორიაზე 6-მდე MSK ინტენსივობით გამოვლინდა. გარდა ამისა 5-დან 8-მდე MSK ინტენსივობით გამოვლინდა ობიექტის ტერიტორიაზე საქართველოში და კავკასიაში მომხდარი ბევრი ძლიერი და უძლიერესი მიწისძვრა.

საკვლევი რაიონის სეისმოტექტონიკური პირობების კანონზომიერების დადგენის ანუ სეისმოგენური კერების ზონების გამოყოფის მიზნით აღწერილ იქნა მოცემული რაიონის 15 სეისმურად აქტიური რღვევა. ისინი გამოვლენილი იყო გეოლოგიური, გეოფიზიკური, მორფოლოგიური და სეისმოლოგიური მონაცემების საფუძველზე.

კომპლექსური მონაცემებით დადგენილი აქტიური რღვევების ბაზაზე გამოყოფილ იქნა სეისმური კერების არეების (ASS) 8 ნაციონალური და 5 EMME-ს მოდელი და აგებულ იქნა შესაბამისი რუკა, რომელიც საკვლევი რაიონის პოტენციურ სეისმურ შესაძლებლობებს წარმოგვიდგენს. ეს ASS ზონები დიფერენცირებულია 0.5 მაგნიტუდური ბიჯით აღებულ სამ მაგნიტუდურ დიაპაზონში ($6.5 \leq M_{wmax} \leq 7.5$). აქვეა დატანილი $M_w > 4.0$ მიწისძვრების ეპიცენტრები, დაფიქსირებული მთელი ისტორიული პერიოდის განმავლობაში და აქტიური რღვევები. ჩატარდა სეისმური კერების არეების პარამეტრიზაცია. ობიექტის სეისმური საშიშროების გათვლაში გამოყენებული იქნა ASS ზონების EMME მოდელი, ვინაიდან მათ EMME პროექტის ფარგლებში გავლილი აქვთ საერთაშორისო ექსპერტების ფართო რეცენზირების სტადია.

ობიექტის სეისმური საშიშროების შეფასება განხორციელდა ალბათური და დეტერმინისტული მიდგომებით, გრუნტის პიკური აჩქარებისთვის (PGA), აგრეთვე სხვადასხვა პერიოდის სპექტრალური აჩქარებებისთვის (SA), მშენებლობის ადგილის კლდის გრუნტისთვის ($V_{s30}=760$ მ/წმ). სეისმური საშიშროების გათვლების დროს გამოყენებული იყო ცნობილი ევროპული პროგრამა OpenQuake.

გრუნტის რხევების ალბათურმა მნიშვნელობებმა, რომლებიც შეესაბამება 10 000 წელი ფიქსირებული განმეორებადობის პერიოდის მქონე ორი ჰორიზონტალური კომპონენტის საშუალო გეომეტრიულ მნიშვნელობას მშენებლობის ადგილის კლდის გრუნტისთვის შეადგინა (იხ. ცხრილი 10) 0.81 g ($10\ 000$ წ., $V_{s30}=760$ მ/წმ). გრუნტის რხევების ვერტიკალური კომპონენტი მიღებულია როგორც $2/3$ ჰორიზონტალური კომპონენტის. სამშენებლო მოედნისთვის აიგო საშიშროების ერთიანი სპექტრი (UHS), რომელიც წარმოადგენს ახალი ნაგებობის სეისმური პროექტირების დონის განსაზღვრის საფუძველს.

ობიექტის ალბათური სეისმური საშიშროების დეზაგრეგაციის შედეგების მიხედვით $10\ 000$ წელი განმეორებადობის პერიოდის პიკური - PGA და 0.15 წმ სპექტრალური SA აჩქარებისთვის (რომელიც შეესაბამება რეზონანსულ სიხშირეს) საშიშროებაში ძირითადი წვლილი შეაქვს: $M_w=5.9$ მაგნიტუდის მიწისძვრას საშუალო მანძილებზე 20 კმ, რაც ობიექტის ახლო ზონებს მოიცავს.

სეისმური საშიშროების დეტერმინისტული შეფასება განხორციელდა ყოველი ASS-ის უდიდესი მაგნიტუდისთვის, უმოკლეს მანძილზე ობიექტამდე, 0.5 და 0.84 კვანტილებისთვის. 0.5 კვანტილის დეტერმინისტულმა შეფასებებმა გვიჩვენა, რომ ობიექტისთვის მაღალი სეისმური საშიშროება ($0.34-0.49$ g PGA) მოსალოდნელია უახლოესი III და IV ASS-დან. ხოლო 0.84 კვანტილის შეფასებით ყველაზე მაღალი

საშიშროება 0.9 g PGA მოსალოდნელია III მაკონტროლებელი ASS-დან. სეისმური საშიშროების ეს დეტერმინისტული მნიშვნელობა თანაზომადია 10 000 წელი განმეორებადობის პერიოდის მქონე მოვლენებისთვის მიღებული საშიშროების ალბათური მნიშვნელობის (0.81 g). მაღალი რისკის ობიექტის სეისმური საშიშროების შეფასებისთვის რეკომენდირებულია (იხ. ICOLD, 2010) აღებულ იქნას ამ ორი მნიშვნელობიდან ერთ-ერთი.

5. ლიტერატურა

- Abrahamson, N.A., Silva, WJ, Kamai, R. 2014. Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions. *Earthq Spectra*, 30(3), 1025–1055.
- Abrahamson, N., Nicholas, G., Kofi A. 2016. BC hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthquake Spectra*, 32(1), 23–44.
- 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 Sciences and Technology* (Nova Science Publisher), 1(1), 77–107.
- Adamia, Sh., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Chabukiani, A., Sadradze, N., Tsereteli, N., Gventsadze, A. 2011. *Geology of the Caucasus: A Review*. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 489–544.
- Adamia, Sh., Alania, V., Tsereteli, N., Varazanashvili, O., Sadradze, N., Lursmanashvili, N., Gventsadze, A. 2017. Post-collisional tectonics and seismicity of Georgia. *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions*, Geological Society of America Special Paper, 525, 535–572.
- Adams, J., Trevor, A., Stephen, H., Michal, K. 2019. Canada's 6th generation seismic hazard model, as prepared for the 2020 national building code of Canada. Paper 192-Mkvp-139, 12th Canadian Conference on Earthquake Engineering, Quebec City, 2019. <http://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/hazard-alea/recpubs-en.php>
- Akkar, S. and Cagnan, Z. 2010. A Local Ground-Motion Predictive Model for Turkey, and Its Comparison with Other Regional and Global Ground-Motion Models. *Bulletin of the Seismological Society of America* (2010) 100 (6): 2978–2995.
- Akkar, S., Sandikkaya, M.A., Bommer, J.J. 2014. Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bull. Earthq. Eng.*, 12(1), 359–387.
- Alania, V., Enukidze, O., Koiava, L., Kvaliashvili, L. 2001. Geometry and kinematics evolution of southern part of the Kartli foreland basin. *Georgian Oil and Gas*. No. 4, 70–74.
- Allen, T., Griffin, J., Leonard, M., Clark, D., Ghasemi H. 2018. The 2018 national seismic hazard assessment for australia. Model overview. *Geoscience Australia record* 2018/27.

https://d28rz98at9flks.cloudfront.net/123020/Rec2018_027.pdf

- Anderson, J.G., Luco, J.E. 1983. Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 471-496.
- Barth, A., Wenzel, F., Giardini, D. 2007. Frequency sensitive moment tensor inversion for light to moderate magnitude earthquakes in eastern Africa. *Geophys Res Lett* 34:L15302. <https://doi.org/10.1029/2007GL030359>
- Bazzurro, P., Cornell, C. A. 1999. Deaggregation of seismic hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 501-520
- Bindi, D., Massa, M., Luzi, L., Ameri, G., Pacor, F., Puglia, R., Augliera, P. 2014. Pan-European ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods up to 30 s using the RESORCE dataset. *Bull. Earthq. Eng.*, 12, 391-430.
- Boore, D.M., Stewart, J.P., Seyhan, E., Atkinson, G.M. 2014. NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5 % damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthq. Spectra*, 30(3), 1057-1085.
- Bozorgnia, Y., Abrahamson, N.A., Atik, L.A., Ancheta, T.D., Atkinson, G.M., Baker, J.W., Darragh, R. 2014. NGA-West2 research project. *Earthq. Spectra*, 30(3), 973-987.
- Bradley, B.A., 2013. A summary of the observed ground motions from the 21 July 2013 Mw 6.6 earthquake in Cook Strait, off the coast of Seddon. <https://sites.google.com/site/brendonabradley/>
- Campbell, K.W., Bozorgnia, Y. 2014. NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5 % damped linear acceleration response spectra. *Earthq. Spectra*, 30(3), 1087-1115.
- Cauzzi, C., Faccioli, E., Vanini, M., Bianchini, A. 2014. 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. *Bull. Earthq. Eng.*, 13(6), 1587-1612.
- Chiou, B.S.J., Youngs, R.R. 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthq. Spectra*, 24, 173-215.
- Chiou, B.S.J., Youngs, R.R. 2014. Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthq. Spectra* 30(3), 1117-1153.
- Cornell, C.A. 1968. Engineering seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- Danciu, L., Giardini, D., 2015. Global seismic hazard assessment program-GSHAP legacy. *Ann. Geophys.* 58(1), S0109. doi:10.4401/ag-6734fg
- Danciu, L., Şeşetyan, 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, 16(8), 3465-3496.
- Delavaud, E., Cotton, F., Akkar, S., Scherbaum, F., Danciu, L., Beauval, C., Drouet, S., Douglas, J., Basili, R., Sandikkaya, M.A., Segou, M., Faccioli, E., Theodoulidis, N. 2012. Toward a ground-motion logic tree for probabilistic seismic hazard assessment in Europe. *J. Seismol.*, 16, 451–473.
- Devdariani, E., Zlokhazova, G., Torozov, R. 1988. Cosmotectonic map of Georgia, Scale 1:500000. Department of Geology, Tbilisi. (in Russian)
- Douglas, J., Edwards, B. 2016. Recent and future developments in earthquake ground motion estimation. *Earth Sci. Rev.* 160, 203–219.
- Douglas, J. 2018. Calibrating the backbone approach for the development of earthquake ground motion models. Paper presented at Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations: Issues and Challenges Towards Full Seismic Risk Analysis, Cadarache, France.
- Faccioli, E., Bianchini, A., Villani, M. 2010. New ground motion prediction equations for $t > 1$ s and their influence on seismic hazard assessment. In: Proceedings of the University of Tokyo Symposium on Long- Period Ground Motion and Urban Disaster Mitigation, March 17–18, Tokyo, Japan.
- Frankel, A. 1995. Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismol. Res. Lett.* 66, 8.
- Gamkrelidze, P. 1949. Geological structure of the Achara-Trialeti folded system. Tbilisi, Ac. Sci. Georgia Press, 378.
- Gardner, J.K., Knopoff, L. 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64(5), 1363–1367.
- Geology of the USSR. Georgian SSR. 1964. Gamkrelidze P. ed, Moscow, Nedra, v. 10, 1-655.
- Geological structure of the SE Georgia. 1965. Proc. GIN Ac. Sci. Georgian SSR, new ser., iss.1, 1-162.
- Giardini, D. 1999. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) -1992/1999. *Annali di Geof.*, 42(6), 957–974.
- Giardini, D., Danciu, L., Erdik, M., Sesetyan, K., Demircioglu, M., B., Akkar, S., Gülen, L., Zare, M. 2018. Seismic hazard map of the Middle East. *Bulletin of Earthquake Engineering*. 16(8), 3567-3570, <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0347-3>
- Gorshkov, A.S. 1983. On marine continuation of the Achara-Trialeti fault system. *Geotectonica*, No. 4, 111-120.
- Grunthal, G. 1985. The updated earthquake catalogue for the German Democratic Republic and adjacent areas statistical data characteristics and conclusions for hazard assessment. In: Proceedings of the 3rd international symposium on the analysis of seismicity and on seismic risk, Prague, 17–22 June 1985, vol I
- Gülen L, Sesetyan K, Adamia S, Sadradze N, Gvencadze A, Karakhanyan A et al. 2014. Earthquake model of the Middle East (EMME) project: active faults and seismic sources

- second European conference on earthquake engineering and seismology, 2ECEES, 24–29 Aug 2014, Istanbul, Turkey, Abstract No. 3216
- Gutenberg, B., Richter, C.F. 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34,184–188.
- ICOLD. 2010. Selecting Seismic Parameters for Large Dams. Guidelines, Revision of Bulletin 72 Committee on Seismic Aspects of Dam Design, ICOLD, Paris.
- Idriss, I.M. 2014. An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthq. Spectra*, 30(3),1155-1177.
- Johnston, A.C., Coppersmith, K.J., Kanter, L.R., Cornell, C.A. 1994. The earthquakes of stable continental regions, Volume 1: Assessment of large earthquake potential. ElectricPower Research Institute, Technical Report TR-102261-V1, pp. 1-368.
- Karakhanian, 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.
- Kijko, A., Singh, M. 2011. Statistical tools for maximum possible earthquake magnitude estimation. *Acta Geophysica*, 59(4), 674-700, doi:10.2478/s11600-011-0012-6
- Koçyğit, A., Yilmaz, A., Adamia, Sh. and S. Kuloshvili. 2001. Neotectonics of East Anatolian plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodynamica Acta* 14, 177-195.
- Kondorskaya and Shebalin (Chief Eds).1982. New catalogue of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977. 1982. NOAA, USA, pp. 608.
- 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., Cotton, F. 2016. Partially non-ergodic region specific GMPE for Europe and Middle-East. *Bull. Earthq. Eng.*, 4(4), 1245–1263.
- Lee, W., Larh, S. 1975. HYPO-71 (Revised), a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion patting of local earthquakes. U.S. Geological Survey Open File. Report, 75-311.
- Leonard, M. 2010. Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100, 1971-1988, <https://doi.org/10.1785/0120090189>.
- Lin, P. Sh., Lee, Ch. T. 2008. Ground-motion attenuation relationships for subduction-zone earthquakes in northeastern Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98 (1), 220-240. <https://doi.org/10.1785/0120060002>
- Lolli, B., Gasperini, P., Vannucci, G. 2014. Empirical conversion between teleseismic magnitudes (mb and Ms) and moment magnitude (Mw) at the Global, Euro-Mediterranean and Italian scale. *Geophys. J. Int.* 199, 805–828.
- Lunedei, E. and Malischewsky, P. 2015. ‘A review and some new issues on the theory of the

- H/V technique for ambient vibrations', in *Perspectives on European 21 Earthquake Engineering and Seismology*, Springer, pp. 371–394.
- McGuire, R. K. 1995. Computations of Seismic Hazard. *Annali di Geofisica*, vol. 36, 181–200.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinge, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M., Veis, G. 2000. Global Positioning System Constrains on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, March 10, vol. 105, No. B3, 1695–5719.
- Meffert, B.F. 1932. Geology of oilbearing area of Achara-Imereti chain. *Trudy Vsesojuznogo geologo-razvedochnogo objedinenija*. 1932, Iss. 180, 3–27. (in Russian)
- Meletti, C., Marzocchi, W., D'amico, V., Luzi, L., Martinelli, F., Pace, B., Rovida, A., Visini, F., and Mps16 Working Group. 2019. MPS19: the updated Italian Seismic Hazard model. *Geophysical Research Abstracts*, 21, EGU2019-7372, 2019 EGU General Assembly 2019.
- Mignan A, Danciu L, Giardini D (2015) Reassessment of the maximum fault rupture length of strike-slip earthquakes and inference on M in the Anatolian Peninsula, Turkey. *Seismol Res Lett* 86(3):890–900
- Milanovski, E., Khain, V. 1963. *Geological Structure Of The Caucasus*. Moscow State University, 358 p.
- Montalva, G.A., Bastías, N.,Rodriguez-Marek, A., 2017. Gground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107 (2), 901–911. <https://doi.org/10.1785/0120160221>
- Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quaterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, 30-1, 25–30.
- New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR, 1982. NOAA, USA, 608 p
- Onur, T., R. Gök, T. Godoladze, I. Gunia, G. Boichenko, A. Buzaladze, N. Tumanova, M. Dzmanashvili, L. Sukhisvili, Z. Javakishvili, E. Cowgill, I. Bodndar, and G. Yetirmishli. 2019. Probabilistic Seismic Hazard Assessment for Georgia, doi:10.2172/1511856.
- Pagani, M., Garcia-Pelaez, J., Gee, R., Johnson, K., Poggi, V., Styron, R., Weatherill, G., Simionato, M., Viganò, D., Danciu, L., Monelli, D., 2018. Global Earthquake Model (GEM) Seismic Hazard Map (version 2018.1 - December 2018), doi.org/10.13117/GEM-GLOBAL-SEISMIC-HAZARD-MAP-2018.1
- Pagani, M., Monelli, D., Weatherill, G., Danciu, L., Crowley, H., Silva, V. et al., 2014 OpenQuake-engine: an openhazard (and risk) software for the Global Earthquake Model. *Seismol Res Lett* 85:692–702. doi:10.1785/0220130087
- Pagani, A., Laurenti, R., Binder, C. 2020. "Sustainability Assessment of the Housing System:

- Exploring the Interplay between the Material and Social Systems," i Sustainability Assessments of Urban Systems, Claudia R. Binder, Romano Wyss, Emanuele Massaro red., : Cambridge University Press.
- Papalashvili, V.G., 1981. Development of the network of seismic stations in the Caucasus and some issues of generalization of observational material. Seismological Bulletin of the Caucasus, Tbilisi 1978, Metsniereba Publ. House, pp. 244-279.
- Rastsvetaev, L.M. 1989. Shifts and Alpine geodynamics. Moscow, Nauka, 106-113.
- Rautian, T., 1964. About the determination of the earthquake energy in the distance to 3000 km, In: Riznichenko, Yu. (Ed.), Experimental seismicity. Publ. Academy of Sciences of USSR, Moscow, pp. 88-89.
- Rautian, T., Khalturin, V.I., 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. Bull. Seism. Soc. Am. 68904–68922.
- 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.
- Sánchez-Sesma, F.J. 2017. Modeling and inversion of the microtremor H/V spectral ratio: physical basis behind the diffuse field approach. Earth, Planets and Space volume 69, Article number: 92 .
- Sargsyan, G.V., Abgaryan, G.R., Mkhitarian, K.A., Mugnetsyan,, E.A., Mazmanian, L.V., Karapetyan, A.R., Suvaryan, L.G., 2017. Seismic conditions of the territory of Armenia and adjacent areas after the 1988 Spitak earthquake. Gyumri, Pub. house of Eldorado, 279 p.
- Sesetyan, K., Danciu, L., Demircioglu, M. B., Giardini, D., Erdik, M., Akkar, S., Gulen, 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, O., 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, 16(8), 3535-3566, doi:10.1007/s10518-018-0346-4.
- Şeşetyan, K., Demircioğlu, M.B., Duman, T.Y., Çan, T., Tekin, S., Azak, T.E., Fercan, Ö. Z., 2018. A probabilistic seismic hazard assessment for the Turkish territory-Part I: The area source model. Bull. Earthq. Eng., 16(8), 3367-3397, doi:10.1007/s10518-016-0005-6.
- Shebalin, NV, Tatevosian, RE, 1997. Catalogue of large historical earthquakes of the Caucasus, in: Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Edited by D. Giardini and S. Balassanian, NATO ASI Series, 2, 201–232.
- Shebalin N. V., Trifonov V. G., Kozhurin A. I., Ulomov V. I., Tatevossian R. E., Ioffe A. I. A unified seismotectonic zonation of Northern Eurasia. Journal of Earthquake Prediction Research, v. 8, 2000, 831.
- Sikharulidze, D., Tutberidze, N., Diasamidze, Sh., Bochorishvili, S., 2004. The structure Of

- the Earth's crust and the upper mantle in Georgia and the adjacent territories. *J. of the Georgian Geophys. Society*, 9A, 12-19.
- Stepp, J.C., 1972. Analysis of the completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard, *Proceedings of the International Conf. on Microzonation for Safer Construction: Research and Application*, Seattle, Washington 64, 1189-1207.
- Storchak, D.A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Harris, J., Engdahl, E.R., Lee, W.H.K., Villaseñor, A., Bormann, P., Ferrari, G., 2015. ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 48-63. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009>
- Tibaldi, A., Tsereteli, N., Varazanashvili, O., Babayev, G., Barth, A., Mumladze, T., Bonali, F.L., Russo, E., Kadirov, F., Yetirmishli, G., Kazimova, S., 2020. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus. *Journal of Asian Earth Sciences*. *Journal of Asian Earth Sciences*. Volume 188. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104108>
- 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., Tanircan, G., Safak, E., Varazanashvil, O., Chelidze, T., Gvencadze, A., Goguadze, N., 2012. Seismic hazard assessment for Southern Caucasus - Eastern Turkey energy corridors: the example of Georgia. In: Barry DL, Coldewey WG, Reimer DWG, RudakovDV (eds) *Correlation between human factors and the prevention of disasters*, vol 94. IOS Press, Amsterdam, pp. 96-111.
- Tsereteli, N., Tibaldi, A., Alania, V., Gventsadse, A., Enukidze, O., Varazanashvili, O., Müller, B. I. R. 2016. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics*, 691, 328–344, doi: 10.1016/j.tecto.2016.10.025 S0040-1951(16)30478-4
- Tsereteli, N., Danciu, L., Varazanashvili, O., Sesetyan, K., Qajaia, L., Sharia, T., Svanadze, D., Khvedelidze, I. 2021. The 2020 National Seismic Hazard Model for Georgia (Sakartvelo). *Building Knowledge for Geohazard Assessment and Management in the Caucasus and other Orogenic Regions* (eds. F. L. Bonali, F. P. Mariotto, N. Tsereteli). Springer. Part of the *NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security* book series (NAPSC). Chapter 8, pp. 131-168.
- Uhrhammer, R., 1986, Characteristics of Northern and Central California Seismicity, *Earthquake Notes*, 57(1), 21.
- Varazanashvili, O., Tsereteli, N., Tsereteli, E., 2011. Historical earthquakes in Georgia (up to 1900): source analysis and catalogue compilation. Monograph, Pub. House MVP, Tbilisi, 81 p.
- Varazanashvili, O., Tsereteli, N., Bonali, F.L., Arabidze, V., Russo, E., PasquaréMariotto, F., Gogoladze, Z., Tibaldi, A., Kvavadze, N., Oppizzi, P., 2018. GeoInt: the first macroseismic intensity database for the Republic of Georgia. *Journal of Seismology*, 22(3), 625-667.

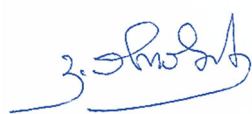
- Varazanashvili, O., Tsereteli, N. 2020. Models of seismic source zones (SSZs) and their parameterization for Georgia and the surrounding region. Abstract_08 - NATO Advanced Research Workshop G5566 - 8-10 October 2019, Tbilisi, Georgia. <http://www.2019tbilisinatoworkshop.unimib.it/abstracts/>
- Weichert, D.H., 1980. Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70(4), 1337-1346.
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wheeler, R.L., 2009. Methods of M_{\max} estimation east of the Rocky mountains. Open-File Report 2009-1018. Prepared with funding from the U.S. Nuclear Regulatory Commission, <https://doi.org/10.3133/ofr20091018>
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyse seismicity: ZMAP. *Seismol. Res. Lett.* 72(3), 373-382.
- Wiemer, S., Danciu, L., Edwards, B., Marti, M., Fäh, D., Hiemer, S., Wössner, J., Cauzzi, C., Kästli, P., Kremer, K., 2016. Seismic Hazard Model 2015 for Switzerland (SUIhaz2015). Report. Swiss Seismological Service (SED) at ETH Zurich, doi: 10.12686/a2
- Woessner, J., Laurentiu, L., Giardini, D., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Valensise, G., Arvidsson, R., Basili, R., Demircioglu, M. B., Hiemer, S., Meletti, C., Musson, R. W., Rovida, A. N., Sesetyan, K., Stucchi, M. 2015. The 2013 European Seismic Hazard Model: key components and results. *Bulletin of Earthquake Engineering* volume, 13, 3553-3596.
- Youngs, R.R., Chiou, B.S.J., Silva, W.J., Humphrey, J.R., 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismol. Res. Lett.* 68, 58-73.
- Zare, M., Amini, H., Yazdip., Sesetyan, K., Demircioglu, M.B., Kalafat, D., Erdik, M., Giardini, D., Khan, M.A., Tsereteli, N., 2014. Recent developments of the Middle East catalog. *Journal of Seismology*. 18(4), 749-772, doi:10.1007/s10950-014-9444-1
- Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G., Fukushima, Y., 2006. Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classifications based on predominant period. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 898-913.

ნაწილი 3

სეისმურობის დაზუსტება,
საანგარიშო აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა,
დრეკადი და საანგარიშო სპექტრების აგება.

ძირითად შემსრულებელთა სია:

ვახტანგ არაბიძე



დოქტორი ტექნიკაში, პროფესორი

სარჩევი

3.1	სამშენებლო უბნის სეისმურობის დაზუსტება	3-4
3.1.1	სამშენებლო მოედნისათვის V_P , V_S , ρ და T_0 -ის საანგარიშო სიდიდეების დადგენა	3-4
3.1.2	სეისმურობის დაზუსტება ბალებში და საანგარიშო აჩქარებებში.	3-6
3.2	საანგარიშო აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა	3-9
3.2.1	აქსელეროგრამების შერჩევა ზოგადი პრინციპებით	3-9
3.2.2	აქსელეროგრამების შერჩევა პაკეტისათვის	3-12
3.3	დრეკადი და საანგარიშო სპექტრების აგება	3-22
3.3.1	„ევროკოდი-8“-ის დრეკადი სპექტრები	3-22
3.3.2	„ASCE/SEI 7-16“-ის საანგარიშო სპექტრები	3-27
3.3.3	სამშენებლო ნორმების საანგარიშო სპექტრები	3-30
	ნაწილი 3-ის დასკვნები და რეკომენდაციები	3-33
	გამოყენებული ლიტერატურა	3-35

3.1. სამშენებლო უბნის სეისმურობის დაზუსტება

3.1.1 სამშენებლო მოედნისათვის V_P , V_S , ρ და T_0 -ის საანგარიშო სიდიდეების დადგენა

პირველ ეტაპზე ჩატარებული გეოფიზიკური კვლევების მიხედვით შესწავლილი იქნა თერთმეტი სეისმური პროფილი საერთო სიგრძით 644 მეტრი, თითოეული პროფილი გამოკვლეულ იქნა 30-40 მეტრ სიღრმეზე. ანალიზის შედეგად მთლიანად სამშენებლო უბნისთვის მიღებული იქნა გასაშუალოებული განივი ტალღის სიჩქარის მნიშვნელობა 30 მეტრიანი ფენისათვის, რომელიც შეადგენს $V_{S30} = 896$ მ/წმ-ს. მიღებული შედეგების სტანდარტული სტატისტიკური დამუშავებით ვღებულობთ, რომ:

გრძივი ტალღის სიჩქარე $V_{P30} = 1801 \pm 90$ მ/წმ;

განივი ტალღის სიჩქარე $V_{S30} = 896 \pm 45$ მ/წმ;

სიმკვრივე $\rho_{30} = 2195 \pm 58$ კგ/მ³.

სამშენებლო ტერიტორიაზე მიღებულ ჭრილებზე გეოფიზიკური მონაცემების მიხედვით უმთავრესად დაიკვირვება ფიზიკური თვისებებით განსხვავებული სამი ფენი (იდენტიფიკაცია განხორციელდა საინჟინრო გეოლოგიური შედეგების გათვალისწინებით [3.1]): ფენი1 – ქვიშიანი თიხა ხვინჭით, ქვიშის ლინზებით, სუსტად ტენიანი; ფენი2 – საშუალო და სუსტად გამოფიტული, საშუალო სიმტკიცის და მტკიცე წვრილმარცვლოვანი ტუფი, ნაპრალოვანი; ფენი3 – საშუალოდან სუსტ გამოფიტვამდე სუსტი და საშუალო სიმტკიცის იგნიმბრიტები.

სამშენებლო ნორმების პნ 01.01-09 [3.2], ცხრილი 1-ის მე-2 შენიშვნის შესაბამისად „სამშენებლო მოედნის არაერთგვაროვანი გრუნტების შემთხვევაში, თავისი სეისმური თვისებებით, ისინი მიეკუთვნებიან უფრო არახელსაყრელ გრუნტის კატეგორიას, თუ გრუნტის 10 მ-იან შრის ფარგლებში (დაგეგმარების ნიშნულიდან) არახელსაყრელი შრე ხასიათდება 5 მ-ზე მეტი სისქით“.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე სეისმურობის შეფასებისას, ვხელმძღვანელობთ დაგეგმარების ნიშნულიდან 10 მეტრიანი სიღრმით, ანუ 1 თავში ჩატარებული კვლევებით მიღებული მონაცემების კორექტირება უნდა განხორციელდეს აღნიშნულის

შესაბამისად, რის შედეგადაც ვღებულობთ, რომ

გრძივი ტალღის საანგარიშო სიჩქარე $V_p = 1116 \pm 127$ მ/წმ;

საანგარიშო სიმკვრივე $\rho = 1920 \pm 159$ კგ/მ³.

ნაგებობის რეაქციის ზუსტი შეფასებისათვის მნიშვნელოვანია არაერთგვაროვანი ფუძისათვის რხევების დომინანტური პერიოდების განსაზღვრა განხორციელდეს ფუძისა და ნაგებობის ერთობლივი მუშაობის გათვალისწინებით. როდესაც არ არსებობს ექსპერიმენტული მონაცემები, მაშინ შესაძლებელია გამოყენებულ იქნას ანალიტიკურად მიღებული ფორმულები, კერძოდ მრავალშრიანი ფუძისათვის, როდესაც შრეების მონაცემები მკვეთრად არ განსხვავდებიან, მაშინ საკუთარი რხევების დომინანტური პერიოდის განსაზღვრისას შესაძლებელია ვისარგებლოთ შემდეგი ფორმულით,

$$T_0 = 4H_s \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n \rho_k \left[H_k + \frac{H_s}{\pi} \left(\sin \frac{\pi h_k}{H_s} - \sin \frac{\pi h_{k-1}}{H_s} \right) \right]}{\sum_{k=1}^n G_k \left[H_k - \frac{H_s}{\pi} \left(\sin \frac{\pi h_k}{H_s} - \sin \frac{\pi h_{k-1}}{H_s} \right) \right]}} \quad (3.1.1)$$

სადაც, T_0 - საკუთარი რხევების მთავარი დომინანტური პერიოდი; k - შრეების რაოდენობა; H_k , ρ_k და G_k - შესაბამისად k შრის სიმძლავრე, სიმკვრივე და ძვრის მოდულია; H_s - ყველა შრის საერთო სიმძლავრეა (ჩვენ შემთხვევაში შეადგენს 30 მეტრს).

აღნიშნული ფორმულით დათვლილ იქნა ყველა პროფილისათვის მთავარი დომინანტური პერიოდი და შემდგომ შეფასდა საშუალო მნიშვნელობა და მისი ცვლილების დიაპაზონი (საშუალო კვადრატული გადახრა), რომელმაც შეადგინა

$$T_0 = 0.1860 \pm 0.0423 \text{ წმ}$$

3.1.2 სეისმურობის დაზუსტება ბალებში და საანგარიშო აჩქარებებში

სამშენებლო მოედნის სეისმურობის დაზუსტება განხორციელდა სეისმური სიხისტეების მეთოდით, რომელიც გულისხმობს სეისმურობის დაზუსტებას, ეტალონური გრუნტის აკუსტიკური სიხისტის შედარებით საკვლევი გრუნტის სიხისტესთან და იანგარიშება შემდეგი ფორმულით [3.3, 3.4, 3.5]

$$I = I_0 + \Delta I \quad (3.1.2)$$

სადაც, I არის დაზუსტებული ბალიანობის მნიშვნელობა; I_0 - ეტალონური გრუნტის ბალიანობა, რომელიც განისაზღვრება სეისმური მიკროდარაიონებით; ΔI - ბალიანობის ნამატი, რომელიც განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით

$$\Delta I = 1.67 \lg(V_0 \times \rho_0 / V_i \times \rho_i) \quad (3.1.3)$$

სადაც, V_0 და ρ_0 არის ეტალონური გრუნტისათვის შესაბამისად დრეკადი განივი (ან გრძივი) ტალღის სიჩქარე და სიმკვრივე, V_i და ρ_i არის საკვლევი გრუნტისათვის შესაბამისი სიჩქარე და სიმკვრივე ($V_p = 1116 \pm 127$ მ/წმ; $\rho = 1920 \pm 159$ კგ/მ³).

სამშენებლო ტექნიკური რეგლამენტის პნ 01.01-09 „სეისმომედეგი მშენებლობა“ [3.2] მე-3 მუხლის მე-15 პუნქტის მიხედვით, იმავე დოკუმენტის 1-ლი დანართში განსაზღვრული საანგარიშო ბალი და პიკური ჰორიზონტალური აჩქარების მნიშვნელობები მიეკუთვნება საშუალო (მე-II კატეგორიის) სეისმური თვისებების მქონე გრუნტებს, რომლებისათვისაც გრუნტების სიხისტისათვის აუცილებელი პარამეტრებია $V_{p0}=500-700$ მ/წმ და $\rho_0 = 1700-1800$ კგ/მ³ [3.3, 3.4, 3.5], ხოლო საწყისი ბალიანობა დაბა კაზრეთისათვის შეადგენს 9 ბალს (იმავე დოკუმენტის დანართი 1, 3347 სტრიქონი). თუ ბალიანობის ნამატს დავითვლით საშუალო გრუნტებისათვის მივიღებთ, რომ

$$\Delta I = 1.67 \lg [(600 \pm 100) \times (1750 \pm 50) / ((1116 \pm 127) \times (1920 \pm 159))] =$$

$$= (-0.3778 \pm 0.0431) \text{ (-0 ბალი)}.$$

აკუსტიკური სიხისტეების მეთოდით სამშენებლო ტერიტორიაზე ანგარიშით მიღებული ბალიანობის ნაზრდმა, ეტალონური ბალიანობა 9-ისათვის შეადგინა $\Delta I = (-0.3778 \pm 0.0431)$ (0 ბალი), ესეიგი დაზუსტებული ბალიანობის მნიშვნელობა და შესაბამისად საანგარიშო სეისმურობა სამშენებლო მოედნისათვის შეადგენს $I = 9$ ბალს.

სამშენებლო ტექნიკური რეგლამენტის პნ 01.01-09 „სეისმომდეგე მშენებლობა“ [3.2] მე-3 მუხლის მე-16 პუნქტის მიხედვით, ვინაიდან სამშენებლო უბნის სეისმურობა არ იცვლება, ამიტომ იმავე დოკუმენტის 1-ლი დანართით განსაზღვრული მაქსიმალური ჰორიზონტალური აჩქარების მნიშვნელობა, არ უნდა შეიცვალოს ან უნდა დაკორექტირდეს შემდეგი ფორმულით [3.3, 3.4, 3.5]:

$$\lg A/A_0 = [1.67 \lg (V_0 \times \rho_0 / V_i \times \rho_i)] / 3.3 \quad (3.1.4)$$

სადაც, A საკვლევი უბნის გრუნტის მაქსიმალური აჩქარების მნიშვნელობაა; A_0 - იგივე ეტალონურ გრუნტში (განსაზღვრულია მე-2 ნაწილში და შეადგენს $A_0 = 0.81 \text{ გ-ს}$); V_0 წარმოდგენილია წინამდებარე ანგარიშის მე-2 ნაწილში განსაზღვრული ეტალონური სიდიდით და შეადგენს 760 მ/წმ ; ρ_0 არის ეტალონური სიმკვრივე და შეადგენს 2200 კგ/მ^3 ; V_i და ρ_i არის საკვლევი გრუნტისათვის შესაბამისად განივი ტალღის სიჩქარისა და სიმკვრივის მნიშვნელობები და შეადგენს $V_s = 896 \pm 45 \text{ მ/წმ}$; $\rho = 2195 \pm 58 \text{ კგ/მ}^3 \text{ ე.ი.}$

$$\lg A/A_0 = \{1.67 \lg [(760 \times 2200) / ((895 \pm 45) \times (2195 \pm 58))] / 3.3\} =$$

$$= (-0.02639 \div 0.06404)$$

შესაბამისად

$$A/A_0 = 10^{[(-0.02639) \div (-0.06404)]} = [0.8628 \div 0.9410] \approx 0.9$$

$$A = A_0 \times 0.9 = 0.81 \times 0.9 = 0.729 \text{ g (7.1515 მ/წმ}^2\text{)}.$$

ანალიზის შედეგად მივიღეთ, რომ საანგარიშო ჰორიზონტალური აჩქარების მნიშვნელობა მცირდება 10%-ით და შეადგენს **0.729 g**-ს (**7.1515 მ/წმ²**).

კუდსაცავის სამშენებლო მოედანზე ტოპო რუკის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ რელიეფის დახრა მდინარის დინების მიმართულებით შეადგენს 3-9°, ხოლო მის მართობულად (ფერდებზე) 4-14°. აღნიშნული სიდიდეები არ აღემატება 15°-ს, ამიტომ სეისმურ ზემოქმედებაზე გაანგარიშებების დროს არ არის აუცილებელი რელიეფის (ტოპოგრაფიული) გაძლიერების კოეფიციენტის გათვალისწინება (პნ 01.01-09 [3.2], მუხლი 3, 317; EN 1998-5. 2004. A დანართი, პუნქტი A.2 [3.6]).

3.2. აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა

3.2.1 აქსელეროგრამების შერჩევა ზოგადი პრინციპებით

სამშენებლო ობიექტისათვის საანგარიშო აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევას ძირითადად ახორციელებენ შესასწავლი ტერიტორიის სეისმოლოგიური მონაცემების, ჩამწერი სეისმომეტრიული სადგურების მონაცემების, ტერიტორიის ლოკალური პატამეტრების და საპროექტო ნაგებობის მოდალური მახასიათებლების მიხედვით.

ნახ. 3.2.1-ზე ილუსტაციის მიზნით წარმოდგენილია აქსელეროგრამის შერჩევა მოსალოდნელი მიწისძვრის ისეთი კრიტერიუმებით, როგორიცაა: მიწისძვრის სახელი; ქვეყანა; რეგიონები; თარიღი; ეპიცენტრალური კოორდინატები; ფოკალური სიღრმე; მაგნიტუდა; ეპიცენტრალური ინტენსივობა; მიწისძვრის მექანიზმი.

Earthquake criteria [Station criteria](#) [Waveform criteria](#)

Earthquake Name: ☐ Achaia
Earthquake Country: ☐ Albania
Flinn-Engdahl Region: ☐ Adriatic Sea
Date (dd/mm/yyyy): ☐ 11/03/1933 - 26/11/2018
Epicentre Latitude: ☐ 0.00 ° - 90.00 ° (N is positive)
Epicentre Longitude: ☐ -180.00 ° - 180.00 ° (E is positive)
Focal Depth: ☐ 0 km - 700 km
Magnitude: ☐ 0 - 9 (any scale)
Epicentral Intensity: ☐ I - I (any scale)
Fault Mechanism: ☐ normal

ნახ. 3.2.1 აქსელეროგრამის შერჩევა მიწისძვრის კრიტერიუმებით.

ნახ. 3.2.2-ზე ილუსტაციის მიზნით წარმოდგენილია აქსელეროგრამის შერჩევა ჩამწერი სეისმომეტრიული სადგურის ისეთი კრიტერიუმებით, როგორიცაა: ჩამწერი სადგურის ნომერი; ლოკაციის კოორდინატები; შენობის ტიპი; ლოკალური გეოლოგია; 30 მეტრიანი ფენის განივი ტალღის საშუალო სიჩქარე.

Station criteria [Earthquake criteria](#) [Waveform criteria](#)

Station Name: ☐ 31km (A380 road) ▼

Station Country: ☐ Albania ▼

Location Latitude: ☐ 0.00 ° - 90.00 ° (N is positive)

Location Longitude: ☐ -180.00 ° - 180.00 ° (E is positive)

Building Type: ☐ unknown ▼

Local Geology: ☐ unknown ▼

Vs_{30m}: ☐ 0 m/s - 3000 m/s

ნახ. 3.2.2 აქსელეროგრამის შერჩევა სეისმური სადგურის მონაცემებით.

ნახ. 3.2.3-ზე ილუსტაციის მიზნით წარმოდგენილია აქსელეროგრამის შერჩევა მიწისძვრის ტალღების ისეთი კრიტერიუმებით, როგორიცაა: ეპიცენტრალური და ჰიპოცენტრალური მანძილი; კუთხის აზიმუტი; ლოკალური ინტენსივობა; პიკური ჰორიზონტალური აჩქარება, პიკური ვერტიკალური აჩქარება.

Waveform criteria [Earthquake criteria](#) [Station criteria](#)

Epicentral-Distance: ☐ 0 km - 600 km

Fault-Distance: ☐ 0 km - 600 km

Source-Station Azimuth: ☐ 0 ° - 360 °

Local Intensity: ☐ I ▼ - I ▼

PHA: ☐ 0 m/s² - 30 m/s²

PVA: ☐ 0 m/s² - 30 m/s²

ნახ. 3.2.3 აქსელეროგრამის შერჩევა მიწისძვრის ტალღების კრიტერიუმებით.

ჩვენ შემთხვევაში საინჟინრო-სეისმოლოგიური მონაცემები აღებულია ანგარიშის მე-2 ნაწილიდან, საინჟინრო-გეოლოგიური კი - გეოლოგიური კვლევების დასკვნიდან [3.1], ხოლო სიჩქარეები წინამდებარე ნაშრომის 1 და მე-3 ნაწილებიდან.

როგორც ზევით ავღნიშნეთ აქსელეროგრამების შერჩევისას (განსაკუთრებით მაღალი რისკის ნაგებობებისათვის) მნიშვნელოვანია მოდელი „ნაგებობა-გრუნტი“-ს მოდალური მახასიათებლების ცოდნა.

ცნობილია, რომ ერთნაირ სეისმოლოგიურ უბნებზე განთავსებული სხვადასხვა ფერდობისა და გეოლოგიური სტრუქტურის მქონე ფუძე-გრუნტებზე განთავსებული ნაგებობები მიწისძვრის დროს ღებულობს სხვადასხვა რეაქციას, შესაბამისად უმნიშვნელოვანესია ნაგებობების დინამიკური მახასიათებლების ცოდნა სამშენებლო მოედანზე არსებული ფუძე-გრუნტების გათვალისწინებით.

ჩვენს მიერ 3.1.1-ში განსაზღვრულ იქნა მრავალშრიანი ფუძის საკუთარი რხევების მთავარი დომინანტური პერიოდის სიდიდე, რომელიც წარმოდგენილია შემდეგი დიაპაზონით $T_0 = 0.1860 \pm 0.0423$ წმ.

ანალოგიური შედეგები მიიღება ფუძე-გრუნტების რეზონანსული რხევების პერიოდის განსაზღვრისათვის განკუთვნილი ფორმულის გამოყენებით [3.7]

$$T_{რეზ, n} = 4 * H / V_s * (2n-1) \quad (3.2.1)$$

სადაც, $T_{რეზ, n}$ საკვლევ უბნზე გრუნტის რეზონანსული რხევების პერიოდია, წმ; H - ფენის (შრის) სიმძლავრე მეტრებში (ჩვენ შემთხვევაში $H = 30$ მ); V_s განივი სეისმური ტალღის გავრცელების სიჩქარე, მ/წმ; n - რხევის ფორმა. საკვლევი გრუნტისათვის შესაბამისად განივი სეისმური ტალღის სიჩქარე შეადგენს $V_{s30} = 896 \pm 45$ მ/წმ.

$$T_{რეზ, 1} = 4 * 30 / (896 \pm 45) = 0.14705 \div 0.23540 \text{ წმ}$$

$$T_{რეზ, 2} = 4 * 30 / [(896 \pm 45) * 3] = 0.04902 \div 0.07847 \text{ წმ}$$

აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევა (მიწისძვრების ჩანაწერების დომინანტური პერიოდების მიხედვით) უნდა განხორციელდეს გრუნტების რეზონანსული და ნაგებობის ძირითადი დომინანტური საკუთარი რხევების პერიოდების ზემოაღნიშნულ სპექტრალურ ზოლში.

3.2.2 აქსელეროგრამების შერჩევა პაკეტისათვის

საანგარიშო აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევისათვის გამოყენებულ იქნა, ინტერნეტის ქსელში მოძიებული რესურსები, კერძოდ - ბერკლის უნივერსიტეტის „Pacific Earthquake Engineering Research Center: NGA Database“, გაერთიანებული ევროპის პროექტის „Internet-Site for European Strong-Motion DataBase“ და იტალიური აქსელერომეტრიული არქივის - Italian Accelerometric Archive მონაცემთა ბანკში არსებული აქსელეროგრამები. ქვემოთ მოყვანილია ინტერნეტ საიტები სადაც შესაძლებელია ძლიერი მიწისძვრების ჩანაწერების მოძიება და შერჩევა.

International Strong Motion Databases

Global databases: [PEER Strong Motion Database](#), [COSMOS Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems](#), [Center for Engineering Strong-Motion Data](#)

National databases: [Strong-Motion Sismograph Networks \(K-NET, KiK-net\) \(Japan\)](#), [Strong Motion Database of Turkey](#), [Italian ACcelerometric Archive](#), [Euroseistest database \(Greece\)](#), [Unified HEllenic Accelerogram Database \(Greece\)](#), [Swiss National Strong Motion Network](#), [Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering \(Greece\)](#), [Guerrero Accelerograph Network \(Mexico\)](#), [GeoNet \(New Zealand\)](#).

კვლევების შედეგად მონაცემთა ბაზებიდან საპროექტო ნაგებობის ტერიტორიის საინჟინრო-სეისმოლოგიური პარამეტრებისა და ნაგებობის სავარაუდო დინამიკური მახასიათებლების გათვალისწინებით, შერჩეულ იქნა შემდეგი აქსელეროგრამები:

- 1935 წლის 31 ოქტომბრის „Helena“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 1999 წლის 17 აგვისტოს „Izmit“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 2004 წლის 28 სექტემბრის „Parkfield-02“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 1999 წლის 12 ნოემბრის „Duzce“-ს მიწისძვრის ერთი სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 1979 წლის 15 აპრილის „Montenegro“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 1976 წლის 11 მაისის „Friuli“-ის მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 1971 წლის 9 თებერვლის „SanFernando“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი;
- 1994 წლის 17 იანვრის „Northridge“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტიანი ჩანაწერი.

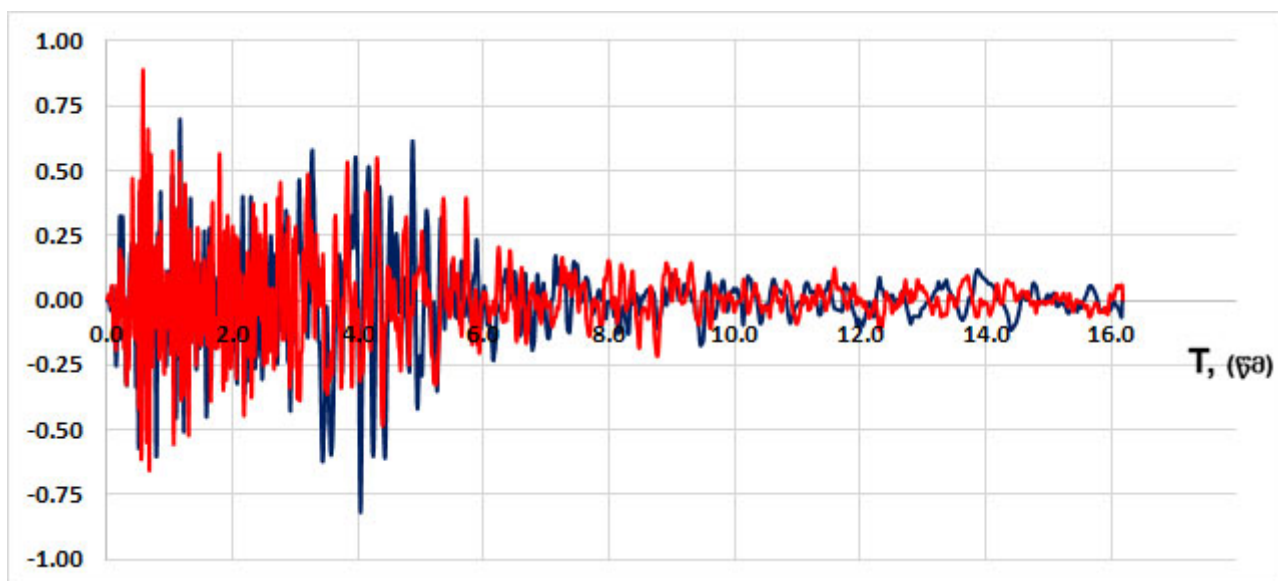
საინჟინრო-სეისმომეტრული ინფორმაციის დამუშავების და გამოყენების სახელმძღვანელოებში და რეკომენდაციებში [3.8] დეტალურადაა აღწერილი სამუშაო მეთოდოლოგია და ამიტომ მათ აღწერას აქ არ მოვიყვანთ.

ავღნიშნავთ მხოლოდ აქსელეროგრამების ნორმირების პროცესს: სამკომპონენტიანი აქსელეროგრამების X და Y მდგენელების კვადრატები ჯამდება და მიღებული შედეგიდან ამოიღება კვადრატული ფესვი ($\text{SQRT}(X^2+Y^2)$). მიღებული შედეგებიდან იძებნება მაქსიმალური მნიშვნელობა და ამ სიდიდეზე იყოფა თითოეული ჩანაწერი (X , Y , Z მდგენელები). ასეთი აქსელეროგრამით განგარიშებისას საკმარისია მაშტაბირების კოეფიციენტად მიეთითოს მაქსიმალური ჰორიზონტალური აჩქარება, ჩვენს შემთხვევაში **0.729 g** (ან **7.1515 მ/წმ²**).

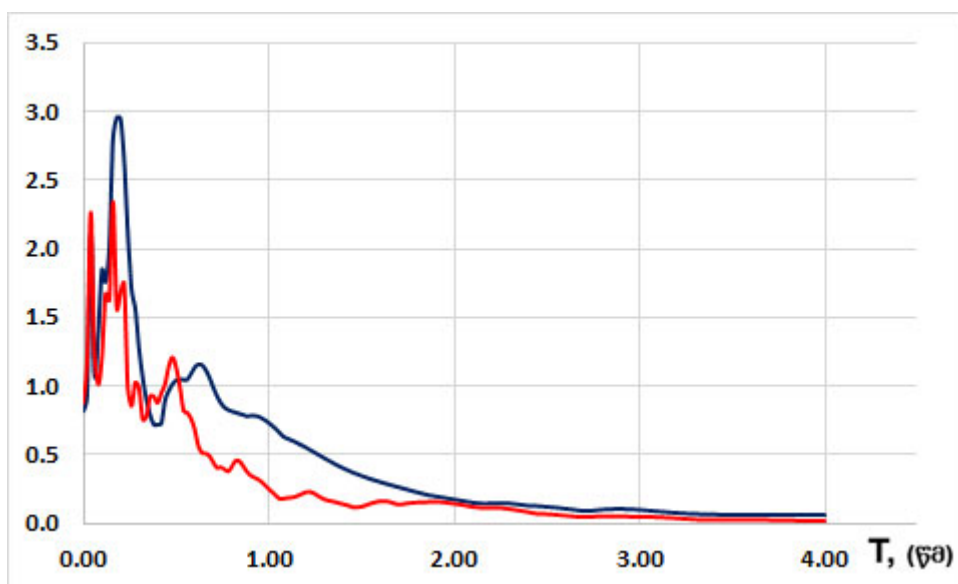
ქვევით ნახ. 3.2.4-3.2.11 მოყვანილია შერჩეული აქსელეროგრამების ნორმირებული ჩანაწერები და სპექტრები.

აღნიშნული აქსელეროგრამების ორიგინალური და ნორმირებული ჩანაწერები ციფრული სახით მოცემულია ელექტრონულ ვერსიაში (CD დისკზე), რომელიც თანერთვის წინამდებარე ანგარიშს.

ა)



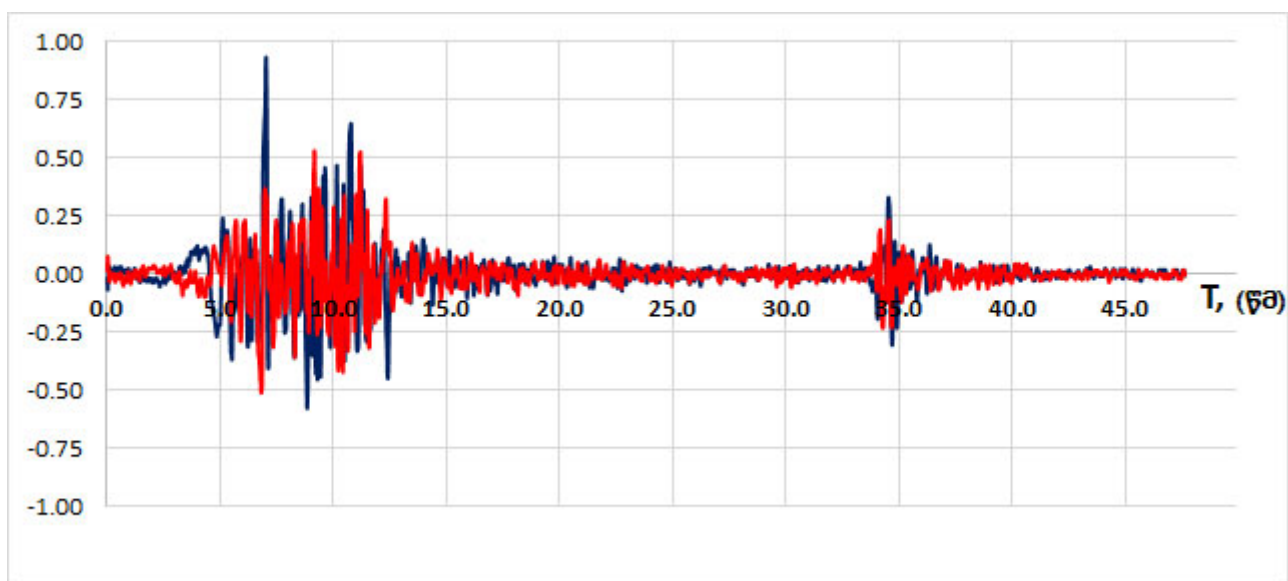
ბ)



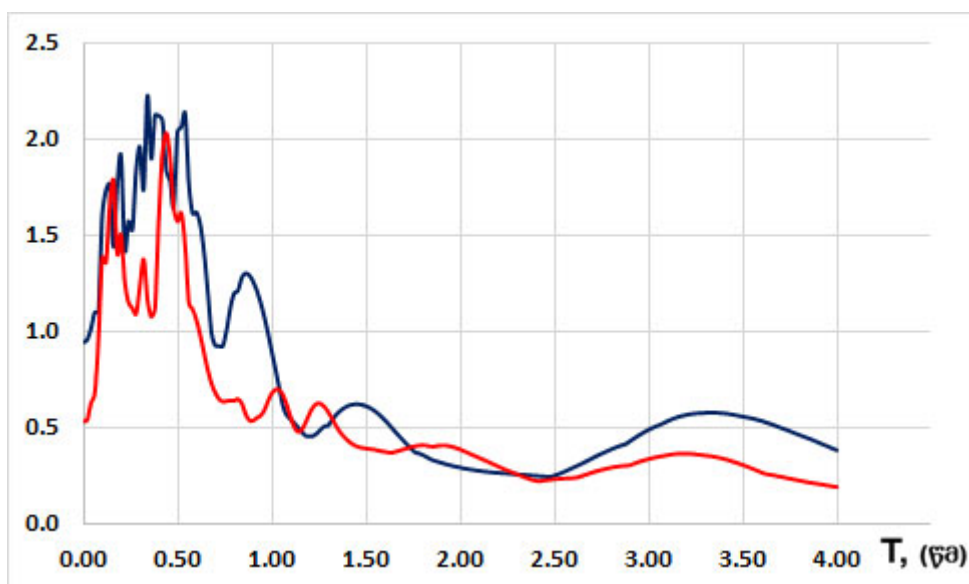
ნახ. 3.2.4. 1976 წლის 11 მაისის „Friuli“-ის მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



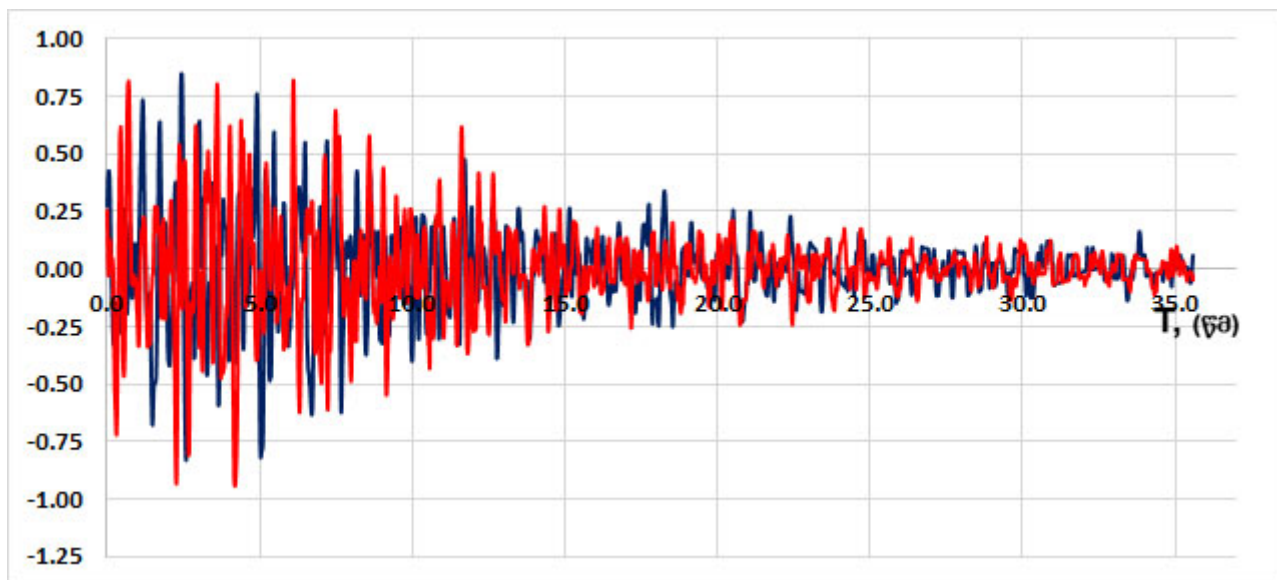
ბ)



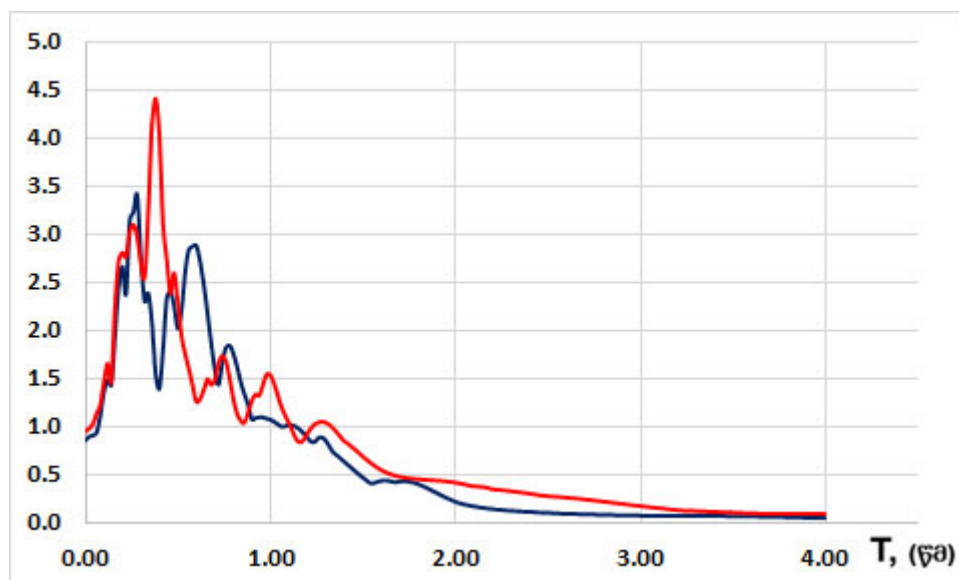
ნახ. 3.2.5. 1999 წლის 17 აგვისტოს „Izmit“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



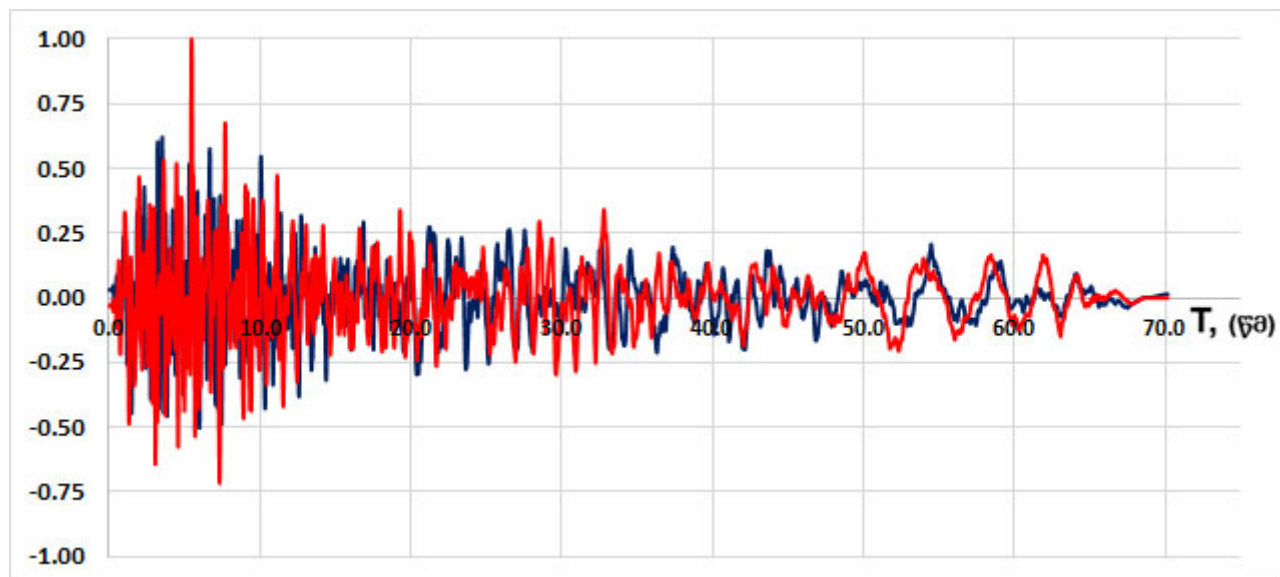
ბ)



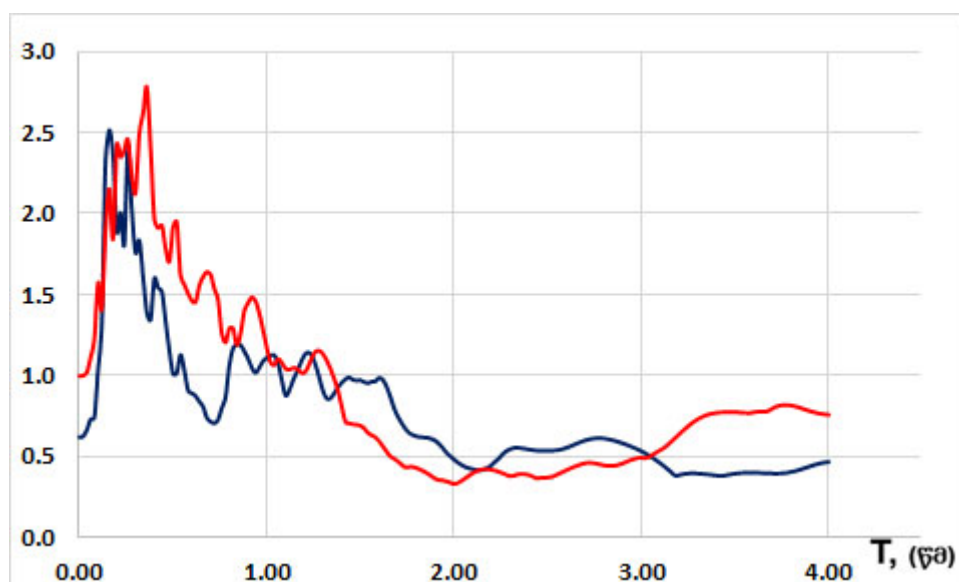
ნახ. 3.2.6. 1979 წლის 15 აპრილის „Montenegro“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



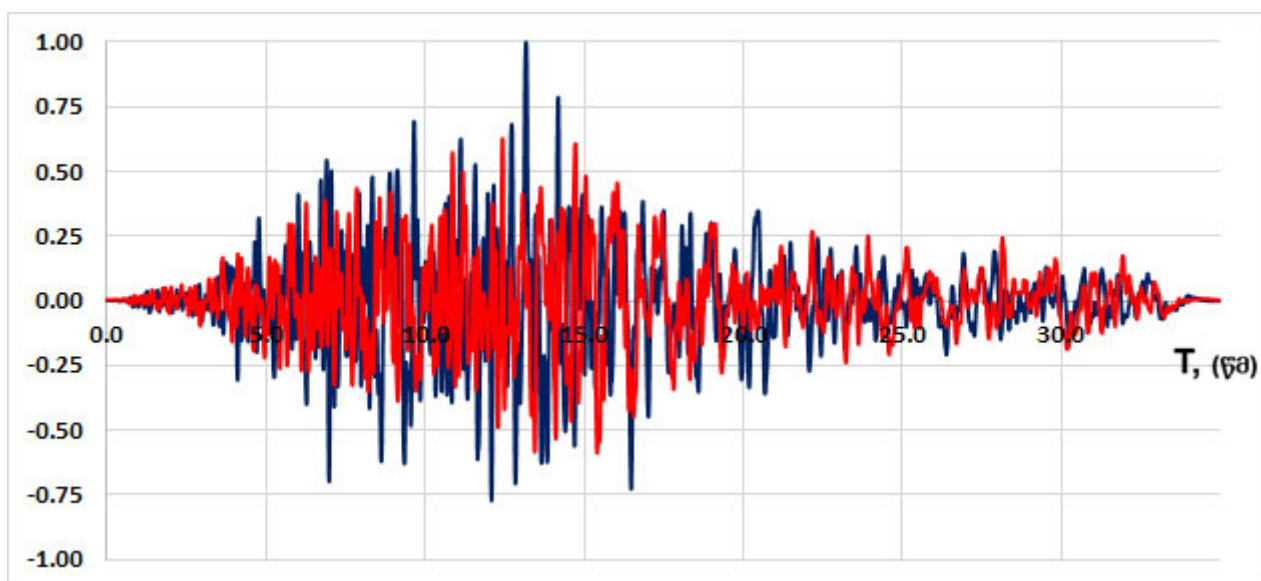
ბ)



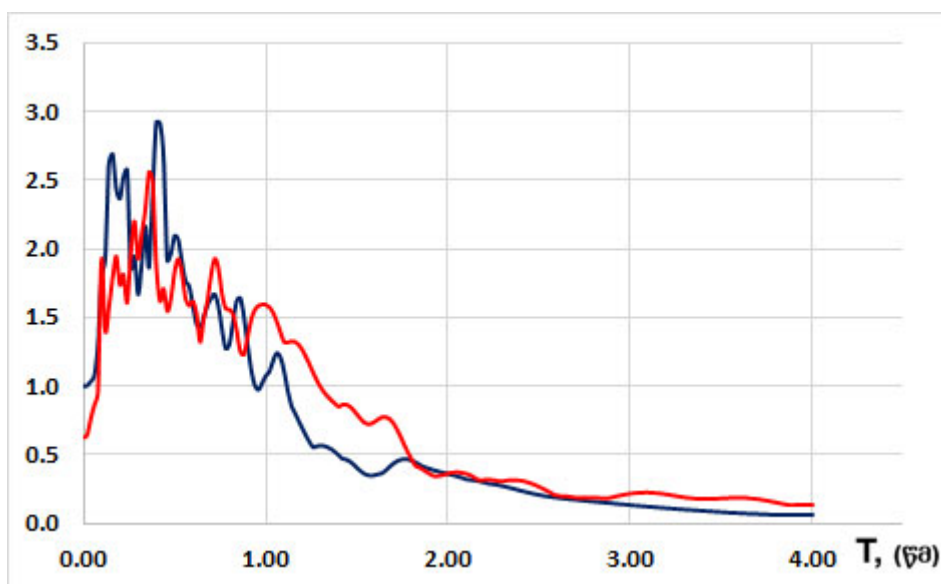
ნახ. 3.2.7. 1971 წლის 9 თებერვლის „SanFernando“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



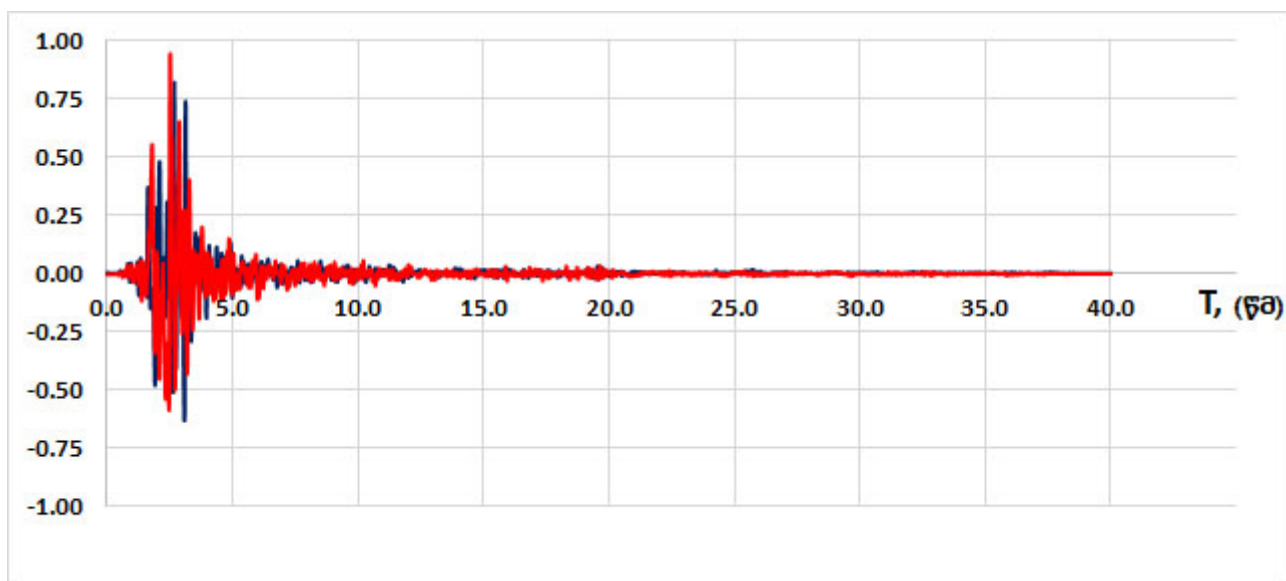
ბ)



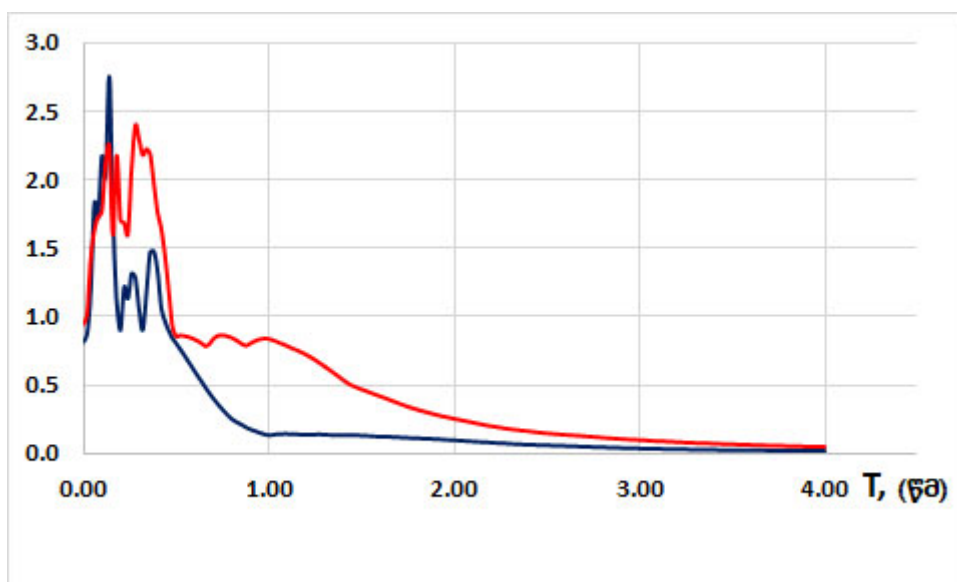
ნახ. 3.2.8. 1994 წლის 17 იანვრის „Northridge“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



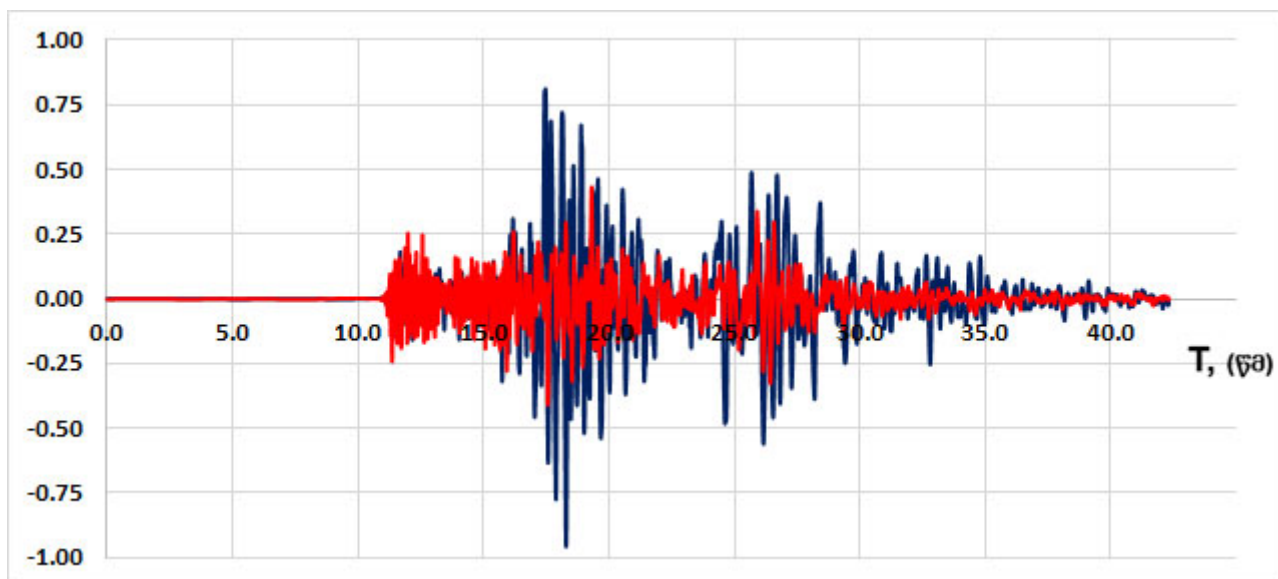
ბ)



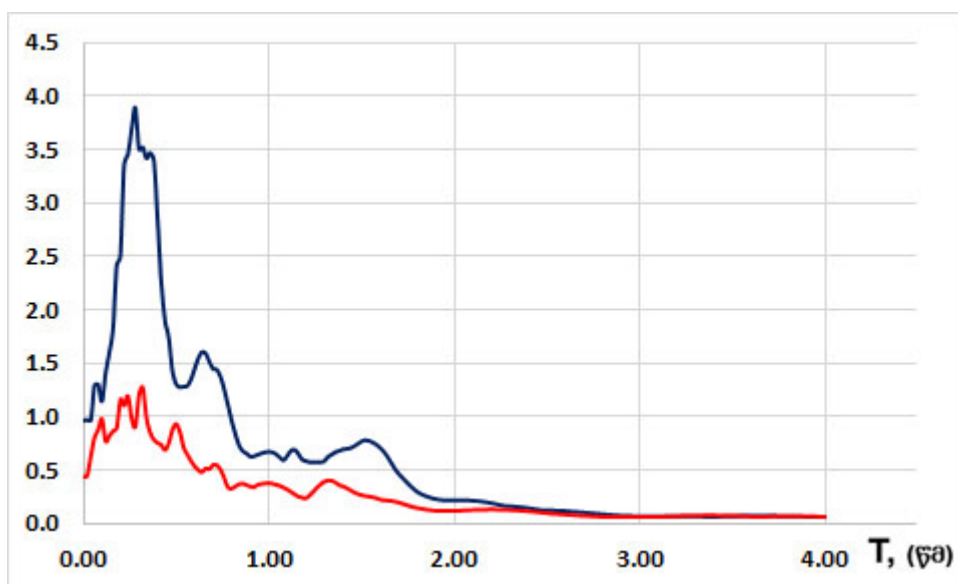
ნახ. 3.2.9. 1935 წლის 31 ოქტომბრის „Helena“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



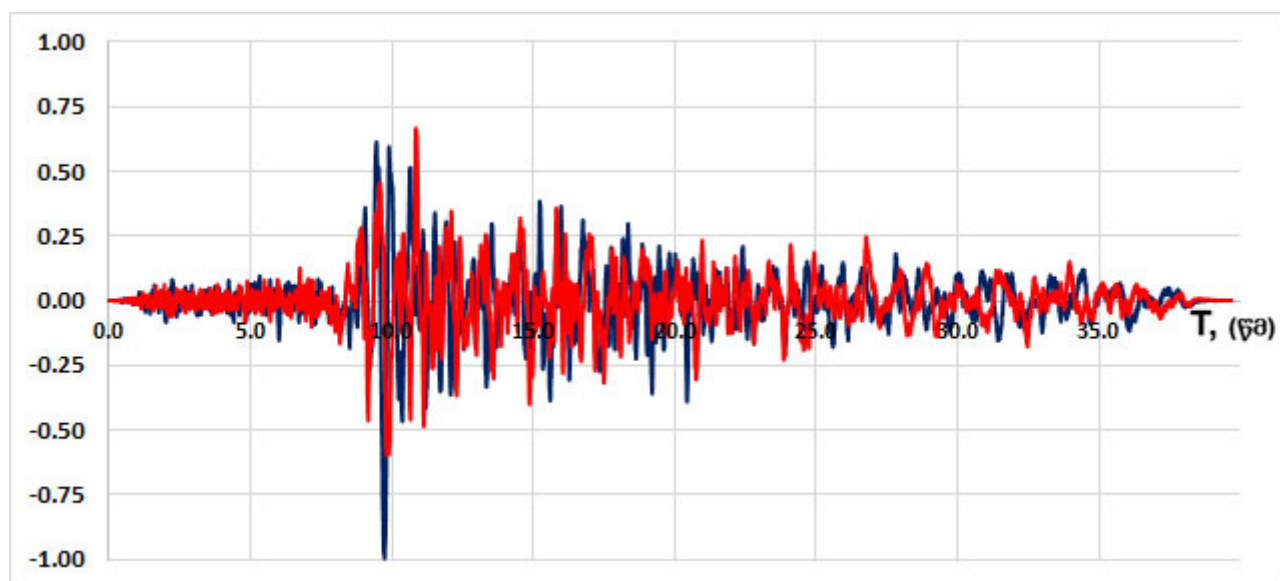
ბ)



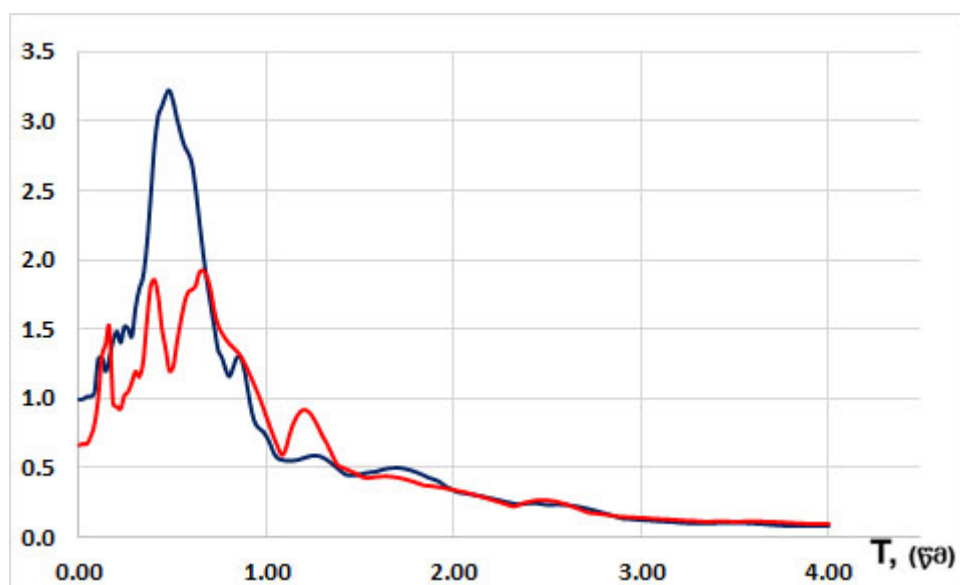
ნახ. 3.2.10. 1999 წლის 12 ნოემბრის „Duzce“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

ა)



ბ)



ნახ. 3.2.11. 2004 წლის 28 სექტემბრის „Parkfield-02“-ს მიწისძვრის ჩანაწერის:

ა) ნორმირებული ჩანაწერები (X, Y); ბ) ნორმირებული სპექტრები (X, Y).

3.3. დრეკადი და საანგარიშო სპექტრების აგება

სეისმურ რაიონებში შენობა-ნაგებობების დაპროექტებისას ერთერთ უმნიშვნელოვანეს საკითხს წარმოადგენს მათთვის დრეკადი და საანგარიშო სპექტრების აგება. სეისმომდეგობის შეფასება, ხელშეკრულებით გათვალისწინებული დავალების თანახმად, ხორციელდება ევროკოდი 8-ის (EC8), ამერიკული კოდის (ASCE/SEI 7-16) და საქართველოში ამჟამად მოქმედი ნორმატიული დოკუმენტების მოთხოვნების შესაბამისად სამშენებლო ტერიტორიის ადგილობრივი საინჟინრო გეოლოგიური და საინჟინრო სეისმოლოგიური პარამეტრების გათვალისწინებით.

3.3.1 „ევროკოდი-8“-ის დრეკადი სპექტრები

EC8-ის ([3.9] EN 1998-1.2004, 3.2.1 (სეისმური ზონები), (2)-(3)) თანახმად A ტიპის (კლდოვანი) გრუნტზე საანგარიშო ჰორიზონტალური აჩქარება a_g განისაზღვრება ფორმულით:

$$a_g = \gamma_I \times a_{gR} = 1.0 \times a_{gR} = a_{gR} , \quad (3.3.1)$$

0.5%-იანისათვის (განმეორებადობა 9975 წელი) - $a_{gR} = 0.729 \text{ g}$ (7.1515 მ/წმ^2).

სადაც, γ_I - პასუხისმგებლობის კოეფიციენტი, ზოგადად იგი აიღება 1.0-ის ტოლად; a_{gR} - A ტიპის (კლდოვანი) გრუნტის გამოთვლილი ჰორიზონტალური პიკური აჩქარება (PGAH), რომელიც განსაზღვრულია ამ ნაშრომის მე-2 ნაწილაში და კორექტირებულია 3.1.2-ში.

ჰორიზონტალურის აჩქარების ანალოგიურად განისაზღვრება ვერტიკალური აჩქარების საანგარიშო სიდიდე:

$$a_{gv} = 0.9 \times a_g \quad (3.3.2)$$

0.5%-იანისათვის (განმეორებადობა 9975 წელი) - 0.6561 g (6.436 მ/წმ^2).

სადაც, γ_I - პასუხისმგებლობის კოეფიციენტი, ზემოაღწერილის ანალოგიურად EC8-ის მიხედვით და იგი აიღება 1.0-ის ტოლად; a_{gv} - A ტიპის (კლდოვანი) გრუნტის

ვერტიკალური პიკური აჩქარება (PGAV), რომელიც განსაზღვრულია EC8-ის ([3.9] EN 1998-1. ცხრილი 3.4) მიხედვით.

რელიევის დახრა, როგორც ზევით იყო აღნიშნული (3.1.2-ში) მდინარის დინების მიმართულებით შეადგენს $3-9^\circ$, ხოლო მის მართობულად (ფერდებზე) $4-14^\circ$ რაც არ აღემატება 15° -ს, ამიტომ რელიევის (ტოპოგრაფიული) გამლიერების კოეფიციენტის გათვალისწინება არ ხდება ([3.6] EN 1998-5. 2004. A დანართი, პუნქტი A.2).

ჰორიზონტალური დრეკადი რეაქციის სპექტრი: EC8-ის თანახმად ([3.9] EN 1998-1.2004.

3.2.2.2 (1) P), სეისმური ზემოქმედების ჰორიზონტალური მდგენელებისთვის $Se(T)$ დრეკადი რეაქციის სპექტრი განისაზღვრება ფორმულით:

$$\begin{aligned} 0 \leq T \leq T_B & \quad Se(T)/a_g = S \cdot [1 + T/T_B \cdot (\eta \cdot 2,5 - 1)] \\ T_B \leq T \leq T_C & \quad Se(T)/a_g = S \cdot \eta \cdot 2,5 \\ T_C \leq T \leq T_D & \quad Se(T)/a_g = S \cdot \eta \cdot 2,5 [T_C/T] \\ T_D \leq T \leq 4\text{sec} & \quad Se(T)/a_g = S \cdot \eta \cdot 2,5 [T_C \cdot T_D/T^2] \end{aligned} \quad (3.3.3)$$

სადაც, $Se(T)$ - არის ჰორიზონტალური დრეკადი რეაქციის სპექტრი; T -არის წრფივი ერთი თავისუფლების ხარისხის მქონე სისტემის რხევის პერიოდი; a_g -არის საანგარიშო გრუნტის აჩქარება A ტიპის გრუნტზე; T_B -არის სპექტრული აჩქარების პერიოდის ქვედა ზღვარი; T_C -არის სპექტრული აჩქარების პერიოდის ზედა ზღვარი; T_D -არის რეაქციის მახასიათებელი საზღვრების დასაწყისი; S -არის გრუნტის კოეფიციენტი; η -არის მიწის შესწორების კოეფიციენტი, $\eta = [10/(5+\xi)]^{1/2} = 1.0$ რხევების 5%-იანი ბლანტი მიწისთვის. T_B , T_C , T_D - პერიოდებისა და გრუნტის S კოეფიციენტის მნიშვნელობები, რომლებიც აღწერენ დრეკადი რეაქციის სპექტრს, დამოკიდებულია გრუნტის ტიპზე.

დრეკადი რეაქციის სპექტრისათვის გრუნტის იდენტიფიცირება ხდება $V_{s,30}$ განივი ტალღის საშუალო სიჩქარის მნიშვნელობით, რომელიც ჩვენ შემთხვევაში შეადგენს $V_{s,30} = 896 \pm 45$ მ/წმ ≥ 800 მ/წმ, ე.ი. გრუნტი A ტიპისაა ([3.9] EN 1998-1.2004, ცხრილი 3.1).

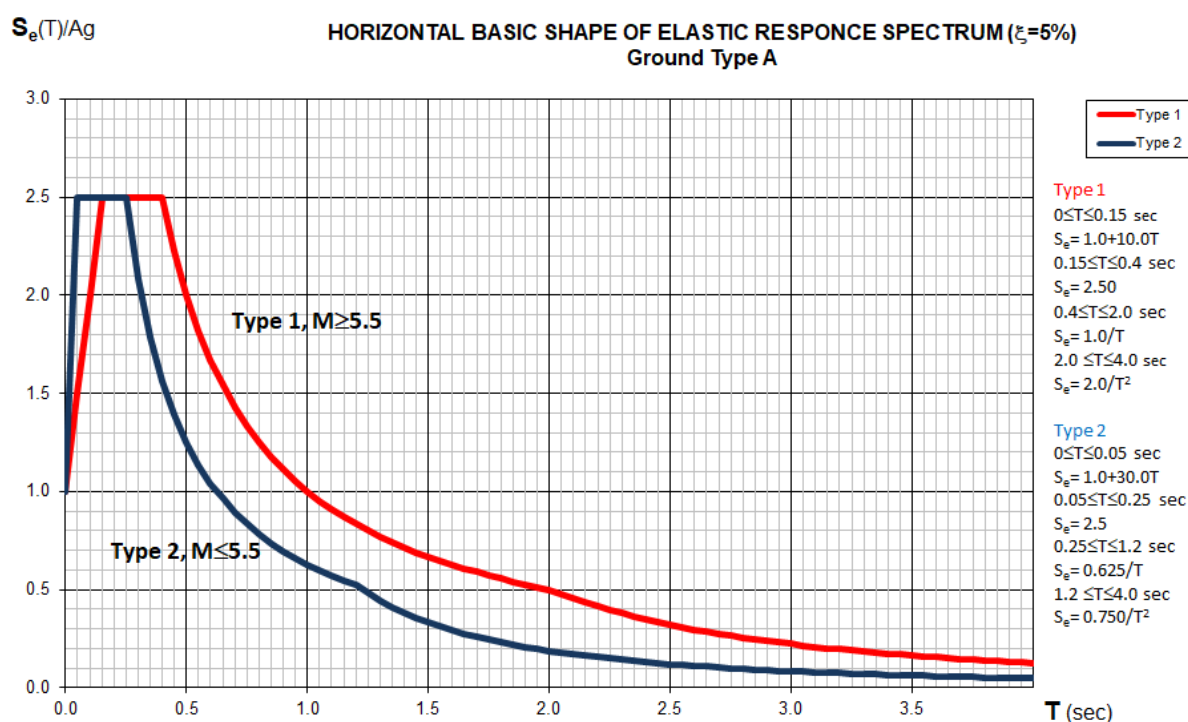
EC-8 გვამღევს რეკომენდაციას გამოყენებული იქნას ორი ტიპის დრეკადი რეაქციის სპექტრი: 1-ლი ტიპი, მიწისძვრებისთვის რომელთა მაგნიტუდა აღემატება 5.5-ს და მე-2 ტიპი, როდესაც მიწისძვრის მაგნიტუდა არ აღემატება 5.5-ს.

A ტიპის გრუნტისთვის დრეკადი სპექტრის შესაბამისი პარამეტრების მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილ 3.3.1-ში.

ცხრილი 3.3.1. დრეკადი რეაქციის სპექტრის პარამეტრები A ტიპის გრუნტისთვის

სპექტრის ტიპი	S	$T_B(s)$	$TC(s)$	$T_D(s)$
1-ლი	1.00	0.15	0.40	2.0
მე-2	1.00	0.05	0.25	1.2

მოცემული პარამეტრების (3.3.3) ფორმულაში შეტანით მივიღებთ ნახ. 3.3.1-ზე მოყვანილ გრაფიკებს.



ნახ. 3.3.1. 1-ლი და მე-2 ტიპის ჰორიზონტალური
დრეკადი რეაქციის სპექტრების მომვლები A ტიპის გრუნტისათვის.

გრაფიკების შესაბამისი ანალიტიკური აღწერა მოყვანილია ქვევით:

1-ლი ტიპი

$0 \leq T \leq 0.15 \text{ sec}$	$Se(T)/a_g = 1.0 + 10 T$	
$0.15 \leq T \leq 0.4 \text{ sec}$	$Se(T)/a_g = 2.5$	
$0.4 \leq T \leq 2.0 \text{ sec}$	$Se(T)/a_g = 1.0/T$	(3.3.4)
$2.0 \leq T \leq 4.0 \text{ sec}$	$Se(T)/a_g = 2.0/T^2$	

მე-2 ტიპი

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq 0.05 \text{ sec} & \quad Se(T)/a_g = 1.0 + 30.0 T \\
 0.05 \leq T \leq 0.25 \text{ sec} & \quad Se(T)/a_g = 2.5 \\
 0.25 \leq T \leq 1.2 \text{ sec} & \quad Se(T)/a_g = 0.625/T \\
 1.2 \leq T \leq 4.0 \text{ sec} & \quad Se(T)/a_g = 0.75/T^2
 \end{aligned} \tag{3.3.5}$$

საანგარიშო სპექტრის მისაღებად მოყვანილი სიდიდეები უნდა გადამრავლდეს პიკური აჩქარების მნიშვნელობაზე $a_g = 0.729 \text{ g}$ (7.1515 მ/წმ^2).

ვერტიკალური დრეკადი რეაქციის სპექტრი: EC8-ის ([3.9] EN 1998-1-2004-ის 3.2.2.3 (1)P) თანახმად, სეისმური ზემოქმედების ვერტიკალური მდგენელებისათვის $Sve(T)$ დრეკადი რეაქციის სპექტრი განისაზღვრება ფორმულით:

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq T_B & \quad Sve(T)/a_{vg} = [1 + T/T_B \cdot (\eta \cdot 3,0 - 1)] \\
 T_B \leq T \leq T_C & \quad Sve(T)/a_{vg} = \eta \cdot 3,0 \\
 T_C \leq T \leq T_D & \quad Sve(T)/a_{vg} = \eta \cdot 3,0 [T_C/T] \\
 T_D \leq T \leq 4 \text{ sec} & \quad Sve(T)/a_{vg} = \eta \cdot 3,0 [T_C \cdot T_D/T^2]
 \end{aligned} \tag{3.3.6}$$

სადაც, $Sve(T)$ - არის ვერტიკალური დრეკადი რეაქციის სპექტრი; T -არის წრფივი ერთი თავისუფლების ხარისხის მქონე სისტემის რხევის პერიოდი; a_{vg} -არის ვერტიკალური საანგარიშო გრუნტის აჩქარება A ტიპის გრუნტზე; T_B -არის სპექტრული აჩქარების პერიოდის ქვედა ზღვარი; T_C -არის სპექტრული აჩქარების პერიოდის ზედა ზღვარი; T_D -არის რეაქციის მახასიათებელი საზღვრების დასაწყისი; η -არის მიღების შესწორების კოეფიციენტი, $\eta = [10/(5+\xi)]^{1/2} = 1.0$ რხევების 5%-იანი ბლანტი მიღებისათვის. T_B , T_C , T_D - პერიოდების მნიშვნელობები, რომლებიც აღწერენ დრეკადი რეაქციის სპექტრს, დამოკიდებული არ არის გრუნტის ტიპზე.

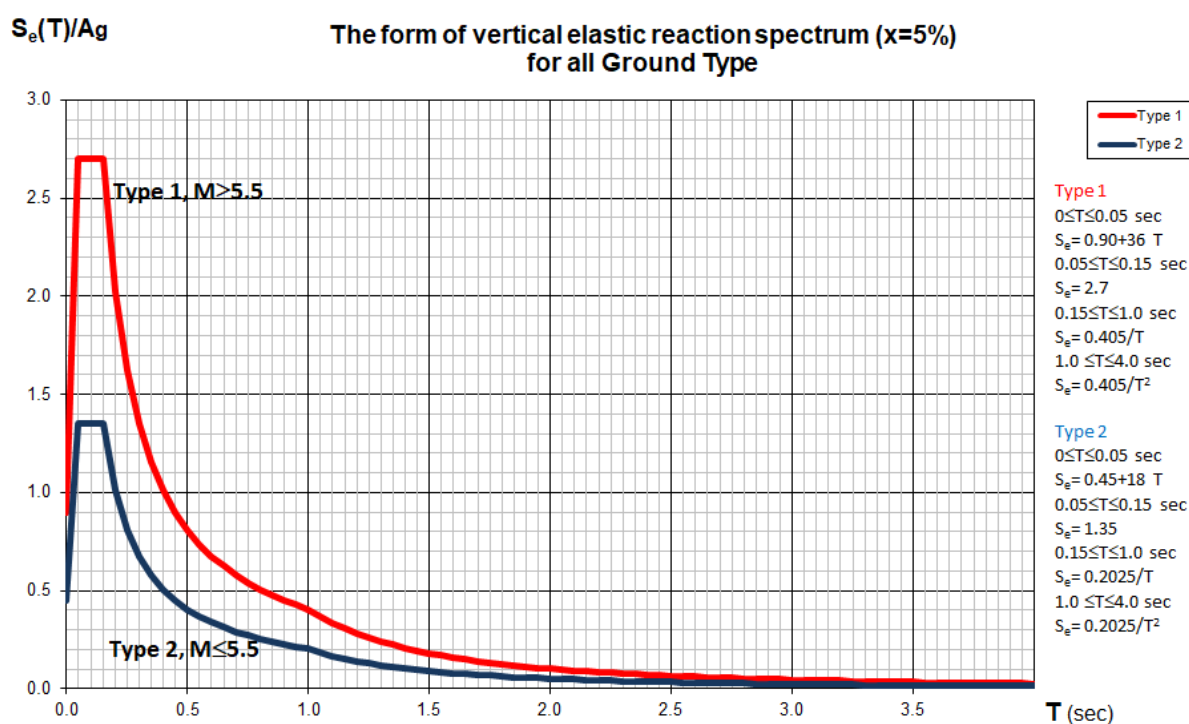
EC-8 გვამღევს რეკომენდაციას გამოყენებული იქნას ორი ტიპის ვერტიკალური დრეკადი რეაქციის სპექტრი: 1-ლი ტიპი, მიწისძვრებისათვის რომელთა მაგნიტუდა >5.5 და მე-2 ტიპი, როდესაც მიწისძვრის მაგნიტუდა ≤ 5.5 .

ვერტიკალური დრეკადი სპექტრის შესაბამისი პარამეტრების მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილ 3.3.2-ში.

ცხრილი 3.3.2. ვერტიკალური დრეკადი რეაქციის სპექტრის პარამეტრები

სპექტრის ტიპი	a_{vg}/a_g	$T_B(s)$	$T_C(s)$	$T_D(s)$
1-ლი	0.90	0.05	0.15	1.0
მე-2	0.45	0.05	0.15	1.0

მოცემული პარამეტრების ფორმულა (3.3.6)-ში შეტანით მივიღებთ შემდეგ გრაფიკებს (ნახ. 3.3.2):



ნახ. 3.3.2. 1-ლი და მე-2 ტიპის ვერტიკალური
დრეკადი რეაქციის სპექტრების მომგლები.

გრაფიკების შესაბამისი ანალიტიკური აღწერა მოყვანილია ქვევით:

1-ლი ტიპი

$$0 \leq T \leq 0.05 \text{ sec} \quad S_{ve}(T)/a_g = 0.90 + 36 T$$

$$0.05 \leq T \leq 0.15 \text{ sec} \quad S_{ve}(T)/a_g = 2.7$$

$$0.15 \leq T \leq 1.0 \text{ sec} \quad S_{ve}(T)/a_g = 0.405/T \quad (3.3.7)$$

$$1.0 \leq T \leq 4.0 \text{ sec} \quad S_{ve}(T)/a_g = 0.405/T^2$$

მე-2 ტიპი

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq 0.05 \text{ sec} & \quad S_{ve}(T)/a_g = 0.45 + 18 T \\
 0.05 \leq T \leq 0.15 \text{ sec} & \quad S_{ve}(T)/a_g = 1.35 \\
 0.15 \leq T \leq 1.0 \text{ sec} & \quad S_{ve}(T)/a_g = 0.2025/T \\
 1.0 \leq T \leq 4.0 \text{ sec} & \quad S_{ve}(T)/a_g = 0.2025/T^2
 \end{aligned} \tag{3.3.8}$$

საანგარიშო სპექტრის მისაღებად მოყვანილი სიდიდეები უნდა გადამრავლდეს პიკური აჩქარების მნიშვნელობაზე $a_g = 0.729 \text{ g}$ (7.1515 მ/წმ^2).

3.3.2 „ASCE/SEI 7-16“-ის საანგარიშო სპექტრები

ASCE/SEI 7-16 [3.10] ცხრილი 20.3-1-ის მიხედვით სამშენებლო მოედნის ამგები გრუნტები იდენტიფიცირდება, როგორც B კლასის სეისმური თვისებების მიხედვით, რომელთა $V_{s,30}$ ($V_{s,100}$ ფუტებში) განივი ტალღის საშუალო სიჩქარის მნიშვნელობა შეადგენს $1520 \text{ მ/წმ} \geq V_{s30} = 896 \pm 45 \text{ მ/წმ} \geq 760 \text{ მ/წმ}$. ესეიგი გრუნტები B კლასისაა.

ჰორიზონტალური რეაქციის სპექტრის მისაღებად ვსარგებლობთ ნაშრომის მე-2 ნაწილში მიღებული და 3.1.2-ში დაზუსტებული სიდიდეებით: $p_{ga}=0.729\text{g}$ (9975 წელი) - პიკური ჰორიზონტალური აჩქარება; $S_s = 1.963 \times 0.9 = 1.7667 \text{ g}$ (9975 წელი) - სპექტრალური აჩქარება 0.2 წმ-ზე; $S_1=0.413 \times 0.9 = 0.3717 \text{ g}$ (9975 წელი) - სპექტრალური აჩქარება 1.0 წმ-ზე. [3.10] 11.4.1-11.4.4 დან და ცხრილი 11.4-1, 11.4-2 დან ვღებულობთ, საანგარიშო სპექტრის ძირითად პარამეტრებს

$$S_{DS} = \frac{2}{3} F_A * S_s = \frac{2}{3} * 0.9 * 1.7667 \text{ g} = 1.06002 \text{ g}$$

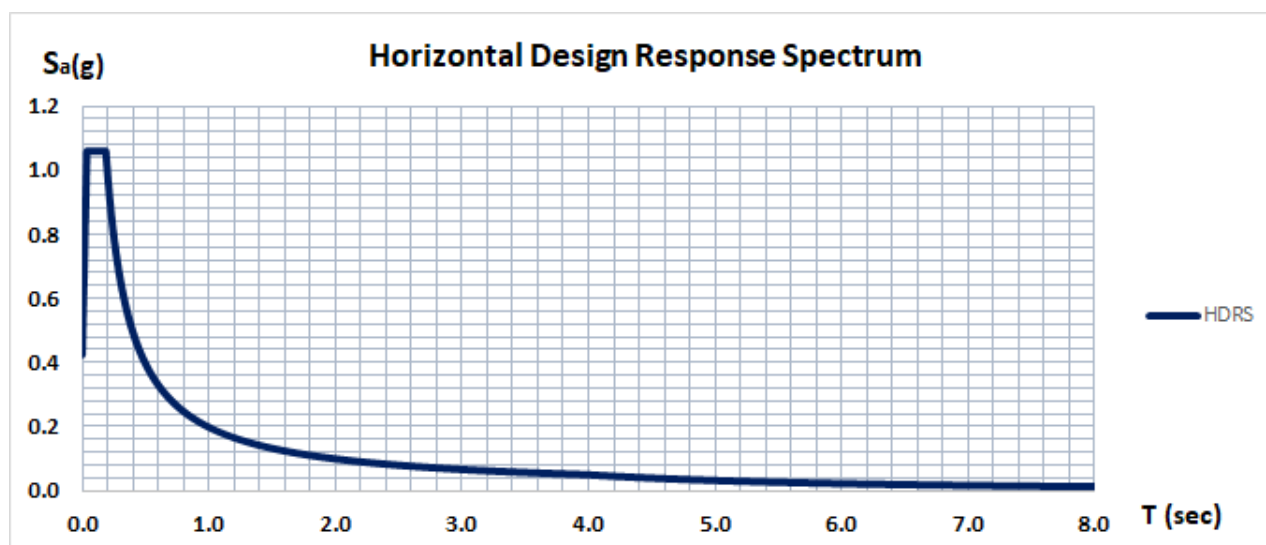
$$S_{D1} = \frac{2}{3} F_v * S_1 = \frac{2}{3} * 0.8 * 0.3717 \text{ g} = 0.19824 \text{ g}$$

საანგარიშო ჰორიზონტალური რეაქციის სპექტრის $S_a(g)$ კოეფიციენტი გამოითვლება შემდეგი ფორმულებით ([3.10] 11.4.5-11.4.7):

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq T_0 & \quad S_a = S_{DS}(0.4 + 0.6T / T_0) \\
 T_0 \leq T \leq T_s & \quad S_a = S_{DS} \\
 T_s \leq T \leq T_L & \quad S_a = S_{D1} / T \\
 T_L \leq T & \quad S_a = S_{D1} T_L / T^2
 \end{aligned}
 \tag{3.3.9}$$

სადაც, S_{DS} და S_{D1} ც ზემოდ აღწერილი სიდიდეებია, ხოლო T -არის სისტემის რხევის პერიოდი; $T_s = S_{D1} / S_{DS}$ (წმ) = $0.19824 / 1.06002 = 0.187$ წმ; $T_0 = 0.2 \times T_s = 0.187 \times 0.2 = 0.0374$ წმ; T_L – პერიოდი მიღებულია 4 წმ-ის ტოლად.

მოცემული პარამეტრების ფორმულა (3.3.9)-ში შეტანით მივიღებთ შემდეგ გრაფიკს (ნახ. 3.3.3):



ნახ. 3.3.3. ჰორიზონტალური რეაქციის სპექტრები.

გრაფიკის შესაბამისი ანალიტიკური აღწერა მოყვანილია ქვევით:

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq 0.0374 \text{ წმ} & \quad S_a = 0.424 + 17.005 T \text{ (g)} \\
 0.0374 \leq T \leq 0.187 \text{ წმ} & \quad S_a = 1.06002 \text{ (g)} \\
 0.187 \leq T \leq 4.0 \text{ წმ} & \quad S_a = 0.19824 / T \text{ (g)} \\
 4.0 \leq T & \quad S_a = 0.79296 / T^2 \text{ (g)}
 \end{aligned}
 \tag{3.3.10}$$

ვერტიკალური რეაქციის სპექტრის მისაღებად ვსარგებლობთ ნაშრომის მე-2 ნაწილში მიღებული და 3.1.2-ში დაზუსტებული იმავე სიდიდეებით: $p_{ga}=0.729g$ (9975 წელი) - პიკური ჰორიზონტალური აჩქარება; $S_s = 1.963 \times 0.9 = 1.7667 g$ (9975 წელი) - სპექტრალური აჩქარება 0.2 წმ-ზე; $S_1=0.413 \times 0.9 = 0.3717 g$ (9975 წელი) - სპექტრალური აჩქარება 1.0 წმ-ზე. [3.10] 11.4.1-დან და ცხრილი 11.4-1-დან ვღებულობთ, საანგარიშო სპექტრის ძირითად პარამეტრს $S_{MS} = 0.9 \times 1.7667 = 1.59003 g$

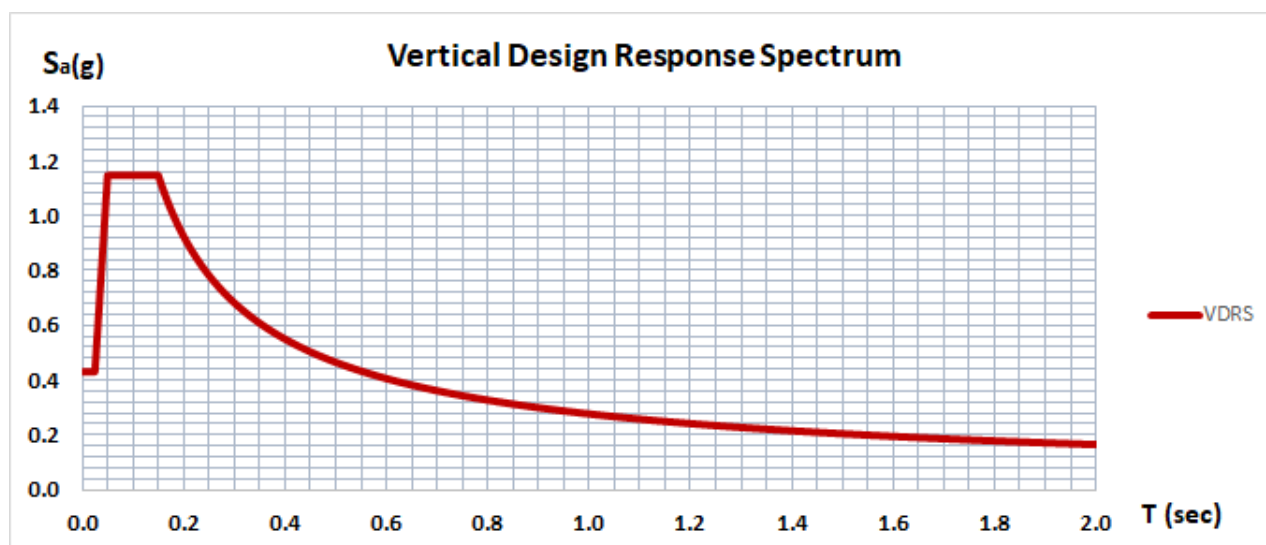
საანგარიშო ვერტიკალური რეაქციის სპექტრის $S_{av}(g)$ კოეფიციენტი გამოითვლება შემდეგი ფორმულით ([3.10] 11.9.2):

$0 \leq T \leq 0.025 s$	$S_{av} = 0.3 C_v S_{MS} = 0.27 S_{MS}$	
$0.025s \leq T \leq 0.050s$	$S_{av} = 20 C_v S_{MS} (T-0.025) + 0.3 C_v S_{MS}$	(3.3.11)
$0.050s \leq T \leq 0.15 s$	$S_{av} = 0.8 C_v S_{MS}$	
$0.150s \leq T \leq 2.0 s$	$S_{av} = 0.8 C_v S_{MS} (0.15/T)^{0.75}$	

სადაც, T - არის სისტემის რხევის პერიოდი. მოცემული პარამეტრების ფორმულა (3.3.11)-ში შეტანით მივიღებთ შემდეგ გრაფიკებს (ნახ. 3.3.4):

გრაფიკის შესაბამისი ანალიტიკური აღწერა მოყვანილია ქვევით:

$0 \leq T \leq 0.025$ წმ	$S_{av} = 0.4293 (g)$	
$0.025 \leq T \leq 0.05$ წმ	$S_{av} = 28.62054T - 0.2862135 (g)$	(3.3.12)
$0.05 \leq T \leq 0.15$ წმ	$S_{av} = 1.1448216 (g)$	
$0.15 \leq T \leq 2.0$ წმ	$S_{av} = 1.1448216 (0.15/T)^{0.75} (g)$	



ნახ. 3.3.4. ვერტიკალური რეაქციის სპექტრი.

3.3.3 სამშენებლო ნორმების საანგარიშო სპექტრები

ჰიდროტექნიკური ნაგებობებისათვის, სეისმურ რაიონებში, ერთერთ მნიშვნელოვან საკითხს წარმოადგენს მათთვის საანგარიშო სპექტრების აგება.

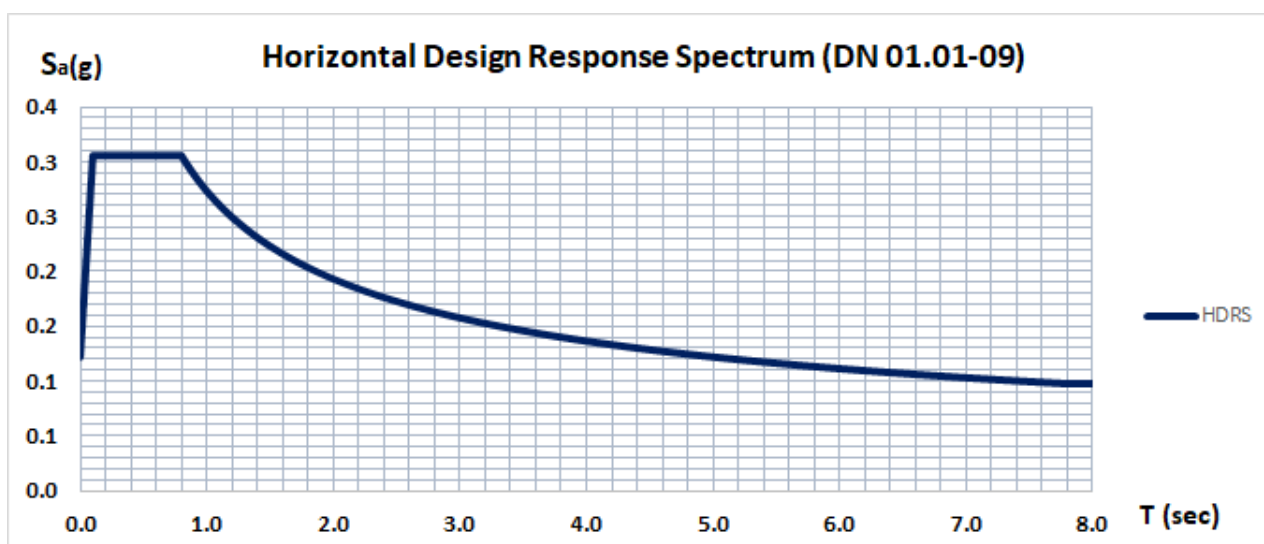
საქართველოში და ყოფილ საბჭოთა კავშირში ჰიდროტექნიკური ნაგებობების სეისმომდეგობის სკოლა ჩამოყალიბებული იქნა მსოფლიოში ცნობილი მეცნიერის აკადემიკოს შიო ნაფეტვარიძის მიერ [3.11].

დღეისათვის საქართველოში ჰიდროტექნიკური ნაგებობების დაპროექტებისას ხელმძღვანელობენ მოქმედი სამშენებლო ნორმებით და წესებით სნ და წ II-7-81* „მშენებლობა სეისმურ რაიონებში“ თავი 5 „ჰიდროტექნიკური ნაგებობები“ [3.12] და მისი მოდიფიცირებული ვარიანტებით [3.13, 3.14], რომლის მიხედვითაც ჰორიზონტალური რეაქციის სპექტრი (მეორე კატეგორიის გრუნტებისათვის) ინგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$\begin{aligned}
 0.0 \leq T_i \leq 0.1 \text{ წმ} & \quad S_a = K_1 * K_2 * K_\psi * A (1 + 15 * T_i), \\
 0.1 < T_i < 0.8 \text{ წმ} & \quad S_a = 2.5 * K_1 * K_2 * K_\psi * A, \\
 0.8 \text{ წმ} \leq T_i & \quad S_a = 2.5 * K_1 * K_2 * K_\psi * A * \sqrt{\frac{0.8}{T_i}}
 \end{aligned}
 \tag{3.3.13}$$

სადაც, $K_1=0.30$ - მიწისძვრისას დაზიანებადობის კოეფიციენტი, გრუნტის მასალის ჰიდროტექნიკური ნაგებობებისათვის; $K_2=0.8$ - ნაგებობის სიმაღლის გამათვალისწინებელი კოეფიციენტი ($H < 60$ მ); $K_\psi=0.7$ - კონსტრუქციის დემფირების გამათვალისწინებელი კოეფიციენტი გრუნტის მასალის ჰიდროტექნიკური ნაგებობებისათვის; $A=0.729$ g - სამშენებლო უბანზე პიკური ჰორიზონტალური აჩქარების მნიშვნელობა.

ნახაზ 3.3.5-ზე წარმოდგენილია საპროექტო ნაგებობის საანგარიშო ჰორიზონტალური რეაქციის სპექტრი.



ნახ. 3.3.5. საანგარიშო ჰორიზონტალური რეაქციის სპექტრი (სნ და წ II-7-81*).

ნახ. 3.3.5-ზე წარმოდგენილი გრაფიკის თეორიული აღწერა მოყვანილია ქვევით:

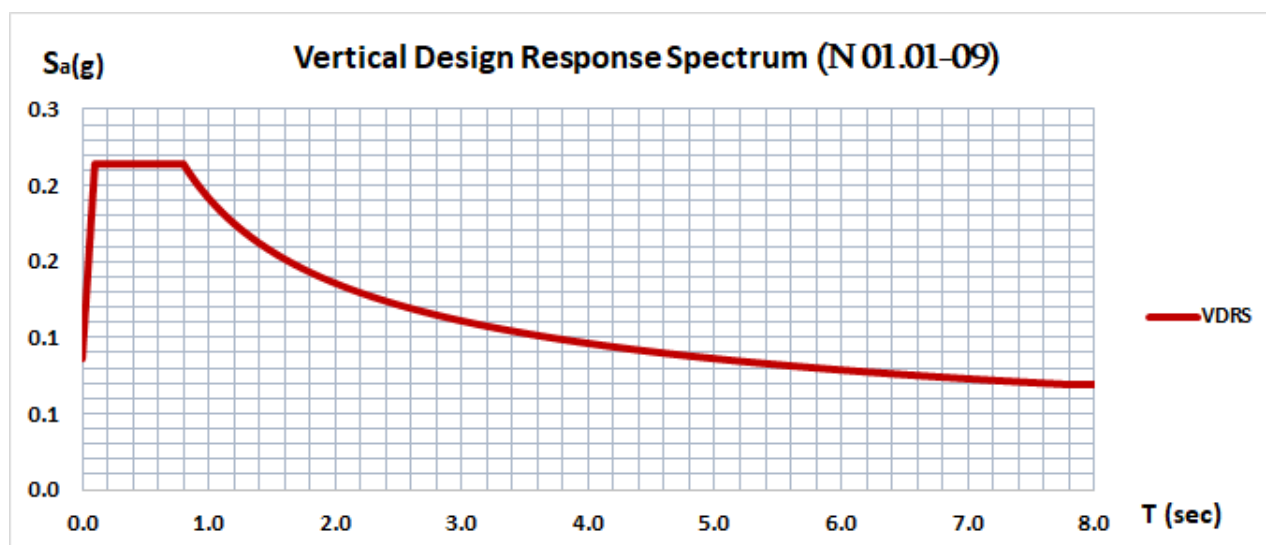
$$\begin{aligned}
 0.0 \leq T_i \leq 0.1 \text{ წმ} & \quad S_a = 0.122472 + 1.83708 \cdot T_i \text{ g,} \\
 0.1 < T_i < 0.8 \text{ წმ} & \quad S_a = 0.306180 \text{ g,} \\
 0.8 \text{ წმ} \leq T_i & \quad S_a = 0.306180 \cdot \sqrt{\frac{0.8}{T}} \text{ g}
 \end{aligned}
 \tag{3.3.14}$$

საანგარიშო სპექტრის ვერტიკალური მდგენელი მიიღება ჰორიზონტალურის გამრავლებით 0.7 კოეფიციენტზე და ინგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$\begin{aligned}
 0.0 \leq T_i \leq 0.1 \text{ წმ} & \quad S_a = 0.7 \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot K_\psi \cdot A (1 + 15 \cdot T_i), \\
 0.1 < T_i < 0.8 \text{ წმ} & \quad S_a = 1.75 \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot K_\psi \cdot A, \\
 0.8 \text{ წმ} \leq T_i & \quad S_a = 1.75 \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot K_\psi \cdot A \cdot \sqrt{\frac{0.8}{T}}
 \end{aligned}
 \tag{3.3.15}$$

სადაც, K_1 , K_2 , K_ψ და A კოეფიციენტების სიდიდეები იგეგვია რაც (3.3.13)-ში.

ნახაზ 3.3.6-ზე წარმოდგენილია საპროექტო ნაგებობის საანგარიშო ვერტიკალური რეაქციის სპექტრი.



ნახ. 3.3.6. საანგარიშო ვერტიკალური რეაქციის სპექტრი (სნ და წ II-7-81*).

ნახ. 3.3.6-ზე წარმოდგენილი გრაფიკის თეორიული აღწერა მოყვანილია ქვევით:

$0.0 \leq T_i \leq 0.1$ წმ	$S_a = 0.0857304 + 1.285956 \cdot T_i$ g,	
$0.1 < T_i < 0.4$ წმ	$S_a = 0.214326$ g,	(3.3.16)
0.4 წმ $\leq T_i$	$S_a = 0.214326 \cdot \sqrt{\frac{0.8}{T}}$ g	

ნაწილი 3-ის დასკვნები და რეკომენდაციები

- აკუსტიკური სიხისტეების მეთოდით სამშენებლო ტერიტორიაზე ანგარიშით მიღებული ბალიანობის ნაზრდმა, ეტალონური ბალიანობა 9-ისათვის შეადგინა $\Delta I = (-0.3778 \pm 0.0431)$ (0 ბალი), რის გამოც სამშენებლო მოედნისათვის დაზუსტებული ბალიანობის მნიშვნელობა და შესაბამისად საანგარიშო სეისმურობა შეადგენს $I = 9$ ბალს (EMS-98-ის მიხედვით).
- აკუსტიკური სიხისტეების მეთოდით, სამშენებლო ტერიტორიაზე საანგარიშო ჰორიზონტალური აჩქარების დაზუსტებული მნიშვნელობა შეადგენს: **0.729 g-ს** (**7.1515 მ/წმ²**).
- კვლევების შედეგად მონაცემთა ბაზებიდან, მოძიებულ იქნა რვა სამკომპონენტის ჩანაწერი: 1935 წლის 31 ოქტომბრის „Helena“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი; 1999 წლის 17 აგვისტოს „Izmit“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი; 2004 წლის 28 სექტემბრის „Parkfield-02“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი; 1999 წლის 12 ნოემბრის „Duzce“-ს მიწისძვრის ერთი სამკომპონენტის ჩანაწერი; 1979 წლის 15 აპრილის „Montenegro“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი; 1976 წლის 11 მაისის „Friuli“-ის მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი; 1971 წლის 9 თებერვლის „SanFernando“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი; 1994 წლის 17 იანვრის „Northridge“-ს მიწისძვრის სამკომპონენტის ჩანაწერი.
- ყველა ჩანაწერი ნორმირებულია და ციფრული სახით ორიგინალურ ჩანაწერებთან ერთად წამოდგენილია CD დისკზე (დასახელებების შესაბამისად).
- კუდსაცავის ნაგებობის გაანგარიშების დროს, ნორმირებული აქსელეროგრამები უნდა გამრავლდეს საანგარიშო აჩქარების მნიშვნელობაზე, რომელიც შეადგენს **0.724 g \approx 7.1515 მ/წმ²**.
- დრეკადი და საანგარიშო სპექტრების აგება განხორციელდა, როგორც საქართველოში მოქმედი, ასევე ევროპული „ევროკოდი-8“-ის და ამერიკული ASCE/SEI 7-16 -ის სეისმომედეგი მშენებლობის ნორმების მიხედვით.
- ევროკოდი-8-ის შესაბამისი ჰორიზონტალური და ვერტიკალური დრეკადი რეაქციის სპექტრები, აღწერილია 3.3.4 - 3.3.5, 3.3.7 - 3.3.8 ფორმულებით და 3.3.1, 3.3.2 გრაფიკებით;

- კუდსაცავის ნაგებობის ევროკოდი-8-ით გაანგარიშების შემთხვევაში, დრეკადი რეაქციის სპექტრების მნიშვნელობები უნდა გადამრავლდეს საანგარიშო აჩქარებაზე, რომელიც შეადგენს **0.724 g \approx 7.1515 მ/წმ²**.
- ამერიკული ნორმებით (ASCE/SEI 7-16) მიღებული საანგარიშო რეაქციის სპექტრები მოყვანილია 3.3.3 და 3.3.4 ნახაზებზე, ხოლო გრაფიკები ანალიტიკურად აღიწერება 3.3.10 და 3.3.12 ფორმულებით.
- საქართველოში მოქმედი ტექნიკური რეგლამენტებით განსაზღვრული საანგარიშო რეაქციის სპექტრები ჰიდროტექნიკური ნაგებობებისათვის მოყვანილია 3.3.5 და 3.3.6 ნახაზებზე, ხოლო გრაფიკების ანალიტიკური აღწერა 3.3.14 და 3.3.16 ფორმულებში.

ლიტერატურა

- 3.1. შ.პ.ს. „ჯეოინჟინირინგი“-ს მიერ ჩატარებული საინჟინრო-გეოლოგიური კვლევების ტექნიკური ანგარიში: „გეოტექნიკური საველე და ლაბორატორიული კვლევითი სამუშაოები, ბოლნისის მუნიციპალიტეტში, ახალი კუდსაცავის (უბანი 10) სამშენებლო ტერიტორიაზე“. თბილისი 2020.
- 3.2. პნ 01.01-09 „სეისმოპედეგი მშენებლობა“.
- 3.3. РСМ-73. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. ИФЗ АН СССР, 1974.
- 3.4. РСН 60-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микро-районирование. Нормы производства работ. 1986.
- 3.5. РСН 65-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микро-районирование. Технические требования к производству работ. 1987.
- 3.6. EN 1998-5. 2004. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects.
- 3.7. РБ - 006 – 98. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСХОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТА ДЛЯ ПРОЕКТНЫХ ОСНОВ.
- 3.8. Руководство по сбору, обработке и использованию инженерно-сейсмометрической информации. ЦНИИСК им. В.А. Кучеренко – 1980.
- 3.9. EN 1998-1. 2004. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings.
- 3.10. ASCE STANDARD - ASCE/SEI 7-16. Minimum Design Loads and Associated Criteria for Buildings and Other Structures. PUBLISHED BY THE AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS 2017.
- 3.11. Напетваридзе Ш.Г. Сейсмостойкость гидротехнических сооружений. Госстойиздат 1959.
- 3.12. СНиП II-07-81* Строительство в сейсмических районах 1991.
- 3.13. СП 14.13330.2011 Строительство в сейсмических районах. Москва, 2011.
- 3.14. СООРУЖЕНИЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ. ПРАВИЛА ПРОЕКТИРОВАНИЯ И СТРОИТЕЛЬСТВА В СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЙОНАХ. Москва, 2017.