

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტი

ლევან დოლიაშვილი

მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადოს გეოლოგია და ფორმირების
პირობები

სამაგისტრო პროგრამა: გეოლოგია

სამაგისტრო ნაშრომი შესრულებულია გეოლოგიის მაგისტრის აკადემიური
ხარისხის მოსაპოვებლად

ხელმძღვანელი: რამაზ მიგინეიშვილი,
მეცნიერებათა დოქტორი, გეოლოგიის ინსტიტუტის უფროსი მეცნიერ-
თანამშრომელი

თბილისი 2013

სარჩევი

ანოტაცია.....	4
ანოტაცია (ინგლისურ ენაზე).....	5
შესავალი.....	6
1. ზოგადი გეოლოგიური ნაწილი.....	8
1.1. მოკლე ცნობები რაიონის გეოლოგიური შესწავლილობის ისტორიის შესახებ.....	8
1.2. რაიონის გეოლოგიური აგებულება.....	12
1.2.1. გეოტექტონიკური პოზიცია.....	12
1.2.2. სტრატეგრაფია და ლითოლოგია.....	14
1.2.3. ტექტონიკა.....	25
1.2.4. რაიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორია.....	29
1.3. ინტრუზიული და სუბვულკანური სხეულები.....	32
1.4. ბოლნისის მადნიანი რაიონის სასარგებლო წიაღისეული.....	37
2. სპეციალური ნაწილი (მადნეულის საბადო).....	39
2.1. საბადოს ფარგლებში გავრცელებული ქანები და მათი შეცვლის პროდუქტები; ლითოსტრატეგრაფია და ლითოფაციალური ანალიზი.....	39
2.1.1. საბადოს შემცველი ქანები, ლითოსტრატეგრაფია.....	39
2.1.2. საბადოს ფარგლებში გამოვლენილი შეცვლები.....	43
2.2. საბადოს სტრუქტურა - ნაოჭა და რღვევითი დისლოკაციები.....	44
2.3. მადნების მინერალოგია და მადნეული სხეულების სტრუქტურულ-მორფოლოგიური ტიპები; ქანების პეტროგრაფიული შესწავლა გამჭვირვალე ანათალში.....	46
2.3.1. მადნების მინერალოგია.....	46

2.3.2. მადნეული სხეულების სტრუქტურულ–მორფოლოგიური ტიპები.....	49
2.3.3. ქანების პეტროგრაფიული შესწავლა გამჭვირვალე ანათალში.....	51
2.4. მადნეულის საბადოს ტიპიზაცია და წარმოშობის პირობები; საბადოს ასაკი.....	62
2.4.1. მადნეულის საბადოს ტიპიზაცია.....	62
2.4.2. მადნეულის საბადოს წარმოშობის პირობები.....	63
2.4.3. საბადოს ასაკი.....	68
2.5. მადნეულის საბადოს შემცველ ვულკანოგენურ–დანალექ ქანებთან დაკავშირებული საინტერესო ტექსტურები და სტრუქტურები.....	72
3. შედეგების შეჯამება და ძირითადი დასკვნები.....	84
მადლობა.....	87
4. გამოყენებული ლიტერატურა.....	88
5. დანართი.....	94

ანოტაცია

ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდური (VMS) საბადოები წარმოადგენენ დედამიწაზე ფერადი და კეთილშობილი მეტალების საბადოების ფართოდ გავრცელებულ ტიპს და მჭიდრო გენეტურ კავშირს ავლენენ ვულკანიზმთან. უკანასკნელი ორი ათწლეულის განმავლობაში განსაკუთრებულად აქტუალური გახდა ამგვარი საბადოების შემცველი ვულკანოგენურ-დანალექი, ვულკანური და დანალექი წყებების შესწავლა ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და სედიმენტოლოგიაზე დაყრდნობით, რაც ამგვარი წყებების დეტალურ ფაციალურ ანალიზს გულისხმობს. საქართველოში ამგვარი კვლევა წარმოადგენს სიახლეს. სამაგისტრო ნაშრომში წარმოდგენილია მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადოს გეოლოგიური აგებულებისა და ფორმირების პირობების ამგვარ მიდგომაზე დაფუძნებული კვლევა, რომელიც ითვალისწინებს როგორც გეოლოგიურ სამეცნიერო ლიტერატურაში არსებულ მონაცემების მიმოხილვას, ასევე ჩემი პირადი ფაქტიური მასალის ანალიზს, რომელიც მოვიპოვე 2012 წელს საველე-გეოლოგიური პრაქტიკის ფარგლებში მადნეულის საბადოს კარიერზე.

ჩემი სამაგისტრო ნაშრომის პირველ თავში მოცემულია მოკლე ცნობა ბოლნისის რაიონის გეოლოგიური შესწავლილობის ისტორიის შესახებ, განხილულია რაიონის გეოლოგიური აგებულება და განვითარების იტორია, მოკლედაა აღწერილი რაიონის ცალკეული საბადო და მადანგამოვლინება.

ჩემს მიერ ახალი ფაქტიური მასალის ანალიზის შედეგად საბადოს შემცველ ქანებში დადგინდა საგულისხმო ვულკანური და სედიმენტაციური ტექსტურები, აგრეთვე ბიოგენური წარმოშობის განამარხებული ნაკვალევი - იქნიტები. მადნეულის საბადოს ტერიტორიაზე პირველად გამოიყო ვეზიკულარული ტუფების ფაციესი. ჩავატარე შემცველი ქანების პეტროგრაფიული შესწავლა პოლარიზაციული მიკროსკოპის საშუალებით. რენტგენოსტრუქტურულ (X-ray structural) ანალიზის საფუძველზე მოხდა მინერალ მელანტერიტის ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) იდენტიფიკაცია საბადოს ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში. აღნიშნული კვლევების შედეგები განხილულია სამაგისტრო ნაშრომის მეორე თავში.

Annotation

Volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits represent widely spread type of the base and precious metal deposits on the Earth and they have close relationship with volcanism. During last two decades study of volcanic, volcanogenic-sedimentary, and sedimentary host rocks of such deposits based on physical volcanology and sedimentology, which implies detailed facial analysis of such suits, has become especially actual and is new in Georgia. Research of geological setting of Madneuli copper-gold deposit and conditions of its origin, based on mentioned method is given in this master's thesis. This research includes a review of existing geological scientific literature and an analysis of my personal data, which I obtained at Madneuli open-pit in the course of my geological fieldwork in 2012.

The first chapter of this master's thesis contains general brief information about the history of geological study of the Bolnisi ore district, characteristics of geological structure and development history of the study area, short descriptions of ore deposits and manifestations of the district.

As a result of analysis of my personal data, important volcanic, sedimentary and biogenic-sedimentary structures (trace fossils) were identified. Vesiculated tuff facies was determined on the Madneuli open-pit for the first time. I made thin-section descriptions of the main host rock types in polarizing microscope. By means of X-ray structural analysis the mineral melanterite ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) has been identified in the northwest flank of the open-pit for the first time. The results of these studies are discussed in the second chapter of the master's thesis.

შესავალი

მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადო წარმოადგენს ერთერთ უმსხვილეს სამთამადნო წარმოების ობიექტს საქართველოში. აქ მიღებული პროდუქცია იგზავნება საექსპორტოდ და შესაბამისად, ქვეყნის ბიუჯეტის შევსებისათვის მნიშვნელოვანი ფუნქცია გააჩნია. გარდა ამისა, დიდია ამ წარმოების სოციალური როლი მოსახლეობის დასაქმების მხრივ.

საბადოს გეოლოგიური შესწავლის ისტორია 60 წელზე მეტს ითვლის. აქ მუშაობდა ქართველი და უცხოელი გეოლოგების არაერთი თაობა. საბადო გამოირჩევა რთული გეოლოგიური აგებულებით. მას მიეძღვნა ვრცელი სამეცნიერო და საწარმოო სპეციალური ლიტერატურა. მიუხედავად ამისა, საბადოს გეოლოგიის ცალკეული საკითხი და მისი წარმოშობის ისტორია სამეცნიერო დისკუსიების საგანს დღესაც წარმოადგენს.

საბადო მუშავდება ღია კარიერული წესით, რაც იძლევა დეტალური გეოლოგიური დაკვირვებების ჩატარების შესაძლებლობას. 2012 წელს მადნეულის საბადოზე შეიქმნილი სამეცნიერო ფონდ "სკოუპის" მხარდაჭერით ჩატარდა ალ.ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტის მეცნიერ-თანამშრომელთა საველე ექსპედიცია. მე მომეცა შესაძლებლობა მონაწილეობა მიმეღო ამ ექსპედიციის მუშაობაში, რამაც მნიშვნელოვნად შემიწყო ხელი სამაგისტრო კვლევების წარმართვაში.

ველზე წასვლამდე გავეცანი მადნეულის საბადოს შესახებ არსებული ლიტერატურის ნაწილს.

საველე სამუშაოები მიმდინარეობდა 10 დღის განმავლობაში საბადოს კარიერის ფარგლებში. აქედან სამი დღე ჩემი სამაგისტრო ნაშრომის ხელმძღვანელთან, ბ. რამაზ მიგინეიშვილთან ერთად მიეძღვნა საბადოს საკვანძო უბნების დათვალიერებას და ნიმუშების კოლექციის შეგროვებას გამაღნების ადგილებიდან, შეცვლის ზონებიდან და საბადოს ამგები ქანებიდან (იგნიმბრიტი, ფლუიდალური რიოლითი, ტუფი). დანარჩენი დროის მანძილზე ალ. ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიური ინსტიტუტის თანამშრომლებთან ქ. თამარ ბერიძესთან და ქ. სოფო ხუციშვილთან ერთად მოვახდინე საბადოს სამხრეთ ფრთაში გაშიშვლებული შრეებრივი მძლავრი ტუფური დასტის შესწავლა. შევისწავლეთ კარიერის ხუთი საფეხური. ხუთივე საფეხურზე დავაფიქსირე დაკვირვების წერტილები GPS-ის მეშვეობით, გადავიღე სურათები, ავიღეთ ნიმუშები, მათ შორის საშლიფედ 25 ნიმუში. შლიფები დამზადდა შვეიცარიაში, ჟენევის უნივერსიტეტში. შევასრულე შლიფების აღწერა; ისინი ქვემოთ, შესაბამის თავშია მოცემული.

კარიერზე ყოფნის დროს გამოვავლინეთ შემცველ ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებთან დაკავშირებული საინტერესო სხვადასხვა ტექსტურა და სტრუქტურა. ზოგი მათგანი დაკავშირებულია იქნოფაუნასთან. ასევე, კარიერის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში აღმოჩენილ იქნა მწვანე ფერის გამჭვირვალე ადვილად ფშვნადი მინერალი - მელანტერიტი ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), რომელიც განისაზღვრა რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის საშუალებით კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის და ქენევის უნივერსიტეტის ლაბორატორიებში.

საველე სამუშაოების შემდეგ ვეცნობოდი მრავალ უცხოენოვან ლიტერატურას, რომლებშიც საკვლევი საბადოს ფარგლებში გავრცელებული ქანების, მინერალების, შეცვლის პროდუქტების, მათი პეტროგრაფიული ამოცნობისათვის ვეძებდი ინფორმაციებს და ვახდენდი კორელაციებს მადნეულის საბადოსთან მიმართებაში.

1. ზოგადი გეოლოგიური ნაწილი

1.1. მოკლე ცნობები რაიონის გეოლოგიური შესწავლილობის ისტორიის შესახებ

ბოლნისის მადნიანი რაიონი უძველესი დროიდან იქცევდა სასარგებლო წიაღისეულის მაძიებელთა ყურადღებას. ის საქართველოს უძველესი მეტალურგიული ცენტრია, რასაც ადასტურებს მეტალის სადნობი ღუმელების ნაშთები და ძველი წერილობითი წყაროები (გრძელიშვილი 1964). ჩვ.წ.–მდე III–II ათასწლეულებში ბოლნისის მადნიანი რაიონი წარმოადგენდა რკინის მადნების მოპოვებისა და ოქროს ქვიშრობული საბადოების დამუშავების ერთ–ერთ ცენტრს. XII–XVII საუკუნეებში მუშავდებოდა სარკინეთისა და დემურსუს რკინის მადანგამოვლინებები, დამზლუდკის ოქრო–პოლიმეტალური საბადო. მადნეულის, საყდრისისა და სხვა საბადოების მეორად კვარციტებში აღმოჩენილია ძველი გამონამუშევრები და დამუშავების იარაღები, რომლებიც ოქროს მოპოვების მნიშვნელოვან მასშტაბებზე მოწმობენ. XIX საუკუნის ბოლოსა და XX საუკუნის დასაწყისში საკმაოდ დიდ მასშტაბებში მუშავდებოდა აგრეთვე თეთრი წყაროს ჯგუფის მანგანუმის მადნები. უძველესი დროიდანვე წარმოებდა სამშენებლო ქვების დამუშავება. XVII–XVIII საუკუნეების წერილობით წყაროებში გვხვდება სამხრეთ–აღმოსავლეთ საქართველოს სასარგებლო წიაღისეულის დეტალური აღწერები.

ბოლნისის მადნიანი რაიონის ეტაპობრივი გეოლოგიური შესწავლა მეოცე საუკუნის პირველ ნახევარში დაიწყო. მეორე მსოფლიო ომამდე განხორციელებული გეოლოგიური კვლევების საფუძველზე (კ. გაბუნია, გ. გრემუკი, პ. გამყრელიძე, გ. ზარიძე, თ. ყაზახაშვილი, ა. ცაგარელი, ნ. კანდელაკი და სხვა 1930–1940 წ.წ.) დადგინდა ბოლნისის მადნიან რაიონში გავრცელებული გეოლოგიური ფორმაციების ლითოლოგიურ–პეტროგრაფიული შედგენილობა, მათი სტრატиграფია და შეიქმნა პირველი მსხვილმასშტაბიანი სქემატური გეოლოგიური რუკები.

რაიონის სათანადო გეოლოგიური შესწავლა ძირითადად მადნეულის სპილენძის საბადოს აღმოჩენის შემდეგ დაიწყო.

1956–1959 წლებში რაიონში საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის ექსპედიციამ და მაშავერას გეოლოგიურმა პარტიამ ჩაატარა 1:50 000 მასშტაბის გეოლოგიურ–აგეგმვითი სამუშაოები, რომლის მიხედვითაც 1967 წელს გამოიცა მონოგრაფია „სამხ.–აღმოსავლეთ საქართველოს გეოლოგიური აგებულება და მეტალოგენია“. ეს ნაშრომი საფუძველად დაედო მომდევნო პერიოდში ჩატარებულ გეოლოგიურ–სადიებო სამუშაოებს.

1967–1975 წლებში საკავშირო–აეროგეოლოგიურმა ცენტრმა ჩაატარა რაიონის მსხვილმასშტაბიანი (1:25 000) აეროგეოლოგიური აგეგმვა, რაც საფუძვლად დაედო მინერალური ნედლეულის საკავშირო ინსტიტუტის მიერ 1975–1976 წლებში ჩატარებულ აეროგამასპექტრულ აგეგმვას.

1970–1977 და მომდევნო წლებში ბოლნისის მადნიან რაიონში და მის ზოგიერთ უბანზე ჩატარდა გეოლოგიური კვლევები, რომლებიც მიზნად ისახავდა ცარცული ვულკანოგენურ–დანალექი ფორმაციის სტრუქტურულ–ფაციალურ შესწავლას, სტრუქტურულ–მორფოლოგიურ აგეგმვას (რ. აჟგირეი და სხვ.), პალეოგეოგენურ რეკონსტრუქციებს, პროგნოზულ–მეტალოგენური რუკების შედგენას (ბ. გოგიშვილი, თ. ზულიაშვილი და სხვა 1972; კეკელია და სხვა 1976, 1985; ვ. გელეიშვილი, ჯ. სალია და სხვა 1978; მ. აფხაზავა, ვ. გუგუშვილი, ნ. ძოწენიძე 1981; ნ. ყურბანოვი და სხვა 1984; თ. ზულიაშვილი, მ. აფხაზავა 1986; თ. ზულიაშვილი, მ. აფხაზავა, ბ. სუდოვი და სხვა 1989;), საბადოების გეოლოგიურ–სტრუქტურულ და გეოლოგიურ–ტექნოლოგიურ კვლევებს (თ. ზულიაშვილი 1983; გელაშვილი, მელაშვილი და სხვა 1998).

ბოლნისის მადნიან რაიონში საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის თანამშრომლის რ. ღამბაშიძის მიერ (1979) ჩატარებული ლითოლოგიურ–სტრატиграფიული კვლევების შეჯამებისა და ანალიზის შედეგად ზედა ცარცული (K₂) ვულკანოგენურ–დანალექი ფორმაცია დანაწილებულ იქნა წყებებად და ქვეწყებებად. მის მიერ შედგენილი ლითოლოგიურ–სტრატиграფიული სქემა მომავალში საფუძვლად დაედო აქ ჩატარებულ გეოლოგიურ აგეგმვებს.

1975–1978 წლებში რაიონის 1400 კმ² ფართობზე ჩატარდა სტრუქტურულ–ფაციალური კვლევები (ნ. ძოწენიძე, ი. ვაშაკიძე და სხვა 1978). შედეგად შეიქმნა 1:50 000 მასშტაბის შედარებით დაზუსტებული სტრუქტურულ–გეოლოგიური საფუძველი პროგნოზულ–მეტალოგენური რუკებისთვის.

1982–1985 წლებში მ. ფრუიძის, ა. ხაბელაშვილის და სხვა (1986) მიერ გამოსაცემად მომზადდა ბოლნისის მადნიანი რაიონის 1:50 000 მასშტაბის გეოლოგიური და სასარგებლო წარმოების რუკების ექვსი (კ-39-89-ა, ბ, ვ, გ და კ-38-90-ა, ვ) ნომენკლატურული ფურცელი 2400 კმ² ფართობზე.

1955–1977 წლებში, გეოლოგიურ–აგეგმვითი სამუშაოების გვერდით, საქართველოს გეოლოგიური სამმართველო რაიონში ინტენსიურ ძებნა–ძიებით სამუშაოებს ატარებდა. რის შედეგადაც აღმოჩენილ იქნა რიგი ოქროსშემცველი სპილენძ–ბარიტ–პოლიმეტალური საბადოები

(დავით-გარეჯი, წითელი სოფელი, ქვემო ბოლნისი, საყდრისი) და ამჟამადც შეუფასებელი მადანგამოვლინებები.

1966–1973 წლებში ბოლნისის მადნიან რაიონში იშვიათი ელემენტების მინერალოგიის, გეოქიმიის და კრისტალოგრაფიის საკავშირო ინსტიტუტის N1 გეოლოგიურ-გეოქიმიური ექსპედიციის N44 პარტიის მიერ (ი. პურიკი და სხვა 1972; ე. ბარანოვი და სხვა 1974) ჩატარდა 1:50 000, 1:25 000 და 1:10 000 მასშტაბის საძიებო გეოქიმიური სამუშაოები, რის შედეგადაც გამოიყო მთელი რიგი პერსპექტიული რღვევითი სტრუქტურები და უბნები, რომლების შეფასება დღესაც მიმდინარეობს.

1964–1967 წლებში რაიონში საქართველოს გეოლოგიური სამმართველოს ცენტრალური პარტიის (დ. ჯავახაძე და სხვები 1968) მიერ ჩატარებულ იქნა საძიებო გეოქიმიური სამუშაოები. ჩატარდა 1:50 000, 1:25 000 და 1:10 000 მასშტაბის გეოქიმიური სამუშაოები. შედეგად გამოიყო მნიშვნელოვანი გეოქიმიური ანომალიები, რომელთა შეფასებაც მხოლოდ ნაწილობრივ მოხერხდა.

1977–1980 წლებში პირველად განზოგადდა ბოლნისის რაიონში ჩატარებული ძებნა-ძიებითი სამუშაოების შედეგები და შეიქმნა 1:50 000 მასშტაბის პროგნოზულ-მეტალოგენური რუკები (ვ. ფანცულაია და სხვა, 1966).

1982 წელს დამთავრდა შემაჯამებელი გეოლოგიური ანგარიში (გ. სპანდერაშვილი, პოკლება 1982), რომელშიც განზოგადებულია 1972–1982 წლებში ჩატარებული გეოლოგიურ-გეოფიზიკური და ძებნა-ძიებითი სამუშაოები. ჩატარებული სამუშაოს დეტალური ანალიზის საფუძველზე დადგინდა მეორადი კვარციტებისა და სპილენძ-პოლიმეტალური ძარღვული მადნების პერსპექტიულობა საწარმოო ხასიათის ოქროს შემცველობაზე.

1978–1982 წლებში ბ. ვაშაძის, გ. კორინთელის და სხვ. (1982) მიერ ბოლნისის მადნიანი რაიონის 500 კმ² ფართობზე ჩატარდა ძებნითი სამუშაოები ოქროს საბადოების გამოვლენის მიზნით და გამოვლინდა ხუთი პერსპექტიული უბანი, რომელთა შეფასება დღესაც მიმდინარეობს.

ბოლნისის მადნიანი ველის ჰიდროთერმულად შეცვლილი ქანების სისტემური შესწავლა 50-იანი წლების ბოლო პერიოდიდან დაიწყო ბ. გოგიშვილის მიერ. 50-იანი წლების მეორე ნახევარში ბოლნისის მადნიანი ველის ფარგლებში ჰიდროთერმული არგილიზიტები პირველად გამოვლინდა და აღიწერა ბნელი ხევის ტყვია-თუთიის ძარღვული ტიპის საბადოზე (თ. გოგიშვილი, თ. ზულიაშვილი 1959). თ. გოგიშვილმა (1967) წითელ სოფლის და ქვემო ბოლნისის საბადოების ჰიდროთერმულად შეცვლილი ქანების შესწავლისას გამოავლინა და აღწერა მეორადი

კვარციტების მაღალტემპერატურული ანდალუზიტის და ანდალუზიტ-პიროფილიტის ფაციესი.

1978–1982 წლებში თ. გოგიშვილის, გ. მელითაურის და სხვების (1982) მიერ ჩატარდა ბოლნისის მადნიანი კვანძის მეტასომატური ფაციესების შესწავლა და კარტირება, რის შედეგადაც შეიქმნა 1:50 000 მასშტაბის მეტასომატური ფაციესების რუკა. ამავე დროს ბოლნისის ცალკეული გამაღებელი უბნებისა და საბადოებისთვის შეიქმნა 1:10 000 მასშტაბის რუკები (ვ. გელეიშვილი და სხვ. 1981; თ. ზულიაშვილი 1983; თ. ზულიაშვილი, მ. აფხაზავა 1986, 1989; კეკელია და სხვ. 1989 და სხვ.).

1976–1990 წლებში ჩატარდა სამუშაოები (ვ. გელეიშვილი და სხვ. 1981; თ. ზულიაშვილი, მ. აფხაზავა 1986, 1989 და სხვ.) ოქროს გამაღების ლოკალიზაციის კანონზომიერებების დადგენის, მადანმეტასომატურ სვეტში ოქროს ადგილის გარკვევის და ოქროს მატარებელი უბნების პროგნოზირების თვალსაზრისით.

1981 წელს ბოლნისის მადნიანი ველის ფარგლებში პირველად გამოიყო ჰიდროთერმულ არგილიზიტებთან დაკავშირებული ოქრო-ვერცხლისწყლის მადნიანი ფორმაცია (ვ. გელეიშვილი და სხვ. 1981; ა. კვიციანი 1981).

1996–1998 წლებში რაიონში ი.რატმანის და სხვების მიერ, ჰიდროთერმულად შეცვლილი ქანების (მეტასომეტიტების) კარტირებაზე და მათ პეტროლოგიურ-გეოქიმიურ შესწავლილობაზე დაყრდნობით, ჩატარდა სამუშაოები გამაღების რაოდენობრივი პროგნოზირების მიზნით. სამუშაო ჩატარდა მადნეულის საბადოზე, ხოლო აპრობირებული იყო საყდრისის და დავით-გარეჯის საბადოებზე. ამის საფუძველზე შემუშავდა ოქროს და ფერადი ლითონების რაოდენობრივი პროგნოზირების მეთოდი პროგნოზული რესურსების სათანადო შეფასებით.

ბოლო წლებში მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადოს შესწავლას ახდენდა მრავალი მკვლევარი, რომელთა ნაშრომები ლიტერატურის სიაში იქნება მოცემული. შემუშავდა საბადოს წარმოშობის სინგენეტიკური ტიპის წარმოდგენები ა. მაღალაშვილის, რ. მიგინეიშვილისა და ნ. ფოფხაძის მიერ. მადნეულის საბადოს გეოლოგიური რუკის ბოლო რედაქცია ეკუთვნის რ. მიგინეიშვილს (2007).

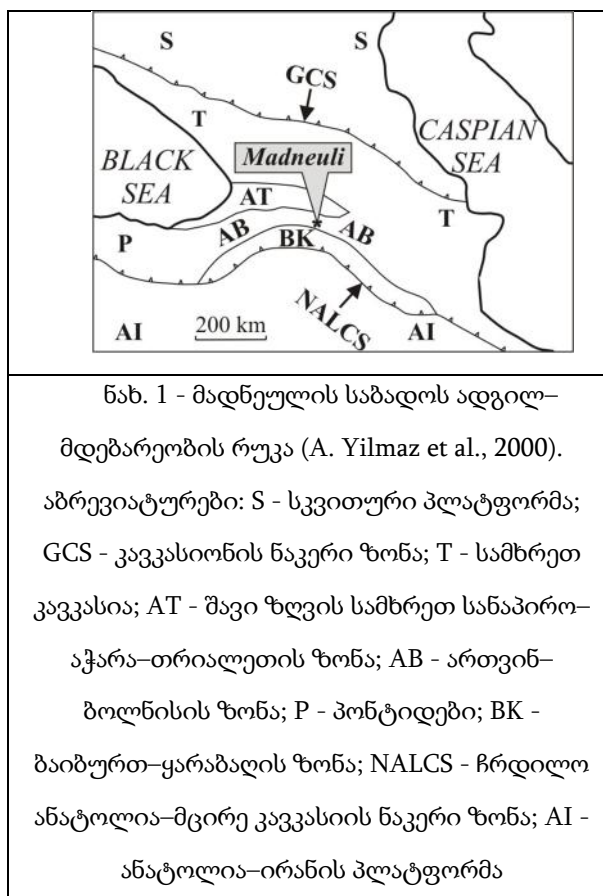
1994 წლიდან საწარმო „კვარციტი“ ახდენს მადნეულის საბადოს დასაწყობებული ოქროს შემცველი კვარციტების გადამუშავებას ოქროს მდორე შენადნობის მიღების მიზნით.

1.2. რაიონის გეოლოგიური აგებულება

რაიონი მდებარეობს ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის ფარგლებში. იგი განვითარებულია ალპურისწინა კრისტალურ ფუნდამენტზე. რაიონს აგებს ლოქის და ხრამის მასივებზე გაშიშვლებული ქვედა პალეოზოური გრანიტ-მეტამორფული კომპლექსი, ზედა პალეოზოური მჟავე ვულკანიტები, მასივებზე ტრანსგრესიულად განლაგებული მეზოზოური (MZ) დანალექი და ვულკანოგენურ-დანალექი წყებები, პალეოგენური (E) და პლიოცენური (N₂) ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები, ხმელეთის ეფუზიური წარმონაქმნები და ფხვიერი მეოთხეული (Q) ნალექები, რომელთაც ფართო გავრცელება აქვთ რაიონში.

1.2.1. გეოტექტონიკური პოზიცია

მადნეულის საბადო მდებარეობს სამხრეთ საქართველოში. გეოტექტონიკური დანაწილების სქემის მიხედვით (A. Yilmaz et al., 2000) მიხედვით საბადო მდებარეობს ართვინ-ბოლნისის ზონაში, კერძოდ ბოლნისის ქვეზონის მადნეული-ფოლადაურის ბლოკში. ართვინ-ბოლნისის ზონას ჩრდილოეთით ესაზღვრება აჭარა-თრიალეთის ზონა, ხოლო სამხრეთით ბაიბურთ-ყარაბაღის ზონა. დასავლეთით მას თურქეთის პონტიდები აგრძელებს, აღმოსავლეთით კი მტკვრის დეპრესიის ნეოგენურ-მეოთხეული (N-Q) დანალექი საფარის ქვეშ ექცევა. ართვინ-ბოლნისის ზონის ჩრდილო და სამხრეთ დაბოლოებებზე გაიდევნება სამხრეთული მიმართების შესხლეტვები.



ართვინ-ბოლნისის ზონა ჩამოყალიბდა ევრაზიის კონტინენტის აქტიური კიდის სტრუქტურის ფარგლებში. იგი შედგება ჰერცინული ფუნდამენტისგან, რომელიც მოიცავს პრეკამბრიულ (PE) და პალეოზოურ (PZ) გრანიტ-გნეისებს და პლაგიოგრანიტებს. ფუნდამენტს თავზე ადევს კარბონული (C) ვულკანურ-დანალექი ქანები. ართვინ-ბოლნისის ბელტის ჩრდილოეთით მდებარე აჭარა-თრიალეთის ზონა რკალსუკანა პირობებშია ჩამოყალიბებული, ხოლო ბაიბურთ-ყარაბადის ზონის ზედაიურულ-ცარცული (J-K) წამონაქმნები – რკალისწინაში.

საკვლევ რაიონის ფარგლებში სტრუქტურული და სტრატეგრაფიული უთანხმოებების საფუძველზე გამოიყოფა სამი სტრუქტურული სართული: სენომანურ-კონიაკური (k_1-k_3), სანტონურ-მასსტრიხტული (k_4-k_6) და პალეოგენ-ნეოგენური (E-N). მათ დაწვრილებით განვიხილავთ ტექტონიკის ქვეთავში.

1.2.2. სტრატეგია და ლითოლოგია

დეპრესიის ფარგლებში ზედაპირზე გამოდიან მხოლოდ ცარცული (K), პალეოგენური (E), პლიოცენური (N₂) და მეოთხეული (Q) წარმონაქმნები.

ცარცული სისტემა (K)

დღეისათვის, უძველესი ნალექებიდან დეპრესიის ფარგლებში ზედაპირზე გამოდიან ალბურ-ზედა ცარცული (b₆-K₂) ვულკანოგენური და დანალექი წარმონაქმნები. მათში მკვლევარების უმეტესობა სამ ფორმაციას გამოყოფს: 1. ტერიგენულ-კარბონატული (ალბურ-სენომანური (b₆-k₁)); 2. ვულკანოგენური (ტურონულ-სანტონური (k₂-k₄)) და 3. კარბონატული (კამპანურ-მაასტრიხტული (k₅-k₆)).

ზემოთ ჩამოთვლილ ფორმაციებში გამოყოფილ იქნა (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002) შემდეგი წყებები: 1. თეთრიწყაროს წყება (ზედა კამპანურ-მაასტრიხტული (k₅-k₆)); 2. შორშოლეთის წყება (ქვედა კამპანური (k₅)); 3. გასანდამის წყება (სანტონური (k₄)); 4. მაშავერას წყება (ზედა ტურონულ-კონიაკური (k₂-k₃)), 5. დიდგვერდის წყება (ტურონული (k₂)), 6. ოფრეთის წყება (სენომანური (k₁)) და 7. ხოხმელის წყება (ალბური (b₆)). ეს დანაწილება წინა დანაწილებისგან (რ. ღამბაშიძე, გ. ნადარეიშვილი, მ. წერეთელი და სხვები) განსხვავდება იმით, რომ მათში არ შედის წერაქვის, ტანძიისა და ხრამის წყებები და დამატებულია ხოხმელის წყება. ასევე, მეტ-ნაკლებად შეცვლილია მათი ასაკობრივი საზღვრები.

- ხოხმელის და ოფრეთის (ალბურ-ქვედა სენომანური (b₆- k₁)) წყებების ნალექები ზედაპირზე მხოლოდ ბოლნისის მადნიანი კვანძის სამხრეთით ლოქის მასივის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიებზე, მდინარეების – მოშევანის, ლოქისწყლის და შულავერის წყლის აუზებში გამოდის, სადაც ალბური (b₆) ხოხმელის წყება წარმოდგენილია კარბონატული ქვიშაქვებით, მერგელებით და ქვიშიანი კირქვებით, სენომანური (k₁) ოფრეთის წყება კი – ვულკანომიქტური და პოლიმიქტური ქვიშაქვებით, გრაველიტებით და კონგლომერატ-ბრექჩიებით, რომლებსაც ქვეშ უდევს მცირე სიმძლავრის ქვიშიანი კირქვების დასტა.

ბოლნისის მადნიანი კვანძის ტერიტორიის ფარგლებში ამ წყებებიდან მხოლოდ ოფრეთის წყებაა სიღრმეში გაბურღული (ბ. ვაშაძე, გ. კორინთელი), ხოლო აქ ხოხმელის წყების არსებობა საერთოდ ეჭვს იწვევს.

- დიდგვერდის წყება (ქვედატურონული, K_{2dგ}) შედგება ვულკანოგენური, ტერიგენული და კარბონატული ქანების არათანაბარი მორიგეობისაგან. ეს წყება ვულკანოგენური ფორმაციის ქვედა

ნაწილია. დიდგვრდის წყება ლითოლოგიურად ორ ნაწილად იყოფა. მის ქვედა ქვეწყებას (K_2dg^1) აგებს პოლიმიქტური კარბონატული ქვიშაქვების, ქვიშიანი მერგელების, კირქვების, ტუფოქვიშაქვების და მჟავე წვრილნატეხოვანი ტუფების მორიგეობა. ქვეწყება გამოდის მდინარეების – ლოქისწყლის, უკანგორისა და მაშავერას ხეობებში. წყების მაქსიმალური სიმძლავრე 700 მ-ია. დიდგვრდის წყების ქვედა ნაწილი აღმოჩენილია ბურღილებით სოფ. უკანგორის და საყდრისის საბადოს მიდამოებში 300–350 მ-ის სიღრმეზე. ქვეწყება ბოლნისის მადნიანი კვანძის ფარგლებში ზედაპირზე არსად არ არის გაშიშვლებული.

ისეთ ადგილებზე, სადაც დიდგვრდის წყება გაშიშვლებულია ზედაპირზე, იგი ტრანსგრესიულად და ფუძის კონგლომერატებით თავზე ადევს იურული (J) და ცარცული (K) ასაკის ნალექებს. ფუძის კონგლომერატები შეიცავენ დიდი რაოდენობით იურული (J) და ქვედა ცარცული (K_1) ასაკის ქვიშაქვების, კირქვების და ვულკანიტების ქვარგვალებს.

დიდგვრდის წყების ზედა ქვეწყება (K_2dg^2) ხასიათდება მჟავე ვულკანიტების სიჭარბით. წყების ქვედა ნაწილისგან განსხვავებით, ამ ქვეწყების ნალექები მადნეულის მადნიანი კვანძის ფარგლებში გამოდიან სოფ. ფოლადაურსა და დაბა კაზრეთში. ისინი წარმოდგენილი არიან მეჩხერი ზღვის ტუფოტურბიდიტებით, რომლებსაც აგებენ კარგად შრეებივი ტუფოარგილიტები, ტუფოქვიშაქვები და დაციტური და იშვიათად ანდეზიტური წვრილნატეხოვანი და ლაპილური ტუფები.

მდინარეების – ლოქისწყლის და კაზრეთულას აუზებში ჭარბობს დაციტური წვრილნატეხოვანი და ლაპილური ტუფები, მდ. მაშავერას ხეობაში კი – ანდეზიტო-დაციტური და ანდეზიტური პიროკლასტოლითები. აღნიშნული ქანების გარდა გვხვდება კარბონატული ქვიშაქვების და ტუფური მასალით მდიდარი მერგელების და კირქვების შუაშრეებიც. კარბონატულ ქანებში ნაპოვნი მდიდარი მიკროფაუნის საფუძველზე ქვეწყება ტურონულად (k_2) თარიღდება. ქვეწყების სიმძლავრე 200 მ-მდეა.

- მაშავერას წყება (K_2ms) მოიცავს მთელი რაიონის ფართობის 40%-ს. ლითოლოგიური აგებულების მიხედვით გამოიყოფა ორი ქვეწყება, რომლებიც ბოლნისის მადნიანი კვანძის ფარგლებში ყველგან გაიდევნებიან.

მაშავერას წყების ქვედა ქვეწყებას (K_2ms^1) აგებს კონტრასტულად დიფერენცირებული ანდეზიტო-დაციტური და ბაზალტური ვულკანიტები, რომლებიც გრანულომეტრიულად და პეტროქიმიურად მიმართებაზე ძალიან მოკლე მანძილზე იცვლებიან. სოფლების – ვარდისუბნისა და მაშავერას ფარგლებში ქვეწყების ძირითადი ნაწილი წარმოდგენილია ვულკანური ყელის მახლობელი ფაციესებით: ანდეზიტო-ბაზალტური შედგენილობის ლავური ბრექჩიებით, ლოდა-

აგლომერატული, აგლომერატული და ლაპილური ლითო-ვიტროკლასტური და ვიტრო-კრისტალოკლასტური ტუფებით, რომლებთანაც იშვიათად მორიგეობენ იგივე შედგენილობის წვრილნატეხოვანი ტუფების და ტუფოქვიშაქვების დასტები. მდ. მაშავერას ხეობის მარცხენა ფერდზე, სოფ. ვარდისუბნიდან სოფ. ბალიჭამდე, ზედაპირზე გამოდიან ანდეზიტო-ბაზალტური ლოდ-აგლომერატული ტუფები, რომლებიც შეიცავენ მეორადი კვარციტების, სხვადასხვა შედგენილობის პორფირიტების, დიორიტების ტუფების და ტუფიტების ნატეხებს. შრეებრივი ტუფების და ტუფიტების ბლოკებიდან ზოგიერთის ზომა 20–30 მ-ს აღწევს. ეს ყველაფერი დაკავშირებული უნდა იყოს ვულკანური ყელის ამომყვანი ნაპრალის ფაციესებთან, სადაც ინტენსიური ამოფრქვევების მეშვეობით უფრო ძველი ვულკანოგენურ-დანალექი, დანალექი და ინტრუზიული ქანების ლოდები და ბლოკებია ამოტანილი.

მდინარეების – ლოქისწყლისა და უკანგორის აუზებში ქვეწყების წარმონაქმნები წარმოდგენილია ყელის მახლობელი ვულკანური ფაციესის ანდეზიტური და ანდეზიტო-დაციტური ლავური განფენებით და აგლომერატული და ლაპილური ტუფებით. ვულკანიტებში მჟავიანობის მომატების მიზეზად ვარაუდობენ ლოქის მასივის სიახლოვეს და კრისტალური ფუნდამენტის მჟავე ქანების ასიმილაციას (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

მდინარეების – კაზრეთულასა და კატარკაიას აუზებში ქვედა ქვეწყების ვულკანიტები ვულკანური კერებისაგან მოშორებული ფაციესებით არიან წარმოდგენილნი. ესენი არიან: კარგად შრეებრივი ლაპილური და წვრილნატეხოვანი ლითო-ვიტროკლასტური და კრისტალო-ვიტროკლასტური ტუფები და ბრექჩიული ანდეზიტური განფენები, რომლებიც იშვიათად ტუფოქვიშაქვებისა და ტუფოალევეროლიტების მცირე სიმძლავრის დასტებსაც შეიცავენ.

მაშავერას წყების ქვედა ქვეწყებაში ზოგან კარბონატული ქვიშაქვების, ქვიშიანი კირქვების მერგელების ლინზები და შუაშრეებიცაა. სოფლებში – სამწვერისსა და ბოსლებში, ამდაგვარ ქანებში, ნაპოვნია მიკრო და მაკროფაუნა: *Diploctenium corburiensis* All., *Diploctenium toucosi* All., *Inoceramus percostatus* G. Muell., *Pinna decussate* Goldf., *Hrliculax gibosa* (Zek), რომლებიც ამ ქვეწყების ზედა ტურონულ-ქვედა კონიაკურ (k_2-k_3) ასაკზე მიგვითითებს.

მაშავერას წყების ქვედა ქვეწყების (K_2ms^1) სიმძლავრე, მადნეულის მადნიანი კვანძის ფარგლებში, 200–400 მ-ია.

მაშავერას წყების ზედა ქვეწყება (K_2ms^2) წარმოდგენილია კარგად შრეებრივი მჟავე ტუფებით და ტუფოტურბიდიტებით. იგი ფართო გავრცელებით სარგებლობს მდ. მაშავერას და მისი მარჯვენა შენაკადების აუზებში (მდინარეები – ლოქისწყალი, კაზრეთულა, უკანგორი და სხვა). ქვეწყების ქვედა ნაწილში ძირითადად გავრცელებულია ტუფოკონგლომერატ-ბრექჩიები, ტუფოგრაველიტები და მჟავე წვრილნატეხოვანი და ლაპილური ტუფები, ზედა ნაწილში კი –

სქელ და საშუალოშრეებრივი ტუფოქვიშაქვები, ტუფოარგილიტები და პიზოლითური ტუფები. მათში ჩართულია კარბონატული ქვიშაქვების, ქვიშიანი მერგელებისა და კირქვების შუაშრეები და ლინზები. ქანებში გამოიყოფა მადნიანი ფლიშის მაგვარი სინგენეტური პირიტით მდიდარი დასტები. გარკვეულ უბნებზე პირიტთან ქანებს ენაცვლება პირიტის და სიდერიტის კონკრეციებიანი ტუფოტურბიდიტები.

მაშავერას წყების ზედა ქვეწყების (K_{2ms}^2) მჟავე ტუფები ძირითადად ვიტროლითოკლასტური და ვიტროკრისტალოკლასტური შედგენილობის არიან. საყდრისის საბადოს და მადნეულის კარიერის ფარგლებში ამ ქვეწყების კარბონატულ ქანებში აღმოჩენილია ცუდად დაცული ორსაგდულიანების ფაუნა, რომელიც ამ შრეების თხელი ზღვის პირობებში დალექვაზე მიუთითებს. წყებაში გავრცელებული პიზოლითების წარმოშობა გავარვარებული ფერფლის ღრუბლის და წვიმის წვეთების შეხებას უნდა უკავშირდებოდეს (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). სავარაუდოდ, პიზოლითური კონკრეციების გამკვრივება ჰაერშივე ხდებოდა და შემდეგ, ხდებოდა მათი თხელი ზღვის აუზში ჩაცვენა.

მაშავერას წყების ქვედა ქვეწყებისგან (K_{2ms}^1) განსხვავებით, ზედა ქვეწყების (K_{2ms}^2) ლითოლოგიურ-გრანულომეტრიული შედგენილობა და დასტების სიმძლავრეები შრეებრიობის მიმართებაზე მხოლოდ უმნიშვნელო ცვლილებებს განიცდის, რაც აადვილებს შრენარის კარტირებას. ქვეწყების ზედა ნაწილი მეტწილად სანტონურის (k_4) წინა რეგრესიის დროს გადაირეცხა. კონიაკურის (k_3) მიწურულს, ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის ფარგლებში ადგილი უნდა ჰქონოდა აზევებასა და ბლოკური ხასიათის დანაოჭებას, რასაც რაიონის გახმელეთება უნდა მოეხდინა. ამის ერთ-ერთი დამადასტურებელი ნიშანია მაშავერას წყების ქვედა ქვეწყების სხვადასხვა დონის დასტებზე სანტონური (k_4) სუბაერული მჟავე იგნიმბრიტული ვულკანიტების უთანხმოდ განლაგება.

მაშავერას წყების ზედა ქვეწყების (K_{2ms}^2) სიმძლავრე 80–150 მ-ია. ქვეწყების კონიაკური ასაკი (k_3) ფაუნისტურად არის დადასტურებული. რ. ღამბაშიძის მიერ (1984 წ.) ნაპოვნია კონიაკური ამონიტი – *Barroissiceras Roberfelneri* Hauer, მდ. მაშავერას მარჯვენა ფერდზე სოფ. ქვეშის რკინიგზის ბაქანთან.

- გასანდამის წყება (K_{2gs}) - დავით გარეჯის საბადოს მიდამოებში, 1993 წელს 1:1000 მასშტაბის გეოლოგიური აგეგმვით (მ. ფრუიძე და ი. ვაშაკიძე) მაშავერას წყების (K_{2ms}) თავზე პირობითად გამოყოფილ იქნა ლითოლოგიურ-სტრატეგრაფიული ორი ჰორიზონტი: საყდრისის, რომელიც რიოდაციტული შედგენილობის იგნიმბრიტების, ტუფოლაავებისა და ფერფლის ტუფებისგან შედგება, სიმძლავრით – 80–200 მ და დავით გარეჯის, რომელიც შრეებრივი წვრილნატეხოვანი

მჟავე ტუფებით, ტუფოგრაველიტებით, ტუფოქვიშაქვებით, კარბონატული ქვიშებით, მერგელებითა და ქვიშიანი კირქვებით არის აგებული, სიმძლავრე – 140 მ–მდეა.

მომდევნო წლებში (1995–2000) ჩატარებული 1:10 000 მასშტაბის გეოლოგიური კვლევებზე დაყრდნობით გაირკვა, რომ საყდრისისა და დავით გარეჯის ჰორიზონტები თავისი ლითოლოგიური ბუნებით, სტრატეგრაფიული მდებარეობითა და ფაუნისტური მონაცემებით მთლიანად შეესაბამება ბოლნისის რაიონის ჩრდილო ნაწილში გამოყოფილ გასანდამის წყებას (K_2gs) (ი. ვაშაკიძე, ნ. ძოწენიძე და სხვა). ამიტომ, საყდრისის ჰორიზონტი მიაკუთვნეს გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყებას (K_2gs^1), დავით გარეჯის ჰორიზონტი კი – ზედა ქვეწყებას (K_2gs^2) (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყებას (K_2gs^1) აგებს რიოლითური ლავური ბრექჩიები, ტუფოლავეები, იგნიმბრიტები, ლაპილურ–აგლომერატული და ფერფლის ტუფები და ცალკეული ლავური ნაკადები. იგი ფართო გავრცელებით სარგებლობს მადნეულის მადნიანი კვანძის ფარგლებში.

სოფ. ბოსლების ჩრდილოეთით მდებარე სტრატოვულკანიდან აღმოსავლეთით წამოსულმა პიროკლასტურმა ნაკადებმა ამოავსეს დარბაზი–აბულმულკის დეპრესია. მდინარეების–მაშავერასა და გედაჩაის წყალგამყოფი ქედის ფარგლებში ქვეწყება ფართო გავრცელებით სარგებლობს და წარმოდგენილია აგლომერატული და ლაპილური იგნიმბრიტებით, რომლებიც წვრილნატეხვან ფერფლის ტუფების ლინზებს და შუაშრებს შეიცავენ. მათი სიმძლავრე აქ 300 მ–მდეა. იგნიმბრიტებს ფარავს დაციტური ლავური განფენები. ლავური ნაკადებიდან გამოირჩევა მდინარეების – ორსაყდრისისა და აბულმულკის წყალგამყოფი ქედის ფარგლებში განვითარებული ორსაყდრის–აბულმულკის ლავური ნაკადი (1.3 კმ²). ნაკადის მაქსიმალური სიმძლავრე 160 მ–ია, აბსოლუტური ასაკი, განსაზღვრული K-Ar-ის მეთოდით, კი – 73 მლნ. წელია (ბაღდასარიანი, 1982). მისი ამომყვანი ყელი მდებარეობს ჩრდილო–დასავლეთით, რაიონის ფარგლებს გარეთ და ფლუიდური ტექსტურის ტრაქირიოლითების კონუსით არის წარმოდგენილი. მის გარშემო იგივე შედგენილობის ლავური ბრექჩიები გვხვდება.

დარბაზი–აბულმულკის კალდერული ჩაქცევის სამხრეთიდან შემომსაზღვრელი რღვევების გასწვრივ გვხვდება მონოგენური კონუსისებური ვულკანური ცენტრები, რომლებიც ფლუიდალური რიოდაციტებით არიან აგებულნი. ვულკანური ცენტრებიდან ყველა მიმართულებით გავრცელებულია მცირე ზომის რიოდაციტური ლავური განფენები. ისინი გარს ერტყმიან ლავურ კონუსებს და ასევე, საყდრისის ქედის თხემურ ნაწილში არის შემორჩენილი. მათი ასაკი 71–72 მლნ. წელია (ბაღდასარიანი, 1982).

გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყება (K_2gs^1) უხეშად დაშრევებული რიოდაციტური აგლომერატული პემზური ტუფებით, იგნიმბრიტებით და ტუფოლავეებით არის წარმოდგენილი დავით გარეჯის და მთა დიდის სერის მიდამოებში. მის ქვედა ნაწილში ზოგან სფეროიდებიანი ტუფების დასტებიც გამოიყოფა. სფეროიდები პირველი ვულკანური აფეთქების შედეგად ჰაერში ატყორცნილი ლავური ნაფლეთების დამრგვალების შედეგად წარმოქმნილ ბომბებს უნდა წარმოადგენდნენ (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). ქვეწყების სიმძლავრე რაიონში 140მ–მდეა.

სოფ. ფახრალის და მთა ტაშკესანის მიდამოებში მაშავერას წყების (K_2ms) სხვადასხვა დასტებს თავზე ადევს გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყების (K_2gs^1) ვულკანიტები, რომლებიც აქ წარმოდგენილნი არიან სუსტად შეცემენტებული, რიოდაციტული აგლომერატული და ლაპილური ტუფებით, რომლებსაც ქვეშ უდევს სფეროიდებიანი ტუფები. ისინი წარმოადგენენ აფეთქების შედეგად ჰაერში ატყორცნილი და ჰაერშივე გაციებული ლავური ნაფლეთების – პიროკლასტოლითების დანაგროვებს.

მდინარეების– დემურსუსა და კაზრეთულას წყალგამყოფის ფარგლებში დიდი ფართობი უჭირავს რიოდაციტურ და რიოლითურ ლავურ ნაკადებს, იგნიმბრიტებს და ტუფოლავეებს. ისინი წამოსული არიან დემურდაგის ვულკანური ცენტრიდან, რომელსაც ავსებს კვარცის ფენოკრისტალებიანი რიოლითები. ვულკანურ ცენტრს ცენტრიდან გამოყოფილი რადიალური დაიკები ახასიათებს. ნაკადების სიმძლავრე 150 მ–მდეა.

დემურსუს და უკანგორის ბრეჩიული რიოდაციტებით წარმოდგენილი მონოგენური ლავური ნაკადები ასევე მიეკუთვნება გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყებას ქვეწყება (K_2gs^1). მათ გააჩნიათ დამოუკიდებელი ვულკანური ცენტრები, რომლებიც რიოლითური კონუსების სახით არიან წარმოდგენილნი. აღნიშნული ნაკადები მაშავერას წყების ქვედა ქვეწყების (K_2ms^1) ვულკანიტებს უთანხმოდ ადევს თავზე. ნაკადების სიმძლავრე 120 მ–მდეა.

გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყების (K_2gs^1) სუბაერული ვულკანიტები სანტონურად (k_4) დათარიღებული ნალექების ქვეშ არიან განლაგებულნი, ამიტომ ისინი თარიღდებიან ქვედა სანტონურად. გედაჩაი–აბულმულკის ჩაქცევის კალდერის სუბაერული ვულკანიტებიდან აღებული ნიმუშების აბსოლუტური ასაკი, განსაზღვრული K-Ar-ის მეთოდით, 71–73 მლნ. წელია.

გასანდამის წყების ზედა ქვეწყება (K_2gs^2) თანხმობით ან ლოკალური უთანხმოებებით ქვედა ქვეწყების (K_2gs^1) სუბაერულ ვულკანიტებს ადევს თავზე. ლოკალური უთანხმოებები გამოწვეულია რაიონის თანდათანობითი დაძირვით და ზღვის ტრანსგრესიით, რომელმაც მარჩხი ზღვით დაფარა ბოლნისის ვულკანო–ტექტონიკური დეპრესიის გახმელეთებული ადგილები.

ეს ქვეწყება მადნეულის მადნიანი კვანძის ფარგლებში გამიშვლებულია მოშეკან–დავით გარეჯის და კატარკაიას ქედის მიდამოებში. ქვეწყება აქ ძირითადად ტუფიტურ–ტერიგენული

ნაღეჭებით არის წარმოდგენილი. მის ქვედა ნაწილში ძირითადად საშუალო და სქელშრეებრივი ალევრიტო-ფსამიტური მჟავე ტუფებია, ზედა ნაწილში კი – ასევე კარგად შრეებრივი ტუფოალევროლითები, კარბონატული, კვარციანი და პოლიმიქტური ქვიშაქვები, გრაველიტები, რომლებიც შეიცავენ ქვიშიანი კირქვების მერგელების და კირქვების შუაშრეებს.

რაიონში გასანდამის წყების ზედა ქვეწყების (K_2gs^2) ზედა ნაწილი გადარეცხილია, დანარჩენი ნაწილის სიმძლავრე 120 მ-მდეა. ბოლნისის დეპრესიის ფარგლებში ნაპოვნი ფაუნის მიხედვით: *Inoceramus linqua* Godf, *In. Regularis* Orb., *In. cf. barabini* Mart., და სხვა (რ. ღამბაშიძე 1979, 1984, ი. ვაშაკიძე 1978), ქვეწყება გვიან სანტონურად (k_4) თარიღდება.

პალეოგენური სისტემა (E)

მადნეულის მადნიან კვანძში ამ სისტემას აგებს შეზღუდული გავრცელების ეოცენური (E_2) ასაკის ხმელეთის ვულკანოგენური წარმონაქმნები. ისინი ანდეზიტო-დაციტური, რიოდაციტული და ტრაქირიოლითური შედგენილობის ლავური ნაკადებითა და ლავოკლასტოლითებით არიან წარმოდგენილნი. ზოგან ლაპილურ-აგლომერატული ტუფებიც გამოერევა. აღნიშნული ნაღეჭები აქ მკვეთრი ეროზიული რელიეფის პირობებშია ამოფრქვეული და ან რელიეფის უარყოფით ფორმებშია მოთავსებული ან მოვაკებული ქედების თხემურ ნაწილზე.

სოფ. წითელსოფლის სამხრეთით საკმაოდ დიდი ფართობი უჭირავს ანდეზიტურ-დაციტურ ნაკადს და მასზე განლაგებულ ლავურ ბრექჩიებსა და აგლომერატულ ტუფებს. ისინი წყალგამყოფ ქედს აგებენ. აქ ისინი ძველ ხეობას უნდა ავსებდნენ და მაშავერას (K_2ms) და გასანდამის (K_2gs) წყებების სხვადასხვა დასტებზე არიან განლაგებულნი. ვულკანიტების ფუძეში მცირე სიმძლავრის ბრექჩიული ლავეები და ლავური ბრექჩიებია განვითარებული, რომელსაც ზევით პროპილიტიზირებული ანდეზიტო-დაციტური ნაკადი ცვლის, რომელშიც ხშირია პლაგიოკლაზის პორფირული ჩანართები. ნაკადს თავზე ადევს იგივე შედგენილობის ლავური ბრექჩიები და აგლომერატული ტუფები. მათ უმთავრესად ვულკანური ყელის მახლობელი ფართობები უკავიათ. ქედის ცენტრალურ ნაწილში მდებარე ვულკანური კონუსი წარმოდგენილია ერუპტიული ლოდ-ბრექჩიებით. მას აგებს ტუფით შეცემენტებული ანდეზიტების, რიოდაციტების, ტუფების და მეორადი კვარციტების ნატეხები და ლოდები. ეს ცენტრი თავისი აგებულებით სტრატოვულკანის მსგავსია.

მთა ამაღლების მიდამოებში, გასანდამის წყების (K_2gs) სხვადასხვა დასტების ეროზიულ რელიეფზე უთანხმოდ განლაგებული მჟავე ეფუზივებისა და ლავოკლასტოლითების საკმაოდ დიდი გამოსავლებია. ვულკანიტების ფუძეში ლოდ-აგლომერატული ლახარული ბრექჩიებია

განთავსებული. მათ აგებულებაში მონაწილეობს 1–20 სმ ზომის ანდეზიტების, დაციტების, რიოლითების, ტუფებისა და ტუფიტების ნატეხები. მათი შემადგენტეებელია ნაწილობრივ გათიხებული, ანდეზიტ–დაციტური შედგენილობის წვრილნატეხოვანი ტუფი. ლახარული ბრექჩიების სიმძლავრე 20–40 მ–ია. მათ ადევს რიოდაციტული შედგენილობის ლავური განფენი, რომელიც ზევით გადადის ჯერ ტუფოლავებში, შემდეგ ლავურ ბრექჩიებში. ვულკანიტების ამომყვანი ყელი მდებარეობს მთა ამაღლების მწვერვალის მიდამოებში და აგებულია პემზური ბუნების ბრექჩიული რიოლითებით, რომლებშიც მოქცეულია მკვრივი რიოლითებისა და რიოდაციტების დიდი ლოდები. ვულკანიტების სიმძლავრე 200 მ–მდეა.

ამ ვულკანური წარმონაქმნების ასაკი ეოცენურად (E_2) თარიღდება. კერძოდ, მოსაზღვრე რაიონებიდან მსგავსი ვულკანიტების აბსოლუტური ასაკი განსაზღვრული K-Ar მეთოდით 47–59 მლნ. წლების ფარგლებში მერყეობს. ამასთანავე, ეს ასაკი ემთხვევა რაიონის გარეთ განვითარებული ფაუნისტურად დათარიღებული ქვედა ეოცენური ამლევის წყების დაციტური განფენების ასაკსაც.

მდ. მაშავერას მარცხენა ფერდზე, ორსაყდრისის ხევის სამხრეთით იგნიმბრიტების ეროზიულ რელიეფზე განვითარებულია ლავური ნაკადი, რომელიც წარმოდგენილია პლაგიოკლაზიანი ანდეზიტ–დაციტური პორფირიტით. ნაკადის ამომყვანი ყელი მის ჩრდილო კიდეში განვითარებული რღვევის ზოლში მდებარეობს.

კატარკაიას ლავების K-Ar-ის დათარიღების მეთოდით მიღებულ შედეგზე – 40–42 მლნ. წ. (ბაღდასარიანი, 1982) დაყრდნობით ვარაუდობენ (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002), რომ დიდი სერის, დავით გარეჯისა და კატარკაიას სუბტუტე ლავური წარმონაქმნები შუა ეოცენური ასაკის უნდა იყოს.

დიდი სერის ნაკადი მაშავერასა და გასანდამის წყებებით აგებულ ეროზიულ რელიეფზე მდებარეობს და ბრექჩიული და აფირული ტექსტურის რიოდაციტებით არის წარმოდგენილი, რომელსაც უმთავრესად ფელზიტ–პორფირული და ფელზიტური სტრუქტურები აქვთ. პორფირული გამონაყოფები პლაგიოკლაზითა და რქატყუარითაა წარმოდგენილი. ნაკადის ქვედა ნაწილს ახასიათებს სვეტისებური განწევრება. მის ქვეშ მდებარე ვულკანოგენურ–დანალექი ქანები ძირითადად დაბრექჩიებული და დაჟანგულია. ნაკადის ამომყვანი ყელი მდებარეობს დიდი სერის მიდამოებში. მისგან რიოდაციტული რადიალური დაიკებიც გამოიყოფა. იგი აგებულია ბრექჩიული და ფლუიდალური ტექსტურის რიოდაციტებით. ნაკადის მაქსიმალური სიმძლავრე 80 მ–ია, ხოლო ნაკადის მიერ დაკავებული ფართობი 0.5 კმ². დავით გარეჯის საბადოს სამხრეთ ფერდზე რიოდაციტების გამოსავალი უნდა წარმოადგენდეს ამ ნაკადის ეროზიულ ნარჩენს.

მოშეგან-დავით გარეჯის ტრაქტიოლითურ ლავურ წარმონაქმნებს უმთავრესად გერიუმტიალის ქედის თხემური ნაწილის და მაშვერას ხეობის ციცაბო ფერდის 2 კმ² ფართობი უჭირავს. მკვლევარების უმრავლესობა ნაკადს ექსტრუზიული და სუბვულკანური სხეულებისა და ლავური ნაკადების კომპლექსად განიხილავს. მთა გერიუმტიალის, დავით გარეჯისა და მათ დასავლეთით ფლუიდალური ტექსტურის ბრეჩიული რიოლითებით აგებული კონუსისებური ფორმის სხეულები ფიქსირდება, რომლებიც აქ გავრცელებული ტრაქიტული ლავური ნაკადების ამომყვან ყელებს უნდა წარმოადგენდნენ (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). დავით გარეჯის ვულკანური კონუსის მიდამოებში გვხვდება ასევე მკვრივი ტრაქტიოლითების რადიალური დაიკები. დავით გარეჯის ვულკანური ცენტრიდან ჩრდილოეთით წასული რიოლითური ნაკადები ჩამჯდარია მაშვერას მარჯვენა ფერდის მკვეთრი რელიეფის უარყოფით ფორმებში. ამ ნაკადების ტრაქტიოლითებს ბევრგან ფუძეში სვეტისებური განწევრება აქვთ. გერიუმტიალის ტრაქტიოლითების ლავური ნაკადი კონიაკურ-სანტონურ (k_3-k_4) ვულკანიტებს პლატოსებურად და უთანხმოდ ადევს თავზე. ამ რაიონის ლავური ნაკადების სიმძლავრე 150 მ-მდეა.

კატარკაიას ქედის ნაკადსაც საკმაოდ დიდი ფართობი უჭირავს (2 კმ²). იგი ფელზიტ-პორფირული და ფელზიტური სტრუქტურის მქონე ბრეჩიული და აფირული ტექსტურის ტრაქტიოლითებით არის წარმოდგენილი. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია ალბიტიზირებული პლაგიოკლაზებით. ფელზიტ-პორფირები გავრცელებული არიან ძირითადად კატარკაიას ნაკადის ფუძეში და ხასიათდებიან სვეტისებური და ფილაქნისებური განწევრებით. ნაკადში დიდი ნაწილი მკვრივ, მასიურ და ფელზიტურ ტრაქტიოლითებს უკავიათ. მწვერვალ კატარკაიას მიდამოებში მდებარეობს ამ მძლავრი ლავური ნაკადის გამავრცელებელი ვულკანური ცენტრი. იგი ფლუიდალური, პემზური და ბრეჩიული რიოდაციტებით არის წარმოდგენილი. დავით გარეჯ-მოშეგანისა და კატარკაიას ლავურ წარმონაქმნებში ტუტეების ჯამი 5-10%-ია.

რღვევების გასწვრივ ფართოდ არის ჰიდროთერმული შეცვლები განვითარებული დავით გარეჯისა და კატარკაიას ტრაქტიოლითებში. შედეგად ქანებს განცდილი აქვთ ცეოლითიზაცია, ადულარიზაცია და ბარიტიზაცია. ჰიდროთერმული შეცვლები ფართოდ არის განვითარებული ლავური ნაკადების ქვეშ მდებარე მოშეგანისა და გასანდამის წყებების ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებში, სადაც მდებარეობს დავით გარეჯის, მოშეგანისა და კატარკაიას ოქროსშემცველი ბარიტ-პოლიმეტალური გამადნებები. ეს გამადნებები ზევით აღწერილი ტრაქტიოლიდული ვულკანიზმის ფუმაროლურ სტადიასა და მასთან დაკავშირებულ კალიუმთან მეტასომატოზს უნდა უკავშირდებოდნენ.

ნეოგენური სისტემა (N)

ნეოგენური სისტემა (N) რაიონში წარმოდგენილია პლიოცენური (N₂) ვულკანოგენური ფორმაციით.

გომარეთის, დმანისის, წალკის, ბედიანისა და ტაფანის პლატოებზე დიდი გავრცელებით სარგებლობს პლიოცენური ასაკის (N₂) კონტინენტური ვულკანიტების ნაკადები და ზეწრები, რომლებიც ახალქალაქის წყების სახელით არის ცნობილი. წყების ქვედა ნაწილი ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტური ვულკანიტებით არის წარმოდგენილი, რომლებიც უმთავრესად ქმნიან ლავურ პლატოებსა და ნაკადებს.

დოლერიტულ პლატოებს ცალკე წალკის წყების სახელით გამოყოფენ ბოლო წლების აგეგმვების მიხედვით (მ. ფრუიძე, ა. ხაბელაშვილი, მ. გამყრელიძე 1982).

მადნეულის მადნიანი კვანძის ფარგლებში წალკის წყების დოლერიტული წარმონაქმნები მხოლოდ მაშავერას ნაკადით არის წარმოდგენილი. იგი მდ. მაშავერას ორივე ნაპირზე ვიწრო ზოლის სახით გაიდევნება. ნაკადი აღმოსავლეთით იძირება ახალგაზრდა ალუვიური ნალექების ქვეშ, დასავლეთით კი ებმის დმანისის დოლერიტულ ლავურ პლატოს.

მადნეულის მადნიანი კვანძის ფარგლებში მაშავერას ნაკადო წარმოდგენილია მოშავო-ნაცრისფერი, უმეტესად ფოროვანი დოლერიტებით, რომლებიც ძირითადად წვრილკრისტალურია. ფორებს ხშირად ცეოლითები ავსებს. დოლერიტები ხასიათდებიან ფილაქნისებური და ლოდებრივი განწყვრებით. ისინი აქ ძველ ალუვიურ-პროლუვიურ და დელუვიურ ნალექებზე არიან განთავსებულნი, რომელთაც გამოწვის კვალი ეტყობათ. ნაკადის სიმძლავრე ხეობის ფარგლებში 15–20 მ-ია.

მკვლევართა უმრავლესობას მაშავერას დოლერიტული ნაკადი პლიოცენურ-მეოთხეული (N₂-Q) ვულკანიტების ყველაზე ახალგაზრდა წევრად მიაჩნიათ. მისი ასაკი დმანისის ძველი ნაქალაქარის ხერხემლიანთა ფაუნის, მათ შორის ძველი ადამიანის (*Homo erectus*) თავის ქალის ძვლების და რადიოლოგიური განსაზღვრებების (1.7–1.8 მლნ. წელი) საფუძველზე ზედა პლიოცენ-ქვედა მეოთხეულად არის მიჩნეული.

მეოთხეული სისტემა (Q)

საკვლევ რაიონში მეოთხეული სისტემის (Q) ნალექები არათანაბარი განვითარებით სარგებლობენ და ძირითადად ალუვიური, ალუვიურ-პროლუვიური და პროლუვიურ-

დელუვიური ნალექებით არიან წარმოდგენილნი. ძალიან მცირე რაოდენობით დელუვიური, ელუვიური და ტექნოგენური ნალექებიც გვხვდება.

თანამედროვე ალუვიური ნალექები უმთავრესად მდინარეების – მაშავერას, უკანგორის, ლოქჩაისა და ორსაყდრისის აუზებშია გავრცელებული. იქ ისინი 50–150 მ. სიგანის ჭაღას ქმნიან და რიყნარითა და ქვიშიან–როჟკოვანი მასალით არიან წარმოდგენილნი.

ზემოთ აღნიშნული მდინარეების შენაკადებში თანამედროვე ფხვიერი ნალექები მცირე სიმძლავრის მოძრავი ალუვიონით არიან წარმოდგენილნი. ყველაზე მძლავრი ალუვიური ნალექები (180 მ.) მდ. ლოქჩაის ხეობაშია განვითარებული სოფლების – მიგირლოსა და წითელსოფლის მიდამოებში. ნალექებში რელიეფურად გამოიყოფა თანამედროვე რიყნარითა და ქვიშიან–როჟკოვანი მასალით ამოვსებული 100–150 მ. სიგანის ჭაღა.

შუა და ზედა მეოთხეული ალუვიურ–პროლუვიური ნალექები (ap Q^{III-IV}) გავრცელებულია მდ. მაშავერას ლავური ნაკადის თავზე, სოფლების – მაშავერას, ბალიჭის, კაზრეთისა და ორსაყდრის–ბოლნისის მიდამოებში. ეს ნალექები შეუცემენტებელი ქვიშიან–როჟკოვანი მასალითაა წარმოდგენილი, რომელთა სიმძლავრე 10 მ–ს არ ჭარბობს. ნალექებში შედის ფერდობებიდან შემოსული დაუმუშავებელი ქვიშიან–ნატეხოვანი მასალა, რომლის საერთო მასიდან გამოიყოფა არ ხერხდება.

სოფლების ზემო და ქვემო ბოლნისის, გულარის, მიგირლოსა და წითელსოფლის მიდამოებში გვხვდება საკმაოდ მძლავრი ალუვიურ–პროლუვიური ნალექები. ნალექები მდ. ლოქისწყლის ალუვიონისა და ფერდობებიდან შემოსული პროლუვიონის შერეული ქვიშიან–როჟკოვანი რიყნარით და ქვიშა–ნატეხოვანი მასალით არის წარმოდგენილი. ნალექები ყველგან საკმაოდ მოვაკებულ ფართობებს ქმნიან. მათი სიმძლავრე სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ 50 მ–დან 180 მ–მდე იზრდება. ისინი დაფარულია 0.5–1 მ. სიმძლავრის საფარით, რომელიც მაქსიმალურად არის სახნავ–სათესებად და სავენახე ფართობებად გამოყენებული.

მდ. ლოქისწყლის ქვემო წელში ასეთი მძლავრი ნალექების დაგროვება ძირითადად მაშავერასა და ტაფანის ლავური ნაკადების შემოსვლით შედეგად დაგუბებით უნდა იყოს გამოწვეული.

დელუვიურ–პროლუვიური ნალექები (dp Q^{III-IV}) განვითარებულია მთავარი ხეობების ფერდობებზე, წყალგამყოფი ქედების ფუძესთან. ისინი ალუვიურ–პროლუვიურ ნალექებს მიუყვებიან საკმაოდ ფართე ზოლებად და ფერდობებიდან ჩამოსული დელუვიური ლოდნარისა და პატარა ხევების მიერ ჩამოტანილი ქვიშიან–ღორღიანი და თიხიან–პროლუვიური მასალის შერევით არიან წარმოდგენილნი. მათი სიმძლავრე 1 მ–დან 20 მ–მდეა. თანამედროვე პროლუვიური, დელუვიური და ელუვიური ნალექები შეზღუდული გავრცელებით სარგებლობენ.

პროლუვიური ნალექები მცირე ზომის ქვიშა-როჭკოვანი გამოტანის კონუსებით არიან წარმოდგენილნი. გამოტანის კონუსები ზევიდან ფარავენ ალუვიურ-პროლუვიურ ნალექებს და სეზონური და მშრალი ხევების შესართავებში არიან განვითარებულნი.

დელუვიური ნალექები ძირითადად განვითარებულია ხეობების ციცაბო ფერდობების ძირში. დელუვიური ნალექების მცირე დანაგროვებებია მდინარეების – უკანგორის, კაზრეთულას, ლოქისწყლის, აბულმულკის და ორსაყდრისის ხეობებში, რომლებიც ცარცული (K) და პალეოგენური (E) ვულკანიტების ნატეხების თიხიან-ღორღიანი ლოდნარითაა წარმოდგენილი. ნალექების სიმძლავრე 1–10 მ-ია.

ელუვიური ნალექები ძირითადად წარმოდგენილნი არიან მოვაკებული ქედებისა და დამრეცი ფერდობების ფარგლებში. მათი სიმძლავრე 0–1 მ-ია. ისინი ლითოლოგიურად ნიადაგით დაფარული, ადგილზე გამოფიტული და დამსხვრეული ქანების ნატეხებით არიან წარმოდგენილნი.

თანამდეროვე ტექნოგენური ნალექები მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობენ მადნეულის კარიერისა და დავით გარეჯისა და კაზრეთის კუდსაცავების საწყობების მიდამოებში. მადნეულის კარიერის მიდამოებში ის კარიერიდან მოხსნილი ფუჭი ქანების ლოდნარითა და ოქროსშემცველი კვარციტების დასაწყობებული მადნებით არის წარმოდგენილი. ფუჭი ქანების ლოდნარით ძირითადად მდ. კაზრეთულას მარჯვენა შენაკადია ამოვსებული. დავით გარეჯისა და კაზრეთის კუდსაცავების საწყობების ჯებირებიც ფუჭი ქანების ლოდნარითაა აგებული, ხელოვნური ტბები კი შევსებულია მადნების ნარეცხი მასალით. ასევე, რკინიგზისა და საავტომობილო გზების საგები ნაწილებიც მადნეულის კარიერის ფუჭი ქანების ლოდნარითაა აგებული.

1.2.3. ტექტონიკა

რაიონი მდებარეობს ართვინ-ბოლნისის ბელტის ბოლნისის ზონის მადნეული-ფოლადაურის ბლოკში (პ. გამყრელიძე და სხვები 1965). ის მოიცავს ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის სამხრეთ ნაწილს და ხასიათდება ბელტური ბუნების ტექტონიკური და ვულკანური სტრუქტურებით. დეპრესიას ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან, შესაბამისად ხრამი-ასურეთისა და ლოქი-ყარაბაღის ტექტონიკური ზონები ესაზღვრება, რომლებიც კამბრიულისწინა (PC) და პალეოზოური (PZ) მეტამორფიტებით, გვიანპალეოზოური გრანიტოიდებით, მათზე განლაგებული მეზოზოური (MZ) დანალექი და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნების

კომპლექსით არიან წარმოდგენილი. დებრესიას დასავლეთით საკირის ზონა ესაზღვრება, რომელიც პალეოგენური (E) ვულკანიტებითაა ამოვსებული. აღმოსავლეთით იგი მტკვრის დებრესიის ნეოგენურ-მეოთხეული (N-Q) დანალექი საფარის ქვეში იძირება. რაიონი მყარ სუბსტრატზე განვითარებულ ვულკანო-ტექტონიკურ სტრუქტურას წარმოადგენს, რომელიც უმთავრესად ამოვსებულია ცარცული (K) ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაციით (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

რაიონში ზედაპირზე გამომავალ ზედა ცარცულ (K₂) და პალეოგენურ (E) ვულკანოგენურ და დანალექ წარმონაქმნებს ახასიათებთ გერმანოტიპური დისლოკაციები, როგორებიცაა: ბრაქინაოჭები და ვერტიკალური ან მაღალი კუთხით დაქანებული ნახსლეტის ხასიათის რღვევები. ამასთანავე, თავს იჩენს მაგმურ დიაპირებთან დაკავშირებული ბრაქიანტიკლინები და კალდერული ჩაქცევების მეშვეობით ჩამოყალიბებული ბრაქისინკლინები. რღვევების სხვადასხვა მიმართულებებისა და ამპლიტუდების გამო ცარცული (K) ვულკანოგენურ-დანალექი საფარიც განსხვავებული ფორმისა და ზომის ბლოკებად არის დანაწევრებული.

ზედა ცარცულ-ნეოგენურ (K₂-N) წარმონაქმნებში სტრუქტურული და სტრატეგრაფიული უთანხმოებების მიხედვით სამი სტრუქტურული იარუსი გამოიყოფა: სენომანურ-კონიაკური (k₁-k₃), სანტონურ-მასსტრიხტული (k₄-k₆) და პალეოგენ-ნეოგენური (E-N).

სენომანურ-კონიაკურ (k₁-k₃) სტრუქტურულ იარუსს ახასიათებს შედარებით დეფორმირებული გერმანოტიპური დიზუნქტიური და პლიკატური დისლოკაციები. ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ გამოიყოფა რამდენიმე ნაოჭი, რომლებიც განვითარებულია მონოკლინურად ჩრდილოეთით დაქანებულ (10°-35°) და სუბთარაზულად განლაგებულ სენომანურ-კონიაკურ (k₁-k₃) შრეებრივ ქანებში. ესენია: საყდრისის ანტიკლინი, წითელსოფლის ბრაქიანტიკლინი, მადნეულის ბრაქიანტიკლინი და გულარის ანტიკლინი.

საყდრისის ანტიკლინი კარგად გაიდევნება საყდრისის საბადოს ფარგლებში, რომელიც მდ. მაშავერას ხეობის მარცხენა ფერდზე მდებარეობს. ნაოჭს აქვს ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულება და მაშავერას წყების ვულკანური და ტუფოტურბიდიტული ქანებით არის აგებული. მის ჩრდილო ფრთაში შრეების დაქანების აზიმუტი 310°-360°-ია, ხოლო დახრის კუთხე 15°-35°. აღმოსავლეთით, ყაჩაღიან-ორსაყდრისის მიდამოებში აღინიშნება შრეების პერიკლინური, 10°-20°-იანი კუთხით შემობრუნება. საავტომობილო გზის ორივე მხარეს კარგად გაიდევნება ნაოჭის სამხრეთი ფრთის წოლის ელემენტები: დაქ. აზ. 130°-150°, დახ. კუთხე 25°-30°. ანტიკლინის დასავლეთი გაგრძელება დაფარულია მეოთხეული (Q) ნალექებითა და დოლერიტული ნაკადით.

ნაოქს ახასიათებს ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების მადანმაკონტროლებელი რღვევები, რომლებიც მძლავრი (80–200 მ.) მინერალიზებული კვარციტულ-არგილიზიტული ტექტონიკური ბრექჩიებით არიან წარმოდგენილნი. ანტიკლინის თაღში გამავალი რღვევის გასწვრივ რამდენიმე ადგილას დადგენილია მინერალიზებული დაციტების შტოკისებური სხეულები და ლაკოლითი. აქედან გამომდინარე, შესაძლებელია ანტიკლინი მაგმური დიაპირის შემოჭრით იყოს გაჩენილი (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

წითელსოფლის ბრაქიანტიკლინის დიდი ნაწილი დაფარულია მძლავრი ალუვიური ნალექებით, თუმცა ალუვიური ვაკის გარშემო ჩრდილოეთით, სამხრეთითა და აღმოსავლეთით კარგად გაირჩევა შრეების პერიკლინური დაქანება 20° – 35° -იანი კუთხით. ნაოქსის თაღი ძლიერ გართულებულია მადანმაკონტროლებელი და მადნისშემცველი რღვევებით, რასაც ადასტურებს წითელსოფლის საბადოზე გაყვანილი ბურღილების მონაცემები. მინერალიზებული ზონა წარმოდგენილია კვარციტულ-არგილიზიტული ტექტონიკური ბრექჩიებით, რომლებიც შეიცავენ ძარღვულ-ჩანაწინწკლ სპილენძ-პოლიმეტალურ გამადნებას. წითელსოფლის ანტიკლინიც შეიძლება ასევე მაგმური დიაპირის შემოჭრით შექმნილი სტრუქტურა იყოს.

მადნეულის ბრაქიანტიკლინი, აგებული მაშავერას წყების ვულკანიტებითა და ტუფოტურბიდიტებით, მთლიანად მოიცავს მადნეულის საბადოს კარიერის ტერიტორიას. ბრაქიანტიკლინის ქვეშ, 300–350 მ. სიღრმეში დაფიქსირებულია პირიტიზირებული კვარციანი დიორიტის შტოკისებური სხეული, რის გამოც შეიძლება ვიფიქროთ, რომ ეს ნაოქი ამ ინტრუზივის დიაპირული შემოჭრის შედეგად იყოს გაჩენილი. ნაოქი ძლიერ გართულებულია სუბმერიდიანული და სუბგანედური მადანმაკონტროლებელი და მადანშემცველი რღვევებით.

გულარის ანტიკლინი მდებარეობს სოფ. გულარის სამხრეთ-აღმოსავლეთით. იგი 5 კმ. მანძილზე გაიდევნება ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით. მას მთლიანად მაშავერას წყების (K_2ms) ვულკანოგენურ-დანალექი შრენარი აგებს. მისი ასიმეტრიული აგებულება ეპიანტიკლინის შთაბეჭდილებას ტოვებს. ჩრდილო-დასავლური ფრთის დახრის კუთხე 30° – 35° -ია, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლურის 10° – 35° .

ზევით აღწერილ ნაოქებთან ერთად რაიონში ხშირია რღვევებით გამოწვეული პლიკატური დისლოკაციები. გამოირჩევიან სუბგანედური მიმართულების ნასხლეტის ტიპის რღვევები, რომელთა გასწვრივაც ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის ცალკეული ბლოკების დაძირვა მოხდა. რაიონში ამ რღვევების გასწვრივ ბლოკების დაძირვა სამხრეთიდან ჩრდილოეთით მოხდა, შესაბამისად, ნასხლეტების ჩრდილო ბაგეებია დაწეული. ნასხლეტების

გასწვრივ ორივე ბაგეში შრეები ჩრდილოეთით, ნასხლეტის დაქანების მიმართულებით არიან გადაღუნული. შრეების დახრის კუთხე 15° – 50° -ია. რღვევებთან დაკავშირებული სამხრეთული გადაღუნვები იშვიათია. ისინი ბალიჭ-მადნეულისა და გედაჩაის რღვევების გასწვრივაა შემჩნეული.

სანტონურ-მაასტრიხტული (k_4 - k_6) სტრუქტურული იარუსი დეფორმირებულ სენომან-კონიაკურ (k_1 - k_3) წყებებზე სტრატиграფიული და კუთხური უთანხმოებებით, სუბთარაზულად არის განლაგებულნი. იარუსი წარმოდგენილია დადებითი და უარყოფითი ვულკანური სტრუქტურებითა და მაგმის ამომყვანი რღვევითი დისლოკაციებით. რაიონში დიდი ადგილი უკავია სანტონურ (k_4) ვულკანიზმთან დაკავშირებულ უარყოფით ვულკანო-ტექტონიკურ სტრუქტურებს, რომლებიც წარმოდგენილნი არიან ვულკანური კერების თავზე განვითარებული კალდერული ჩაქცევის დეპრესიებით. მათ მიეკუთვნებიან გედაჩაი-აბულმულკის, დავით გარეჯი-კატარკაიას და ჭაპალას კალდერული დეპრესიები. ისინი სიმძიმის ძალის უარყოფითი ანომალიებით ხასიათდებიან. ამ დეპრესიებს ოვალური ან წაგრძელებული ფორმები აქვთ და ყველა მხრიდან რღვევებით არიან შემოსაზღვრულნი, რომელთა გასწვრივაც მიწის ქერქის ცალკეული ბლოკების ჩაჯდომა მოხდა ვულკანური კერების დაცარიელების შედეგად. ამჟამად, ისინი მძლავრი (500 მ-მდე) ხმელეთის პირობებში ამოფრქვეული იგნიმბრიტების, ლავური ბრექჩიების ნაკადებითა და ფერფლის ტუფებითაა ამოვსებული. ეს წარმონაქმნები დეპრესიის პერიფერიებში ცენტრიკლინურად არიან დახრილი დეპრესიის ცენტრისკენ, მის ცენტრალურ ნაწილში კი სუბთარაზულად არიან განლაგებულნი (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

რაიონში დადებით ვულკანურ სტრუქტურებს აგებენ სანტონური (k_4) ვულკანური ყელების ფაციესები, რომლებიც ფლუიდალური მჟავე ინტრუზივების ვულკანური კონუსებითა და ვერტიკალური ნეკების სახით არიან წარმოდგენილნი. ისინი ძირითადად უკავშირდებიან კალდერული დეპრესიების შემოსაზღვრულ რღვევების სისტემებს ან რღვევების გადამკვეთ ადგილებს.

პალეოგენ-ნეოგენურ (E-N) სტრუქტურულ იარუსს რაიონში წარმოადგენს ეროზიულ რელიეფში ამოფრქვეული და ამოღვრილი ეოცენური (E_2) და პლიოცენური (N_2) ლავური ნაკადები და ლავოკლასტოლითები. ისინი ან ხეობებს და დეპრესიებს ავსებენ ან კიდევ ლავური და ლავოკლასტური ნაკადების სახითაა შემორჩენილი ქედებზე. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ დოლერიტული ლავური ნაკადების საერთო დამირვას აღმოსავლეთით ალუვიური ნალექების ქვეშ, შეიძლება ითქვას, რომ ეს წარმონაქმნები დანაოჭებაში მონაწილეობას არ ღებულობენ.

ერთადერთი პალეოგენური (E) ასაკის მაგმურ დიაპირულ სტრუქტურას ბალიჭის ლაკოლითურ ინტრუზივთან დაკავშირებული აზეცება წარმოადგენს (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

1.2.4. რაიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორია

ბოლნისის მადნიანი რაიონი იურულ პერიოდამდე (J) კამბრიულამდელი (PE) და პალეოზოური ასაკის მეტამორფიტებით, შეცვლილი გაბრიდული ქანებით, მჟავე ვულკანიტებითა და ჰერცინული გრანიტოიდებით აგებული ბელტი იყო, რომელიც ინტენსიურად ირეცხებოდა. დღეისათვის ამ ბელტის რელიქტები ლოქისა და ხრამის მასივებით არიან წარმოდგენილნი (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

ქვედა იურულში (J₁) დაიწყო კრისტალური ფუნდამენტის დაძირვა და ჰეტანგურში (I₁) ლოქის მასივი გაშლილი ეპიკონტინენტური ზღვით დაიფარა, ხრამის მასივს კი ტრანსგრესია ტოარსულში (I₄) შეეხო. ამაზე მიუთითებს შესაბამისი ასაკის რეგრესიული და ტრანსგრესიული წყებების ნალექები, რომლებიც ხრამისა და ლოქის მასივებზე გვხვდებიან.

შუა იურულში (J₂) ტერიგენული ზღვიური აუზის სამხრეთმა ნაწილმა ინტენსიურ დაძირვა განიცადა და ლოქი-ყარაბაღის ზონა ჩამოყალიბდა, სადაც ვულკანური აქტივობის ორი ძლიერი ფაზა განვითარდა: აალენურ-ბაიოსური (j₁-j₂) (სპილიტ-ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტური) და კალოვიური (j₄) (ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტური), რომლებიც ერთმანეთისგან ბათური (j₃) რეგრესიული ტერიგენული ნალექებით არიან გამოყოფილნი. ხრამის მასივზე აალენურის (j₁) გარდა შუა იურული (J₂) ასაკის ნალექები არსად არ ფიქსირდება.

ზედა იურული (J₃) ლოქი-ყარაბაღის ზონაში ოქსფორდული (j₅) ტერიგენულ-კარბონატული ნალექებისა და კიმერიჯული (j₆) ხმელეთის მჟავე ვულკანიტების სახით გვხვდება. ხრამის მასივზე შესაბამისი ნალექები არ გვხვდება.

ქვედა ცარცული (K₁) ლოქი-ყარაბაღის ზონაში გვხვდება 200 მ. სიმძლავრის ბერიას-ვალანჟინური (b₁-b₂) კირქვებისა და მერგელების სახით. ხრამის მასივზეც არის ამ ასაკის ნალექების მცირე ზომის გამოსავალი. ბარემულიდან ქვედა ალბურის (b₄-b₆) ჩათვლით სამხრეთ საქართველო ინტენსიური გადარეცხვის არეს წარმოადგენდა.

გვიან ალბურსა (b₆) და სენომანურში (k₁) სამხრეთ საქართველო ნაწილობრივ დაიფარა მეჩხერი ეპიკონტინენტური ზღვით, სადაც ჯერ ტერიგენულ-კარბონატული, ხოლო შემდეგ

ვულკანომიქტურ-პოლიმიქტური წყებები დაილექა. გვიან სენომანურში ადგილი ჰქონდა ზღვის რეგრესიას, რამაც რაიონის დიდი ნაწილის გახმელეთება გამოიწვია. ამას მოწმობს ბოლნისის დეპრესიის სამხრეთი და ჩრდილო პერიფერიების ზედა იურულ (J_3) და ცარცულ (K) წყებებზე ქვედა ტურონული (k_2) დიდგვერდის წყების (K_2dg) ტრანსგრესიული და უთანხმო განლაგება. ტურონულ (k_2) ტრანსგრესიას სიღრმული რღვევების გახსნა და ვულკანური მოვლენების დაწყება მოჰყვა. სწორედ ამ დროიდან იწყება ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის ჩამოყალიბება. დაძირვა თანდათანობითი იყო და აუზის შევსება კომპენსირებული ნალექდაგროვებით ხასიათდებოდა. დიდგვერდის წყების (K_2dg) ქვედა ნაწილს აგებს შრეებრივი კირქვები, ქვიშაქვები, მერგელები და მჟავე ფერფლის ტუფები, ზედა ნაწილს კი – შერეული შედგენილობის ანდეზიტო-დაციტური ლაპილური და წვრილნატეხოვანი ტუფები და ტუფოქვიშაქვები.

გვიან ტურონულში და კონიაკურის (k_3) დასაწყისში კიდევ უფრო ძლიერდებოდა ბოლნისის ვულკანოტექტონიკური დეპრესიის დაძირვა და ვულკანიზმის აქტივობა. განსაკუთრებული ინტენსივობით იძირებოდა დეპრესიის ცენტრალური ნაწილი დარბაზი-რატევან-ბოლნისის ზოლზე, სადაც ხდებოდა ნაპრალური ამოფრქვევები და მძლავრი ბაზალტ-ანდეზიტური უხეშნატეხოვანი ტუფებისა და ლავოკლასტოლითების დაგროვება. დეპრესიის პერიფერიებზე, უშუალოდ კრისტალური მასივების სიახლოვეს კი უმეტესად საშუალო და მჟავე შედგენილობის ვულკანიტები იფრქვეოდა, რაც სიღრმეში კრისტალური ქანების ასიმილაციით უნდა ყოფილიყო გამოწვეული. შესაბამისად, რაიონში მაშვერას წყება (K_2ms) წარმოდგენილია სუსტად ან კონტრასტულად დიფერენცირებული ვულკანიტებით. აღსანიშნავია, რომ მადნეულის მადნიანი ველის ფარგლებში ვულკანიტების ამომყვანი ცენტრების დადგენა ვერ ხერხდება, რადგან ისინი უფრო ახალგაზრდა ნალექებითაა დაფარული.

სუბგანედური მიმართულების გაჭიმვის ნაპრალებთან დაკავშირებული ტურონულ-კონიაკური ვულკანიზმი (k_2-k_3) ხასიათდებოდა სინვულკანური ბაზალტური, ანდეზიტური და დაციტური სუბვულკანური სხეულებისა და ასევე კვარციანი დიორიტების ინტრუზივების შემოჭრით. გვიან კონიაკურში ვულკანურმა აქტივობამ ძლიერ იკლო და მეჩხერი ზღვის აუზში სიმღვრივის ნაკადების ნალექები დომინირებდნენ. შესაბამისად, რაიონში კონიაკური (k_3) ნალექების დიდ ნაწილს აგებენ კარგად დაშრევებული და დახარისხებული ტუფოტურბიდიტული და ტერიგენული დასტები. ვულკანური აქტივობა ფუმაროლურ სტადიაში შევიდა და გაჩნდა სინსედიმენტაციური პირიტის კრისტალები და კონკრეციები. გვიან კონიაკურში მაგმური დიაპირების შემოჭრის შედეგად რღვევები გააქტიურდა, შედეგად ცალკეული ტექტონიკური

ბლოკების სხვადასხვა ნიშნულიანი მოძრაობა და ტურონულ-კონიაკური (k_2-k_3) ნალექების მნიშვნელოვანი დეფორმირება მოხდა. ტურონულ-კონიაკური (k_2-k_3) ვულკანიზმის ბოლო სტადიაზე ზოგიერთ მაგმურ კერაში მოხდა მდნარების სრული დიფერენცია (ლიკვაცია) და მადნიანი ხსნარების წარმოქმნა. შედეგად, რეგიონული რღვევების გასწვრივ ჰიდროთერმული პროცესები გააქტიურდნენ. რაიონის ძირითადი ოქროსშემცველი სპილენძ-კოლჩედანური და ბარიტ-პოლიმეტალური საბადოების და მადანგამოვლინებების გაჩენა ამ პროცესებთან უნდა იყოს დაკავშირებული (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). მადნიანობის თვალსაზრისით მათგან ყველაზე მნიშვნელოვანია ჩაკეტილი ანტიკლინური სტრუქტურები (მადნეული, საყდრისი და წითელი სოფელი), რომლებიც მაგმური დიაპირების თავზე არიან განვითარებულნი.

გვიანკონიაკურ რეგრესიას ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის ზოგიერთ უბანზე (განსაკუთრებით ლოქის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე) ნალექდაგროვების სუბაერული რეჟიმის დამყარება მოჰყვა. შედეგად, დეფორმირებულ ტურონულ-კონიაკურ (k_2-k_3) ნალექებზე უთანხმოდ განლაგებულია სანტონური (k_4) გასანდამის წყების (K_2gs) ქვედა ნაწილის იგნიმბრიტული დასტები.

გვიან სანტონურში მოხდა ბოლნისის ვულკანოგენურ-ტექტონიკური დეპრესიის საერთო დამიწვა და მისი ცალკეული ვულკანური კალდერების ჩაქცევა, რამაც მარჩხი ზღვის ნალექდაგროვების რეჟიმის ჩამოყალიბება გამოიწვია. შესაბამისი დროის გასანდამის წყების ზედა ნაწილს (K_2gs^1) რაიონში აგებენ ტუფიტები, ქვიშაქვები, ტუფოგრაველიტები, მერგელები და კირქვები. ძირითადად ამ დროს შემოიჭრნენ დაციტური, რიოდაციტური და რიოლითური სუბვულკანური სხეულები და ექსტრუზივები ცარცულ (K) წყებებში.

ადრე კამპანურში ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის ჩრდილო ნაწილი დაიძირა, რამაც კარბონატული ნალექდაგროვების პირობებში ვულკანიზმი გაააქტიურა და ლოკალურ უბნებზე (მდინარეების – შავწყალისა და ხრამის აუზებში) შორშოლეთის წყების კარბონატულ-ვულკანოგენური ნალექების დაგროვება გამოიწვია. გვიანკამპანურიდან დანიურის (e_1) ბოლომდე დეპრესიის ჩრდილო ნაწილში ვულკანური აქტივობა შეწყდა და თეთრიწყაროს წყების კირქვები და მერგელები დაილექა. ისინი რაიონის მიდამოებში არ არიან დადგენილნი. პალეოგენურის (E) წინ, დანაოჭების ლარამული ფაზის შედეგად მოხდა ბოლნისის ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიის სამრეთი ნაწილის გახმელები. ზღვიური ნალექდაგროვების რეჟიმი შენარჩუნდა მხოლოდ დეპრესიის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. პალეოგენსა (E) და ნეოგენში (N) რაიონი წარმოადგენდა ხმელეთს, შესაბამისად ეოცენური (E_2) რიოდაციტური და ტრაქირიოლითური ლავური და ლავოკლასტური წარმონაქმნები ხმელეთის პირობებში დაილექა. ამასთანავე,

შემოიჭრა დაციტების, პლაგიოგრანიტებისა და გრანოდიორიტების ინტრუზივები. ეოცენურ (E_2) ტრაქიტულ ვულკანიზმს უკავშირდებიან დავით გარეჯის, მუშევანის, კატარკაიას და ქვემო ბოლნისის ბარიტ-პოლიმეტალური გამადნებები, რომლებიც შუა ეოცენური ტრაქირიოლითური ლავური ნაკადების ეკრანების ქვეშ არიან მოქცეულნი.

პლიოცენური (N_2) დრო რაიონში ვულკანურად აქტიური იყო და შედეგად დოლერიტული ნაკადების შემოსვლა მოხდა ხეობებში (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

1.3. ინტრუზიული და სუბვულკანური სხეულები

ბოლნისის მადნიანი რაიონის ფარგლებში გაშიშვლებული ინტრუზიული და სუბვულკანური სხეულები სამ ასაკობრივ ჯგუფს მიეკუთვნება: ტურონულ-კონიაკურს (k_2-k_3), სანტონურ-კამპანურს (k_4-k_5) და პალეოგენურს (E).

ტურონულ-კონიაკური (k_2-k_3) ასაკის გამკვეთი სხეულებს უმთავრესად კვარციანი დიორიტებისა და დიორიტ-პორფირიტების შტოკისებური და მძლავრი (250 მ-მდე) სილისებური ინტრუზივები წარმოადგენენ. ისინი ფართო გავრცელებით სარგებლობენ რაიონის სამხრეთით, ლოქის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, მდინარეების – უკანგორის, კაზრეთულასა და ლოქისწყლის აუზებში. მდ. კაზრეთულას სათავეებში გაშიშვლებულია ორი იზომეტრული ფორმის ინტრუზიული სხეული, რომლების შემადგენლობა იცვლება კვარციანი დიორიტიდან დიორიტ-პორფირიტამდე. ისინი წარმოადგენილნი არიან ნაცრისფერი და მომწვანო ნაცრისფერი სახესხვაობებით და არაერთგვაროვანი ტექსტურული აგებულებით ხასიათდებიან, სადაც ხშირია მუქი სილიკატების სხვადასხვა ზომის შლირული ჩანართები. პორფირული გამონაყოფების სახით მონაწილეობენ პლაგიოკლაზი, რქატყუარა და კვარცი.

მადნეულის საბადოზე ჭაბურღილებით 350–400 მ. სიღრმეზე გაკვეთილია კვარციანი დიორიტების, კვარც-დიორიტ-პორფირებისა და დიორიტ-პორფირების შტოკისებური ინტრუზივებით, რომელიც პირიტიზირებული დაშრევებული არაერთგვაროვანი და ფოროვანი ინტრუზივის სახითაა წარმოდგენილი.

მდინარეების – ლოქისწყლის, კაზრეთულისა და უკანგორის აუზებში ხშირად გვხვდება ანდეზიტო–დაციტების მცირე სიმძლავრის (5–20 მ.) სილები და დაიკები, რომელთა ასაკი სავარაუდოდ ტურონულ–კონიაკურია (k_2 – k_3).

ფოსტისქედის სამხრეთით გაშიშვლებულია იზომეტრული ფორმის ლოპოლითის მსგავსი პლაგიოდაციტური ინტრუზივი, რომელიც გვიანკონიაკური ასაკის უნდა იყოს. ინტრუზივი არის ძლიერ დაფიქლებული, ჰიდროთერმულად შეცვლილი და მინერალიზებული. იგი შეიცავს რკინისა და სპილენძის მეორად მინერალებს.

სოფ. ყაჩაღიანის მიდამოებში გვაქვს მცირე ზომის შტოკისებური დაციტ–პორფირების გამოსავლები, რომლებიც შეიცავენ მარღვაკულ სულფიდურ მინერალიზაციას. ასევე, საყდრისის საბადოს მიდამოებში ხშირია მცირე სიმძლავრის (2–20 მ) არგილიზებული და ოქროსშემცველი ბარიტ–პოლიმეტალური მინერალიზაციის მქონე დაციტური დაიკები.

მადნეულის საბადოს კარიერზე გვხვდება რიოდაციტური შტოკისებური სხეულის გამოსავალი.

სანტონურ–კამპანური (k_4 – k_5) ასაკის გამკვეთი სხეულები რაიონში წარმოდგენილი არიან შედარებით საღი და მრავალფეროვანი სახესხვაობებით, სადაც ისინი მცირე ზომის შტოკისებური სხეულებისა და დაიკების სახით გვხვდებიან. უფრო დიდი გავრცელებით სარგებლობენ კვარცის პორფირული გამონაყოფების მქონე რიოდაციტები და რიოლითები, ანდეზიტები და ანდეზიტო–ბაზალტები კი იშვიათია.

რიოდაციტებისა და რიოლითების შტოკისებური სხეულები, რომლებიც გვხვდებიან მონოგებური ვულკანური სხეულების სახით, აღმოჩენილი არიან გედაჩაი–აბულმულკის კალდერული დაპრესიის სამხრეთ პერიფერიაზე. ისინი სივრცობრივად უკავშირდებიან კაკლიანი–საყდრისის სუბგანედური რღვევების სისტემას, სადაც ისინი ვულკანურ ყელებს ავსებენ და ფლუიდალური ტექსტურით ხასიათდებიან. ამას გარდა, მთელ რაიონში ხშირია განედური და სუბმერიდიანული მიმართულების მცირე სიმძლავრის (2–40 მ.) რიოლითების დაიკები, რომლებიც უმთავრესად სანტონური ასაკის (k_4) მჟავე იგნიმბრიტული ვულკანიტების თანადროულია. ისინი ფელზიტური კვარცის ფენოკრისტალებიანი სახესხვაობებით არის წარმოდგენილი.

გედაჩაი–აბულმულკის კალდერული დეპრესიის რიოლითებისა და რიოდაციტების აბსოლუტური ასაკი, რომელიც განსაზღვრულია K-Ar-ის მეთოდით, ცარცულია (71.3, 72.2, 73.4 და 76 მლნ. წელი). იგივე ასაკის უნდა იყოს ბალიდარას და მთა ტაშკესანის ჩრდილო ფერდზე, წყაროს

ხევში განვითარებული არგილიზებული და კვარცის კრისტალების შემცველი სუბგანედური რიოლითური დაიკები.

იშვიათად, მადნეულის მადნიანი კვანძის ზედაცარცულ ვულკანოგენურ–დანალექ ქანებში გვხვდება ბაზალტების, ანდეზიტო–ბაზალტების და ანდეზიტების მცირე სიმძლავრის (1–10 მ.) სამხრეთ–დასავლური და სუბმერიდიანული დაიკები. ისინი გავრცელებულნი არიან გედაჩი–აბულმულკის კალდერულ დეპრესიასა და სოფ. სანალრალის ფარგლებში.

საყდრისის საბადოს მიდამოებში სანტონური იგნიმბრიტების გადამკვეთი ოთხი 1.5–2 მ. სიმძლავრის დაიკა არის დაფიქსირებული (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). ისინი ასეულ მეტრებზე გაიდევნებიან.

მადნეულის კარიერის სამხრეთ პერიფერიაზე დაფიქსირებულია ანდეზიტური პორფირიტის 1 მ. სიმძლავრის დაიკა, რომელიც 30 მ–ის მანძილზე გაიდევნება. მას მერიდიანული მიმართულება აქვს.

ბოლნისის მადნიან რაიონში დაფიქსირებული ფუძე და საშუალო შედგენილობის დაიკები ძირითადად აფანიტური, აფირული და ზოგჯერ კრისტალური ავგიტ–ლაბრადორიანი და რქატყუარიანი სახესხვაობებით არიან წარმოდგენილნი. ასევე გვხვდება სფეროსებრი განწევრების მქონე ოფიტური სტრუქტურის დიაბაზები. ამ სხეულების უმეტესობა შეჭრილია ქანებში, რომელთა ასაკი ტურონულ–კონიაკურია (k_2-k_3). ამის გამო, მათი შემოჭრა ქვედა კამპანური შორშოლეთის წყების ანდეზიტო–ბაზალტური შედგენილობის ვულკანიზმთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

რაიონში პალეოგენურად მიჩნეული ზედა ცარცულ ქანებში ფორმირებული გამკვეთი სხეულები პლაგიოგრანიტ–პორფირების და დაციტ–პორფირების ინტრუზივებითა და ასევე, სუბტუტე რიოდაციტების და რიოლიტების დაიკებით და შტოკისებური სხეულებით არიან წარმოდგენილნი.

პალეოგენური ინტრუზივები ფართო გავრცელებით სარგებლობენ მდ. ლოქისწყლის აუზში, სოფლების – სამწევრისის, სოფ. ბოლნისის და ქვემო ბოლნისის მიდამოებში. ისინი პორფირულ დაციტებად არიან აღწერილნი (პ. გამყრელიძე, ო. დუდაური და სხვები, 1963).

მდ. ლოქისწყლის აუზში გავრცელებული პალეოგენური (E) ინტრუზივები სტრუქტურულ–პეტროქიმიური ბუნებით უმთავრესად პლაგიოგრანიტ–პორფირების ჯგუფს მიეკუთვნებიან (ნ. მოწინიძე, ი. ვაშაკიძე და თ. გოგიშვილი 1978). თუმცა მათში გარკვეული არაერთგვაროვნებაც

აღინიშნება. სოფ. ბოლნისის გამიშვლებული ინტრუზიული სხეული ძირითადად ღია ნაცრისფერი საშუალო და წვრილკრისტალური პლაგიოგრანიტ-პორფირებით არის წარმოდგენილი, რომლებიც გარკვეულ უბნებზე გადადიან ნაცრისფერ გრანოდიორიტ-პორფირებში. პორფირული ჩანართები ძირითადად ღია ნაცრისფერი პლაგიოკლაზის მსხვილი კრისტალების სახით არიან წარმოდგენილნი, რომლების გვერდით არის ასევე რქატყუარის წვრილი ჩხირისებური კრისტალები. ინტრუზივს ჩრდილოეთით წაგრძელებული ფორმა აქვს და სოფ. ქვემო ბოლნისამდე კარგად გაიდევენება. მას აქვს ნაპრალოური ინტრუზივის ფორმა. იგი გეოფიზიკური მეთოდებით დადგენილი ლოქისწყლის სიღრმული რღვევის ზონაში უნდა იყოს შემოჭრილი. ინტრუზივი წარმოადგენს აღმოსავლეთით დახრილ მძლავრ (200 მ-მდე) სხეულს. მისი საგები გვერდი დაქანებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთით 45° -იანი კუთხით. საგები გვერდის კონტაქტურ ქანებს წარმოადგენს დაბრექჩიებული კვარციტები და რქაქვები. ინტრუზივის სახურავი არაა გამიშვლებული. მას ფარავს მდ. ლოქისწყლის ალუვიურ-პროლუვიური ნალექები.

სოფ. ქვემო ბოლნისის ჩრდილოეთით გამიშვლებული ინტრუზიული სხეულები საკმაოდ განსხვავებული სტრუქტურულ-ტექსტურული და მინერალური შედგენილობით ხასიათდებიან. აქ გზის ორივე მხარეს გამიშვლებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთით დაქანებული ($120-140 < 30^{\circ}$) ინტრუზიული სხეული ამავე მიმართულების დაშრევებით. ინტრუზიული სხეულის ქვედა ნაწილი ღია ნაცრისფერი წვრილკრისტალური პლაგიოგრანიტ-პორფირებით არის წარმოდგენილი, შუა ნაწილი ბიოტიტიან-რქატყუარიანი დაციტ-პორფირებით, რომლებიც შეიცავენ ღია ნაცრისფერი პლაგიოკლაზის მსხვილი კრისტალების პორფირულ ჩანართებს. ზედა ნაწილი კი აგებულია კვლავ წვრილკრისტალური პლაგიოგრანიტ-პორფირებით. ინტრუზივის დაციტ-პორფირებს აქვთ სვეტური განწევრება, ხოლო დანარჩენ ნაწილს პარალელური დაფიქლება.

ქვემო ბოლნისის საბადოს მიდამოებში გამიშვლებულია სიმეტრიული ფორმის გუმბათისებური ინტრუზივი, რომელიც უმთვრესად ღია ნაცრისფერი წვრილკრისტალური პლაგიოგრანიტებით არის წარმოდგენილი. მის ერთგვაროვან მასაში გაფანტულია ღია ნაცრისფერი პლაგიოკლაზის კრისტალების პორფირული ჩანართები. მათი ასაკი, განსაზღვრული K-Ar-ის მეთოდით 57 მლნ. წელია. ერთ-ერთი ნიმუშის დათარიღებისას მიღებულ იქნა 49 მლნ. წელი, მაგრამ ეს ნიმუში აღებული იყო რღვევის ზოლის არგილიზებული პლაგიოგრანიტებიდან, რომელსაც შეიძლება ჰიდროთერმულ შეცვლებთან დაკავშირებული გაახალგაზრდავება მოეცა. პლაგიოგრანიტ-პორფირები აბსოლუტური ასაკის მიხედვით ქვედა ეოცენს მიეკუთვნება.

სოფ. ბალიჭის მიდამოებში გვაქვს საკმაოდ დიდი (4 კმ²) ამავე დასახელების ინტრუზივი, რომელიც აგებულია პლაგიოგრანიტ-პორფირით. ინტრუზივს უმთვრესად ღია ნაცრისფერი წვრილკრისტალური პლაგიოგრანიტები აგებს. მასში თანაბრადაა გაფანტული პლაგიოკლაზის მსხვილი კრისტალები. პლაგიოგრანიტები პერიფერიებზე გადადიან დაციტ-პორფირებში.

ბალიჭის ინტრუზივი ლაკოლითს უნდა წარმოადგენდეს, რადგან ბურღვითი მონაცემების მიხედვით, მას ლინზისებური ფორმა აქვს და მისი სიმძლავრე ერთეული მეტრებიდან 260 მ-მდე აღწევს, შესაბამისად პერიფერიებიდან ცენტრისაკენ.

სოფლების სარანლარისა და ქვემო ბოლნისის საბადოს შორის გაშიშვლებული დაციტ-პორფირიტების სხეული უნდა ეკუთვნოდეს ქვედა ეოცენური ასაკის ინტრუზიულ წარმონაქმნს. მისი სიგრძე 1.5 კმ, სიგანე კი – 0.8 კმ-ია. სხეულს ძირითადად აგებს მომწვანო-ნაცრისფერი დაციტ-პორფირები, რომლის აფირულ ძირითად მასაში თანაბრად არის გაფანტული ღია ნაცრისფერი პლაგიოკლაზის კრისტალები. ბურღილების მონაცემებით, სხეულში 50–80 მ. სიღრმიდან ბარიტიზირებული მამავერას წყების (K₂ms) ქანები იწყება.

მდ. ორსაყდრისის ხეობაში და სოფ. კიანეთის დასავლეთით გაშიშვლებული შტოკისებური სხეულებიც სავარაუდოდ ქვედა ეოცენური ასაკის წარმონაქმნები არიან. ისინი მომწვანო-ნაცრისფერი დაციტ-პორფირებით არიან წარმოდგენილნი.

დავით გარეჯი-მუშევანი-კატარკაიას ვულკანური ველის ხმელეთის პირობებში წარმოშობილ ტრაქიტოიდულ ლავურ ნაკადებს ჰკვეთენ ტრაქირიოლითების დაიკები და შტოკისებური სხეულები, რომლებიც სავარაუდოდ შუა ეოცენური ასაკის უნდა იყვნენ. უმთავრესად ვულკანური ველის ფაციესებს წარმოადგენენ გერიუმტიალ-დავით გარეჯისა და მთა კატარკაიას მიდამოებში გამოვლენილი იზომეტრული ფორმის ტრაქირიოლითების შტოკისებური სხეულები. ისინი ნაცრისფერი, დაბრექჩიებული, ზოგჯერ ფოროვანი და ფლუიდალური ტრაქირიოლითებით არიან წარმოდგენილნი. მათ აქვთ კარგად გამოკვეთილი ვულკანური კონუსის ფორმები და იგივე შედგენილობის მცირე სიმძლავრის რადიალური დაიკებით ხასიათდებიან. ამას გარდა, დავით გარეჯ-მუშევანის ფარგლებში კარგად გაიდევნება სუბგანედური მიმართულების 20–40 მ. სიმძლავრის ტრაქირიოლითების დაიკები, რომლებიც ღია ნაცრისფერი მკვრივი ფელზიტური და მინისებური სახესხვაობებით არიან წარმოდგენილნი. ისინი მაგმის ამომყვან რღვევების სისტემას უკავშირდებიან და სანტონურ (k₄) იგნიმბრიტებს და შუა ეოცენურ ტრაქიტოიდულ ლავურ ნაკადებს ჰკვეთენ. სოფ. მუშევანის ერთ-ერთი ასეთი დაიკის აბსოლუტური ასაკი, რომელიც K-Ar-ის მეთოდით არის განსაზღვრული, 40 მლნ. წელია (თ. გოგიშვილი და სხვ. 1982).

სოფ. წითელსოფლის სამხრეთ-აღმოსავლეთით გაშიშვლებული 40–45 მ. სიმაღლის სუბგანედური მიმართულების კვარც-პლაგიოკლაზიანი რიოლით-პორფირიტის დაიკაც ასევე შუა ეოცენური ასაკის უნდა იყოს. იგი ზედაპირზე 1.5 კმ. მანძილზე თითქმის უწყვეტად გაიდევნება. დაიკა ჰკვეთს ცარცულ (K) და ასევე ეოცენურ (E₂) ვულკანიტებს.

1.4. ბოლნისის მადნიანი რაიონის სასარგებლო წიაღისეული

ბოლნისის მადნიან რაიონში არის შემდეგი ტიპის საბადოები და მადანგამოვლინებები: ოქროსშემცველი სპილენძ-კოლჩედანური, ბარიტ-პოლიმეტალური, ოქრო-კვარციტული და ბარიტული. ისინი სივრცობრივად უკავშირდებიან ზედა ცარცულ (K₂), სუსტად და კონტრასტულად დიფერენცირებულ ბაზალტ-რიოლითურ ფორმაციას და პალეოგენურ (E) ანდეზიტ-დაციტ-ტრაქირიოლითურ ეფუზიურ-ლავოკლასტურ და სუბვულკანურ წარმონაქმნებს.

მადნეული-ფოლადაურის ზონის ფარგლებში გამოიყოფა შემდეგი მადნიანი ველები: 1. საყდრისის (აბულმულკის); 2. ბალიჭის; 3. მადნეულის; 4. დავით გარეჯი-ქვემო ბოლნისის; 5. წითელი სოფლის და 6. თამარისის.

გამოყოფენ (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002) გამადნების ლოკალიზაციის ორ ყველაზე ხელსაყრელ დონეს: ქვედა – მაშავერას წყების (K₂ms) ტუფოტურბიდიტული ქვეწყება და ზედა-გასანდამის წყების (K₂gs) ზედა ქვეწყების ტერიგენულ-კარბონატული შრენარი გადაფარული ეოცენური მძლავრი სუბტუტე დაციტ-რიოლითური ნაკადებით.

საყდრისის მადნიანი ველი მოიცავს საყდრისის ბარიტ-ოქრო-სპილენძის საბადოს, რომელიც მდებარეობს მდ. მაშავერას ხეობის მარცხენა ფერდზე, დაბა კაზრეთის ჩრდილო-დასავლეთით 2.5–3 კმ-ში. საბადო მდებარეობს სამთო-ტექნიკურად და ჰიდროგეოლოგიურად ხელსაყრელ ადგილას და ღია წესით დამუშავებისათვის ხელსაყრელია.

ბალიჭის მადნიან ველში გამოიყოფა ბალიჭის პოლიმეტალური მადანგამოვლინება, რომელიც მდებარეობს ბოლნისის მადნიანი რაიონის სამხრეთ დასავლეთ ნაწილში, მდ. უკანგორის ხეობის მარჯვენა ფერდზე, დაბა კაზრეთიდან 7–8 კმ. მანძილზე.

მადნეულის მადნიანი ველში მდებარეობს მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადო. იგი მდ. მაშავერას ხეობის მარჯვენა ფერდზე მდებარეობს და ქ. ბოლნისიდან 13 კმ. მანძილზეა.

მადნეულის საბადოზე სამი სამრეწველო ტიპის ოქროსშემცველი მადანი გამოიყოფა: სპილენძ-კოლჩედანური, ბარიტ-პოლიმეტალური და მეორადი კვარციტები.

დავით გარეჯი – ქვემო ბოლნისის მადნიანი ველში შედის დავით გარეჯის ოქრო-ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო, მუშევანის ბარიტის საბადო, ქვემო ბოლნისის ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო და კაზრეთის პირიტ-ქალკოპირიტული მადანგამოვლინება. მათგან პირველი მადნიანი ველის დასავლეთ ნაწილში მდებარეობს და გენეტურად ამავე დასახელების ჩაქცევის კალდერას უკავშირდება. მუშევანის ბარიტის საბადო მდებარეობს ბოლნისის რაიონული ცენტრის სამხრეთ-დასავლეთით 12–13 კმ-ში, ქვემო ბოლნისის ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო კი სამხრეთით 6 კმ-ში. კაზრეთის პირიტ-ქალკოპირიტული მადანგამოვლინება რკინიგზის სადგურის ჩრდილოეთით 1 კმ-ში მდებარეობს.

წითელი სოფლის მადნიანი ველი მოიცავს წითელი სოფლის ოქრო-სპილენძის საბადოს, რომელიც მდ. ლოქისწყლის ხეობაში, ქ. ბოლნისიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით 5 კმ-ში მდებარეობს.

2. სპეციალური ნაწილი (მადნეულის საბადო)

მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადო მდებარეობს მდ. მაშავერას ხეობის მარჯვენა ფერდზე. იგი ქ. ბოლნისიდან 13 კმ-ით არის დაშორებული. საბადო ი. ნაზაროვის და სხვების მიერ 1946 წელს იქნა აღმოჩენილი და მუშავდება 1969 წლიდან დღემდე (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002).

2.1. საბადოს ფარგლებში გავრცელებული ქანები და მათი შეცვლის

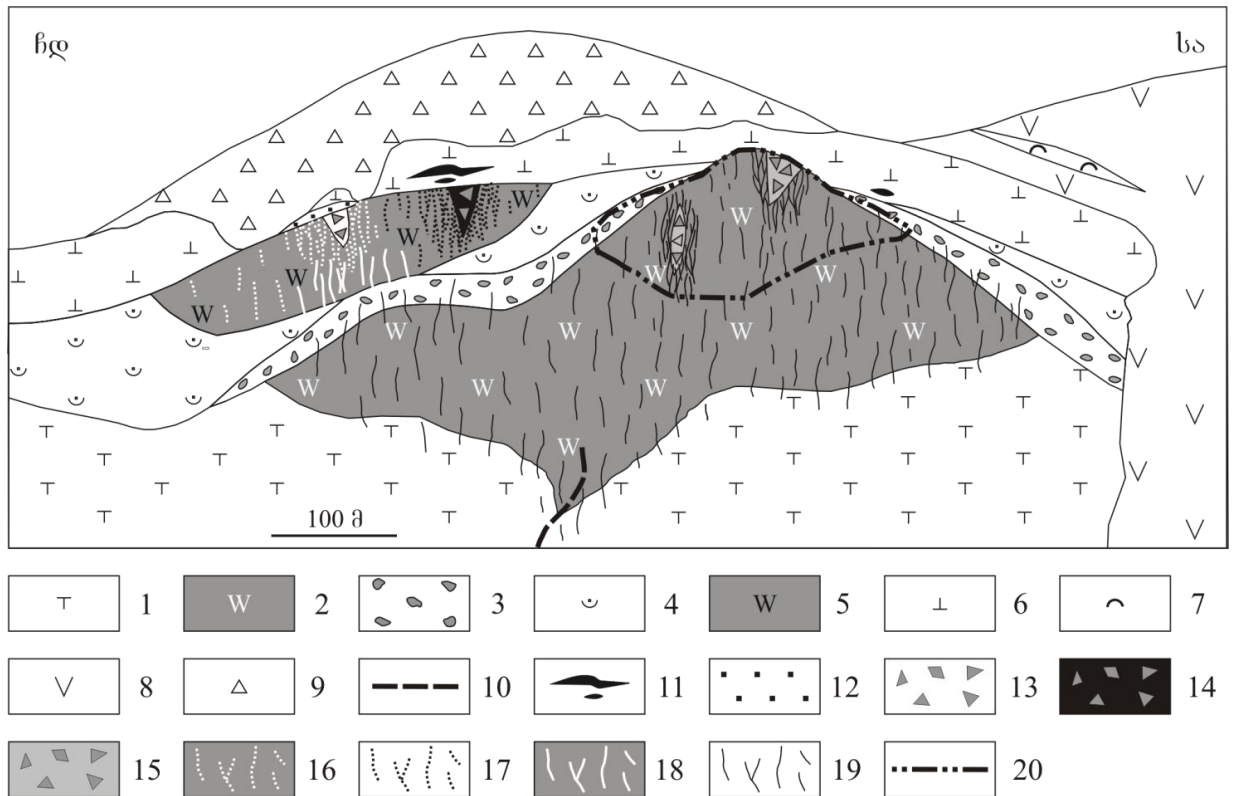
პროდუქტები; ლითოსტრატოგრაფია

2.1.1. საბადოს შემცველი ქანები, ლითოსტრატოგრაფია

მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადოს მთელი კარიერის იდეალიზებული ჭრილი მოცემული აქვს რ. მიგინეიშვილს (2010).

მადნეულის საბადო ძირითადად რიოდაციტური შედგენილობის ტუფებისაგან შედგება, რომლებიც გუმბათისებურ სტრუქტურას ქმნიან. კარიერის ფარგლებში გამოიყოფა ექვსი დასტა (რ. მიგინეიშვილი 2010):

პირველი დასტის მსხვილ და წვრილმარცვლოვანი, უპირატესად სქელშრეებრივი ტუფები და ტუფიტები იკავებენ სულ ქვედა სტრატოგრაფიულ დონეს და შეიცავენ ლინზისებური ფორმის სილიციუმით-მდიდარ სხეულს (ე.წ. „მეორად კვარციტს“), რომელსაც მასზე განლაგებულ ქანებთან აქვთ მკვეთრი კონტაქტი. ამ სხეულში ზევიდან ქვევით შემდეგი მეტასომატური ზონები გაირჩევა: კვარც-ოპალი, კვარც-სერიციტი და კვარც-სერიციტ-ქლორიტი (ვ. გოგიშვილი 1980).



ნახ. 2.4.2.6 – მადნეულის საბადოს იდეალიზებული ჰრილი. 1 – პირველი დასტის ტუფი და ტუფიტები; 2 – სილიციუმით მდიდარი ქვედა სხეული - "მეორადი კვარციტი"; 3 – ბრექჩია-კონგლომერატი; 4 – მესამე დასტის ტუფი და ტუფიტები; 5 – სილიციუმით მდიდარი ზედა სხეული - "მეორადი კვარციტი"; 6 – მეოთხე დასტის ტუფი და ტუფიტები; 7 – მეხუთე დასტის ტუფი; 8 – ექსტრუზიული სხეული; 9 – იგნიმბრიტი; 10 – სავარაუდო რღვევა; 11-12 სინგენეტური სტრატეფორმული მადნები: 11 – ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი; 12 – კვარც-ბარიტი; 13 – 15 – ეპიგენეტური ბრექჩიული მადნები: 13 – კვარც-ბარიტი; 14 – ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი; 15 – კვარც-პირიტ-ქალკოპირიტი; 16 – 19 – ეპიგენეტური მარდვულ-ჩანაწინწკლი მადნები: 16 – კვარც-ბარიტი; 17 – ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი; 18 – ქალკოპირიტ-სფალერიტი; 19 – კვარც-პირიტ-ქალკოპირიტი; 20 – დაჟანგული მადნების კონტური.

ბრექჩია-კონგლომერატის შლეიფი - (მეორე დასტა) უთანხმოდ ადევს ზემოთხსენებულ ქანებს. იგი შეიცავს ტუფის და აგრეთვე ზემოთაღნიშნული სილიციუმით-მდიდარი სხეულის ("მეორადი კვარციტის") ეროზიის შედეგად წარმოქმნილ კლასტებს. არის როგორც დაკუთხული, ასევე დამრგვალებული ნატეხები. მათი ზომები 1 მმ-დან 1 მ-მდე იცვლება, მაგრამ წამყვანი ინტერვალი 1-10 მმ-ია. მის ძირითად მასაში დომინირებს ხან წვრილმარცვლოვანი ტუფები, ხანაც სერიციტის აგრეგატი კვარცის მცირე შემცველობით. ბრექჩია-კონგლომერატის შლეიფში გამოვლენილია ტუფის შუაშრეები (2-3 მ-მდე სისქის). შლეიფის მაქსიმალური სისქე 45 მ-ს აღწევს.

მესამე დასტა – უპირატესად საშუალო და თხელშრეებრივი წვრილმარცვლოვანი ტუფები და ტუფიტები (სურ. 2.4.2.7). ამ დასტის სიმძლავრე იზრდება მადნეულის გუმბათისებური

სტრუქტურის ცენტრიდან პერიფერიებისკენ. ის შეიცავს სილიციუმით–მდიდარ მეორე (კვარც–ოპალ–მცირე რაოდენობით სერიცითიან), ე.წ. „მეორადი კვარციტის“ სხეულს, რომელიც ხასიათდება ლინზისებრი მორფოლოგიით. „მეორადი კვარციტის“ სხეულის კონტაქტები მის ქვეშ მდებარე და აგრეთვე ზევით განლაგებულ დასტების ქანებთან თანხმობითია და მკვეთრი. სილიციუმით–მდიდარი სხეულის მაქსიმალური სისქე 80 მეტრია, ხოლო ლატერალური გამწეობა 340მ–ს აღწევს.



სურ. 2.4.2.7 – მესამე დასტის თხელშრეებრივი წვრილმარცვლოვანი ტუფები და ტუფიტები.

ამგვარად, მადნეულის საბადოზე გვაქვს სილიციუმით მდიდარი ორი სხეული, რომლებიც განსხვავებულ სტრატეგრაფიულ დონეებს იკავებენ. სავარაუდოდ, ქვედა სხეული გაჩნდა ზღვის ფსკერის ლოკალურად ჰიდროთერმული შეცვლის შედეგად, ხოლო ზედა სხეული შეიძლება ჩამოყალიბებულიყო ზღვის ფსკერზე დაგროვილი ამორფული SiO_2 -ის გადაკრისტალეებით (რ. მიგინეიშვილი 2000, რ. მიგინეიშვილი 2002). ორივე სხეული მცირე რაოდენობით შეიცავს ქალცედონს, ალუნიტს, კაოლინიტს, პიროფილიტსა და იაროზიტს.

2.1.2. საბადოს ფარგლებში გამოვლენილი შეცვლები

საბადოს კარიერის ფარგლებში მრავლად გვხვდება შეცვლები, რომელთა არსებობა და გარჩევა სხვადასხვა მეთოდით შეიძლება. ერთერთი თვალსაჩინო მეთოდი ერთი ლითოსტრატиграფიული ერთეულიდან აღებული სხვადასხვა ნიმუშების შედარებაა. დაკვირვება მინერალურ შემადგენლობაზე, ტექსტურასა და ფერზე მიგვითითებს შეცვლის ხარისხზე – საღი ან ნაკლებად შეცვლილი ქანიდან ძლიერ შეცვლილ ქანამდე (C. Gifkins et all 2005). კარიერზე განვითარებული შეცვლები დაკავშირებულია სხვადასხვა ლითოსტრატиграფიული ერთეულების სასაზღვრო ზონებთან, რღვევებთან, ნაპრალებთან და შესაბამისად დამოკიდებულია ჰიდროთერმულ სისტემებთან სიახლოვეზე.

წყალქვეშა ვულკანური ფაციესის შეცვლის ერთ-ერთი ინდიკატორი შეიძლება იყოს ქანის სიმაგრე: თუ სილიფიკაციასთან არ გვაქვს საქმე, შეცვლილი ქანები უფრო ნაკლები სიმტკიცით ხასიათდებიან ვიდრე საღი-შეუცვლელი ქანები (C. Gifkins et all 2005). ჩვენს შემთხვევაში, საბადოს ვულკანოკლასტურ ქანებს განცდილი აქვთ ძლიერი სილიფიკაცია, ზოგიერთი უბანი კი ე.წ. "მეორად კვარციტშია" გადასული, რომელთანაც დაკავშირებულია ოქროს მინერალიზაციის ძირითადი ნაწილი. მათ, მიკრონაპრალებში შეღწეული ჰიდროჟანგების გამო მკვეთრი მოწითალო-ჟანგისფერი აქვთ (სურ. 2.3.2.1).

კარიერის ფარგლებში გავრცელებულ ქვედა „მეორადი კვარციტის“ სხეულში შემდეგი მეტასომატური შეცვლის ზონები გამოიყოფა (ზევიდან-ქვევით): კვარც-ოპალი, კვარც-სერიციტი, კვარც-სერიციტ-ქლორიტი (V. Gogishvili 1980). ზედა „მეორადი კვარციტის“ სხეული კი ძირითადად შედგება კვარც-ოპალური აგრეგატისგან. სილიციუმით მდიდარი სხეულები – „მეორადი კვარციტები“ აგრეთვე შეიცავენ მეორეხარისხოვანი რაოდენობის ქალცედონს, ალუნიტს, კაოლინიტს, პიროფილიტსა და იაროზიტს (R. Migineishvili 2005).

საბადოს ტერიტორიაზე გავრცელებული ქანების შლიფების აღწერისას შემხვდა სერიციტ-ქლორიტ-ეპიდოტ-კვარც-ალბიტური შეცვლები სხვადასხვა კონცენტრაციით. ტუფებისა და ე.წ. „პიროკლასტური ნაკადების“ შლიფებში შედარებით კარგად გაირჩევა კვარც-სერიციტ-ქლორიტული შეცვლები. „მეორადი კვარციტების“ სხეულთა შლიფებში გაირჩევა კვარც-ოპალური ამორფული აგრეგატები და მცირე რაოდენობით სერიციტები (ქვედა „მეორადი კვარციტი“).

ს. ჯიალი და სხვები საბადოს ფარგლებში გამოყოფენ მადნების ორ ტიპს, რომლებთანაც შესაბამისად წარმოდგენილია შემდეგი შეცვლის ზონები: 1. პირველი ტიპის მადნიანი ზონის გარშემო განვითარებული არშიისმაგვარი შეცვლის ზონა, რომლის ცენტრალური ნაწილი

სილიფიცირებულია, რომელიც გადადის კვარც-სერიციტულ-პირიტულ ზონაში, ეს უკანასკნელი კი – კვარც-ქლორიტ-სერიციტულ ზონაში; 2. მადნების მეორე ტიპის ზონაში განვითარებული კვარც-ქლორიტ-პირიტული შეცვლის ზონა (S. Gialli et al 2013).

2.2. საბადოს სტრუქტურა - ნაოჭა და რღვევითი დისლოკაციები

მადნეულის ოქრო-სპილენძის საბადოზე დაფიქსირებულია ორი ბრაქიანტიკლინური სტრუქტურა (R. Migineishvili 2004) (სურ. 2.4.2.8): სუბმერიდიანული მიმართულების ზურაბ-ნაბაკრების და ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების მადნეულის ანტიკლინები. ამათგან მადნეულის ანტიკლინი შედარებით მასშტაბურია და გაცილებით მკაფიოდ არის გამოკვეთილი. ორივე ანტიკლინი შეუღლებული არიან სივრცეში და ერთობლივობაში ქმნიან მადნეულის გუმბათისებრ სტრუქტურას. საბადოს დასავლეთ პერიფერიაზე აღინიშნება ბრაქისინკლინი. აღნიშნული ნაოჭების ფრთები ხასიათდებიან დამრეცი დაქანებით.

მადნეულის გუმბათისებრი სტრუქტურა სავარაუდოდ ჩამოყალიბდა კვარც-დიორიტ-პორფირული ინტრუზიული დიაპირის შემოჭრის შედეგად (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). ამ სტრუქტურის ფორმირება მოხდა მრავალჯერადი დეფორმაციის შედეგად, რაც ხდებოდა მარჩხი ზღვის პირობებში პიროკლასტური სედიმენტაციის და ჰიდროთერმული პროცესების თანადროულად (R. Migineishvili 2001).

მადნეულის გუმბათისებრი სტრუქტურა გართულებულია სუბგანედური, სუბმერიდიანული რღვევებით და რადიალურად განლაგებული ტექტონიკური ნაპრალების სისტემით (სურ. 2.2.1). ანტიკლინის თაღში, სადაც ეს რღვევები გაიდევნიებიან, ქანები ძლიერ დაბრექირებული და არგილიზირებულია (ი. ვაშაკიძე და სხვა 2002). რღვევების გასწვრივ გადაადგილება შეადგენს პირველ ათეულ მეტრებს.



სურ. 2.2.1 – რღვევის ბაგე კარიერის ჩრდილო-ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში.

კარიერის ფარგლებში ფართოდ გვხვდება მიკრონაპრალები. ერთ-ერთი მათგანი გამოსახულია სურათზე (სურ. 2.2.2), რომელიც კარიერის ჩვენს მიერ აღწერილ სამხრეთი ფრთის ტერიტორიაზე მდებარეობს.



სურ. 2.2.2 – კარიერის სამხრეთი ფრთის შრეებრივ ტუფებში განვითარებული მიკრორღვევა

**2.3. მადნების მინერალოგია და მადნეული სხეულების სტრუქტურულ–
მორფოლოგიური ტიპები; ქანების პეტროგრაფიული შესწავლა გამჭვირვალე
ანათალში.**

2.3.1. მადნების მინერალოგია

განვიხილოთ მადნეულის სპილენძ–ოქროს საბადოს ფარგლებში გავრცელებული მადნეული მინერალები:

ქალკოპირიტი – სპილენძშემცველი მადნების მთავარი მინერალია. გამოყოფენ ორი გენერაციის ქალკოპირიტს. პირველი გენერაციის ქალკოპირიტი გვხვდება სფალერიტში უწვრილესი ემულსიური ჩანაწინწკლების სახით, ხოლო მეორე გენერაციის ქალკოპირიტი შეადგენს კომერციული მადნის ძირითად მასას. ის აცემენტებს სხვა სულფიდებსა და კვარცს; ზოგჯერ სიცარიელეებში კარგად ჩამოყალიბებულ კრისტალებს ქმნის. ხანდახან მისი მსხვილი კრისტალური ინდივიდები დაფარულია კოველინისა და ბორნიტის თხელი აპკით. ქალკოპირიტისათვის დამახასიათებელია მასში ტელურის შემცველი მინერალების მრავალრიცხოვანი წვრილი გამონაყოფების არსებობა (ი. ნაზაროვი 1966).

პირიტი – ქალკოპირიტთან ერთად მადნის შემადგენელი ერთ–ერთი მთავარი მინერალია. პირიტებს შორის გამოიყოფა მსხვილკრისტალური (პირველი გენერაციის), საშუალოკრისტალური (მეორე გენერაციის) და მეტაკოლოიდური პირიტი, რომელიც თანდათანობით გადადის სრულკრისტალურ აგრეგატში. ე. კახაძის მონაცემებით (1963) პირველი გენერაციის პირიტისთვის დამახასიათებელია ბრავოიტისა და სულვანიტის ჩანაწინწკლები. მეორე გენერაციის პირიტი წარმოიქმნა სფალერიტის შემდეგ. ხშირად იგი იკვეთება ქალკოპირიტითა და კვარცით. პირიტს ხშირად ზონალური აგებულება ახასიათებს. მეტაკოლოიდური პირიტი თავისი მორფოლოგიური თავისებურებებით მელნიკოვიტ–პირიტის მსგავსია.

სფალერიტი – ძირითადად კონცენტრირებულია საბადოს ზედა ჰორიზონტებზე და წარმოდგენილია თანაბარმარცვლოვანი აგრეგატებით. სფალერიტს ყოველთვის კვეთს ქალკოპირიტის ძარღვაკები. უმეტეს შემთხვევაში გვხვდება ბარიტთან, პირიტთან და გალენიტთან ასოციაციაში. ძირითადად იგი ღია ფერისაა (კლეიოფანი), ზოგჯერ მუქი ფერის სფალერიტიც (მარმატიტი) გვხვდება.

მქრქალი მადანი – ხშირად გვხვდება წვრილი ძარღვაკების სახით ქალკოპირიტში. იგი იშვიათად სფალერიტსა და კვარცს ანაცვლებს.

გალენიტი – საბადოს ზედა ნაწილში გვხვდება. იგი შეიცავს ვერცხლს იზომორფული მინარევის სახით.

ბარიტი – არის მადნის ერთ–ერთი მთავარი შემადგენელი მინერალი. იგი გვხვდება ქერცლოვანი აგრეგატების სახით. ძირითადად რძისფერი თეთრია.

კვარცი – ასევე მადნის ძირითად შემადგენელ მინერალთაგანია. კვარცი და ბარიტი მადნის შემადგენელი ძირითადი ძარღვული მინერალებია. გვხვდება კვარცის სხვადასხვა ნაირსახეობა (მსხვილ–, საშუალო– და წვრილმარცვლოვანი), ამორფული და ფარულკრისტალური, იაშმის მსგავსი. კვარცი თან ახლავს მინერალიზაციის თითქმის მთელ პროცესს დაწყებული მეორადი კვარციტების ფორმირებით გაგრძელებული მთელი მადანწარმოქმნელი პროცესების განმავლობაში.

ოქრო – მადნეულის საბადოზე არის ორი გენერაციის (V. Geleishvili 1990). პირველი გენერაციის ოქრო ძირითად სულფიდებთანაა კავშირში, მეორე გენერაციის ოქრო კი ჩამოყალიბებულია ძირითადი სულფიდების შემდეგ და მჭიდრო კავშირშია იშვიათ–მეტალთა ჯგუფის მინერალებთან (სულფობისმუტიდები და ტელურიდები) და 1–2 მმ. სისქის მოლურჯო–მონაცრისფრო კვარცის ძარღვაკებთან (სურ. 2.3.3.3), რომლებიც ფართო გავრცელებით სარგებლობენ სილიციუმით მდიდარ სხეულებში – ე.წ. „მეორად კვარციტებში“. ოქროს მინერალიზაციის ძირითად ნაწილს სწორედ მეორე გენერაციის ოქრო წარმოადგენს.

ხალასი ვერცხლი – გვხვდება წვრილი იზომეტრული გამონაყოფების სახით.

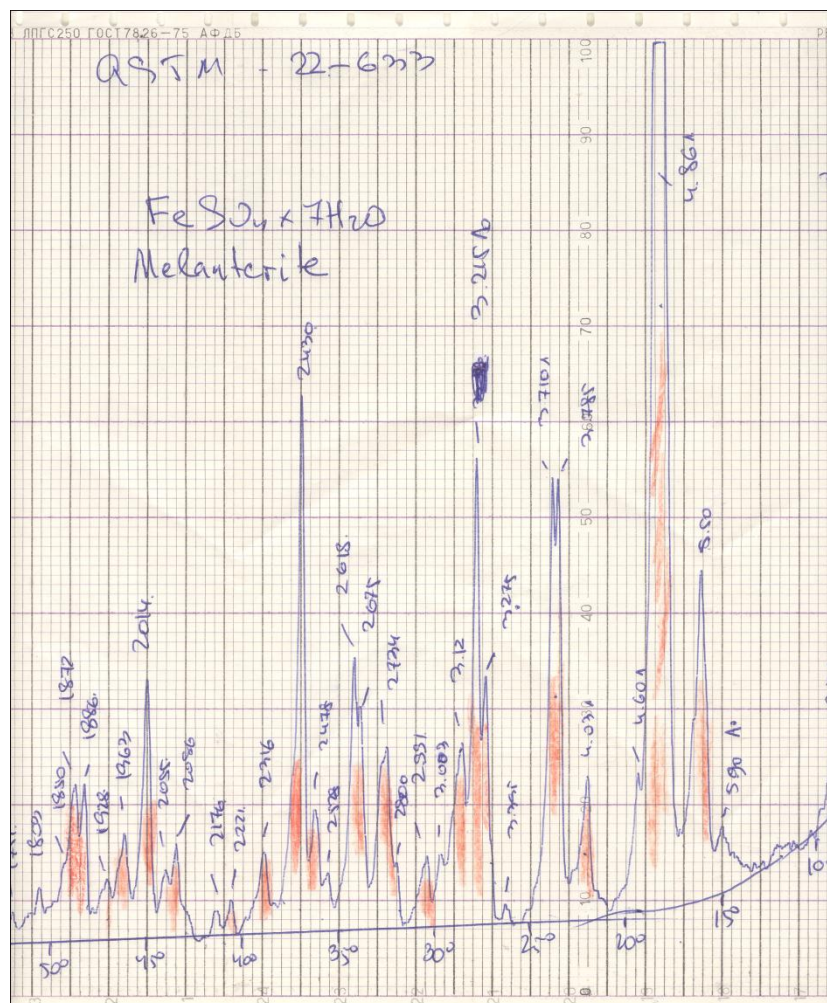
ძირითადი შემადგენელი მინერალების გარდა გვხვდება შედარებით იშვიათი ელემენტები: **კალავერიტი** – AuTe_2 , რომელიც პირველად ქალკოპირიტში იქნა ნანახი წვრილი იზომეტრული გამონაყოფების სახით (0.03–0.05 მმ.); **ბურნონიტი** – CuPbSbS_3 ასევე გვხვდება ქალკოპირიტში მცირე რაოდენობით, წვეთის ფორმის გამონაყოფების სახით (0.01–0.001მმ. დიამეტრში); **ტეტრადიმიტი** – $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ გვხვდება ქალკოპირიტში; **აიკინიტი** – PbCuBiS_3 გვხვდება ქალკოპირიტთან, პირიტთან, მქრქალ მადანთან და იშვიათად გალენიტთან მჭიდრო ასოციაციაში; **ემპლექტიტი** – CuBiS_2 ; **ენარგიტი** – Cu_3AsS_4 ; **ბრაგოიტი** – $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_2$; **ალიასკაიტი** – $(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{PbBi}_4\text{S}_8$ და **ბისმუტინი** – Bi_2S ქალკოპირიტთან ასოციაციაში გვხვდებიან; **დისკრაზიტი** – Ag_3Sb ხშირად

გვხვდება პირიტთან, მქრქალ მადანთან და ქალკოპირიტთან ასოციაციაში; **სულვანიტი** – Cu_3VS_4 დადგენილია ე. კახაძის მიერ (1962) მსხვილკრისტალურ პირიტთან ასოციაციაში.



სურ. 2.3.1.1 – მინერალი მელანტერიტი

საბადოზე, კერძოდ კარიერის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში, სავარაუდოდ ზედა „მეორადი კვარციტისა“ და ტუფების სასაზღვრო ზოლში და ბარიტულ ქვიშასთან ახლოს, ჩემს მიერ ექსპედიციის წევრებთან ერთად პირველად იქნა აღმოჩენილი მინერალი **მელანტერიტი** ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) (სურ. 2.3.1.1), რომელიც განისაზღვრა კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის და ჟენევის უნივერსიტეტის ლაბორატორიებში რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის (X-ray structural) მეთოდით. ამ ანალიზის მონაცემები მოყვანილია სქემა 2.3.1.2–ზე.



სქემა 2.3.1.2 – მინერალ მელანტერიტის რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის დიაგრამა. შესრულებულია კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტში.

2.3.2. მადნეული სხეულების სტრუქტურულ-მორფოლოგიური ტიპები

საბადო შეიცავს მადნეული მინერალიზაციის როგორც ეპიგენეტურ, ასევე სინგენეტურ პორციებს (A. Magalashvili 1991, R. Migineishvili, 2000, 2004). პირველ მათგანს უჭირავს სპილენძ-ოქროს მარაგის ძირითადი ნაწილი და წარმოდგენილია ძარღვულ-ჩანაწინკლული და ბრექჩიული მადნებით. ეპიგენეტური გამადნება ძირითადად უკავშირდება სილიციუმით მდიდარ სხეულებს - ე.წ. "მეორად კვარციტებს", რაც გამოწვეულია მათი სიმყიფითა და ნაპრალიანობით. ქვედა „მეორადი კვარციტის“ სხეულში გაბატონებულია კვარც-პირიტ-ქალკოზინ-კოველინ-ქალკოპირიტის მადანი, ხოლო ზედა შეიცავს კვარც-პირიტ-ბარიტ-სფალერიტ-ქალკოპირიტ-გალენიტის მადანს. სინგენეტური მადნის მინერალიზაცია შედარებით მცირე მასშტაბისაა და მდებარეობს ეპიგენეტური მადნიანი ზონის თავზე. საბადოზე წარმოდგენილია შემდეგი

შედგენილობის სინგენეტიკური სტრატეფორმული მადნიანი სხეულები: ბარიტის ქვიშა, ფოროვანი კვარც-ბარიტი, ზოლებრივი კვარც-ბარიტი, მასიური ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი (R. Miginishvili 2005).



სურ. 2.3.2.1 – ქვედა სილიციუმით მდიდარი სხეული – ე.წ. „მეორადი კვარციტი“

2.3.3. ქანების პეტროგრაფიული შესწავლა გამჭვირვალე ანათალში

119/98 - რიოლითი

ნიმუში არის პორფირული სტრუქტურის მქონე.

პორფირული ჩანართები მთლიანი ფართობის დაახლოებით 15%-ს იკავებენ. მათში გვხვდება პლაგიოკლაზი, კვარცი და კალიუმის მინდვრის შპატი, რომელთაგან პლაგიოკლაზები დომინირებენ და ფენოკრისტალების 2/3-ს შეადგენენ, დანარჩენი მასა კი კვარცსა და კალიუმის მინდვრის შპატს უკავიათ კვარცის უპირატესობით. პლაგიოკლაზები წარმოდგენილნი არიან წაგრძელებულ-პრიზმატული ფორმებით, ცალკეულ ინდივიდებში პოლისინთეტური დამრჩობლივით. მათი ცენტრალური ნაწილი ჩანაცვლებულია ალბიტ-ეპიდოტ-სერიციტული მასით. კვარცის ფენოკრისტები წარმოდგენილია შედარებით იზომეტრული, კიდევშემომღვალი კრისტალებით.

ძირითადი მასა ბოჰკოვან-ქეჩისებურია და წარმოდგენილია დევიტრიფირებული ვულკანური მინით, რომელიც გადასულია სერიციტ-ქლორიტ-ეპიდოტ-კვარც-ალბიტურ მასაში.

ვულკანური მინა დაახლოებით 10% იქნება.

ძირითად მასაში გაბნეულია მადნეული მინერალების წვრილი-მტვრისებრი ჩანართები, რომელთა რაოდენობა 3-5%-ია.

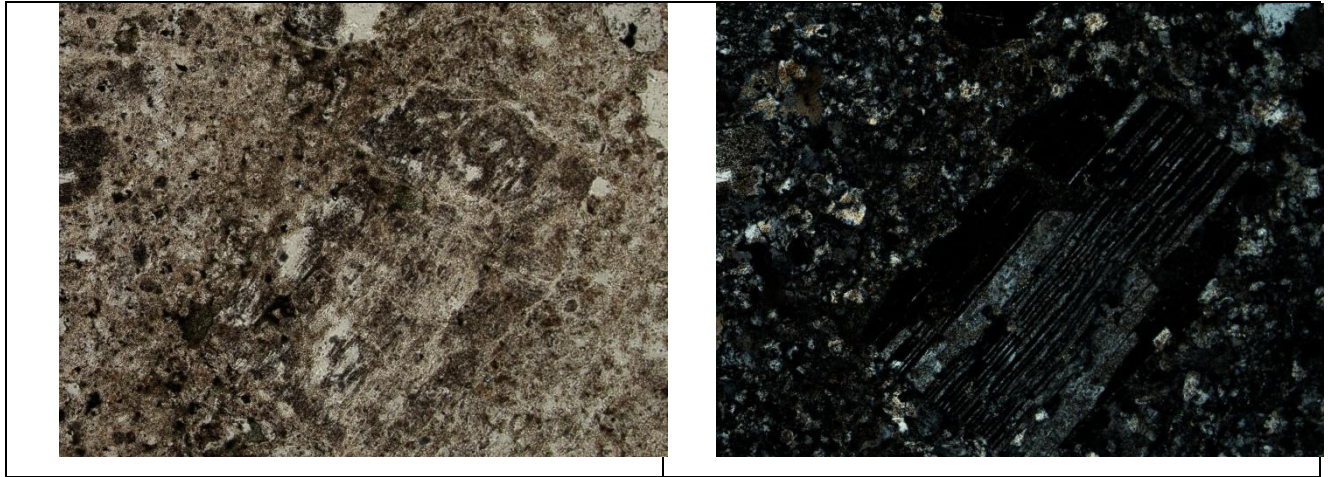
ქანი შეესაბამება რიოლითს.

181/99 – რიოლითი

ნიმუში პორფირული სტრუქტურის მქონეა.

პორფირული ჩანართები მთლიანი ფართობის დაახლოებით 20%-ს იკავებენ. მათში გვხვდება პლაგიოკლაზი, კვარცი და კალიუმის მინდვრის შპატი. მათგან პლაგიოკლაზები 70%-მდეა. შემდეგი პოზიცია კვარცს უკავია. პლაგიოკლაზები გვხვდებიან, როგორც პოლისინთეტური მრჩობლებით, ისე მათ გარეშეც. მათში შეინიშნება ზონალურობაც. პლაგიოკლაზები შეცვლილნი არიან ალბიტ-ეპიდოტ-სერიციტული ლაქებით. შლიფში გამოიკვეთება ზონალური

პლაგიოკლაზის დიდი კრისტალი, რომლის სიგრძე 1.6 მმ, ხოლო სიგანე 0.8 მმ–ია (სურ. 2.3.3.1). კვარცს კიდეები შემომლღვალ აქვს. მათი კრისტალები რამდენადმე იზომეტრულია. ყველა ჩანართი აქტიურადაა შეცვლილი, გარდა კვარცისა.



სურ.2.3.3.1– ზონალური პლაგიოკლაზის კრისტალი ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნივთებში ძირითად მასაში გვხვდება სფეროლითები, რომლის სიცარიელები ამოვსებულია წვრილდისპერსიული კვარც–ქლორიტული მასით.

ძირითადი მასა გრანოფირული სტრუქტურის მქონეა. ისიც ინტენსიურად არის გადასული სერიციტ–ქლორიტ–ეპიდოტ–კვარც–ალბიტურ მასაში. მადნეული მინერალები გვაქვს როგორც გაფანტული, ასევე ცალკეულ უბნებში, მობილიზებული კრისტალების კიდურა ნაწილებში, ნაჭუჭებივით. მათი რაოდენობა 3–5% იქნება.

ქანი წარმოადგენს შეცვლილ რიოლიტს.

178/99 – რიოლიტი

ნიმუში არის პორფირული სტრუქტურის მქონე. ფენოკრისტებში გვხვდება ალბიტ–ეპიდოტ–სერიციტული მასით შეცვლილი პლაგიოკლაზი, კიდეებშემომლღვალ კვარცი და მადნეული მინერალები.

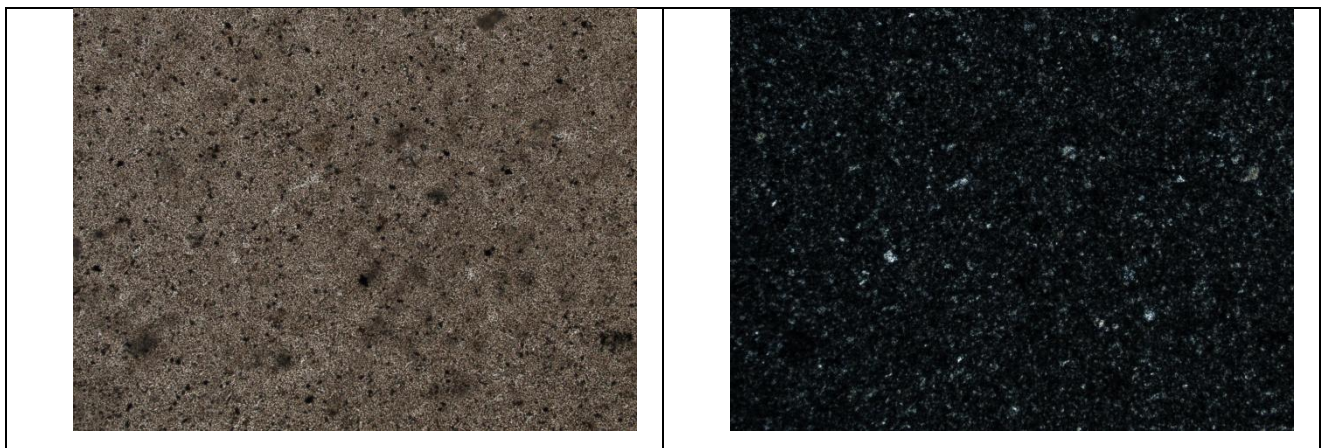
ძირითადი მასა წარმოდგენილია კვარცის მეტ–ნაკლებად იზომეტრული შემომლღვალ კონტურის მქონე კრისტალებით, თითქმის მთლიანად შეცვლილი პლაგიოკლაზებით და ქლორიტ–ეპიდოტში გადასული (დევიტრიფიცირებული) ვულკანური მინით. ძირითად მასაში

ორი სახის – მტერისებური და მარცვლოვანი უბნები გაირჩევა. კვარცის რაოდენობა ძირითად მასაში ჭარბობს დანარჩენ კომპონენტებს. ძირითადი მასა გაჟღენთილია რკინის ჰიდროქსიდებით.

ეს ნიმუში რიოდაციტური სხეულიდან აღებულ დანარჩენ ორ ნიმუშთან შედარებით უფრო მჟავა და შესაბამისად უფრო რიოლითური.

144/98 და 68/38 ტუფი, ტუფიტი

შლიფებს აგებს ერთგვაროვანი ქლორიტ-ეპიდოტური მასა, რომელშიც აღინიშნება ერთეული ალევრიტული კვარცის იზომეტრული მარცვლები. ორივე შლიფი ანალოგიურია, იმ განსხვავებით, რომ 68/38 შლიფში მომატებულია კლასტური მასალა, რომელსაც მივყავართ მისი ტუფებთან მსგავსების აზრამდე (სურ. 2.3.3.2). ორივე შლიფში გაფანტულია მადნეული მინერალები.



სურ. 2.3.3.2 – ტუფი (ნიმ. 68/38) ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში

145/98 – მეორადი კვარციტი (ქვედა)

შლიფს აგებს კვარცის მარცვლები, რომელთა შორის გვხვდება მცირე რაოდენობით სერიციტები. ასევე გვხვდება მადნეული მინერალები, რომლებიც ერთ უბანში უფრო დიდი რაოდენობითაა. მადნეული მინერალები წარმოდგენილია მარცვლებით, დენდრიტული ფორმებით და ძარღვაკებით. მთელი მასის 90%-ზე მეტს კვარცი ფარავს, რომლის გარკვეულ უბნებში კვარცი გაჟღენთილია რკინის ჰიდროქსიდებით, რის გამოც იგი ყავისფერ შეფერილობას იძენს.

შლიფს კვეთს კვარცის წვრილი ძარღვი, რომელიც ამოვსებულია კვარცის შედარებით მსხვილი კრისტალებით. სწორედ ასეთ ძარღვებთანაა ოქროს ძირითადი მასა დაკავშირებული.

ქანი წარმოადგენს მიკროგრანოზლასტური სტრუქტურის მქონე კვარციტს.

155/98 – მეორადი კვარციტი (ქვედა)

ნიმუში წარმოადგენს გრანოზლასტური სტრუქტურის მქონე ქანს. შლიფს ავსებს კვარცის კრისტალები, ამორფულიდან კრისტალურისაკენ გარდამავალი კვარც-ოპალური აგრეგატები და დიდი რაოდენობის როგორც ლაქებრივი, ასევე მარცვლოვანი მადნეული მინერალები, რომელთა საერთო რაოდენობა საკმაოდ მაღალია და დაახლოებით 15–20%-ია. ნიმუში წარმოადგენს ინტენსიურად გაკვარცებულ და გამადნებულ ქანს, რომელსაც პირობითად მეორად კვარციტს უწოდებენ (R. Migineishvili, 2005).

56/99 – ზედა მეორადი კვარციტის სხეულიდან

ნიმუში წარმოადგენს პოიკილიტურ-გრანოზლასტური სტრუქტურის მქონე ქანს, რომელიც თითქმის მთლიანად კვარცით და ამორფული კვარცითაა წარმოდგენილი >95%. ნიმუში შედარებით გაუმადნებელი უბნიდანაა აღებული. მასში მადნეული მინერალების რაოდენობა 1–2%-მდეა.

ქანი არის მეორადი კვარციტი.

64/97 – ზედა მეორადი კვარციტის სხეულიდან

შლიფს აგებს ძირითადად კვარცის კრისტალები, რომლებიც ერთმანეთისაგან გამოყოფილია ქეჩისებრი, სავარაუდოდ კვარც-სერიცითული მასით. ნიმუში გაჟღენთილია მადნეული მინერალებით, რომელთა შორის კარგად არის გამოკვეთილი მოზრდილი კუბური ფორმის პირიტები. მადნეული მინერალების რაოდენობა 10%-მდე იქნება.

ნიმუში წარმოადგენს გრანოზლასტური სტრუქტურის მქონე გამადნებულ კვარციტს.

19/98 – ზედა მეორადი კვარციტის სხეულიდან

ნიმუში წარმოდგენილია წვრილკრისტალური მასით, რომელშიც 90%-ზე მეტს კვარცი წარმოადგენს. ნიმუში გამადნეულია და მადანი წარმოდგენილია როგორც მარცვლოვანი, ასევე დენდრიტული ფორმებით. მადნეული მინერალების რაოდენობა 7–8% იქნება.

ნიმუში ასევე წარმოადგენს გრანოზლასტური სტრუქტურის მქონე გამადნეულ კვარციტს.

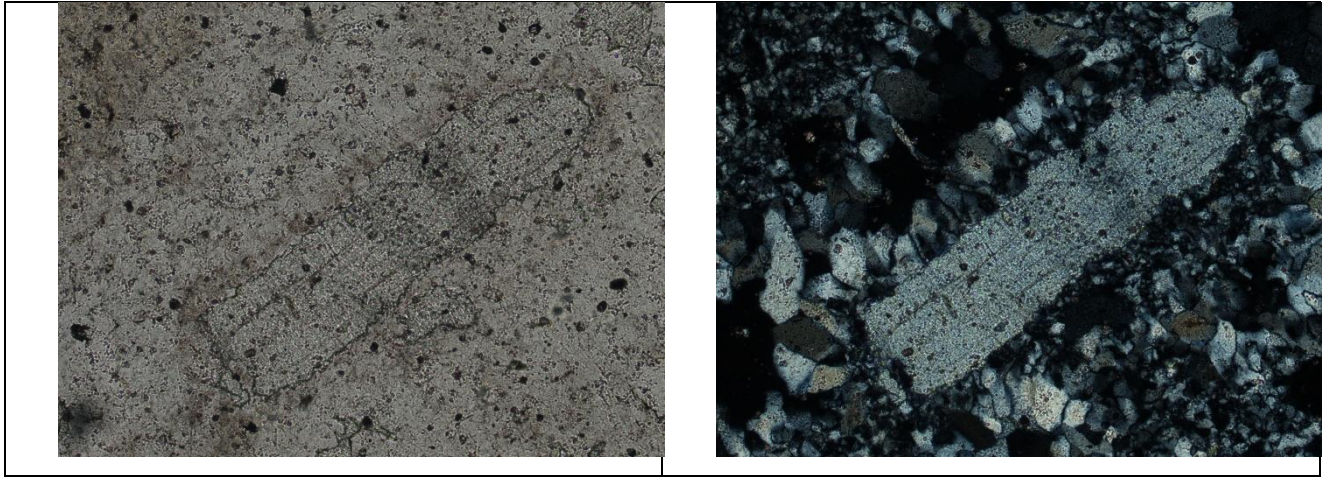
25/97 - კვარც-ბარიტული მარღვაკი მეორად კვარციტში

ნიმუში წარმოადგენს პორფიროზლასტური სტრუქტურის მქონე ქანს. პორფიროზლასტები წარმოდგენილია კარგად განვითარებული კვარცის კრისტალებით, რომლებითაც ძირითადად პლაგიოკლაზებია ჩანაცვლებული. შედარებით წვრილკრისტალური მასა კი კვარც-სერიციტულია.

შლიფში შეიმჩნევა მარღვი (სურ. 2.3.3.3), რომელსაც ავსებს კვარცის და ბარიტის კრისტალები. სურ. 2.3.3.4-ზე გამოსახულია მარღვაკში განვითარებული ბარიტის კრისტალი. მარღვში შესაძლებელია ოქროს ჩანაწინწკლების არსებობაც.



სურ. 2.3.3.3– კვარც-ბარიტული მარღვაკი მეორადი კვარციტიდან ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნივთებში.



სურ. 2.3.3.4 – ბარიტის კრისტალი ძარღვაკში ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში

3/97 – იგნიმბრიტი

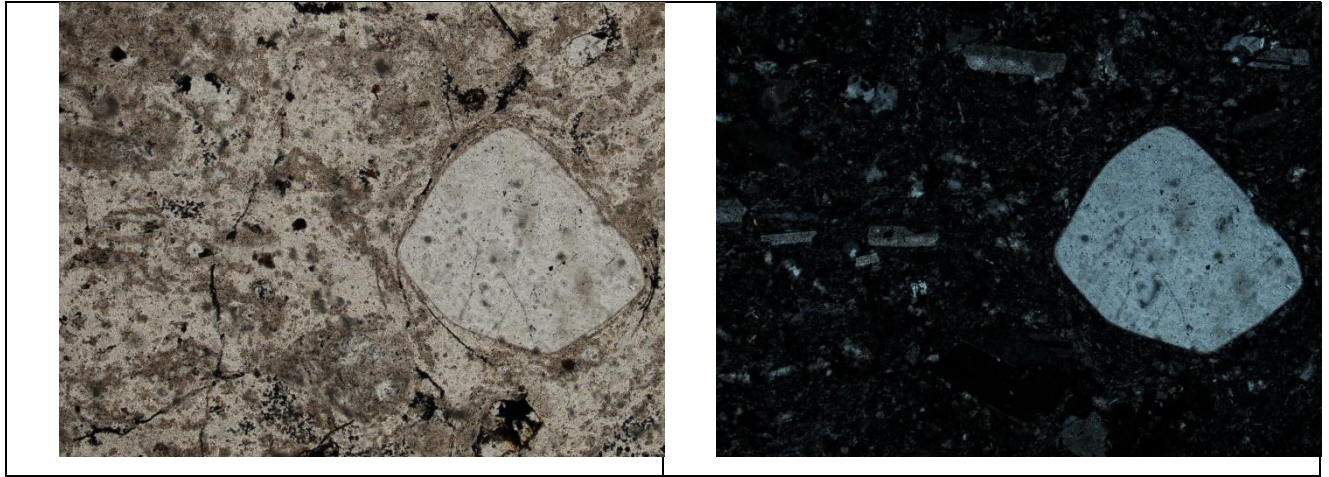
შლიფი აგებულია ძირითადად ქეჩისებური კვარცისა და შეცვლილი პლაგიოკლაზის კრისტალებით. პლაგიოკლაზის კრისტალებს ანაცვლებს კვარცი და მცირე ზომის სერიციტები. ნიმუში ინტენსიურად გაკვეთილია ძარღვებით, რომლებიც ამოვსებულია კვარცის კრისტალებით.

ნიმუში არის კრისტალოკლასტური სტრუქტურის ტუფური ქანი, რომელშიც ერთმანეთს ენაცვლება წვრილმარცვლოვანი და შედარებით მსხვილმარცვლოვანი უბნები. ნიმუშს ახასიათებს გაქლორიტება. შეიმჩნევა ნაპრალები, რომლებიც, ჰიდროთერმების მეშვეობით, გაჟღენთილია რკინის ჰიდროქსანგებით.

მადნეული მინერალები მცირე რაოდენობით გვხვდება.

93/97 – იგნიმბრიტი

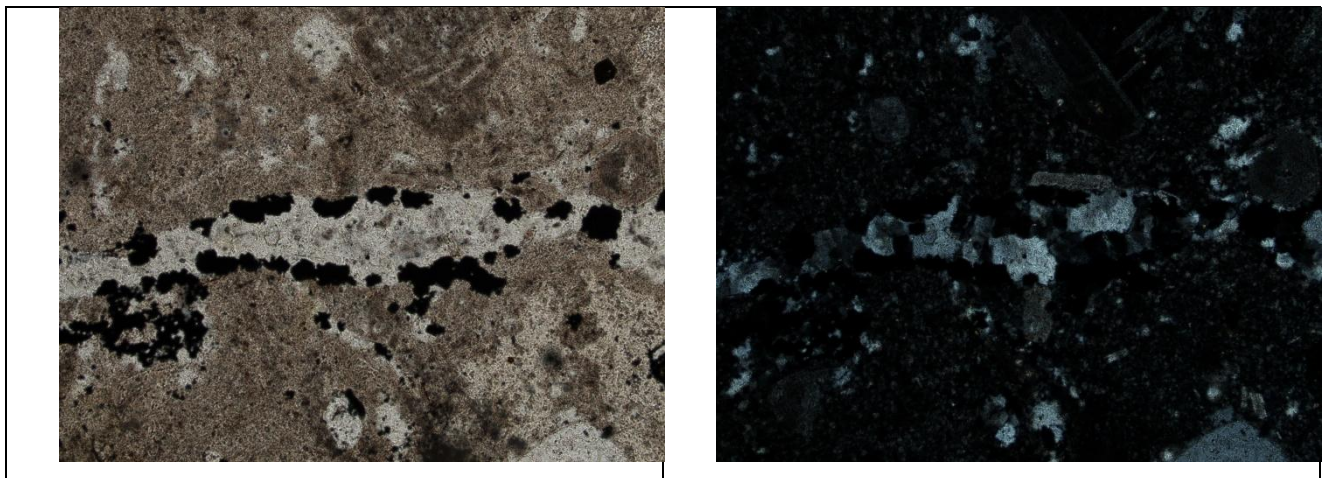
ნიმუში წარმოადგენს პორფირული სტრუქტურის ქანს, სადაც პორფირული ჩანართები ძირითადად მეტ-ნაკლებად შეცვლილი მსხვილი პლაგიოკლაზის კრისტალებისა და უფრო მცირე ზომის კვარცის კრისტალებისაგან შედგება. კვარცის ფენოკრისტები დამრგვალებულები არიან (სურ. 2.3.3.5).



სურ. 2.3.3.5 – კვარცის ფენოკრისტი ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში

გვხვდება მადნეული მინერალების ჩანაწინწკლებიც.

შლიფს კვეთს ძარღვი (სურ. 2.3.3.6), რომელსაც ავსებს კვარცი და თვალშისაცემი რაოდენობით მადნეული მინერალები, რომლებიც ძირითადად ძარღვის კედლებზეა გამოკრისტალებული.



სურ. 2.3.3.6 – კვარცის ძარღვი იგნიმბრიტში მადნეული მინერალებით ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში

ნიმუშში აღინიშნება შერეული სხვადასხვაგვარი მასალა, რაც იგნიმბრიტისთვის არის დამახასიათებელი.

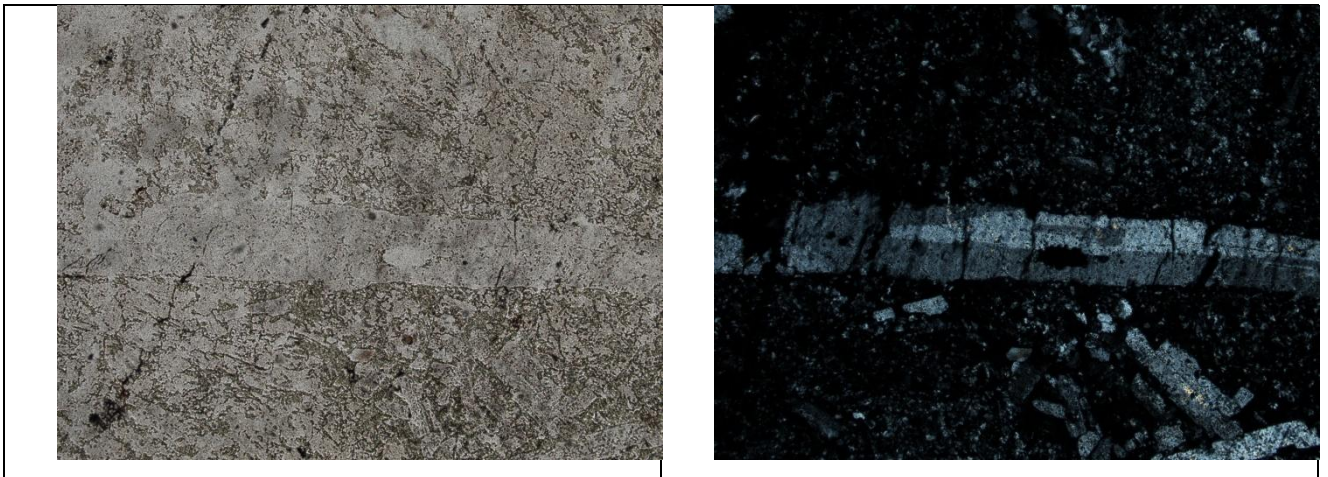
94/97 – იგნიმბრიტი

ნიმუში წარმოადგენს პორფირული სტრუქტურის მქონე ქანს. პორფირულ ჩანართებში გვაქვს კვარცისა და შეცვლილი პლაგიოკლაზის კრისტალები. შემცვლელი მინერალებიდან გაირჩევა ქლორიტი, ეპიდოტი და სერიციტი. შეინიშნება მადნეული მინერალებიც. გვაქვს რკინის ჰიდროქსიდებიც.

ნიმუში წარმოადგენს კრისტალოკლასტური ტუფის მაგვარ ქანს.

34/05 – იგნიმბრიტი

ნიმუში არის პორფირული სტრუქტურის. პორფირულ ჩანართებს წარმოადგენს გაკვარცებული, შეცვლილი, წაგრძელებულ–პრიზმატული ფორმის პლაგიოკლაზების და სფეროსებრი კვარცის კრისტალები. გვაქვს 2.7 მმ სიგრძისა და 0.3–0.4 მმ სიგანის პლაგიოკლაზის კრისტალი (სურ. 2.3.3.7). შლივში გვხვდება კვარცის ძარღვი, რომელიც „გაჭუჭყიანებულია“ ქლორიტის, ეპიდოტის, რკინის ჰიდროქსიდების აგრეგატებით.



სურ. 2.3.3.7 – პლაგიოკლაზის მრჩობლებიანი გრძელი კრისტალი (2.7×0.3 მმ) იგნიმბრიტში ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნივთებში

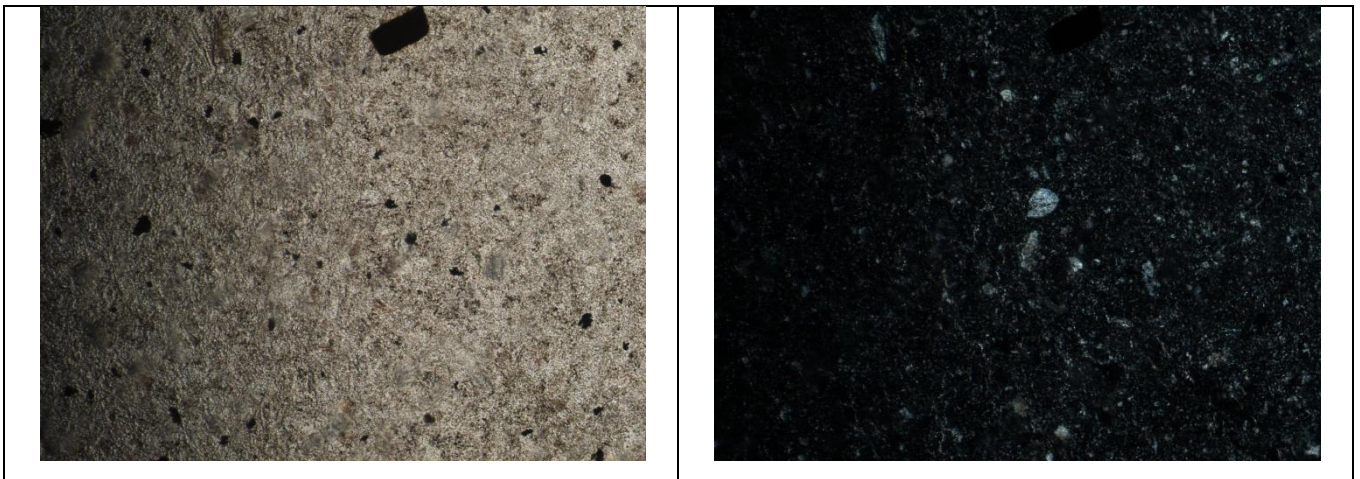
ვულკანური მინა მთელი მასის 20–30% იქნება.

1 (LEO1) - ტუფი და „პიროკლასტური ნაკადის“ მცირე ნაწილი

ნიმუში ქეჩისებურ-მარცვლოვან – ბოჭკოვან-მარცვლოვანი სტრუქტურის ქანს წარმოადგენს.

ძირითადი მასა ძირითადად ალევრიტულია. კვარცის კრისტალებს ახასიათებთ ნატეხოვანი ფორმები, თუმცა გვხვდება აგრეთვე დამრგვალებული კრისტალებიც, რომლებიც გამორიცხული არაა დანალექი წარმოშობის იყვნენ (სურ. 2.3.3.8).

მადნეული მინერალების რაოდენობა ერთეული პროცენტებია. ერთ ადგილას ისინი კონცენტრირებულნი არიან. ეს ადგილი ან ე.წ. „პიროკლასტური ნაკადს“ ეკუთვნის ან კიდევ სასაზღვრო ზოლიდან არის გამადნელებული.



სურ. 2.3.3.8 - ტუფი ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნივთებში

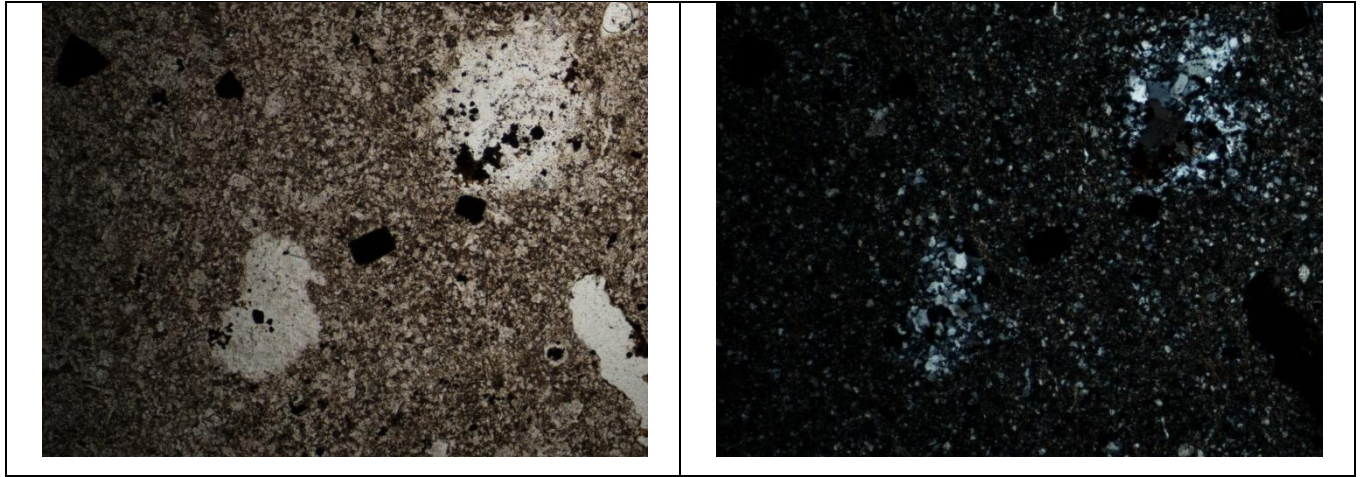
16 (LEO39) – „პიროკლასტური ნაკადი“ ტუფების შრეებრიობაში. II საფეხური.

ნიმუში წარმოადგენს ქეჩისებური სტრუქტურის მქონე ქანს, რომელშიც გვხვდება კვარცის მარცვლები.

ქანი ძალიან მჟავე – ლიპარიტ-რიოლითურია, რადგან მასში კვარცია დიდი რაოდენობით.

ძირითადი მასა კვარც-ქლორიტ-სერიციტულია. აღინიშნება სიცარიელები ამოვსებული მოზაიკური კვარცით (სურ 2.3.3.9).

გვხვდება მადნეული მინერალებიც.

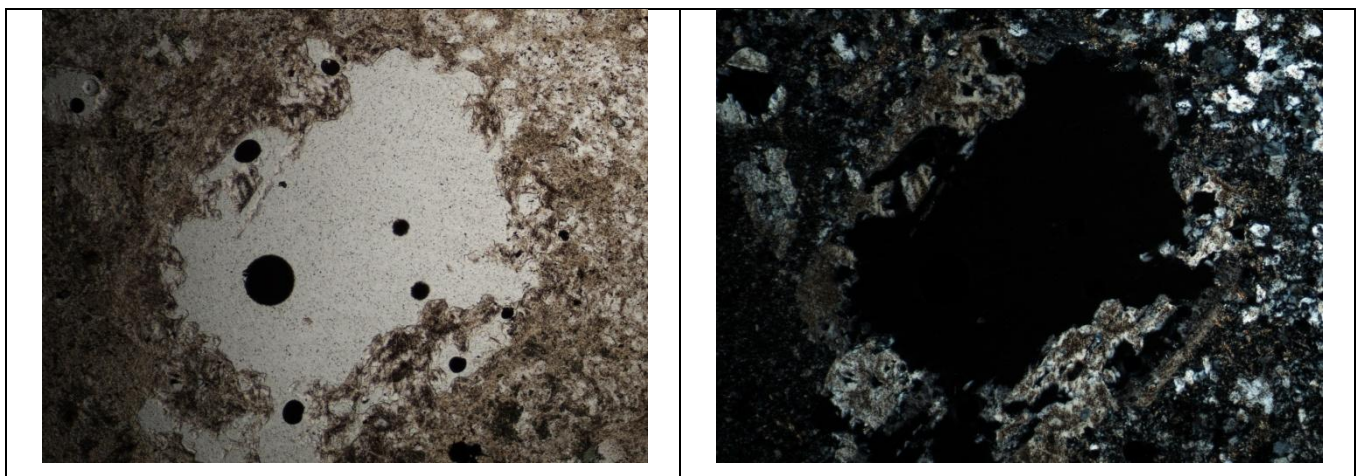


სურ. 2.3.3.9 - სიცარიელები ამოვსებული კვარცის მოზაიკური კრისტალებით ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში.

18 (LEO41) – „პიროკლასტური ნაკადი“. მეხუთე საფეხურის ზემოთ (ჭრილში სულ ზემოთ)

ნიმუში შედგება სხვადასხვა ნატეხებისგან, რომლებსაც განსხვავებული სტრუქტურები აქვთ.

ძირითადი მასა კვარც-სერიციტ-ეპიდოტიანია. გვაქვს კვარცით ამოვსებული სიცარიელები. ასევე გვაქვს ძლიერ შეცვლილი კრისტალები, რომელთა ამოცნობა რთულია (სურ. 2.3.3.10).



სურ. 2.3.3.10 - ძლიერ შეცვლილი კრისტალი ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში

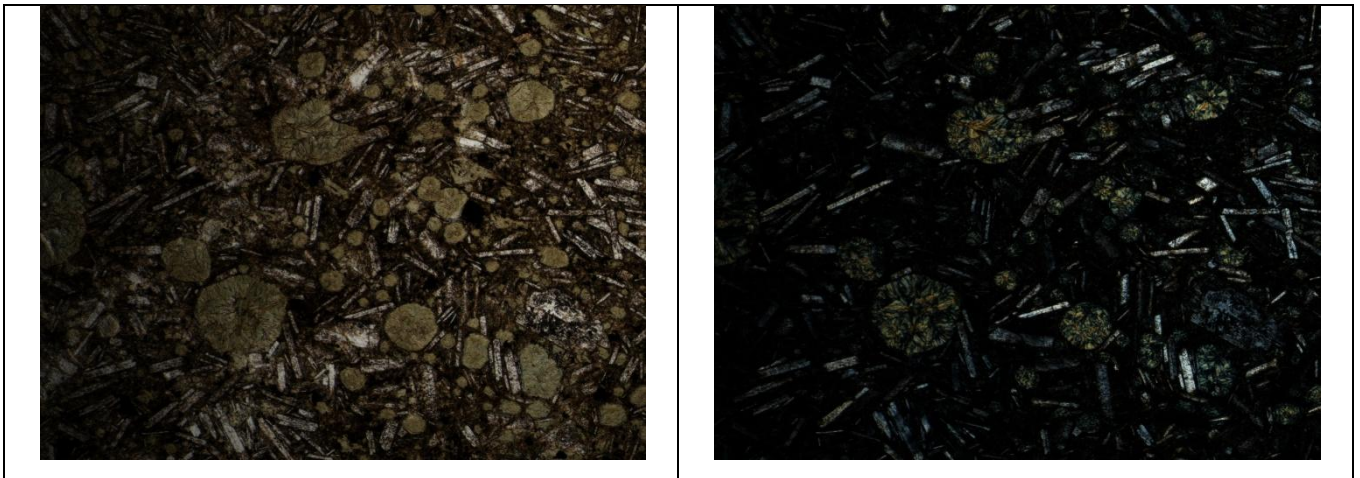
19 (LEO42) – „პიროკლასტური ნაკადი“. მეხუთე საფეხურის ზემოთ (ჭრილში სულ ზემოთ).

ნიმუში წარმოადგენს ანდეზიტური შედგენილობის ქანს. მასში კვარცი პრაქტიკულად არ არის.

ძირითადი მასა ქლორიტშია გადასული. შლიფში მრავლადაა ჩხირისებრი ფორმის ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზის კრისტალები (სურ. 2.3.3.11).

დიდი რაოდენობით არის ასევე სფეროლითები, რომლებსაც ქლორიტული მასა ავსებს (სურ. 2.3.3.11).

ძირითადი მასა ჰიალინურია, ანუ დევიტრიფიკაცია აქვს განცდილი.



სურ. 2.3.3.11 - ჩხირისებრი ფორმის პლაგიოკლაზები და სფეროლითები ღია (მარცხენა) და ჯვარედინ (მარჯვენა) ნიკოლებში.

2.4. მადნეულის საბადოს ტიპიზაცია და წარმოშობის პირობები;

გამადნეების ასაკი

2.4.1. მადნეულის საბადოს ტიპიზაცია

მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადო ბოლნისის მადნიანი კვანძის მთავარი საბადოა მოქცეული ანდეზიტ-რიოდაციტური შედგენილობის ვულკანურ და ვულკანოგენურ ზედაცარცულ მაშვერას წყებაში. მიუხედავად იმისა, რომ საბადო საკმაოდ კარგადაა შესწავლილი, მისი ტიპიზაციის საკითხი დღემდე საკამათოა. თანამედროვე მდგომარეობით აზრი ორად იყოფა. მკვლევართა ნაწილი (ვ. გუგუშვილი, მ. აფხაზავა და სხვები) მიიჩნევს, რომ საბადო პორფირული ტიპისაა, ხოლო მეორე ნაწილი კი მადნეულის საბადოს მიაკუთვნებს ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდურ (VMS) ტიპს. უნდა აღინიშნოს, რომ ამ უკანასკნელ შემთხვევაშიც აზრი გაყოფილია. კერძოდ, ა. მაღალაშვილი მიიჩნევს, რომ საბადო სინგენეტური წყალქვეშა ჰიდროთერმულ-დანალექი (VHMS) ტიპისაა (Little et al 2007). მკვლევართა ერთი ჯგუფი მადნეების პარაგენეზისებისა და შეცვლების უახლესი კვლევების შედეგებზე დაყრდნობით, რაც გამყარებულია სტაბილური იზოტოპების ანალიზითა და მადანწარმოქმნელი ფლუიდების სულფიდაციის ხარისხის შეფასებით, მიიჩნევს, რომ საბადო არის წყალქვეშა ჰიდროთერმული სისტემა მაგმური კომპონენტით (S. Gialli et al 2013). უკანასკნელი ათწლეულის მანძილზე გამოითქვა მოსაზრება, რომ არსებობს გარდამავალი კავშირი ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდურ (VMS) საბადოებსა და ეპითერმულ (Au-Ag) ტიპის საბადოებს შორის, რის საფუძველზეც გამოიყო ჰიბრიდული ბიმოდალურ-ფელზიტური VMS საბადოების ქვეტიპი (მაგ. ბოლიდენის საბადო შვედეთში (R. Allen 1997)). ხანგრძლივ დეტალურ კვლევებზე დაყრდნობით ამ მოსაზრებას იზიარებს რ. მიგინეიშვილი (რ. მიგინეიშვილი 2004, 2005) და მიიჩნევს, რომ მადნეულის საბადო არის ჰიბრიდული გარდამავალი VMS-ეპითერმული ტიპის. დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ საბადოს საბოლოო ტიპიზაციის მიზნით კვლევები კვლავაც გრძელდება და წარმოდგენილ ნაშრომში შემოთავაზებული ზოგიერთი მოსაზრება და დაკვირვება შესაძლოა სასარგებლო იყოს ამ მიმართულებით მოღვაწე მკვლევარებისათვის.

2.4.2. მადნეულის საბადოს წარმოშობის პირობები

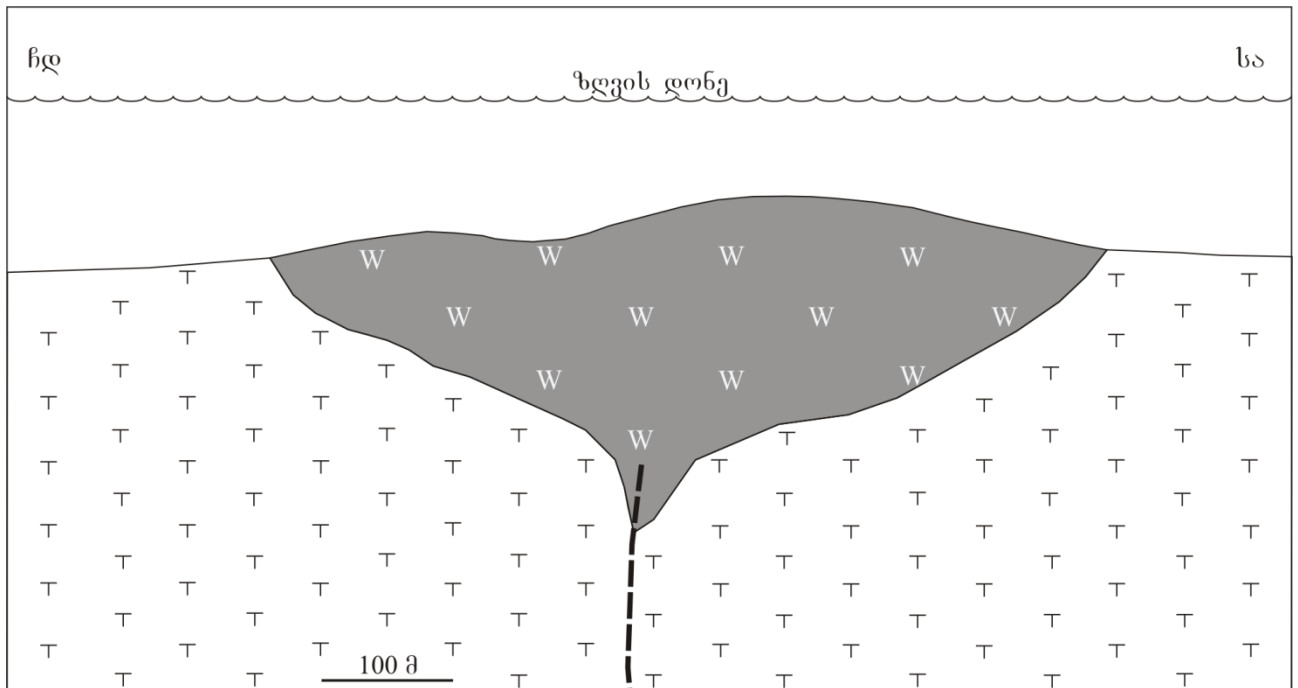
ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდური (VMS) საბადოები არის სპილენძის, ტყვიის, თუთიის, ოქროსა და ვერცხლის მნიშვნელოვანი წყარო დედამიწაზე. მსოფლიოში დაახლოებით 1100–მდე ამგვარი საბადოა ცნობილი. ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდური საბადოები წარმოადგენენ სულფიდური მინერალების სტრატეგიცირებულ კონცენტრაციებს გამოლექილს ჰიდროთერმალური ფლუიდებიდან ზღვის ფსკერის ჭიმვით რეჟიმის ვითარებებში. ტერმინი ვულკანოგენური მიაწინებს მინერალიზაციისა და ვულკანურ აქტივობას შორის გენეტურ კავშირზე. VMS საბადოების ლოკალიზაციის მთავარი ტექტონიკური ვითარებებია შუაოკეანური ქედები, ვულკანური რკალები, რკალსუკანა აუზები. საბადოს შემცველი ვულკანური ქანების შედგენილობა მერყეობს ფელზურიდან მაფურამდე, თუმცა არსებობს ბიმოდალური სახესხვაობებიც. ამ პრინციპით VMS საბადოები კლასიფიცირდება 5 ძირითად ჯგუფად: მაფური (>75% მაფური ქანები), ბიმოდალურ–მაფური (>50% მაფური ქანები), მაფურ–სილიციკლასტური (ტოლი რაოდენობა მაფური და სილიციკლასტური ტურბიდიტული ქანების), ბიმოდალური–ფელზური (>50 ფელზური ვულკანური ქანები, მაგ. მადნეულის საბადო) და ბიმოდალურ სილიციკლასტური (ტოლი რაოდენობა ვულკანური და სილიციკლასტური ქანებისა) (C. Barrie & M. Hunnington 1999). თუმცა დღეს აქტუალურია და ფართოდ გამოიყენება VMS საბადოების დაყოფის პრინციპი მთავარი ვულკანური და სედიმენტური ლითოლოგიური ერთეულების მიხედვით, რომლებიც ამა თუ იმ რაიონში მადნეულის წარმოქმნის თანადროულია (J. Franklin et al 2005), სადაც სამი ძირითადი ლითოფაციალური ასოციაცია გამოიყოფა – ნაკადების (flow), ვულკანოკლასტური (volcaniclastic) (მადნეულის საბადო) და სედიმენტაციური (sedimentary).

ფართო დიაპაზონში არქეულიდან (AR) ჰოლოცენურამდე (Q₂) მერყეობს ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდური საბადოების ასაკიც. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ VMS საბადოების ჩამოყალიბება–წარმოქმნა დღემდე მიმდინარეობს თანამედროვე ოკეანურ გარემოში.

მადნეულის საბადოს წარმოშობის პირობებთან დაკავშირებული განსხვავებული მოსაზრებების ფონზე, ჩემთვის უფრო მისაღები, საინტერესო და არგუმენტირებული არის რ. მიგინეიშვილის (2010) მიერ შემუშავებული მადნეულის საბადოს წარმოქმნის შესაძლო მოდელი.

ეს მოდელი იყოფა 6 ეტაპად:

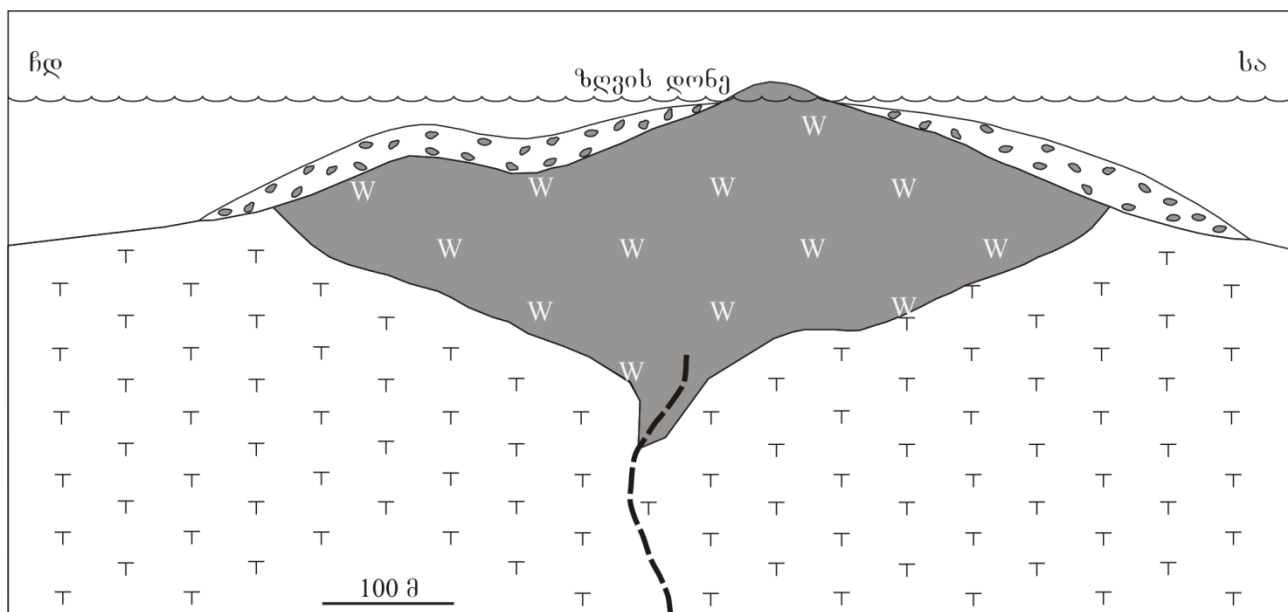
პირველი ეტაპი დაიწყო მსხვილ- და წვრილმარცვლოვანი ტუფების დალექვით მარჩხი ზღვის ფსკერზე (<200მ.). ტუფების მოწოდება მოშორებით მყოფი ვულკანიდან ხდებოდა. სედიმენტაციის თანადროულად ზღვის ფსკერის ქვეშ გარკვეულ სიღმეზე შემოიჭრა მჟავე შედგენილობის მაგმის ინტრუზიული სხეული. მის გარშემო თერმულმა ანომალიამ გამოიწვია აღმავალი ჰიდროთერმული სისტემის ჩამოყალიბება, რომელიც მოძრაობდა ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართების სიღრმულ რღვევის გასწვრივ. ამ სისტემის ფრონტი გაფართოვდა როდესაც მიუახლოვდა ფსკერს. შედეგად ზღვის ფსკერის ლოკალიზებული ჰიდროთერმული შეცვლის შედეგად ჩამოყალიბდა ძაბრისებრი ფორმის სილიციუმით მდიდარი სხეული (ნახ. 2.4.2.1).



ნახ. 2.4.2.1 – საბადოს წარმოშობის მოდელის პირველი ეტაპი. აღნიშვნები ნახ. 2.4.2.6–ის მიხედვით.

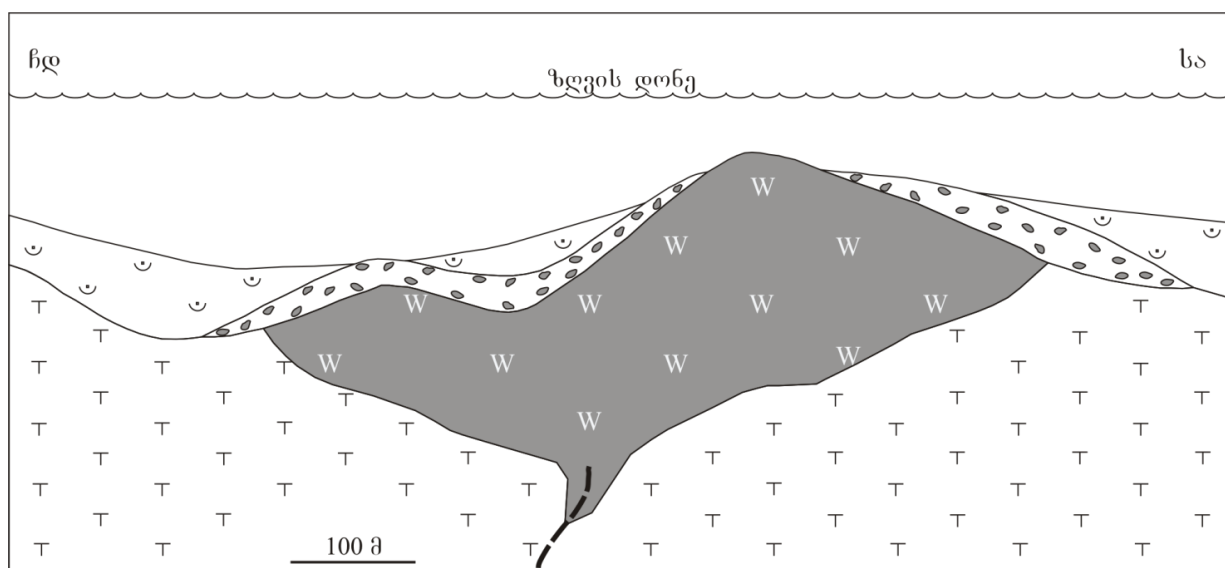
მეორე ეტაპის მთავარი მოვლენა ზღვის ფსკერის გუმბათის მსგავსი ადგილობრივი ამოზიდვის პირველი ფაზაა. ამოზიდვა მჟავე შედგენილობის ინტრუზივის დინამიკური ზეგავლენით უნდა მომხდარიყო, რომლის შემოჭრა სავარაუდოდ ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართების სიღრმული რღვევის გასწვრივ მოხდა.

აზევების გამო გუმბათის თაღური ნაწილი ზღვის ზედაპირის ზევით აღმოჩნდა და მან ინტენსიური ეროზია განიცადა, რის შედეგადაც წარმოიქმნა ბრექჩია-კონგლომერატული შლეიფი (ნახ. 2.4.2.2). ამ პროცესებს თან ერთვოდა მოშორებით მყოფი ვულკანის ექსპლოზიური-აფეთქებითი აქტივობა გამოხატული წვრილმარცვლოვანი ტუფების შუაშრეების დალექვაში.



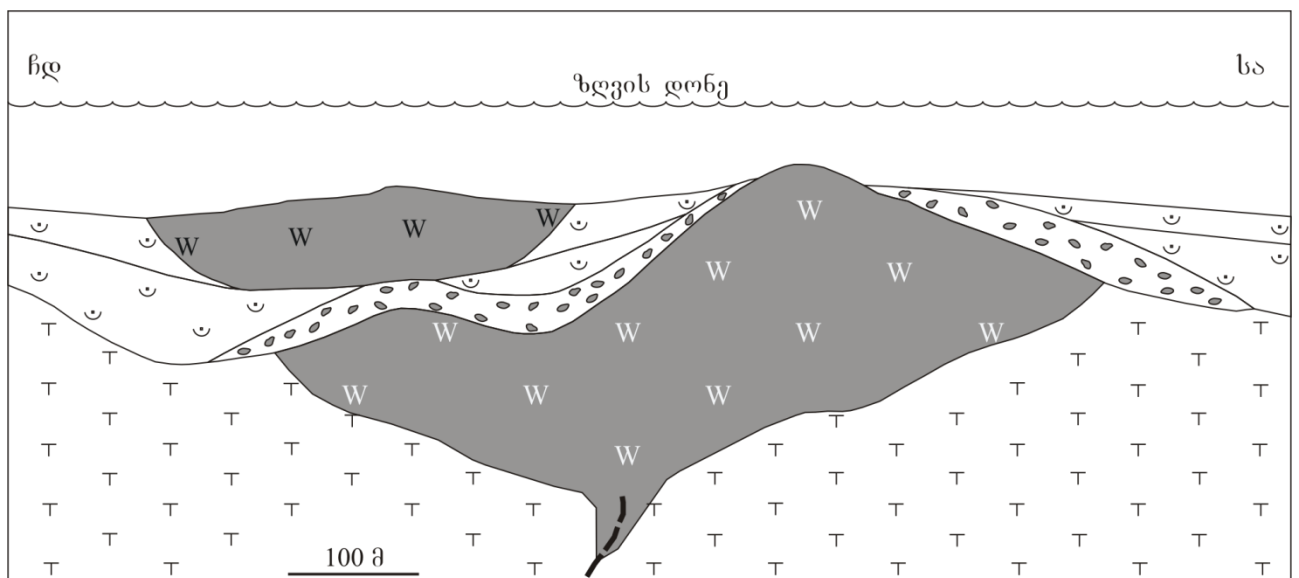
ნახ. 2.4.2.2 – საბადოს წარმოშობის მოდელის მეორე ეტაპი. აღნიშვნები ნახ. 2.4.2.6–ის მიხედვით.

მესამე ეტაპი შეესაბამება ტერიტორიის სავარაუდო დაძირვის პროცესებს და ასევე ზემოთ აღნიშნული მოშორებით მყოფი ვულკანის აფეთქებითი აქტიურობის გაძლიერებას. დაძირვის სავარაუდო მიზეზი შეიძლება ყოფილიყო ინტრუზიული სხეულის შეკუმშვა გამოწვეული მისი დაკრისტალების გამო, გაზების დაკარგვის გამო და ა.შ. სხვადასხვაგვარი მოძრაობების შედეგად საბადოს ჩრდილო–დასავლეთ ნაწილში წარმოიქმნა ლოკალური დეპრესია. ზღვის უსწორმასწორო ფსკერზე დალექილი ფხვიერი წვრილმარცვლოვანი პიროკლასტური ნალექები გრავიტაციული ძალის ზემოქმედებით გადაადგილდა ქვევით და ჩამოაყალიბა წყალქვეშა პიროკლასტური ნაკადები. ამ პიროკლასტური ნაკადებიდან დაილექა თხელშრეებრივი პიროკლასტური ტუფები.



ნახ. 2.4.2.3 – საბადოს წარმოშობის მოდელის მესამე ეტაპი. აღნიშვნები ნახ. 2.4.2.6–ის მიხედვით.

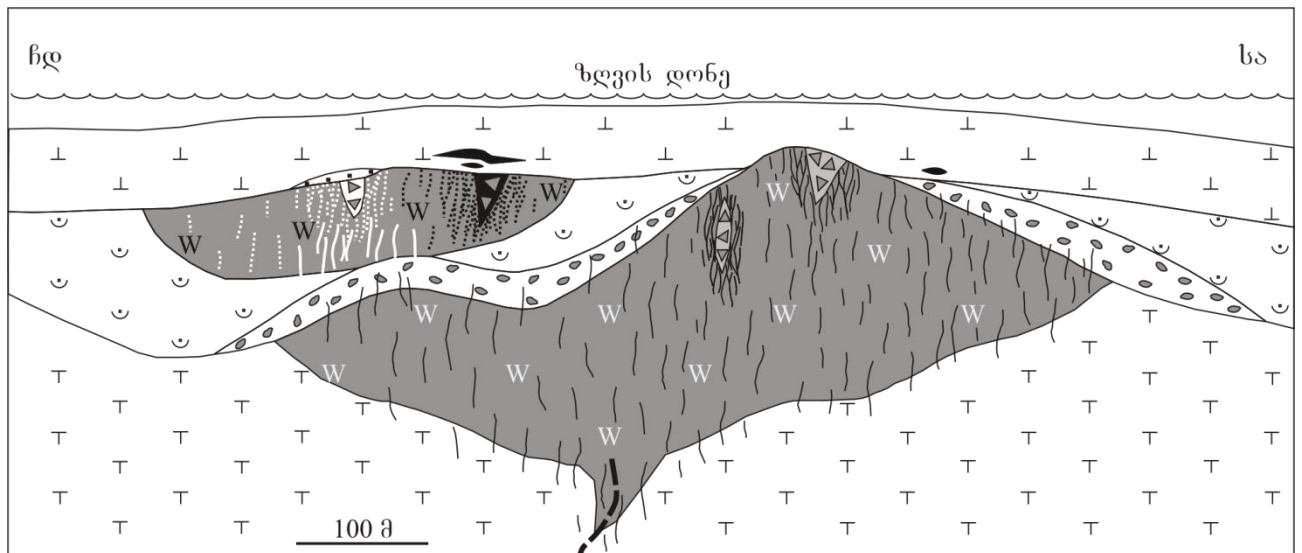
მეოთხე ეტაპის განმავლობაში გაგრძელდა თხელშრეებრივი, წვრილმარცვლოვანი ტუფების დალექვა. ამავდროულად, სილიციუმით მდიდარი ჰიდროთერმული სისტემა კვლავ გააქტიურდა, რამაც ბრექჩია-კონგლომერატული შლეიფის ზოგიერთ ნაწილში სილიფიკაცია გამოიწვია (ძირითადად საბადოს ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში). სავარაუდოდ ამ ჰიდროთერმებმა მიაღწიეს სინკლინური დეპრესიის ფსკერს. ჰიდროთერმული სისტემის თანადროულად წყალქვეშა პიროკლასტურმა ნაკადებმა ამ დეპრესიაში დალექეს ფხვიერი პიროკლასტური ნალექების ახალი პორციები. ამ ნალექების შემადგენელი ნაწილაკები, როგორც კრისტალიზაციური ცენტრები, ხმარდებოდა ამორფული კაჟის გამოყოფას. ამ კაჟების გადაკრისტალებით უნდა იყოს წარმოქმნილი მადნეულის საბადოს ზედა, სილიციუმით მდიდარი სხეული (ნახ. 2.4.2.4).



ნახ. 2.4.2.4 – საბადოს წარმოშობის მოდელის მეოთხე ეტაპი. აღნიშვნები ნახ. 2.4.2.6–ის მიხედვით.

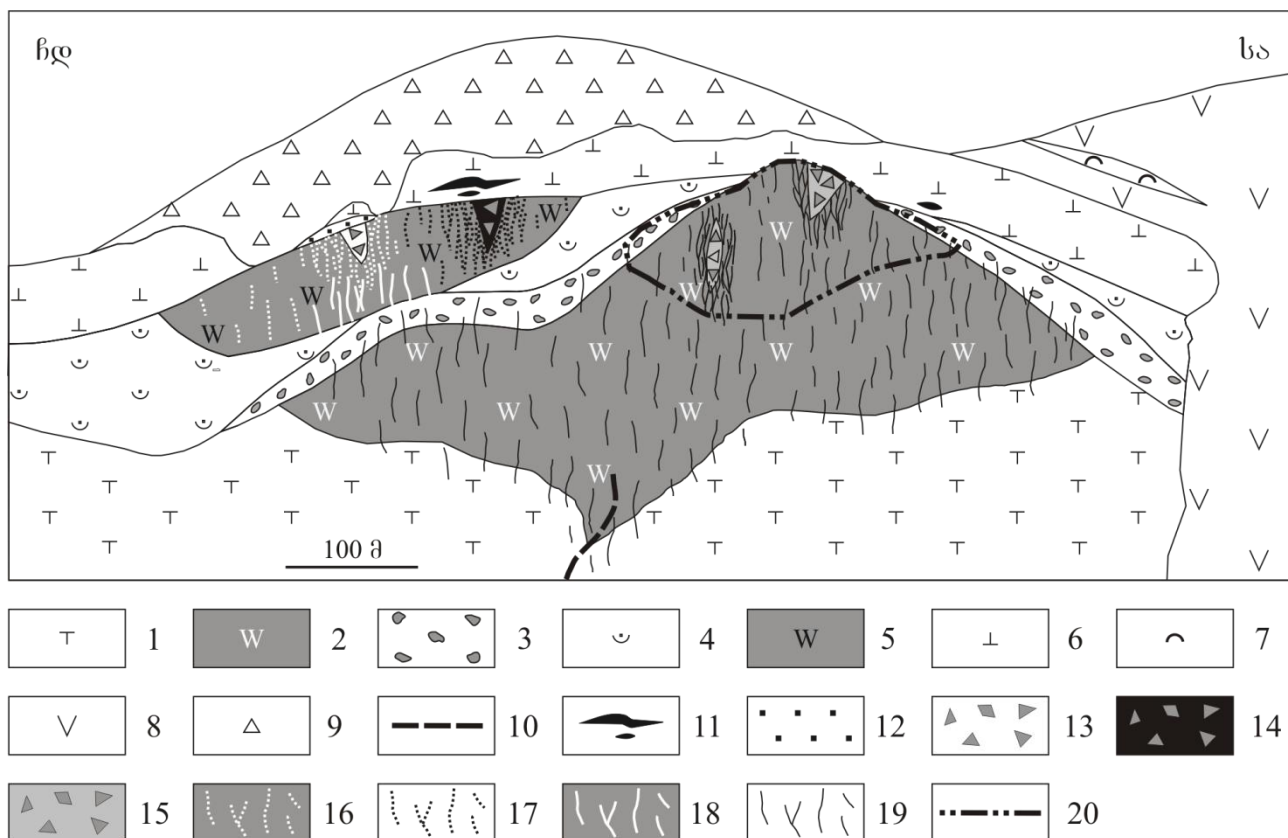
მეხუთე ეტაპი მოიცავს შემდეგ სამ თანადროულ პროცესს: 1. სქელშრეებრივი წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ტუფების დალექვა; 2. ზღვის კვლავ გამარჩხება და 3. მადნის წარმოშობა. გამარჩხება ზღვის ფსკერის აზეგების მეორე ფაზასა და ტუფების სედიმენტაციას მოჰყვა. სავარაუდოდ, აზეგებულმა გუმბათის წვერმა მიაღწია ზღვის ზედაპირს. აღმავალი მოძრაობის პროცესში, მცირე მერყეობების შედეგად, იგი ხან ზღვის ზედაპირს ზევით და ხან კიდევ ქვევით იმყოფებოდა. ჰიდროთერმული სისტემა ისევ ღია იყო ზღვის ფსკერზე. სამრეწველო მადნის ძირითადი ნაწილი ძველი ზღვის ფსკერის ქვეშ გამოიყოფოდა, ძირითადად სილიციუმით მდიდარ სხეულებში, ე.წ. "მეორად კვარციტებში". ამავდროულად, განსაზღვრული რაოდენობის ხსნარების გამონაყოფებმა წარმოქმნეს შედარებით მცირე მასშტაბის სტრატეგორმული მადნის

შემცველი ბუდობები უშუალოდ ზღვის ფსკერზე. მადნის ლოკალიზების ასეთი ვარიანტის მიზეზი შეიძლება ყოფილიყო შემდეგი ორი ფაქტორი: 1. რადგან სილიციუმით მდიდარი წარმონაქმნები საბადოს შემცველ ქანებს შორის ყველაზე მყიფე წარმონაქმნები არიან (ვ. გელეიშვილი 1990), ტექტონიკური დამაბულობის შედეგად მათ ფართო ნაპრალოვანი ზონები განუვითარდათ. ტუფებმა კი მხოლოდ პლასტიკური დეფორმაცია განიცადეს; 2. ფიზიკურ-ქიმიური წონასწორობის დარღვევა და მადანმატარებელი ჰიდროთერმული სისტემის დუდილი დაიწყო ზღვის ფსკერის ქვევით. მარჩხი ზღვის შედარებით მცირე ჰიდროსტატიკურ წნევას არ შეეძლო ხელი შეეშალა ჰიდროთერმული ხსნარის დუდილისათვის. დანაპრალიანებულ ზონებში ადგილი ჰქონდა გაზური ფაზის ინტენსიური გამოყოფის პროცესს. გაზების მომენტალურმა განთავისუფლებამ გამოიწვია აფეთქებები, რამაც სილიციუმით მდიდარ სხეულებში გამოიწვია ბრექჩიული მადნის ფორმირება.



ნახ. 2.4.2.5 – საბადოს წარმოშობის მოდელის მეხუთე ეტაპი. აღნიშვნები ნახ. 2.4.2.6-ის მიხედვით.

მეექვსე ეტაპის დასაწყისში ჰიდროთერმულმა სისტემამ ფუნქციონირება დაასრულა. ამ ეტაპზე ადგილი ჰქონდა აზეცების მეორე ფაზის მაქსიმალურ გამოვლინებას, რომელიც მჭავე შედგენილობის მაგმის აღმავალი მოძრაობით იყო განპირობებული. საბოლოოდ, მაგმამ გაარღვია მის თავზე განლაგებული ქანები და წარმოქმნა ექსტრუზიული სხეული. ექსტრუზიულ პროცესში მცირე პაუზის დროს, ზღვიურ გარემოში, წვრილმარცვლოვანი ტუფის შუაშრები დაილექა. გაძლიერებულმა აზეცებამ მთელი საბადო ხმელეთად აქცია, რომელმაც ინტენსიური ეროზია განიცადა. ხმელეთის პირობებში განვითარდა იგნიმბრიტული საფარი (ნახ. 2.4.2.6).



ნახ. 2.4.2.6 – საბადოს წარმოშობის მოდელის მეექვსე ეტაპი. 1 – პირველი დასტის ტუფი; 2 – ქვედა სილიციუმით მდიდარი სხეული; 3 – ბრეჩია-კონგლომერატი; 4 – მესამე დასტის ტუფი; 5 – ზედა სილიციუმით მდიდარი სხეული; 6 – მეოთხე დასტის ტუფი; 7 – მეხუთე დასტის ტუფი; 8 – ექსტრუზიული სხეული; 9 – იგნიმბრიტი; 10 – რღვევა; 11 – ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი; 12 – კვარც-ბარიტი; 13 – 15 – ეპიგენეტური ბრეჩიული მადნები: 13 – კვარც-ბარიტი; 14 – ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი; 15 – კვარც-პირიტ-ქალკოპირიტი; 16 – 19 – ეპიგენეტური მარღვლ-ჩანაწინწკლი მადნები: 16 – კვარც-ბარიტი; 17 – ბარიტ-სფალერიტ-პირიტი; 18 – ქალკოპირიტ-სფალერიტი; 19 – კვარც-პირიტ-ქალკოპირიტი; 20 – დაფანგული მადნების კონტური.

2.4.3. საბადოს ასაკი

მადნეულის საბადოსა და მისი შემცველი მაშავერას წყების ასაკი, საბადოსთან დაკავშირებულ პრობლემატურ საკითხთა შორის უპირველესია. ცნობილია, რომ ვულკანურ გარემოში, ვულკანური აქტივობა აკონტროლებს ფაციესების სტრატეგრაფიასა და გეომეტრიას, რაც აისახება მკვეთრ ლატერალურ თუ ვერტიკალურ ფაციესურ ცვლილებებში, დათარიღებისათვის საჭირო მაკროფაუნის ცუდ დაცულობაში, მრავალი სტრუქტურული და ფაციალური უთანხმოებების არსებობაში. მადნეულის საბადოს შემთხვევაში ამას ემატება თანამედროვე ზუსტი

რადიოქრონოლოგიური მონაცემების სიმცირეც. პრობლემის სრული სიცხადით წარმოსაჩენად მომყავს მადნეულის საბადოს შემცველი ზედაცარცული (K_2) წარმონაქმნების ლითოსტრატиграფიული დანაწილების კორელაციური სქემა (სქემა 2.4.3.1), რომელზეც ასახულია საბადოს მკვლევარების მიერ დღეისათვის ყველაზე აქტიურად გამოყენებული ორი სქემა შედგენილი რ. ლამბაშიძისა და გ. ნადარეიშვილის მიერ და ს. ვაშაკიძისა და სხვათა მიერ. სქემაზე დართულია ნანოპლანქტონის კვლევის უახლესი მონაცემებიც, რომელიც რ. მიგინეიშვილმა და თ. ღავთაძემ აწარმოეს საბადოს შემცველ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებებში.

Correlation of different stratigraphic subdivision schemes of the upper Cretaceous suites within the Madneuli open pit

INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART (International Commission on Stratigraphy)				Stratigraphic scheme of the rock units hosting Madneuli deposit (Based on data of Vashakidze I., (2001) Zuliashvili T., and etc. Are taken into account data of Gambashidze R., Lapachishvili, Bagdasarian, Gugushvili V. and etc.)			Subdivision scheme of upper Cretaceous volcanogenic formation of South-Eastern Georgia (According to Gambashidze R., Nadareishvili G., 1987)		Recent nanoplankton data from Madneuli deposit host rocks (According to R.Migineishvili T. Gvartadze (2006, 2010)		
Erathem Era	System period	Series Epoch	Stage/Age	Age /Ma	Suite		Subsuite (due to lithology)	Suite	Campanian nannoplankton biozonation adopted from Sissingh [18]		
M E S O Z O I C M z	C r e t a c e o u s K	U p p e r (K ₂)	Maastrichtian K _{2m}	65.5	Tetritskaro		-----	Tetritskaro			
			Campanian K _{2cp}	70.6			Shorsholeti		-----	CC 23-Tranolithus phacelosus	
									CC 22	c	
			Uniplanarius trifidus				b				
						CC 21-Uniplanarius Sissinghii	a				
						CC 20-Ceratolithoides aculeus					
						CC 19-Calculites ovalis					
			Santonian K _{2s}	83.5	Gasandami	Upper	Upper subsuite of Gasandami suite (Davit gareji horizon) (140 m)	Shorsholeti Gasandami Tandzia			
						Lower	Lower subsuite of Gasandami suite (Sakdrisi horizon) (80-200 m)				
			Coniacian K _{2cn}	85.8	Mashavera	Upper	Upper subsuite of Mashavera suite (80-150m)	Mashavera			
						Lower	Lower subsuite of Mashavera suite (200-400 m)				
			Turonian K _{2t}	89.3	Didgverdi	Upper	Upper subsuite of Didgverdi (200 m)		Didgverdi		
						Lower	Lower subsuite of Didgverdi (200-700m)				
			Senomanian K _{2c}	93.5	Ophreti	-----		Tserakvi			
		50 m				Ophreti					
Albian K _{1al}	99.6	Khokhmeli	-----		Khokhmeli						
			80 m								
				112							

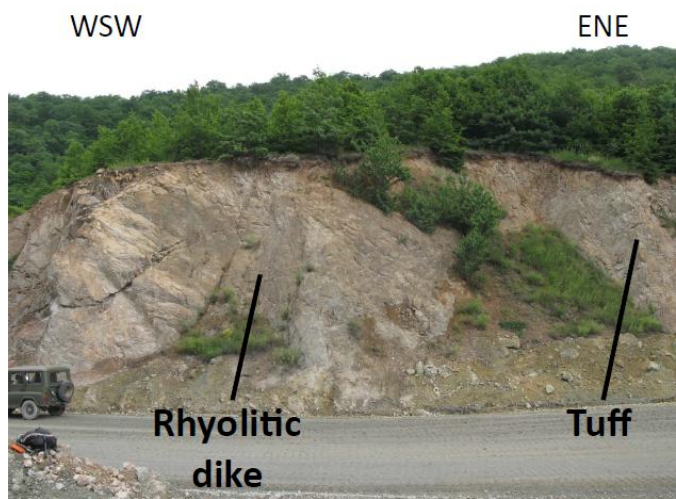
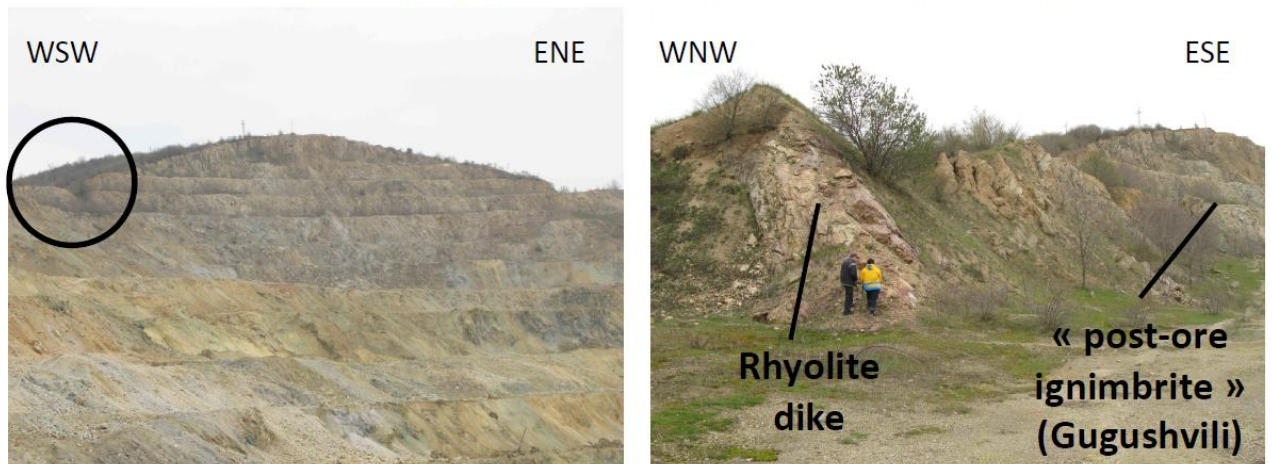
სქემა 2.4.3.1 – მადნეულის საბადოს შემცველი ზედაცარცული (K_2) წარმონაქმნების სტრატиграფიული დანაწილების კორელაციური სქემა, შედგენილი ს. ხუციშვილის მიერ (T. Beridze et al 2013).

სქემაზე მკაფიოდ ჩანს განსხვავებები საბადოს შემცველი მაშავერას წყების (K_{2ms}) ასაკთან მიმართებაში. ლამბაშიძისა და სხვათა სქემის მიხედვით საბადოს შემცველი მაშავერას წყება (K_{2ms}) ზედა ტურონულ – ქვედა სანტონური ასაკისაა, ვაშაკიძე კი წყების ასაკს განსაზღვრავს

ზედატურონულ – კონიაკურად. ნანოპლანქტონით დათარიღების შედეგად კი გამაღნების შემცველი წყება და შესაბამისად, მაღნეულის საბადოს ფორმირების ასაკი კამპანურად (k_5) განისაზღვრა (თ. ღავთაძე და რ. მიგინეიშვილი 2006; R. Migineishvili and T. Gvartadze 2010).

რაც შეეხება რადიომეტრიული გაზომვების მონაცემებს, მაშავერას წყების (K_2ms) გამკვეთი დაიკების ასაკი K/Ar დათარიღების მეთოდით განისაზღვრა 85–83 მლნ. წლად, რაც შეესაბამება სანტონურ ასაკს (k_4). უახლესი კვლევების მიხედვით, რომლებიც ჩატარდა შვეიცარია – აღმოსავლეთ ევროპის თანამშრომლობის SCOPE პროექტის ფარგლებში, მოხერხდა საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი სამი დაიკის ასაკის განსაზღვრა TIMS $U-Pb$ ცირკონის მეთოდით (სურ. 2.4.3.2). მიღებული ასაკები შესაბამისად არის 86.60 ± 0.05 მლნ. წ., 87.02 ± 0.16 და 87.10 ± 0.05 მლნ.წ., რაც შეესაბამება კონიაკურს (k_3)(S. Gialli et al 2013). გამომდინარე ზემოთთქმულიდან ეჭვგარეშეა, რომ სამომავლოდ აუცილებელია დეტალური და კომპლექსური სტრატეგრაფიულ–სედიმენტოლოგიური კვლევების ჩატარება ბოლნისის მაღნიანი კვანძის ტერიტორიაზე, რათა მოხდეს მარკერ–ჰორიზონტების გამოყოფა სტრატეგრაფიული კორელაციებისათვის.

BO-07-18 (2 May 2007) - post-caldera rhyolite dike: 87.10 ± 0.05 Ma



BO-09-14a (24 May 2009) - late rhyolite dike in lower part of section on road from mine office to Madneuli open pit: 86.60 ± 0.05 Ma

BO-10-05a (26 May 2010) - late dike (upper eastern part of open pit): 87.09 ± 0.10 Ma



სურ. 2.4.3.2 – U-Pb (ცირკონის) მეთოდით დათარიღებული დიკები

სამაგისტრო ნაშრომში წარმოდგენილი პერსონალური მასალა და მისი ინტერპრეტაციები შეიძლება მივიჩნიოთ ამ მიმართულებით გადადგმულ თამამ ნაბიჯად. აქვე უნდა ხაზგასმით აღინიშნოს მიკროფაუნისტური და რადიომეტრული კვლევის მომავალში გაგრძელების აუცილებლობაც.

2.5. მადნეულის საბადოს შემცველ ვულკანოგენურ–დანალექ ქანებთან დაკავშირებული საინტერესო ტექსტურები და სტრუქტურები

ვულკანური, ვულკანოგენურ–დანალექი და დანალექი წყებების შესწავლა ველზე და ფაციესებზე–ორიენტირებული მეთოდით არის მსოფლიოში გამოცდილი და მიღებული თანამედროვე მიდგომა მადნეული საბადოების შემცველ ქანთა გენეტურ ინტერპრეტაციაში. განსაკუთრებული აქცენტი ამ დროს მიმართულია ქანებში განვითარებული იმ დამახასიათებელი ტექსტურების და სტრუქტურების დაფიქსირებასა და აღწერაზე, რომლებიც მნიშვნელოვანია შემდგომი ინტერპრეტაციებისათვის (Allen et al. 1997, Mc Phie et al. 1993). ცალკე აღებული ტექსტურა თუ სტრუქტურა გენეტური პროცესების მახასიათებელია, თუმცა ამ თავისებურებათა ერთობლიობა ქმნის საფუძველს იმისა, რომ განვასხვავოთ ვულკანოკლასტური ნალექები ლავებისა და ინტრუზივებისაგან. მეთოდი იძლევა საშუალებას შეიქმნას ფაციესური მოდელები რომლებიც განსაზღვრავენ საბადოების სტრატეგრაფიულ პოზიციას, ურთიერთკავშირს ნალექდაგროვების გარემოსთან და ტექტონიკურ ვითარებებთან. ამასთანავე, პეტროგრაფიული და გეოქიმიური კვლევების მონაცემებთან ერთობლიობაში ამ მიდგომით შესაძლებელია თანმიმდევრულად გაიდევნოს კავშირი ვულკანურ ნაგებობას (აპარატს), ამოფრქვევის ტიპსა და მასალის ტრანსპორტირების მექანიზმებსა და მასალის დალექვის გარემოსა და საბოლოო პროდუქტს შორის (მაგ. იგნიმბრიტი, ტუფი, ჰიალოკლასტიტი, ტურბიდიტი და ა.შ.). უკანასკნელი წლების მანძილზე მადნეულის საბადოს ფარგლებში და მიმდებარე ტერიტორიაზე, სწორედ ამგვარი მიდგომით ხდება საბადოს შემცველი ქანების შესწავლა ერთობლივი ქართულ–შვეიცარიული SCOPE–ის პროექტის ფარგლებში, რაც საქართველოსთვის უნიკალური მოვლენაა. 2012 წლის საველე პრაქტიკის ფარგლებში მივიღე მონაწილეობა ამ სამუშაოებში. კვლევის ობიექტი ამ ეტაპზე იყო კარიერის სამხრეთ ფრთაში (სურ. 2.5.1) არსებული ვულკანოგენურ–დანალექი წყების შესწავლა. ეს წყება უშუალოდ მადანშემცველი წყებაა, ამიტომ მისი დეტალური კვლევა უაღრესად მნიშვნელოვანია. მოხერხდა როგორც ცალკეული ვულკანური თუ სედიმენტაციური თავისებურებების დადგენა, ასევე მათი სივრცობრივი (ვერტიკალური და

ლატერალური) ურთიერთკავშირების დადგენა. აღებულ იქნა ქანთა ნიმუშები, რომელთა მიკროსკოპული შესწავლა განვახორციელე და განვსაზღვრე ქანთა ტიპები.



სურ. 2.5.1 – კარიერის სამხრეთი ფრთა

ამ მონაცემთა ერთობლიობაში ანალიზი და ინტერპრეტაცია საინტერესო დასკვნების გაკეთების საშუალებას მოგვცემს.

ქვემოთ მოყვანილია რამდენიმე საგულისხმო ვულკანური და სედიმენტაციური ტექსტურის დახასიათება არსებულ მასალაზე და პირად დაკვირვებებზე დაყრდნობით.

მადნეულის კარიერის სამხრეთი ფრთის ჭრილი აგებულია ძლიერ თხელშრეებრივი წვრილმარცვლოვანი ტუფოარგილიტების და საშუალოშრეებრივი წვრილ– და საშუალომარცვლოვანი ფერფლის ტუფების მორიგეობით. გადასვლა ფერფლის ტუფების ცალკეული შრეებიდან თხელშრეებრივი ტუფოარგილიტების დასტებში გრადაციულია, ხოლო ფერფლის ტუფების ცალკეულ შრეებს შორის კონტაქტები მკვეთრია, ხშირად მათ შორის მილიმეტრების სისქის პელიტური ინტერვალებიც გამოიყოფა. წყება ვულკანოკლასტური ტურბიდიტების სახელწოდებით გამოვყავით. წყებაში განვითარებულია მეწყრული ჰორიზონტი, ხოლო შუა ნაწილში წარმოდგენილია პიროკლასტური ან ფერფლის ნაკადის ჰორიზონტი, ფუძეში განვითარებული ბალიშისებრი ბრექჩიული ნაწილით. ნაკადი შრეებრიობას მიუყვება, თუმცა ხშირად ისოლება, რაც ქმნის შთაბეჭდილებას, რომ ეს ერთი ნაკადის აპოფიზური განშტოებები შეიძლება იყოს. წყების ხილული სიმძლავრე 80 მ-ს აღწევს. წყება დასერილია ნაპრალებით, ხშირია

სინსედიმენტაციური მიკრორღვევები და დეფორმაციული ტექსტურები. წყებაში განვითარებულია ინტენსიური პირიტული მინერალიზაცია ჩანაწინწკლების სახით.

ჭრილში აღწერილ ვულკანოგენურ ტურბიდიტებში აღინიშნება ისეთი სედიმენტაციური სტრუქტურები, როგორიცაა ირიბშრეებრიობა (planar lamination), ირიბტალღოვანება (convolute lamination), დინების რიპელმარკები (current ripple forms), ლამბაქისებრი (dish), სვეტური (pillar), ალისებრი (flame) და ნაოჭისებრი (fold) სტრუქტურები. აქვე შრეებში გამოიყოფა ტურბიდიტებისათვის დამახასიათებელი ბოუმას ინტერვალები (სურ. 2.5.2), თუმცა არასრული სახით (T_{abc} , T_{bcde} , T_{abcbe}), რაც მიუთითებს, რომ მასალის გადატანა ხდებოდა როგორც მაღალი, ისე დაბალი სიმკვრივის ტურბიდიტული დინებებით. არსებობს საპირისპირო მოსაზრებაც, რომ ეს ტექსტურები წყნარ, მდგარ წყალში არის წარმოქმნილი დალექვის შემდგომ (D. Lowe 1988). ამგვარ შრეებს ფერფლის ცვენის ნაღებებს უწოდებენ. ჭრილში და საბადოს ტერიტორიაზეც ხშირია მეწყრული მოვლენები, რომელთაგან ერთ-ერთი ჩვენც დავაფიქსირეთ. ეს მიგვანიშნებს, რომ მასალა ფერდობზე მოძრაობდა (კონტინენტური ან ვულკანური).



ა



ბ

ბ



დ

ე

სურ. 2.5.2 – ვულკანოგენური ტურბიდიტები და მათში განვითარებული სედიმენტაციური ტექსტურები.

ა – კარიერის სამხრეთი ფრთის ვულკანოგენურ ტურბიდიტებში განვითარებული ბოუმას ინტერვალების ტიპები; ბ – ალის ტექსტურები; გ, დ – კონვოლუტური ლამინაცია; ე – დატვირთვის ფიგურები

ვულკანოკლასტური ტურბიდიტები პირდაპირი ინდიკატორებია მაგმური და ვულკანური პროცესებისა, კარგად წარმოაჩენენ მაგმური კერის ევოლუციის პროცესებს და არიან სტრატეგრაფიული მარკერები, ვინაიდან აფიქსირებენ პროცესის მიმდინარეობას გეოლოგიური დროის მოკლე ინტერვალებში. ამასთანავე, ტურბიდიტები ზოგადად პირდაპირი მტკიცებულებაა ნალექდაგროვების სუბაქვანური გარემო-პირობებისა (Schneider et al. 2001).

აკრეციული ლაპილები ანუ პიზოლითები არის ვულკანური ტექსტურების ერთერთი სახესხვაობა. აკრეციული ლაპილები ფერფლის სფეროიდული აგრეგატებია, წარმოქმნილი წვრილმარცვლოვანი ფერფლის აკრეციით (შემოზრდით) რაიმე ნუკლეანტის, წყლის წვეთის ან მკვრივი ნაწილაკის გარშემო წვიმის მოხვედრის შედეგად ერუპტიული სვეტის დადმავალ ნაკადში (plume) ან პიროკლასტური ნაკადის თანმხლებ ფერფლის ღრუბელში. ისინი ასევე წარმოიქმნებიან ფრეატომაგმური ან ფრეატული ამოფრქვევების ორთქლით გაჯერებულ სვეტებში კონდენსირებული წყლის წვეთების გარშემო. აკრეციული ლაპილების წარმოშობის კიდევ ერთ მექანიზმად განიხილება პიროკლასტური ნაკადებით წარმოქმნილი ნალექების სისქეში გაზის აღმავალი მოძრაობა და სეგრეგაციული მილების სახით არის წარმოდგენილი. აკრეციული ლაპილები ქმნიან ცალკეულ შრეებს ან გაბნეულნი არიან შრეში სხვადასხვა სახით: შრის საგების ან სახურავის გასწვრივ ან უწყესრიგო განლაგებით. 1829 წელს სკროუფმა დააფიქსირა „პიზოლითები“ ვულკან ვეზუვის ამოფრქვევისას. ლორენცმა აღწერა ფრეატომაგმატური ამოფრქვევებისას წარმოქმნილი ე.წ. „ჯავშნიანი“ ან „გარსიანი“ ლაპილები (armoured or mantle lapill). რეიმერმა აღწერა აკრეციული დისკოიდური ლაპილები წვრილმარცვლოვანი ფერფლის გარსის გარეშე.

საერთო ჯამში აკრეციული ლაპილების 2 ძირითადი ტიპი გამოიყოფა: 1. აკრეციული ლაპილი, რომელიც შედგება მსხვილმარცვლოვანი ფერფლის ბირთვისა და წვრილმარცვლოვანი ფერფლის არშიისაგან – იწოდება არშიიან (rim type) ლაპილად; 2. აკრეციული ლაპილი წვრილმარცვლოვანი ფერფლის გარეშე იწოდება ბირთვიან (core type) ლაპილად. რაც შეეხება აკრეციული ლაპილების იმ სახესხვაობას, რომლებსაც ბირთვის სახით აქვთ ქანის ნატეხი, ისინი ჯავშნიან ან გარსიან აკრეციულ ლაპილებად (mantle or armoured lapill) იწოდებიან (R. Schumacher & H-U. Schmincke 1991).

აკრეციული ლაპილების წარმოშობა უკავშირდება სუბაერულ ამოფრქვევებს, თუმცა აგრეგატები შეიძლება შემონახულ იქნას წყალქვეშა (სუბაქვურ) გარემოში. აკრეციული ლაპილები ასოცირდება პიროკლასტური ნაკადების, პიროკლასტური ცვენის და პიროკლასტური ტალღების შედეგად წარმოქმნილ ნალექებთან. ამასთანავე, მათ შეუძლიათ განიცადონ გადამუშავება—გადალექვის პროცესები და ამიტომ ხშირად მათ ნახულობენ ეპიკლასტურ ვულკანურ სედიმენტებში.

აკრეციული ლაპილები კარგ სტრატეგრაფიულ კრიტერიუმებს წარმოადგენენ, გამოიყენებიან სტრუქტურულ გეოლოგიაში და ასევე სასარგებლო იარაღია ტეფრის შრეების წარმოშობის ინტერპრეტაციაში. აკრეციული ლაპილები განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ინდიკატორებია ამოფრქვევის გარკვეული ტიპისა და მასთან დაკავშირებული პროცესებისა, ამასთანავე განასხვავებს პიროკლასტური ბუნების მქონე ნალექებს სხვა ვულკანოკლასტური სედიმენტებისაგან.

გავრცელების მიხედვით არჩევენ პროქსიმალურ და დისტალურ სახეობებს, რაც იმის მიმანიშნებელია, რომ აკრეციული ლაპილების არსებობა არ მიუთითებს მხოლოდ მათ ვულკანის ყელისპირა ფაციესებთან ასოციაციაზე. აკრეციულ ლაპილებს აქვთ ყელისგან საკმაოდ მოშორებით წარმოქმნის უნარი პიროკლასტური ნაკადებისა და მათი თანმხლები ფერფლის ღრუბლების საშუალებით. ასევე ისინი წარმოიქმნებიან მეორად ერუპტიულ სვეტებში, როდესაც პიროკლასტური ნაკადები ექსპლოზიურად ურთიერთქმედებს წყლის ზედაპირთან, რომელშიც იგი ჩაედინება.

ბოლნისის მადნიან რაიონში და საკუთრივ მადნეულის საბადოს ფარგლებში ქართველი მკვლევარების მიერ პიზოლითების არსებობა დაფიქსირებულია სხვადასხვა სტრატეგრაფიულ დონეზე. მაგალითად, მ. აფხაზავა მადნეულის კარიერზე მაშავერას წყების ფუძეში და კარიერის სულ ზედა საფეხურზე აღნიშნავს აკრეციული ლაპილების (პიზოლითების) შემცველ წყებებს. ი. ვაშაკიძე პიზოლითების არსებობას აფიქსირებს მადნეულის კარიერის და საყდრისის საბადოს

მიდამოებში მაშვერას წყებაში. რაც შეეხება თ. ზულიაშვილს, ის გამოყოფს პიზოლითური ტუფების ფაციესს, რომელიც მთა დემურდაგის ფერდობებიდან გაიდევნება ჩრდილოეთით მადნეულის კარიერის მიმართულებით. ამ ქანების გამოსავლები გვხვდება დარბაზის და ბალიჭის მადანგამოვლინებებზე. დავით გარეჯის საბადოზე ისინი ჭაბურღილებში და საბადოს სამხრეთ ნაწილშია წარმოდგენილი. ჩვენს მიერ მადნეულის საბადოს სამხრეთ ფრთაში (ისევე, როგორც საბადოს აღმოსავლეთ და დასავლეთ ფრთებში) ნანახი იქნა როგორც არშიიანი (rim type) სხვადასხვა დიამეტრის აკრეციული ლაპილები, ასევე დისკოიდური და სავარაუდოდ ე.წ. ჯავშნიანი (armoured) ლაპილები (N. Popkhadze 2009). ზოგან ისინი გაბნეულია ცალკეულ შრეში, მაგრამ ხშირად მიუყვება შრის სახურავს. დისკოიდური აკრეციული ლაპილების მატრიქსი შეცვლილია და ხშირად გამადნეული (სურ. 2.5.3).



ა

ბ



გ

სურ. 2.5.3 – აკრეციული ლაპილები

ა, ბ – არშიიანი აკრეციული ლაპილი; გ – დისკოიდური აკრეციული ლაპილი

საბადოს ფარგლებში არშოიანი აკრეციული ლაპილები აღწერილ იქნა ნ. ფოფხაძის მიერ.

საგულისხმოა, რომ საბადოს ტერიტორიაზე აკრეციული ლაპილები ხშირად გვხვდება ასოციაციაში ვეზიკულარულ ტუფებთან. ეს ფაციესი პირველად სწორედ ჩვენს მიერ იქნა დაფიქსირებული და აღწერილი საბადოზე (სურ. 2.5.4).



სურ. 2.5.4 – ვეზიკულარული ტუფები

ზოგადად ვეზიკულარული ტუფები არიან წვრილმარცვლოვანი ფერფლით აგებული გამკვრივებული შრეები მილიმეტრიდან–სანტიმეტრამდე ზომის სიცარიელებით, რომლებიც ხშირად შრის ცენტრალურ ნაწილში გაიდევნებიან, ან ზოგჯერ უწყესრიგოდ არიან გაბნეულნი მთელს შრეში. ვეზიკულარული ტუფები ყალიბდებიან ბლანტი ლამის (ტალახის-mud)

გამკვრივებისას, რომელშიც შეტაცებულია გაზური ფაზა. გაზის წყარო მრავალფეროვანი შეიძლება იყოს:

1. ნალექადამტანი სისტემის ფლუიდური ფაზის გაზი. მაგალითად, გაზი ერუპტიული ცენტრიდან, ტრანსპორტირების შედეგად შეტაცებული ჰაერი, გაზი სისტემის მოძრაობისას მოხვედრილი წვიმიდან.

2. გაზი, რომელსაც გამოყოფენ ცხელი პიროკლასტები.

3. ჰაერი, რომელიც ნალექების საგებში არსებული გრუნტიდან გამოიყოფა და ორთქლი გამოყოფილი ტალახის (ლამის) დუღილისას.

4. წვიმა, რომელიც ორთქლად იქცევა ცხელ ფერფლთან შეხებისას.

ვეზიკულარული ტუფები განსაკუთრებული სიმტკიცით გამოირჩევიან და მრავლად შეიცავენ აკრეციულ ლაპილებს. თუმცა, ზოგჯერ, ლატერალურად გაიდევნება ვეზიკულარული ტუფების ფაციესის გადასვლა საკუთრივ აკრეციულ–ლაპილებიან შრეებში (R. Fisher & H-U. Schminke 1984)

ვეზიკულარული ტუფები დამაჯერებელი საველე მტკიცებულებაა ფრეატომამატური ვულკანური აქტივობისა. ასევე საგულისხმოა, რომ ისინი ძალიან იშვიათად ჩნდებიან 2–3 კმ–ზე უფრო შორს მათი წყაროდან. თუმცა ფერფლცვენის ვეზიკულარული ტუფები შეიძლება უფრო შორსაც წარმოიშვას ვულკანური ყელიდან (Laacher See, გერმანია). ჩვენი პირველადი ინტერპრეტაციით სწორედ ამგვარი ფერფლცვენის ვეზიკულარულ ტუფებთან გვაქვს საქმე საბადოზე, რასაც ადასტურებს მასთან ასოცირებული ტალახის (ლამის) დინებებით ჩამოყალიბებული შრეები (mud flow layers), გრავიტაციული დინების რიპელმარკები (gravity flowage ripples) და რბილი სედიმენტის დეფორმაციული (soft-sediment deformational) სტრუქტურების არსებობა ჭრილში. ბუმტუკების ზომები მერყეობს 0–1 მმ–დან რამდენიმე სმ–ის ფარგლებში. მათი ფორმები ოვალურიდან სფეროიდულამდე იცვლება; გვხვდება წაგრძელებული და უსწორმასწორო ფორმებიც (V. Lorenz 1974, R. Fisher & H-U. Schminke 1984, M. Rosi 1992).

ბიოგენური სედიმენტაციური სტრუქტურები, რომლებიც ცნობილია განამარხებული ნაკვალევების (trace fossils) ან იქნიტების (საქართველოში) სახელწოდებით არიან სტრუქტურები, რომლებიც აერთიანებენ ორგანიზმთა აქტივობით შექმნილ ხოხვის, გადათრევის, ჩაჭდობის, ბურღვის, კვების ნაშთების, ცხოველმოქმედების და სხვა განამარხებულ კვალს. მათი ბუნებიდან გამომდინარე ისინი შეიძლება განხილულ იქნენ როგორც პალეონტოლოგიურ, ასევე სედიმენტოლოგიურ წარმონაქმნებად. დღეისათვის განამარხებული ნაკვალევები ფრიად

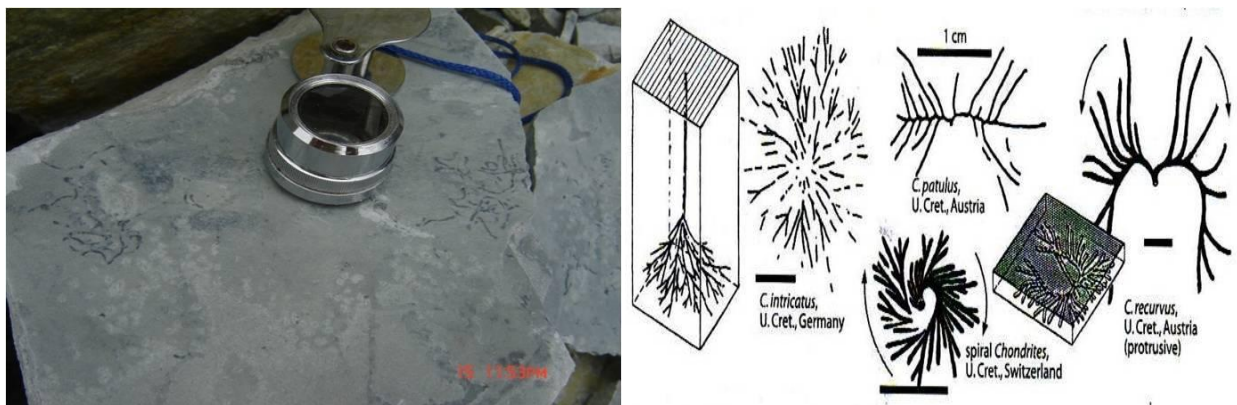
მნიშვნელოვანია ფაციესების ანალიზში, რომელიც მოიცავს ინდივიდუალური პალეოეკოლოგიური ფაქტორების, სედიმენტაციური დინამიკის აღდგენისა და ადგილობრივი თუ რეგიონალური ფაციესური ცვლილებების დაფიქსირებას. იქნოლოგიური ანალიზის მეთოდი წარმატებით მუშაობს მადნების გეოლოგიაში. იქნიტების სხვადასხვა სახეობები და მათი ასოციაციები გამოიყენება ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდური (VMS) საბადოების შემცველი ნალექების პალეობათიმეტრიის განსაზღვრაში და წარმოადგენს მნიშვნელოვან ფაქტორს აქ ნალექების გენეტური ინტერპრეტაციისათვის (R.A. Sainty 1992).

უნდა აღინიშნოს, რომ მადნეულის საბადოს კარიერის ფარგლებში ო. ხუციშვილის მიერ 1990 წელს აღმოჩენილი იქნა განამარხებული და გამადნეული ცილინდრული ფორმის 4 ნაკვალევი (vent fauna), რომელიც ინახება საქართველოს ეროვნულ მუზეუმში. მათი განსაზღვრა და ინტერპრეტაცია საბადოს გენეზისთან მიმართებაში მოხდა ა. მაღალაშვილისა და ბრიტანელი მკვლევარების მიერ როგორც ტუბულარული ჭიების (tube worms) (სურ. 2.5.5) ნაკვალევი (Riftia, Alvinella). დადგინდა, რომ გამადნევა და შესაბამისად მისი შემცველი ქანები მარჩხი ზღვის პირობებშია წარმოქმნილი და ეს არის ამგვარი ფაუნის ყველაზე მარჩხი ზღვიური ნიმუში. დადასტურდა მოსაზრება, რომ განამარხებული ნაკვალევები მნიშვნელოვანია ვულკანურ რკალებთან დაკავშირებულ ვითარებებში წარმოქმნილი მადნეული საბადოების და მათი შემცველი ვულკანიტების გენეტურ ინტერპრეტაციაში (C.T.S. Little et al. 2007).



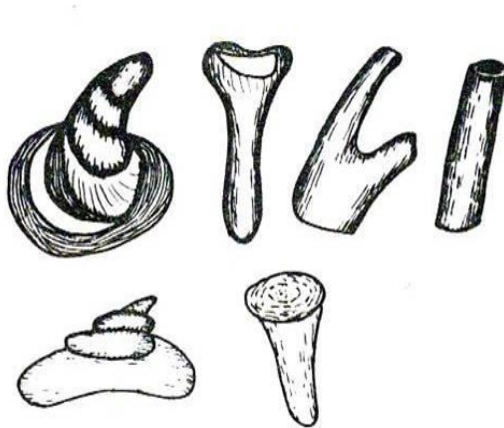
სურ. 2.5.5 – ტუბულარული ჭიის (tube worm) ნაკვალევი

ჩვენი ექსპედიციის მიერ საბადოს ფარგლებში და მათ შორის ჩემს მიერ აღწერილი უშუალოდ კარიერის სამხრეთი ფრთის ჭრილში ნანახი იქნა განამარხებული ნაკვალევების ანაბეჭდები (სურ. 2.5.6). პირველადი განსაზღვრით ისინი ქონდრიტიდების (Chondritides) ჯგუფს მიეკუთვნებიან, რომელიც საკმაოდ გავრცელებული და საგულისხმო ჯგუფია. მათი არსებობა უკავშირდება შედარებით მშვიდ და დაბალი ოქსიგენაციის გარემოს. ისინი კვების ნაშთებს (feeding burrows) წარმოადგენენ. ქონდრიტიდები ხშირად ასოცირდებიან ტურბიდიტებთან და მარჩხი ზღვის ე.წ. შეილებთან (თიხა-ფიქალი, დაფიქლებული არგილიტები)(A. Seilacher 2007).



სურ. 2.5.6 – ქონდრიტიდების განამარხებული ნაკვალევი

მ. აფხაზავას მიერ (1988) საბადოზე ასევე ნანახი იქნა ფუკოიდები (სურ. 2.5.7), რომლებიც პოსტტურბიდიტული სახეობებია და ასოცირდებიან მერგელოვან ზედა ცარცულ (K₂) და მესამეულ ფლიშურ წყებებთან. ჩვენს შემთხვევაში ნანახი ზოგიერთი ნაკვალევი შეიძლება ამ ჯგუფის წარმომადგენელი იყოს; თუმცა ეს მომავალი დეტალური კვლევის საგანია.



სურ. 2.5.7 – ფუკოიდები

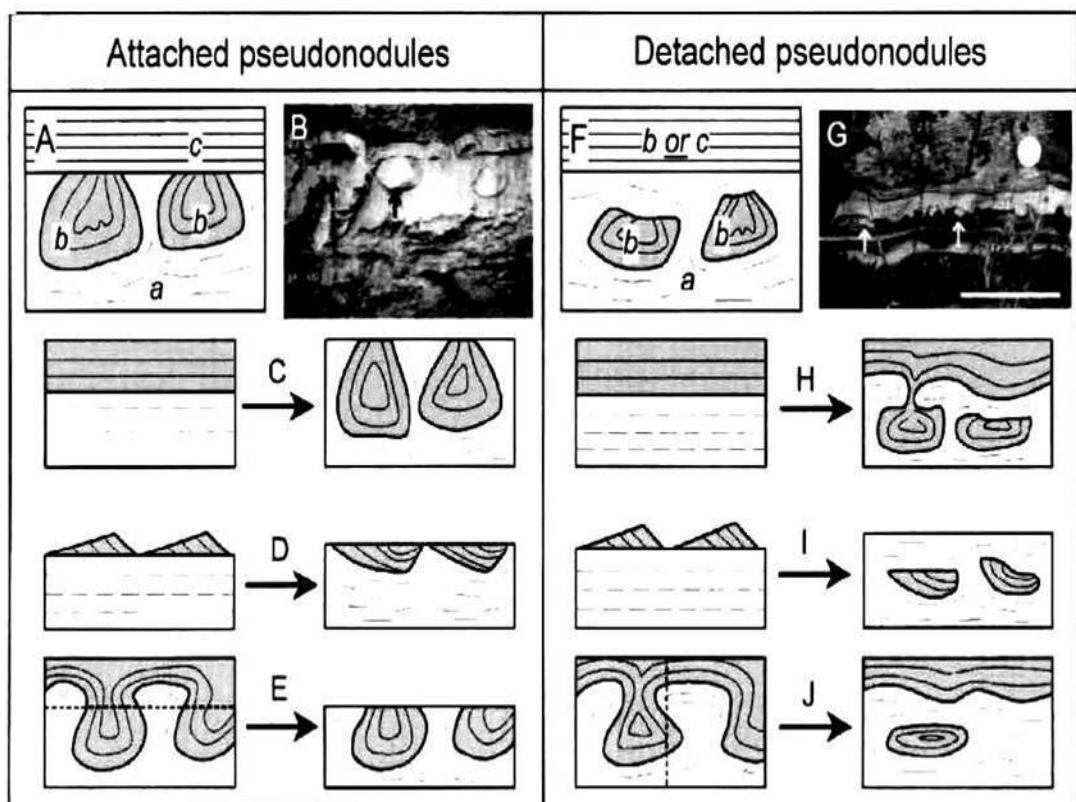
ხაზი უნდა გაესვას, რომ ისევე როგორც აკრეციული ლაპილების მატრიქსი, ჭიის ნაკვალევების შიგთავსიც ხშირად გამადნებულია. განმარხებული ნაკვალევები ფართოდ გამოიყენება გარემოს ინდიკატორებად ზღვიურ სედიმენტებში, ასევე ნალექდაგროვებისა და ეროზიის პროცესების ინტერპრეტირებისთვის.

ზემოთ აღწერილ ვულკანურ და სედიმენტაციურ ტექსტურებთან ერთობლიობაში, ამავე ჭრილში აღწერეთ მეტად საინტერესო კონკრეციებიანი შრეები (სურ. 2.5.8), რომლებიც შეიძლება ითქვას, გარკვეულ ჰორიზონტსაც კი ქმნიან. ი. ვაშაკიძე ამ შრეებს აღწერს მადნიანი ფლიშის სახელით, ვინაიდან შემცველი ქანებიც და კონკრეციებიც გამადნებულია. უფრო დეტალურად კონკრეციების აგებულებაზე, მათ გავრცლებაზე და სტრატиграფიულ დონეზე საუბრობს რ. მიგინეიშვილი (R. Migineishvili, T. Gvartadze 2009). ის აღნიშნავს, რომ კონკრეციების მინერალიზაცია იდენტურია საბადოს სინგენეტური მადნიანი სხეულებისა–პირიტი, სფალერიტი, გალენიტი. ამასთანავე, კონკრეციებიანი ჰორიზონტი სწორედ იმ სტრატиграფიულ დონეს იკავებს, რასაც ერთ–ერთი ასეთი მადნიანი სხეული.



სურ. 2.5.8 – კონკრეციები/ფსევდონოდულები?

ზოგადად, კონკრეციები დიაგენეტიკური სტრუქტურების ერთ-ერთი ტიპია და ხშირად შეიცავენ მადნის კონცენტრატებს. ამ თვალსაზრისით მათი შედგენილობის, შიდა სტრუქტურის და გავრცელების შესწავლა მნიშვნელოვანია დიაგენეტიკური და მადანწარმოქმნის პროცესების ანალიზისათვის. კონკრეციული ანალიზი მნიშვნელოვანია ლითო-ფაციალური და სტრატиграფიული თვალსაზრისითაც. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ჭრილის და ამ ჰორიზონტის დეტალური შესწავლის შედეგად გაჩნდა მეორე მოსაზრებაც იმის თაობაზე, რომ აღნიშნული კონკრეციები უფრო ფსევდონოდულები (pseudonodules) შეიძლება იყვნენ (სურ. 2.5.9), რასაც ამყარებს ამ წარმონაქმნების სივრცობრივი განლაგება და პოზიციები შრეებში, მათი ფორმები (ოვალური, თირკმლისებრი). ფსევდონოდულები არიან რბილი სედიმენტის დეფორმაციული სტრუქტურები, რომლებიც ხშირად გვხვდება ვულკანოკლასტურ და ინტრუზიულ ქანებში. ისინი ყალიბდებიან არაკონსოლიდირებულ სედიმენტზე ფიზიკური ზემოქმედების შედეგად და ხშირად დატვირთვის სტრუქტურად განიხილებიან (load structure), რომელიც სედიმენტის მის სუბსტრატში ჩაფლობის, ჩაძირვის შედეგად წარმოიქმნება. ფსევდონოდულები ნალექის დალექვის შემდგომი პროცესების მახასიათებელია. ხშირად ფსევდონოდულების ჰორიზონტები პალეოსეისმურობის მახასიათებლად განიხილება (G.V. Middleton 2006).



სურ. 2.5.9 – ფსევდონოდულების განვითარების სქემატური ნახაზი.

3. შედეგების შეჯამება და ძირითადი დასკვნები

როგორც ცნობილია ვულკანოგენურ მასიურ სულფიდური (VMS) საბადოების თანამედროვე კვლევაში სულ უფრო აქტუალური ხდება საბადოების შემცველი ვულკანური, ვულკანოგენურ–დანალექი და დანალექი წყებების დეტალური ლითოფაციალური შესწავლა, რაც უკვე დაედო საფუძვლად მათი ამ ნიშნით კლასიფიკაციას (C.T. Barrie, M.D. Hunnington 1999). ეს განპირობებულია იმით, რომ VMS საბადოები ავლენენ მჭიდრო სტრუქტურულ და გენეტურ კავშირს რაიონში განვითარებულ ვულკანიზმთან, ტექტონიკასთან, ნალექდაგროვების პროცესებთან და პალეოგარემოსთან, როგორც სივრცეში, ასევე დროში.

ამ თვალსაზრისით ვულკანური, ვულკანოგენურ–დანალექი და დანალექი ფაციესების დახასიათება მათში განვითარებული ტექსტურულ–სტრუქტურული თავისებურებების დაფიქსირებაზე, აღწერასა და ინტერპრეტაციაზე დაყრდნობით არის მძლავრი იარაღი გამაღნების შემცველი წყებების ძირითადი ფაციალური ერთეულების და მათი ასოციაციების დასადგენად. ამგვარი მიდგომა შესაძლებელს ხდის გამოიყოს ფაციესების სინ– ან პოსტერუპტული ტიპები (კავშირი დროსთან), სუბაქვური, სუბაერული ან გარდამავალი ფაციესების ასოციაციები (კავშირი ვულკანური ამოფრქვევების ტიპსა და პალეოგარემოსთან), გამაღნების ფუძის (footwall) და სახურავის (hanging wall) ფაციესური ასოციაციები, რაც საშუალებას მოგვცემს განისაზღვროს გამაღნების შემცველ რაიონში ტექტონიკური და ნალექდაგროვების რეჟიმი, ვულკანიზმის ხასიათი და მისი გავლენა ნალექდაგროვებაზე, ქანთწარმოქმნასა და მათი შემდგომი შეცვლის პროცესებზე. აქედან გამომდინარე შესაძლებელი ხდება გამაღნების ზუსტი ტიპიზაცია და ფორმირების პირობების აღდგენა.

წარმოდგენილი ფაქტიური მასალისა და მასზე არსებული გეოლოგიური ლიტერატურის ანალიზის შედეგად შესაძლებელია რამდენიმე წინასწარი დასკვნის გაკეთება, კერძოდ:

- აკრეციული ლაპილების შემცველი და ვეზიკულარული ტუფების ფაციესის არსებობა ჭრილში პირდაპირ მიუთითებს ამოფრქვევის ფრეატომაგმურ ბუნებაზე. როგორც ცნობილია ფრეატომაგმური ამოფრქვევა არის გარე წყლის (მარჩხი ზღვის, გრუნტის, ტბის და წვიმისაგ კი) და მაგმის ურთიერთქმედების შედეგი. ამგვარ ექსპლოზიურ ამოფრქვევებს უკავშირდება მნიშვნელოვანი ვულკანოგენური სულფიდური მადნების საბადოების ჩამოყალიბება წყლის შემცველი ჰიდროთერმული ხსნარებიდან მაგმური კერების გარშემო. ადრე მიიჩნეოდა, რომ წყლის პირდაპირი წყარო საკუთრივ მაგმა იყო, თუმცა დღეისათვის დადასტურებულია, რომ მადნიანი საბადოების ელემენტები გამოიყოფა გადახურებული გარეშე წყლით ან მაგმური და გარე წყლის

ნარევით გაკვეთილი შემცველი ქანების გამოტუტვის შედეგად (H-U. Schminke 2004). ამგვარად საბადოზე ფრეატომამური ამოფრქვევისთვის დამახასიათებელი ფაციესების დადგენა ფრიად მნიშვნელოვანია. შემდგომი დეტალური პეტროგრაფიული და პეტროქიმიური კვლევების შედეგად შესაძლებელია მოხდეს ვულკანური ნაგებობის, მასთან ასოცირებული გარემო პირობების, მასალის ტრანსპორტირებისა და დალექვის მექანიზმების დადგენა და შედეგად მიღებული ფაციალური ერთეულების ტიპიზაცია. ეს კი შესაბამისად ხელს შეუწყობს გამაღწევის შემცველი წყებების გეოლოგიურ ინტერპრეტაციას და მათი საბადოსთან სივრცობრივი, გენეტიკური და ასაკობრივი კავშირის განსაზღვრას.

- ვულკანოკლასტური ტურბიდიტების ფაციესის გამოყოფა საბადოს ტერიტორიაზე ერთმნიშვნელოვნად მიუთითებს დალექვის წყალქვეშა გარემოზე, რაც VMS საბადოების წარმოქმნის აუცილებელი პირობაა.

- როგორც ცნობილია იქნოფაუნა გეოლოგიაში ნალექდაგროვების პალეობათიმეტრიის განსაზღვრისათვის აქტიურად გამოიყენება (A. Seilacher 2007). ჩვენს მიერ განსაზღვრული განამარხებული ნაკვალევები (trace fossils) მიეკუთვნება Chondritides – ის ჯგუფს, რომელიც უკავშირდება ტურბიდიტულ ფაციესებს, განსაკუთრებით კი მარჩხი ზღვის პირობებში. იგივე შეიძლება ითქვას ფუკოიდებზეც, რომლებიც ცნობილია ზედაცარცულ ფლიშურ ნალექებში (მაგ. ესპანეთი). ამით დასტურდება ა. მაღალაშვილისა და ინგლისელი მკვლევარების მიერ (Little et al 2001) გამოთქმული აზრი საბადოს მარჩხი ზღვის პირობებში წარმოქმნის შესახებ, რაც მათ გამოთქვეს ო. ხუციშვილის მიერ 1990 წელს საბადოზე ნაპოვნი იქნოფაუნის განსაზღვრის შედეგად.

- დალექვის წყალქვეშა გარემოზე მიუთითებს წყებაში ისეთი სინსედიმენტაციური–პოსტსედიმენტაციური რბილი სედიმენტის დეფორმაციული სტრუქტურების არსებობა, როგორიცაა დატვირთვის სტრუქტურები (load structures), რომლებიც მრავლად იქნა ნანახი და დაფიქსირებული ჩვენს მიერ, ამასთანავე ისინი პირდაპირ მტკიცებულებებს წარმოადგენენ ნალექების წყალქვეშა ფერდობებზე მოძრაობისა, რასაც ასევე ადასტურებს კარიერზე და მათ შორის მისი სამხრეთი ფრთის ჭრილში განვითარებული მეწყრული (slump) ჰორიზონტების არსებობა.

- ჩვენს მიერ გამოყოფილ ვულკანოკლასტურ ტურბიდიტების დასტებში დაფიქსირდა ისეთი სედიმენტაციური ტექსტურები, როგორიცაა ალის (flame) ტექსტურები, კონვოლუტური ლამინაცია (Tc დანაყოფი ბოუმას მიხედვით), ტალღის (wave) და დინების (current) რიპელმარკები, რომელთა შემდგომი შესწავლა და ანალიზი ასევე სასარგებლო იქნება პალეოდინებისა და პალეოგარემოს აღდგენისათვის.

- აღნიშნული ვულკანური, სედიმენტაციური, ბიოგენური და დიაგენეტიკური ტექსტურები ცალკე აღებული და ერთობლიობაშიც წარმოდგენენ შესანიშნავ სტრატეგრაფიულ მარკერებს. მათი დეტალური შესწავლა და ინტერპრეტაცია საშუალებას მოგვცემს საბადოზე მარკერ-ჰორიზონტების გამოყოფისა, რაც შესაძლებელს გახდის მოვახდინოთ საბადოს შემცველ ქანთა წყებების სწორი სტრატეგრაფიული კორელაცია დათარიღების გეოქრონოლოგიურ და პალეონტოლოგიურ მონაცემებთან ერთობლიობაში. ეს კი, თავის მხრივ, ნათელს მოჰფენს საბადოს ასაკის შესახებ ჯერ კიდევ საკამათო საკითხს.

- საბადოზე ჩემს მიერ ექსპედიციის წევრებთან ერთად პირველად იქნა აღმოჩენილი მინერალი მელანტერიტი ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), რომელიც განისაზღვრა კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის და ჟნევის უნივერსიტეტის ლაბორატორიებში რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის (X-ray) მეთოდით.

ასევე პირველად საბადოს ტერიტორიაზე გამოყოფილი და აღწერილი იქნა ვეზიკულარული ტუფების ფაციესი და მოხდა ზოგიერთი განამარხებული ნაკვალევის ტიპიზაცია (კერძოდ Chondritides).

- კვლევის შედეგები წარმოდგენილი იქნა მოხსენების სახით თბილისში SCOPE-ს ეგიდით ჩატარებულ კონფერენციაზე (Conference on Recent Research Activities and New Results about the Regional Geology, the Geodynamics and the Metallogeny of the Lesser Caucasus).

აბსტრაქტი მომზადდა და გაიგზავნა ბაქოში ახალგაზრდა მეცნიერთა და სტუდენტთა მეხუთე საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენციაზე (Fundamental and applied geological science through the eyes of young scientists: achievements, prospects, problems and ways of their solutions) .

მადლობა

მინდა მადლობა გადავუხადო ყველას ვინც დამეხმარა სამაგისტრო ნაშრომის შექმნაში: ჩემს ხელმძღვანელს ბატონ რ. მიგინიშვილს, რომელმაც ყველანაირად უზრუნველყო როგორც საველე, ასევე კამერალურ სამუშაოების დროს; ქალბატონ ს. ხუციშვილს საველე სამუშაოების დროს გაწეული დახმარებისთვის, საველე აღჭურვილობისა და ნაშრომისთვის მეტად საჭირო საილუსტრაციო მასალის მოწოდებისთვის; ბატონ კ. აქიმიძეს შლიფების პეტროგრაფიული აღწერისათვის გაწეული დახმარებისთვის, რომელმაც საკმაოდ ხანგრძლივი დროის მანძილზე არ დაიზარა და დიდი დახმარება გამიწია; ბატონ დ. ზაქარაიას შლიფების მიკროფოტოგრაფირებისათვის; ასევე დიდი მადლობა ბატონ ს. გრძელიშვილს, რომელიც უზრუნველყოფდა საველე სამუშაოების დროს ჩვენს გადაადგილებას და გვეხმარებოდა საველე სამუშაოებში.

განსაკუთრებული მადლობა მინდა გადავუხადო მეტად გულისხმიერ ქალბატონ თამარ ბერიძეს, რომელიც დაწყებული საველე სამუშაოებიდან სულ მეხმარებოდა. მან მომამარაგა თანამედროვე ლიტერატურის ზღვა მასალით, საველე აღჭურვილობით. ასევე, მასთან მქონდა მუდმივი კონტაქტი, რის შედეგადაც ამ პროფესიონალი, შრომისმოყვარე ადამიანისაგან დიდი გამოცდილება, ცოდნა და დახმარება მივიღე.

ლიტერატურა

აბაშიძე, ჯ., ჭოხონელიძე, მ., მადნეულის გეოლოგიურ-სადიებო პარტიის 1968წ ანგარიში, „საქგეოლოგიის ფონდები“, 1968წ. (რუსულ ენაზე).

აჟირეი, რ. და სხვა „ბოლნისის რაიონის მთავარი მადნეულის ველების და საბადოების სტრუქტურულ-მორფოლოგიური ანალიზი, პროგნოზული შეფასების და გეოლოგიურ-სადიებო სამუშაოების მიმართულების დაზუსტების მიზნით“, „საქგეოლოგიის ფონდები“, 1978წ. (რუსულ ენაზე).

ბარანოვი, ე. და სხვა, სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში გეოქიმიური ძიების შედეგები 1966-1973 წ.წ. (ანგარიში თემაზე: „ლოქის და მადნეული-ფოლადურის მადნიანი ზონების ფარგლებში“ 1:25000-1:50000 მასშტაბის ფართობული გეოქიმიური ძებნითი სამუშაოები), „საქგეოლოგიის ფონდები“, 1974წ. (რუსულ ენაზე).

გამყრელიძე, პ. და სხვა, სამხრეთ საქართველოს გეოლოგიური აგებულება და მეტალოგენია, „მეცნიერება“, 1965წ. (რუსულ ენაზე).

გოგიშვილი, თ., წითელი სოფლის მადნიანი ველის სპილენძ-კოლჩედანური საბადოების ჰიდროთერმულად შეცვლილი ქანების წარმოშობის პირობები, საკანდიდატო დისერტაცია, 1967წ. (რუსულ ენაზე).

გოგიშვილი, ბ., რატმანი, ი., გუნიავა, ვ., ზულიაშვილი, თ., მცირე კავკასიის კოლჩედანურ-პოლიმეტალური პოლიმეტალური საბადოების ჰიდროთერმულ-მეტასომატური ფორმაციის შესწავლილობა, მისი პერსპექტულობის შეფასების მიზნით, 1975წ. (რუსულ ენაზე).

გოგიშვილი, თ., მელითაური, გ., ცქვიტინიძე, რ., ანგარიში თემაზე: „სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ზედა ცარცული ნალექები დეტალური სტრუქტურულ-ფაციალური შეაწავლა ჰიდროთერმალუიტების კარტირებით სპილენძ-კოლჩედანური გამადნების პროგნოზირების მიზნით“, 1978-1982 წ.წ. თბილისი, „საქგეოლოგია“, 1982წ. (რუსულ ენაზე).

გუგუშვილი, ვ., დეისი, ე., ვაშალიძე, ი. და სხვა, 2000 წელს ბოლნისის მადნიან რაიონში №9 და №10 ლიცენზიებით ჩატარებული გეოლოგიური სამუშაოების შედეგების საინფორმაციო სახელმწიფო დეპარტამენტი“, 2001წ (რუსულ ენაზე).

დვალაზე, დ., ბაჩალდიანი, გ., ფოლადაურის ჯგუფის რკინის მადნის საბადოებზე ჩატარებულ ძებნა-ძიებითი სამუშაოების შუალედური ანგარიში, 1949-1954 წ.წ. თბილისი, „საქგეოლოგია“, 1954წ. (რუსულ ენაზე).

ვაშაკიძე, ი., ზულიაშვილი, თ., სალია, ჯ., შუბლაძე, რ., ბოლნისის რაიონის მადნეულის მადნიანი კვანძის (240 კვ.კმ) კომპლექსური გეოლოგიური, მადნეულ-გეოლოგიური და პეტროლოგიურ-გეოქიმიური შესწავლა და ინტერპრეტაციები გეოლოგიური და პროგნოზული რუკების შედგენით 1:10 000 მასშტაბში, 2002.

ვაშაძე, ბ., კორინთელი, გ. და სხვა, ბოლნისის მადნიანი რაიონის ცენტრალურ ნაწილში ოქროზე ჩატარებული სამუშაოების შედეგების შესახებ, 1978-1982 წ.წ. თბილისი, „საქგეოლოგია“, 1982 (რუსულ ენაზე).

ზარიანოვი, ი., ჭოხონელიძე, მ. და სხვა, ანგარიში თემაზე: Y*Б.И.4|308(21)*37-4|2175. ბოლნისის მადნიან რაიონში მოცულობითი სტრუქტურულ-ფაციალურ-ფარმაციული კარტირება და სპილენძის სიღრმული პროგნოზირება; დამარხული სხეულების ძებნა-ძიებითი მეთოდების დახვეწა (1975-1978 წ.წ. სამუშაოების შედეგებით), 1978წ. (რუსულ ენაზე).

ზულიაშვილი, თ., აფხაზავა, მ., დარბაზი-აბულმულკის სტრუქტურის სპეციალიზებული (პალეოვულკანური რეკონსტრუქცია, მადანშეცვლილი ქანების პეტროლოგია, მადნიანობა და სხვა) შესწავლა კეთილშობილი მეტალების გამადნების 1-10000 მასშტაბის ლოკალური პროგნოზირების რუკის შედგენით, 1984-1985 წ.წ. თბილისი, 1986წ. (რუსულ ენაზე).

ზულიაშვილი, თ., აფხაზავა, მ., ხუდოვი, ბ. და სხვა, ანგარიში თემაზე: „დამუშავდეს და დაინერგოს პროგნოზულ-ძებნითი კრიტერიუმები სპილენძ-კოლჩედანური, ოქროპოლიმეტალური მადნიანი სხეულების გამოვლინებისათვის ბოლნისის რაიონის კოჩელო-სარაჩლოს ვულკანური ჯაჭვის ფარგლებში საცდელი მეთოდური სამუშაოების (გეოქიმიური, გეოფიზიკური) შესრულება სპილენძზე, ოქროზე და პოლიმეტალებზე პროგნოზული რუკების კომპლექტის შედგენისათვის“ 1986-1988 წ.წ. თბილისი, 1989წ. (რუსულ ენაზე).

მინდელი, ი., არევამე, ბ. და სხვა, ლუქსემბურგის გეოლოგიურ-სადიებო პარტიის ანგარიში ბარიტზე, „საქგეოლოგია“, 1941 წ. (რუსულ ენაზე).

ნადარეიშვილი, გ. და სხვა, გეოლოგიური აგებულების შესწავლა მადნეულის მადნიანი რაიონის კარტირების და ძებნის სიღრმის გაზრდის რეკომენდაციის დამუშავებით. საქ. მეცნ. აკად. გეოლოგიის ინსტიტუტის ბიბლიოთეკა. თბილისი, 1986 წ. (რუსულ ენაზე).

პურიკი, ო., პოლივანოვი, ვ., სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში მეორადი ორეოლებით გეოქიმიური ძეგლის შედეგები. თბილისი, „საქგეოლოგია“, ფონდები, 1972წ. (რუსულ ენაზე).

სპანდერაშვილი, გ., პოკლება, ბოლნისის მადნიან რაიონში კომპლექსური გეოლოგიურ-გეოფიზიკური სამუშაოების ანგარიში 1972-1982 წ.წ. თბილისი, „საქგეოლოგია“, 1982 წ. (რუსულ ენაზე).

სხირტლაძე, ნ., პეტროგრაფია მინერალოგიის საფუძვლებით, თბილისი, თბილისი უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1984, 327.

ფანცულაია, ვ., სუმიანა, ე., ანგარიში თემაზე: „საქართველოს მადნიანი რაიონების 1:200000 მასშტაბის პროგნოზულ-მეტალოგენიური რუკების შედგენა“ (1973-1977 წლების სამუშაოები), „საქგეოლოგია“, 1977წ. (რუსულ ენაზე).

ფანცულაია, ვ., კალანდარიშვილი, ი. და სხვა, ანგარიში თემაზე: ბოლნისის მადნიანი რაიონის ჩრდილო და სამხრეთ-აღმოსავლეთი პერიფერიის 1:50000 მასშტაბის პროგნოზულ-მეტალოგენიური რუკის შედგენა (1979-1980 წ.წ.) თბილისი, „საქგეოლოგია“, 1980 წ. (რუსულ ენაზე).

ფრუიძე, მ., ხაბელაშვილი, ა. და სხვა, კ-38-89-ა, ბ; ვ, გ და კ-38-90-ა, ვ ფურცლების გეოლოგიური, პროგნოზული და სასარგებლო წამარბთა განლაგების კანონზომიერებების რუკების განმარტებითი ბარათი (1982-1985 წ.წ. სამუშაოები), „საქგეოლოგია“, 1986წ. (რუსულ ენაზე).

ღამბაშიძე, რ., საქართველოს და მასთან მიმდებარე აზერბაიჯანის და სომხეთის ზედა ცარცული ნალექების სტრატეგრაფია საქ. მეცნ. აკად. გეოლოგიის ინსტიტუტის შრომები, „მეცნიერება“, 1979წ. (რუსულ ენაზე).

ღამბაშიძე, რ., საქართველოს გეოლოგიური განვითარების ისტორია გვიან ცარცულ ეპოქაში, „Мецниერება“, 1984 წ. (რუსულ ენაზე).

ჭოხონელიძე, მ., ღარიბიანი, ა., პოპოვი, ს., ეიბერმანი, ი., გეოლოგიური ანგარიში ბოლნისის მადნიან რაიონში ძეგნითი სამუშაოების შედეგებზე 1972-1975 წ.წ. თბილისი, „საქგეოლოგია“, ფონდები, 1976 წ. (რუსულ ენაზე).

ჭოხონელიძე, მ., ნაცვლიშვილი, მ. და სხვა, გეოლოგიური ანგარიში ბოლნისის მადნიანი რაიონის საბადოების სუსტად შესწავლილი ზონების პერსპექტიულობის შეფასებისათვის დამატებითი სამუშაოების შედეგებზე, „საქგეოლოგია“, 1997წ. (რუსულ ენაზე).

ჯავახაძე, დ., ცერცვაძე, ზ. და სხვა, ცენტრალური გეოქიმიური პარტიის ანგარიში, 1964-1967 წ.წ. თბილისი, „საქგეოლოგია“, 1968 წ. (რუსულ ენაზე).

Allen, R.L., Weihed, P., Svenson, S., Setting of Zn-Cu-Au-Ag Massive Sulfide Deposits in the Evolution and Facies Architecture of a 1.9 Ga Marine Volcanic Arc, Skellefte District, Sweden, *Economic Geology*, 1997, v.91, 1022-1053.

Barrie, C.T., Hannington, M.D., Classification of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits Based on Host-Rock Composition, Geological Survey of Canada, 1999

Beridze, T., Khutsishvili, S., Popkhadze, N., Doliashvili, L., Sedimentary Features Related to Cretaceous Host-Rock Succession of Madneuli Cu-Au Deposit-Useful Criteria for Stratigraphic Correlations and Basin Analysis, Conference on Recent Research Activities and New Results about the Regional Geology, the Geodynamics and the Metallogeny of the Lesser Caucasus, 2013, p.11.

Fisher, R.V., Schminke, H-U., Pyroclastic rocks, 1984, Springer-Verlag, 1-472.

Franklin, J., Gibson, H., Jonasson, I., Galley, G., Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, *Economic Geology*, SEG, 2005, 523-560

Gambashidze, R., Proc. Geol. Inst. Acad. Sci. Georgia. New series, 1975, **50**, 69-106 (in Russian).

Gambashidze, R.A., Nadareishvili, G.Sh., Structure and stages of development of the Upper Cretaceous volcanogenic-sedimentary formation of SE Georgia. In G.A.Tvalchrelidze (Ed) *Volcanism and formation of useful minerals in mobile regions of the Earth "Metsniereba"*, 1987, Tbilisi.

Geleishvili, V., Gold mineralization of Georgia. Unpublished dissertation for Doctor's degree, 1990, 394 (in Russian).

Gialli, S., Moritz, R., Popkhadze, N., Ovtcharova, M., Gugushvili, V., Spangenberg, J., The Madneuli Polymetallic Deposit, Georgia: Evidence for Magmatic Input in a Submarine Hydrothermal System and New Radiometric Age Constraints, Conference on Recent Research Activities and New Results about the Regional Geology, the Geodynamics and the Metallogeny of the Lesser Caucasus, 2013, 27.

Gifkins, C., Herrmann, W., Large, R., Altered Volcanic Rocks, 2005, Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 15-37

Gogishvili, V., Metasomatic zoning of the copper-pyrite deposits of the Lesser Caucasus, *Soviet Geology* 4, 1980, 86-98 (in Russian)

Gugushvili, V.I., Omiadze, G.I., Ignimbrite Volcanism and Ore Mineralization (Bolnisi Ore District, the Lesser Caucasus). *Geology of Ore Deposits*, 1988, 2, 105-109 (in Russian).

Kakhadze, E., Composition of copper-sulphide ores of deposits in South-Eastern Georgia (Madneuli, Tsiteli -Sopeli, Qyemo Bolnisi), Unpublished PhD dissertation, 1963, 225 pp. (in Russian).

Little, C.T.S., Magalashvili, A., Banks, D., Neotethyan Late Cretaceous volcanic arc hydrothermal vent fauna, *The Geological Society of America*, 2007, v.35, 835-838.

Lorenz, V., Vesiculated tuffs and associated features, *Sedimentology*, 1974, v.21, 273-291.

Lowe, D.R., Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analyses of current structures, *Sedimentology*, 1988, v.35, 765-776.

Magalashvili, A., Hydrothermal-sedimentary ores of the Madneuli deposit, *Bulletin, Acad. Sci. Georgian SSR.*, 1991, 142(2), 353-356. (in Russian).

Mauro, R., A model for the formation of vesiculated tuff by coalescence of accretionary lapilli *Bul. Volcan.*, V.54, 429-434.

Middleton, G., *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Springer, 2003, 849.

Migineishvili, R., Formation of a volcanic-hosted massive sulfide deposit in a shallow water setting: the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia. In: Gemmell, JB, Pongratz, J. (eds.) *Volcanic environments and massive sulfide deposits. CODES Special Publication 3rd International Conference*, Tasmania, Australia, 2000, 123-125.

Migineishvili, R., Penecontemporaneous deformation of the Madneuli Cu-Au volcanogenic massive sulfide deposit, Georgia. In Piestrzynski et al (eds), *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century. 6th Biennial SGA-SEG Meeting Krakow, Poland, 26 - 29 August, 2001*. p.301-304

Migineishvili, R., A possible model of formation for the Madneuli copper-gold deposit, *Proceedings, Geological Institute of the Georgian Academy of Science*, 2002, New series **117**, 472-479.

Migineishvili, R., Description and typification of the Madneuli copper-gold deposit (Georgia), *Proceedings, Geological Institute of the Georgian Academy of Science New Series*, 2004, **119**, 755-769 (in Russian).

Migineishvili, R., Hybrid nature of the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia Geochemistry, Mineralogy and Petrology, 2005, 43, 128-132.

Migineishvili R., Gvartadze T., Ore concretions of the Madneuli Cu-Au deposit. Georgian Oil and Gas, 25, 2009. 97-108 (in Georgian and in English)

Migineishvili, R., Age of the Madneuli Cu-Au Deposit, Georgia: Evidence from New Nannoplankton Data, Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences, 2010, vol. 4, no. 1, 85-91.

Nazarov, Y.I., Peculiarities of formation of copper pyrite formations of Southern Georgia, Nedra, Moscow 1966.

Popkhadze, N., Beridze, T., Moritz, R., Gugushvili, V., Khutsishvili, S., Facies Analysis of the Volcano-Sedimentary Host Rocks of the Cretaceous Madneuli Massive Sphide Deposit, Bolnisi District, Georgia, Bulletin of the Georgia National academy of sciences, 2009, vol.3, no. 2, 104.

Popkhadze, N., Moritz, R., Gialli, S., Beridze, T., Gugushvili, V., Khutsishvili, New Volcano-Sedimentary Constrains for the Geological Environment of the Host Rocks of the Madneuli Deposit, Bolnisi District, Georgia, Conference on Recent Research Activities and New Results about the Regional Geology, the Geodynamics and the Metallogeny of the Lesser Caucasus, 2013, p. 12.

Sainty, R.A., Shallow-water Stratigraphy at the Mount Chalmers Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Queensland, Australia, Economic Geology, 1992, vol. 87, 812-824.

Scheider, J-L., Ruyet, A., Chanier, F., Buret, Ch., Ferriere, J., Proust, J-N., Roseel, J-B., Primary or secondary distal volcanoclastic turbidites: how to make the distinction? An example from Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island) Sedimentary Geology, Elsevier 2001, v.145, 1-22.

Schmincke, H-U., Volcanism, Springer, 2004, 209-289

Schumacher, R., Schmincke, H-U., Internal structure and occurrence of accretionary lapilli – a case study at Laacher See Volcano, Bul. Of Volcanology, v. 53, 612-634, Springer-Verlag.

Seilacher, A., Trace Fossil Analysis, Springer, 2007, 217.

Yilmaz, A., Adamia, Sh., Chabukiani, A., Chkhotua, T., Erdogan, K., Tuzcu, S. & Karabiyikoglu, M. Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia)-eastern Pontides (Turkey), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, 2000, 173, 171-182.

დანართი:

მადნეულის სპილენძ-ოქროს საბადოს კარიერის მარკშეიდერული რუკა, მასზე აღნიშნული
დაკვირვების წერტილებით.