

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი
ნინო ფოფხაძე

მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოლოგიური გარემოს ახალი
ვულკანოგენურ სედიმენტაციური მოდელი (კონსტრუქცია), ბოლნისის
რაიონი, საქართველო

დ ი ს ე რ ტ ა ც ი ა

გეოლოგიის დოქტორის აკადემიური ხარისხის მოსაპოვებლად

ხელმძღვანელები:

რობერტ მორიცი - ქენევის უნივერსიტეტის დედამიწის შემსწავლელ
მეცნიერებათა ფაკულტეტის პროფესორი

ბექან თუთბერიძე – გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა აკადემიური
დოქტორი, თსუ-ს ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის
გეოლოგიის მიმართულების სრული პროფესორი

ვლადიმერ გუგუშვილი – თსუ-ს აღ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის
პეტროლოგიის, მინერალოგიის, ვულკანოლოგიის და ლითოლოგიის განყოფილების
უფროსი მეცნიერ-თანამშრომელი, გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა
დოქტორი, პროფესორი

თბილისი 2014წ

შინაარსი

შესავალი	4
თავი I. ბოლნისის მადნიანი ველის შესწავლილობის ისტორია და	
გეოლოგიური აგებულება	8
1.1. შესწავლილობის ისტორია.	8
1.2 გეოლოგიური აგებულება.	9
1.3 ბოლნისის მადნიანი ველის ძირითადი მადანგამოვლინებები.	11
 თავი II. მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ანა-	
ლიზი.14
2.1 შესავალი14
2.1.1 სხვადასხვა შეხედულებები და ინტერპრეტაციები მადნეულის	
საბადოს გენეზისის შესახებ.15
2.1.2 რეგიონალური გეოლოგია	16
2.1.3 დისკუსია მადნეულის საბადოს მაშავერას წყების სტრატეგრაფიისა	
და ასაკის შესახებ.	19
2.2 ფაციალური ტიპები, აღწერები და ინტერპრეტაციები	21
2.2.1 მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ტიპების	
ზოგადი მიმოხილვა	21
2.2.2 ჰიალოკლასტიტები.27
2.2.3 წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკვანი ტუფები და ტუფები აკრეციული	
ლაპილებითა და ბიოტურბაციებით.	36
2.2.4 წყლით დაღეჭილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები39
2.2.5 შრეებრივი, გაკვარცხული ვულკანოგენურ-დანალექი(რადიოლარებიანი)	
ფაციესი..	42

2.2.6 იგნიმბრიტები	47
2.2.7 სვეტური განწვევრების იგნიმბრიტები	49
2.2.8 ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი.	51
2.2.9 პემზით მდიდარი ვულკანიკლასტური ქანები	53
2.2.10 ჰიალოკლასტიტების ფირმირების მოდელი მადნეულის საბადოზე . .	55
თავი III. ახალი მონაცემები მადნეულის პოლიმეტალური საბადოს შემცველი ქანების ასაკის შესახებ.	
3.1 რადიოლარიების ფაუნის ასაკი მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებიდან	57
3.2 მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების აბსოლუტური ასაკი TIMS U/Pb	
თავი IV. ხალი მონაცემები ბოლნისის რაიონისა გეოქიმიისა და პეტროლოგიის საკითხების შესახებ.	67
4.1 ბოლნისის რაიონისა და მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოქიმიური და პეტროლოგიური ასპექტები	67
თავი V. ლექსიკონი	80
5.1 ინგლისურ – ქართული ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების მცირე ლექსიკონი	80
თავი VI. დასკვნები	81
ლიტერატურა	82

შესავალი

ქვეყნის ეკონომიკური განვითარების ფონზე უფრო და უფრო მოთხოვნადი ხდება საბადოების კვლევა და ძიება თანამედროვე მეთოდების გამოყენებით. მადნეულის საბადო ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოა არა მხოლოდ საქართველოში არამედ სამხრეთ კავკასიის რეგიონში საერთოდ. მზარდმა მოთხოვნილებამ სპილენძზე და ფასის თანდათანობითმა ზრდამ მსოფლიო ბაზარზე უკანასკნელ პერიოდში დღითიდღე მკვეთრად გაზარდა ამ ნედლეულზე გეოლოგიურ-საძიებო სამუშაოების ჩატარების აუცილებლობა და მისდამი კვლევის ინტერესი.

თემის აქტუალობა.

კვლევის აქტუალობა განისაზღვრება შემდეგი ასპექტებით:

1. მადნეულის სპილენძ-პოლიმეტალურ საბადოს შეაქვს მნიშვნელოვანი წვლილი ჩვენი ქვეყნის ეკონომიკის განვითარებაში.
2. დისერტაციის თემის აქტუალობა მდგომარეობს საკითხების გადაწყვეტაში, რომლებიც საშუალებას მოგვცემს აღვადგინოთ საბადოს შემცველი ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების ნალექდაგროვების პირობები და მადანწარმოშობისა და ვულკანიზმის ურთიერთკავშირი.
3. აქტუალურია მადნეულის საბადოს შესწავლა აღმოსავლეთ პონტიდებისა და მცირე კავკასიონის შემადგენელი სომხეთ-ყარაბახის კუნძულთა რკალის ჩრდილო დაბოლოებაზე ცნობილი ვულკანოგენურ მასივური ტიპის საბადოების ჭრილში, რათა მოხდეს მათი შედარება და ფორმირების თანადროულობის პარალელის გავლება ტექტონიკური ვითარების აღდგენის თვალსაზრისით
4. დღემდე აქტუალურია საკითხი მადნეულის საბადოს წარმოშობისა და ასაკის შესახებ. ამ კონტექსტში მეტად მნიშვნელოვანია შრომაში საბადოს შემცველი ქანების სტრატეგრაფიული მონაცემების გამყარება ახალი აბსულუტური ასაკისა და მიკროპალეონტოლოგიური კვლევებით მიღებული დასკვნების საფუძველზე.

კვლევის მიზანი და ამოცანები.

სადისერტაციო ნაშრომის მიზანს წარმოადგენს მადნეულის სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოსა და მადნის შემცველი წყებების ფაციალური ანალიზი და კომპლექსური პეტროლოგიურ-გეოქიმიური შესწავლა ფიზიკურ ვულკანოლოგიისა და სელიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციებზე დაყრდნობით. დასახული მიზნის მისაღწევად საჭირო გახდა შემდეგი ძირითადი ამოცანების გადაჭრა:

1. დამახასიათებელ ჭრილებში მადნისა და მადნის შემცველი ქანების მინერალოგიური შედგენილობის, სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებების შესწავლა.
2. მადნეულის საბადოს ლითოტექტონიკური ტიპის განსაზღვრა.
3. ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნების ფაციალური ანალიზის ჩატარება და მათი სივრცობრივი მდგომარეობის გარკვევა.

4. მადნეულის საბადოს ფორმირებისა და ნალექდაგროვების გარემოს აღდგენა.
5. მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოლოგიური გარემოს ახალი ვულკანოგენურ-სედიმენტაციური მოდელის (კონსტრუქცია) შექმნა.

სამეცნიერო სიახლე.

მადნეულის სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოსთვის პირველად იქნა გამოყოფილი ფაციალური ტიპები, დამყარებული მათ ტექსტურულ-სტრუქტურულ თავისებურებებსა და პეტროგრაფიულ ანალიზზე.

-აღდგენილი იქნა მადანშემცველი ქანების პეტროქიმიური მახასიათებლები.

-ფაციალური ერთეულების აღწერისა და ინტერპრეტაციის დროს გამოყენებული მნიშვნელოვანი ტერმინოლოგიაა გადმოქართულებული დისერტაციის მუშაობის პროცესში ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანთა ტიპებისათვის, რომლებიც ქართულ გეოლოგიურ ტერმინოლოგიაში დღემდე არ ყოფილა აღწერილი.

საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ანალიზი, ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და სედიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციაზე დაყრდნობით სრულიად ახალი მეთოდია საქართველოში. ამ მეთოდის გამოყენებით, მადნეულის კარიერზე ავტორის მიერ 12 ფაციალური ერთეულია გამოყოფილი. მათ შორის ისეთები როგორცაა: ჰიალოკლასტიტები, პეპერიტები, ბუშტუკოვანი ტუფები, სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები, წყლით დაღეჭილი პიროკლასტური ქანები და სხვა; ეს ქანები პირველად იქნა გამოყოფილი მადნეულის საბადოზე. საბადოს კარიერული წესით დამუშავება მნიშვნელოვანია ახალი ჰორიზონტების აღწერისათვის და შესაბამისად ახალი ინფორმაციის მოპოვების საშუალებას იძლევა. ჩატარებული კვლევებით მიღებული მონაცემების შეჯერების საფუძველზე, საბადოსთვის შემუშავებული იქნა ახალი ფაციალური რუქა; საბადოს შემცველი ქანების პეტროგრაფიული ანალიზის საფუძველზე, შესაძლებელი გახდა ქანთა ტიპებისა და ნამდვილი და მცდარი (False) ტექსტურების დადგენა. მადნეულის საბადოსათვის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია შეცვლილი მჟავე ლავებისთვის დამახასიათებელი მცდარი (მატყუარა) პიროკლასტური ტექსტურების დადგენა და ინტერპრეტაცია, რაც ეფუძნება როდნი ალენის და სხვათა (R.L. Allen 1988; Gifkins C., Herrmann W., Large R.,) კვლევებს ვულკანიზმთან დაკავშირებული სხვადასხვა ტიპის საბადოებისათვის.

ფაქტიური მასალა და კვლევის მეთოდი.

სადისერტაციო ნაშრომს საფუძველად დაედო საველე-საექსპედიციო მუშაობის პერიოდში უკანასკნელი 7 წლის განმავლობაში, ავტორის მიერ ხელმძღვანელებთან და ამ დარგის წამყვან სპეციალისტებთან ერთობლივი მუშაობის პროცესში მოპოვებული მდიდარი ფაქტობრივი მასალა.

შესწავლილი იქნა გამჭვირვალე შლიფები, რომელიც საყრდენ ჭრილებიდან, როგორც ვერტიკალური ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით, რაც კარიერის სპეციბიკიდან გამომდინარე ყველა შესაძლო საფეხურის აღწერას ექვემდებარება; ანალიზები ყველა პეტროქიმიური ელემენტებისათვის შვეიცარიისა (ჟენევა და ლოზანა) და კანადის ლაბორატორიებში იქნა ჩატარებული. პეტროქიმიური მონაცემების დამუშავებისათვის გამოყენებული იქნა Microsoft Office Excel 2007 პროგრამა. გეოლოგიური ჭრილები და რუქები შესრულებული იქნა CorelDrow

Graphics Suite X5 და ArcGIS პროგრამების გახმარებით. მოხდა 500-მდე გამჭვირვალე შლიფის აღწერა Nikon Eclipse 50i მიკროსკოპის დახმარებით;

მიღებული შედეგები ეყრდნობა R.A.F. Cas (1991, 1992), J.McPhie (1993, 2002,2003), J.McPhie and Doyle M. (1993, 2000) შრომებს. მეტად საყურადღებოა Gibson H., Morton R., Hudak G (1998) - ის კვლევებზე დამყარებული ინტერპრეტაციები;

ნაშრომში მოცემულია სპეციალური თავი ლექსიკონის სახით. პეტროგრაფიული აღწერებისას აღმოჩენილი იქნა რადიოლარების შემცველი ქანები, ნიმუშები გაიგზავნა შვეიცარიაში, ლოზანის ინივერსიტეტის მიკროპალეონტოლოგიურ განყოფილებაში, საიდანაც მოხდა საუკეთესოდ შენახული ფორმების განსაზღვრა. რამაც საშუალება მოგვცა საბადოს ასაკის დადგენისა. საბადოს ასაკის სრულფასოვანი დადგენისთვის უნევერსიტეტის ლაბორატორიაში პროფესორ რობერტ მორიცის მიერ ცირკონების მეთოდით (U-Pb dating of zircons) მოხდა საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკების ასაკის დადგენა და მისი შეჯერება რადიოლარების ასაკთან. საბადოს კარიერიდან და აგრეთვე საბადოს მიმდებარე ტერიტორიიდან აღებული 80 ნიმუშის სრული სილიკატური და იშვიათი ელემენტების ანალიზი ჩატარებულია უნევერსიტეტის, ლოზანის და კანადის უნივერსიტეტის ლაბორატორიებში (XRAL laboratories, Toronto, Ontario).

ნაშრომის აპრობაცია და პუბლიკაცია.

დისერტაციის მასალები მოხსენებულია შემდეგ საერთაშორისო კონფერენციებზე: 1) “Scopes” შვეიცარიული პროექტის კონფერენცია: “Advances in regional geological and metallogenic studies in the Carpathians, Balkans, Rhodope Massif and Caucasus ”(4-7 სექტემბერი, 2007, სერბეთი, ბორი); 2) გორდონის საერთაშორისო კონფერენციაზე – Gordon research conference: “Geochemistry of Mineral Deposits”, (29 ივნისი-4 ივლისი, 2008, იტალია, Lucca (Barga)); 3) მინერალურ საბადოებთან დაკავშირებული საერთაშორისო საზოგადოების - Society for Geology Applied Mineral Deposits (SGA) მე-10-ე შეხვედრის კონფერენცია: “Smart Science for Exploration and Mining” (17-20 აგვისტო, 2009, ავსტრალია, თაუნსვილი), 4) “Scopes” შვეიცარიული პროექტის საერთაშორისო კონფერენცია – “Recent research activities and new result about the regional geology, the geodynamics and the metallogeny of the Caucasus and the Balkans” (27-29 მაისი, 2009, თბილისი); 5) საერთაშორისო ეკონომიური გეოლოგიური საზოგადოების (Society of economic geology (SEG)) სტუდენტური საერთაშორისო კონფერენცია: “The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries” (24 სექტემბერი – 10 ოქტომბერი, 2010, აშშ, კოლორადო); 6) საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია - “Problems of geology of the Caucasus” (25-27 ნოემბერი, 2010, თბილისი); 7) გეოლოგიურ მეცნიერებათა მე-9-ე შეხვედრის საერთაშორისო კონფერენცია - 9-th Swiss Geoscience meeting (11-13 ნოემბერი, 2011, ციურიხი, შვეიცარია); 8) საერთაშორისო ვორქშოფი - - “Gold and Base metal deposits of the Mediterranean and the south Caucasus-challenges and opportunities” (11-15 ნოემბერი, 2012, თბილისი); 9) გორდონის საერთაშორისო კონფერენციაზე – Gordon research conference: “Geochemistry of Mineral Deposits”, (15-20 ივლისი, 2012, Proctor Academy Andover,NH, USA); 10) “Scopes” შვეიცარიული პროექტის კონფერენცია – “Recent research activities and new results about the Regional geology, the geodynamics and the metallogeny of the lesser Caucasus” (16-18 აპრილი, 2013, თბილისი); 11) მინერალურ საბადოებთან დაკავშირებული საერთაშორისო საზოგადოების - Society for Geology Applied Mineral Deposits (SGA) მე-12-ე შეხვედრის კონფერენცია: Mineral deposit research for a high-tech world. (12-15 აგვისტო, 2013, უფსალა, შვედეთი). 12) თბილისის ი.

ჯავახიშვილის სახ. სახელმწიფო უნივერსიტეტის პირველი სტუდენტური კონფერენცია ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებებში (2013წ, თბილისი). 13) ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტისა და ი. ჯავახიშვილის თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გეოლოგიის დეპარტამენტის სემინარებზე (2011წ, 2012წ, 2013წ).

სამეცნიერო კვლევის შედეგები წარმოდგენილია: 2 გავრცობილი აბსტრაქტი, მინერალურ საბადოებთან დაკავშირებული საერთაშორისო საზოგადოების - Society for Geology Applied Mineral Deposits (SGA) მიერ დაბეჭდილ ორტომეულ და ოთხტომეულ წიგნებში (ავსტრალიასა და შვედეთში). ხოლო დანარჩენ კონფერენციებში ნაშრომი წარმოდგენილია 25-მდე თეზისების სახით. საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული აკადემიის რეფერირებად ჟურნალ “მოამბე” – ში გამოქვეყნებულია სამეცნიერო შრომის მასალებზე დაფუძნებული 2 სამეცნიერო სტატია (2009წ; 2013წ). სტატიის სახით ნაშრომი ბოლნისის მადნიან რაიონზე გამოქვეყნებულია აზერბაიჯანის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომათა კრებულში, რომელიც აზიზბეკოვის დაბადებიდან 100 წლისთავს ეძღვნებოდა (2006წ, ბაქო, აზერბაიჯანი); რეცენზირებად ჟურნალში სტატია გამოქვეყნებულია კარპატ-ბალკანეთის XIX კონგრესის მასალების სახით (2010წ, თესალონიკი, საბერძნეთი); სტატია მიღებულია დასაბეჭდად საერთაშორისო ინჰაქტ ფაქტორის მქონე ჟურნალში: ”Central European Journal of Geosciences” (2014წ).

პრაქტიკული და მეცნიერული მნიშვნელობა.

მიღებული შედეგები მნიშვნელოვნად აღრმავებს ცოდნას ვულკანურ და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანთა ტიპებისა და ფაციალური ერთეულების წარმოშობის და მათი სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებების შესახებ. შემუშავებულია კრიტერიუმები და მოპოვებულია მტკიცებულებები ქანთა ახალი ტიპებისა და ფაციალური ერთეულების გამოყოფისათვის; ეს არის სრულიად ახალი მიმართულება და ხედვა ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების ინტერპრეტაციისა ფიზიკურ ვულკანოლოგიისა და აუზების რეკონსტრუქციებზე დაყრდნობით. მეთოდი იძლევა ახალი ფაციალური მოდელის შექმნის საშუალებას, რომელიც შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც საფუძველი ნალექდაგროვების პირობებისა და ტექტონიკური ვითარებების აღდგენისათვის კავკასიის სხვა ადგილებში მადნის პერსპექტიულობის გამოვლენის მიზნით.

დადგენილია თანმიმდევრული კავშირი ამოფრქვევის ტიპსა, ტრანსპორტირების მექანიზმსა, ნალექდაგროვების გარემოსა და დალექვის საბოლოო პროდუქტს შორის. კვლევის ამდაგვარი მიდგომით შესაძლებელი ხდება ვულკანური ამოფრქვევის ტიპის დადგენა და მნიშვნელოვანი პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციები.

თავი I. ბოლნისის მადნიანი ველის შესწავლილობის ისტორია და გეოლოგიური აგებულება

1.1 შესწავლილობის ისტორია

პირველი ზოგადი ხასიათის ცნობები ბოლნისის რაიონის გეოლოგიური აგებულების შესახებ ეკუთვნის: გ. აბიხს, გ. წულუკიძეს, გ. სიმონოვიჩს, ლებედევს და სხვებს. გ. აბიხმა (1858) სოფ. სადახლოს მიდამოებში პირველმა გამოყო სენომანური ნალექები თითქმის იმავე საზღვრებში, რომელშიაც ის დღეს გამოიყოფა; გ. წულუკიძემ (1887) შეძლო ლოქის მასივზე დაედგინა კრისტალური ფიქლების არსებობა, რომელიც მისი აზრით კამბრიულამდელი უნდა ყოფილიყო; ლებედევი (1891) საკვლევ რაიონში ყველაზე ძველ წარმონაქმნად ლოქის მასივს მიიჩნევდა; კ. გაბუნია (1937) ლოქის მასივის პერიფერიაზე დაადგინა ლიასური და ბაიოსური ნალექების არსებობა; აღწერა მდ. ფოლადაურის ხეობაში ძარღვული და ზეწრული მაგმური წარმონაქმნები. გამყრელიძემ ლოქის მასივზე დაადგინა გრანიტული ინტრუზიების არსებობა. მანვე ფაუნისტურად დაადასტურა კვარციანი და ქარსიანი ქვიშაქვების და ფიქლების ლიასური ასაკი. საკვლევ რეგიონის სტრატეგრაფიის, ტექტონიკის, მაგმატიზმისა და მეტალოგენიის საკითხებზე შემაჯამებელი კვლევა აწარმოეს საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის კოლექტივმა და მაშავერას საძიებო-აგეგმვითმა პარტიამ, რომელთა შედეგები ავტორთა ჯგუფის მონოგრაფიულ გამოკვლევაში აისახა კ. გამყრელიძის საერთო რედაქციით.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა (1946) გამოყვეს კვარც-პორფირების წყება; ყურადღება მიაქციეს მეტამორფული წყების მეტასომატურ გრანიტიზაციას; გ. დოწენიძემ (1948) გამოაქვეყნა მონოგრაფია "საქართველოს მიოცენამდელი ეფუზიური ვულკანიზმი", რომელშიც კავკასიაში დასაბამი მისცა ახალი ვულკანოლოგიური კვლევების განვითარებას.

1956-1959 წლებში საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის ექსპედიციამ და მაშავერას გეოლოგიურმა პარტიამ 1:50000 მასშტაბის გეოლოგიური აგეგმვითი სამუშაოები ჩაატარა, რის საფუძველზეც 1965 წელს გამოიცა მონოგრაფია: "სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს გეოლოგიური აგებულება"

ზედა ცარცული ვულკანიტების ნივთიერი შედგენილობის შესწავლაში მნიშვნელოვანი წვლილი მიუძღვით გ. ზარიძეს, ნ. თათრიშვილს, ი. ხმაღაძეს, ო. დუდაურს და თ. გოგიშვილს. აღსანიშნავია, რომ გ. ზარიძე ზედაცარცული ვულკანიტების წარმოქმნას ფუნდამენტის ქანებისა და ბაზალტური მაგმის ასიმილაციას უკავშირებს. დიდი წვლილი მიუძღვით მადნეულის ბარიტ-პოლიმეტალური საბადოს აღმოჩენისა და მათი კვლევის საქმეში ი. ნაზაროვსა და ვ. ალენიკოვს. მადნეულის საბადოზე სამუშაოებს საფუძველი ჩაუყარა რ. თევზაძემ სადაც ის წლების განმავლობაში ატარებდა კვლევებს.

70-იანი წლებიდან ბოლნისის მადნიანი რაიონის გვიანცარცული ვულკანიზმის შესწავლაში ახალი ეტაპი დაიწყო, როდესაც პალეოგეოლოგიური კვლევებს საფუძველად ფაციალური და ფორმაციული ანალიზები დაედო. აღნიშნული ანალიზის საფუძველზე იქნა შესწავლილი ფოლადაურის ზონის ვულკანოგენური ქანების პეტროლოგიურ-სტრუქტურული თავისებურებები; გვიანცარცული ვულკანიტების გენეტიკური ტიპების შესწავლაში მნიშვნელოვანი წვლილი

შეიტანეს: თ.გოგიშვილმა (გოგიშვილი და სხვ. 1972), თ.ზულიაშვილმა (ზულიაშვილი და სხვ., 1973) და სხვებმა. თ.გოგიშვილმა (1970) პირველმა შესწავლა მადანშემცველი ქანების მინერალოგია და მასთან დაკავშირებული მეტასომატური პროცესები.

ბოლნისის რაიონის ცენტრალური ნაწილისთვის კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის პალეოგულკანოლოგიური სექტორის მიერ შეადგინილი იქნა 1 : 50000 მასშტაბის პალეოგულკანოლოგიური და ასევე მსხვილმასშტაბიანი (1 : 100000) რუკები (აფხაზავა, კეკელია 1981 ; ზულიაშვილი, აფხაზავა, 1985).

პირველად მაფხაზავას ჯგუფის მიერ, ბოლნისის რაიონის ზოგიერთ უბნებზე, ზედაცარცული ვულკანური ქანებისათვის ჩატარებული იქნა ფაციალური პალეორეკონსტრუქციები და დეტალური პეტროგრაფიული და პეტროლოგიური კვლევები (მაფხაზავა, 1988) პირველად.

1994 წლიდან ბოლნისის მადნიან რაიონში საქგეოლოგიის ჯგუფი ავსტრალიის ერთობლივ საწარმო "Trans Georgian Resources"-თან ერთად ატარებს სამუშაოებს კეთილშობილი და ფერადი ლითონების, აგრეთვე ბარიტის ახალი საბადოების გამოვლენისა და არსებული ობიექტების პერსპექტივობის გაზრდის მიზნით.

მნიშვნელოვანია ვ. გუგუშვილის, რ. მიგინეიშვილისა და ა. მადალაშვილის კვლევები მადნეულის საბადოზე, რომლებმაც მადნეულის საბადოს გეოლოგიური აგებულებისა და წარმოშობის საკითხებთან დაკავშირებით საკუთარი მოსაზრებები და მოდელებიც შემოგვთავაზეს. 2007 წლიდან შვეიცარიის "SCOPEs" პროექტის ეგიტით და პროფესორ რობერტ მორიცის ხელმძღვანელობით მიმდინარეობდა სამეცნიერო-კვლევითი სამუშაოები მადნეულის საბადოზე და აგრეთვე მთლიანად ბოლნისის რაიონში, რომელშიაც მონაწილეობდა გეოლოგიის ინსტიტუტის ჯგუფი. ამ პროექტის ჯგუფის მიერ ჩატარებული იქნა დეტალური კვლევები მადნეულის კარიერზე მისი შემცველი ქანების აღწერისა და შესწავლისათვის, რაც აქამდე ასეთი მიდგომითა და დეტალობით არ ყოფილა შესწავლილი. პროექტის საშუალებით ლაბორატორიული კვლევები შვეიცარიისა და კანადის ლაბორატორიებში ჩატარდა. მოგვიანებით კი რუსთაველის ფონდის მიერ დაფინანსებულმა პროექტმა მადნეულის საბადოსა და ბოლნისის რაიონში კიდევ უფრო გააფართოვა კვლევის არეალი და უფრო მეტი სავსე სახის სამუშაოების ჩატარების საშუალება მოგვცა.

1.2 გეოლოგიური აგებულება

მადნეულის მადნიანი ველის ფარგლებში ყველაზე ძველ წარმონაქმნებად ითვლება ცარცული ნალექები, რომლებიც ტრანსგრესიულად და კუთხური უთანხმოებით აგრძელებს იურულ და იურამდელ წარმონაქმნებს; ცარცული ნალექების ლითოლოგიურ-სტრატოგრაფიული სქემა რ. დამბაშიძის მიხედვით (*Гамбашидзе 1984*) ასეთია: ალბური - ხოსმელის წყება; სენომანური - ოფრეთისა და წერაქვის წყებები, ტურონული - დიდგვერდის წყება, ქვედა სანტონ - კონიაკ - ზედა ტურონული - მაშავერას წყება; სანტონური - ტანძის, გასანდამისა და შორშოლეთის წყება; კამპანურ-მაასტრიხტული - თეთრიწყაროს წყება.

სენომანური. სენომანურის სრული ჭრილი აღწერილია ლოქის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე სოფლების ოფრეთისა და წერაქვის მიდამოებში. წყების საერთო სიმძლავრე 1100-1300 მ-ია.

სენომანურში გამოყოფილია *ოფრეთისა* და *წერაქვის* (K_2cm_{2+3}) წყებები.

ოფრეთის წყება (K₂cm₂) სოფ. ოფრეთისა და მდ. შულავერის მიდამოებში სტრატეგრაფიულად უთანხმოდ არის განლაგებული ქვედა ცარცულ და ზედა იურულ ნალექებზე. ოფრეთის წყების აგებულებაში მნიშვნელოვანი როლი ბაზალურ კონგლომერატებს ეკუთვნით, რომელიც წარმოდგენილია ბაიოსის პორფირული წყებისა და ბარდაძორის გრანიტების ქვარგვალეებით (0.5-1მ). კონგლომერატები თანდათან იცვლება ნაცრისფერი სქელშრეებრივი ტუფოგენური კარბონატული ქვიშაქვებით (25-30მ), რომელსაც აგრძელებს თხელშრეებრივი გლაუკონიტური ქვიშაქვები (12-15მ), მუქი ფერის მერგელები, მერგელოვანი კორქვები, შრეებრივი ტუფები და ტუფო-ბრეჩიები (50მ).

წერაქვის წყება (მდ. შულავერის ხეობა) აგებულია წვრილ და უხეშმარცვლოვანი ბორდოსფერ-მოწითალო და ნაცრისფერი გაქლორიტებული ტუფებისა და ტუფოქვიშაქვების მორიგეობით, დაციტური და რიოლითური შედგენილობის ლავური განფენებით, კარბონატული ტუფოქვიშაქვებით და იშვიათად ქვიშაქვებით (სიმძლავრე 700მ). პემზურ და ფერფლის ტუფებთან ერთად აღინიშნება დაციტური და რიოლითური შედგენილობის იგნიმბრიტები. წერაქვისა და ოფრეთის წყებები ფაუნისტურად არის დათარიღებული (*Гамбашидзе 1984*)

ქვედა ტურონული (K₂d_g). ამ ასაკობრივ ჯგუფს მიეკუთვნება *დიდგვერდის წყება*, რომელიც ბოლნისის რაიონში რ. დამბაშიძის მიერ არის გამოყოფილი (დამბაშიძე 1976) და დიდი გავრცელებით სარგებლობს ლოქის მასივის პერიფერიულ ნაწილში. წყების ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია დაციტური შედგენილობის ტუფების, ქვიშაქვების, კირქვებისა და მერგელების მორიგეობით, რომელიც მასში მოპოვებული ფაუნის საფუძველზე ქვედა ტურონულად თარიღდება (*Гамбашидзе 1984*) (სიმძლავრე 700მ).

ბოლნისის მადნიანი კვანძის ფარგლებში დიდგვერდის წყების ქვედა ნაწილის გამოსავლები არ აღინიშნება.

დიდგვერდის წყების ზედა ნაწილი მუავე ვულკანიტების სიჭარბით გამოირევა, ზოგან ჭარბობს მარჩხი ზღვის ტუფოტურბიდიტები, ტუფოქვიშაქვები და დაციტური და იშვიათად ანდეზიტური ლაპილური ტუფები. მდ. მაშავერას ხეობაში აღინიშნება ანდეზიტურ-დაციტური და ანდეზიტური პიროკლასტოლითები, მერგელებისა და კორქვების შუაშრეებით, რომელშიც მოპოვებული მდიდარი მიკროფაუნა შემცველ ქვეწყებას ტურონულად ათარიღებს (*Гамбашидзе 1984*).

ქვედა სანტონურ – კონიაკურ -ზედა ტურონული. *მაშავერას წყება (K₂ms)* ბოლნისის რაიონში ფართო გავრცელებით სარგებლობს. კონიაკური იყო ვულკანური აქტივობის პერიოდი; ლოქი-ხრამის ფაციალური ტიპი სწორედ ამ პერიოდს მიეკუთვნება (*დამბაშიძე 1979*) და ლითოლოგიურად წყება წარმოდგენილია გაქლორიტებული რიოლითური, რიოდაციტური და დაციტური შედგენილობის ტუფობრეჩიებითა და რიოლითური იგნიმბრიტებით (450-500მ). ამ წყებისათვის დამახასიათებელია ალბიტოფირული და დაციტური შედგენილობის პიროკლასტოლითების უპირატესი გავრცელება; მაშავერას წყების შუა ნაწილში ნაპოვნია კონიაკური ასაკის სახელმძღვანელო ფაუნა. ზოგიერთი მკვლევარი მაშავერას წყებაში 2 ქვეწყებას გამოყოფს: მაშავერას წყების ზედა ნაწილი დაციტური და რიოლითური შედგენილობის ტუფებისა და ტუფობრეჩიებისგან არის აგებული. მადნეულის საბადო და მისი შემოგარენი მაშავერას წყებითაა აგებული (ქვედა სანტონი). მადნეულის საბადოს შემცველი მაშავერას წყების ქანების დეტალური აღწერა მოცემულია სპეციალურ თავში 2.2.

სანტონური 3 ქვეწყებად არის დაყოფილი: ტანძის ($K_2^a st$); გასანდამის ($K_2 st_2^b$); შორშოლეთის ($K_2^b st_2^c$);

ტანძის წყება ($K_2^a st$) (250-700m) აგებულია ბაზალტების, ოლივიანიანი ბაზალტებისა და ანდეზიტ-ბაზალტების განფენებით; ვულკანოგენურ-ტერიგენული კონგლომერატ-ბრეჩიებით, უხეშნატეხოვანი ტუფებით, გრაველიტებითა და იშვიათად ტუფოქვიშაქვების შუაშრეებით; ტანძის წყების ამგები ვულკანური ქანები სოფ. ტანძიდან დასავლეთით მდებარე მოქმედი ცენტრალური ტიპის ვულკანური აპარატიდან იფრქვეოდა; ტანძის წყების ავგიტ-ლაბრადორიანი ბაზალტების გამოსავლები აღინიშნება სოფელ ტანძიდან სოფელ დარბაზამდე. ზოგჯერ წყება იმავე შედგენილობის დაიკებით იკვეთება.

გასანდამის წყება ($K_2 st_2^b$). უმთავრესად აგებულია დაციტური, რიოდაციტური და რიოლითური შედგენილობის მასიური ვულკანური ლოდბრეჩიებითა და პემზური და პელიტური ტუფებით. დამორჩილებული რაოდენობით შეიცავს ალბიტოფირულ ტუფებს, ტუფობრეჩიებს კირქვების ლინზებით. მდინარე აბულმულკის მიდამოებში გაშიშვლებულია 500-550 მ სიმაღლის შემცხვარი პემზის ტუფები, რომელიც ანდეზიტური შედგენილობის დაიკებით იკვეთება. ანალოგიური შედგენილობისაა გასანდამის წყება მდინარე მაშავერას მარჯვენა მხარეს-კერძოდ დავით-გარეჯის ბარიტ-პოლიმიტარული საბადოს ფარგლებში (600-650 მ)

შორშოლეთის წყება ($K_2^b st_2^c$) აგებულია ანდეზიტური და ბაზალტური შედგენილობის ლავებითა და მათივე პიროკლასტოლითებით-კირქვებისა და მერგელების შუაშრეებით.

მდ.გასანდამის ხეობაში შორშოლეთის წყების სიმაღლერე 80-100მ. დომინირებს მსხვილმარცვლოვანი ტუფოკონგლომერატები, გრაველიტები და ტუფოქვიშაქვები-მერგელებისა და კირქვების შუაშრეებით.

კამპანურ-მაასტრიხტული-თეთრიწყაროს წყება ($K_2 cp+m$). შორშოლეთის წყებას თანხმობით აგრძელებს თეთრიწყაროს წყების ნაცრისფერი და თეთრი ლითოგრაფიული კირქვები, რომლებიც ზოგიერთ ჭრილში კაჟის დიდი ზომის კონკრეციებს შეიცავს; წყების ზედა ჰორიზონტებში მოპოვებული ფაუნის განსაზღვრის საფუძველზე შემცველი წყება კამპან-მაასტრიხტულად დათარიღდა. თეთრიწყაროს წყების სიმაღლერე 100-500 მ-ის ფარგლებში იცვლება.

1.3 ბოლნისის მადნიანი ველის ძირითადი მადანგამოვლინებები.

ბოლნისის რაიონის მადნიან ველში შედის: ოქროსშემცველი სპილენძ-კოლჩედანური, ბარიტ-პოლიმეტალური, ოქრო-კვარციტული და ბარიტული ტიპის საბადოები და მადანგამოვლინებები. აღნიშნული მადანგამოვლინებები სივრცობრივად და გენეტიკურად ცარცული და პალეოგენური ასაკის ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებს უკავშირდება. შრომაში ძირითადი მადანგამოვლინებების აღწერა მოკლე მიმოხილვით ხასიათს ატარებს, რომელიც ვაშაკიძის მონაცემებს ეყრდნობა (*ვაშაკიძე 2002*) (იხ.სურათი 5).

საყდრისის (აბულმულკის) საბადო. საყდრისის ბარიტ-ოქრო-სპილენძის საბადო დაბა კაზრეთის ჩრდილო-დასავლეთით მდებარეობს- მდ. მაშავერას ხეობის მარჯვენა ფერდზე. საბადოს მადნიანი ზონების შემცველ სტრუქტურას წარმოადგენს

ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების ანტიკლინი, რომელიც ამავე მიმართულების მრავალრიცხოვანი მადანმაკონტროლებელი რღვევებით არის გართულებული. მადანშემცველი ნალექები წარმოდგენილია მაშავერას წყების ქვედა და ზედა ქვეწყების ნალექებით; ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია მჟავე ტურბიდიტული შრეებრივი ტუფების, ტუფოქვიშაქვების, ტუფოალევეროლიტების და ტუფოარგილიტების მორიგეობით, ხოლო ზედა – კარბონატული პოლიმიქტური ქვიშაქვების და მერგელების დასტით, რომელშიაც ქვიშიანი და გრაველიტური კირქვების შუაშრეებიც გამოყრევა.

დავით გარეჯის ოქრო-ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს მადნეულ ფოლადაურის მადნიანი ველის დასავლეთ ნაწილში. საბადო სტრუქტურულად და გენეტიურად სუბმერიდიანული, ჩრდილო-დასავლური და ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების რღვევების გადაკვეთის კვანძთან არის დაკავშირებული. მადანშემცველი ქანები წარმოდგენილია მაშავერას წყების ზედა ქვეწყების ძლიერ დისლოცირებული, მეტწილად დამსხვრეული ტუფოტურბიდიტული (ტუფოქვიშაქვები, ტუფოალევეროლიტები, ტუფოარგილიტები) შრეებით (50-80მ) და გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყების იგნიმბრიტებით. ბურღილებისა და სამთო გამოწამყვანების მონაცემებით დავით გარეჯის საბადოზე დადგენილია კამპანური ასაკის ფუძე სუბეულკანური სხეულებისა და ეოცენური ასაკის მჟავე სუბტუტე (ტრაქიტული) ექსტრუზივების არსებობაც. დავით გარეჯის საბადო წარმოდგენილია ვერცხლის შემცველი ბარიტული და ბარიტ-მარგანეციანი მადნებით ხოლო ოქროსშემცველი პოლიმეტალური მადნები - სპილენძ-ტყვიათუთის და ტყვია-თუთის მინერალური ტიპებით.

ქვემო ბოლნისის ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს ბოლნისის რაიონული ცენტრის სამხრეთით; საბადოს გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობს მაშავერისა და გასანდამის წყებების ვულკანოგენურ-დანალექი და ეფუზიური წარმონაქმნები.

საბადოს მადანმაკონტროლებელ სტრუქტურას წარმოადგენს სუბგანედური რღვევებით გართულებული მონოკლინი, რომელიც მაშავერის წყების ზედა ქვეწყების ნალექებად არის აგებული; საბადოზე გამოიყოფა სპილენძ-კოლჩედანური, ოქრო-პოლიმეტალური, ბარიტის (ვერცხლით) და ოქროსშემცველი კვარციტების ტიპის მადნები.

ბექთაქარის მადნიანი ველი მდებარეობს ბოლნისის ჩრდილო-დასავლეთით. მადნიანი ველის ფარგლებში ზედაცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებში გამოყოფენ ტანძის და გასანდამის წყებებს (*ღამბაშიძე 1979*). ბექთაქარის უბანზე ჰიდროთერმალურ მეტასომატოზს და მასთან დაკავშირებულ მადანწარმოშობ პროცესებს ადგილი ჰქონდა გვიან კამპანურში, რომელიც მიმდინარეობდა რიოდაციტური ვულკანიზმის აქტივობის თანადროულად. ამდენბა მთლიანად გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყებაშია მოქცეული. ბექთაქარის მადნიანი ველის ფარგლებში დადგენილია უსულფიდო და სულფიდური ოქროს გამადნება (*ხმალაძე 2013*).

მადნეულის მადნიანი ველი ძირითადად აგებულია ტურონულ-კონიაკური ასაკის მაშავერას წყების ანდეზიტური და რიოდაციტური შედგენილობის ლაპილურ-აგლომერატული წვრილნატეხოვანი ტუფებით, შრეებრივი ტუფოგრაველიტებით, ტუფოქვიშაქვებით და ტუფოარგილიტებით; მცირე გავრცელებით სარგებლობს სანტონური ასაკის რიოლითური იგნიმბრიტები, დაციტური ლავური ნაკადები და მათივე ლავოკლასთოლითები.

მადნეულის მადნიანი ველის ძირითად მადანმაკონტროლებელ სტრუქტურას წარმოადგენს ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების ბრაქიანტიკლინური სტრუქტურა, რომელთანაც უშუალოდ არის დაკავშირებული დღეისათვის ექსპლოტირებადი მადნეულის ოქროსშემცველი ბარიტ-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადო. მადნიანი ველის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფლანგზე გამოვლენილია მეორადი კვარციტების რამდენიმე გამოსავალი.

მადნეულის ოქროსშემცველი ბარიტ-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს მდ. მაშავერას ხეობის მარჯვენა ფერდზე, ქ. ბოლნისიდან 13 კმ-ის მოშორებით. საბადო სივრცობრივად უკავშირდება ამავე სახელწოდების ბრაქიანტიკლინურ სტრუქტურას, რომელიც გართულებულია სუბგანედური და სუბმერიდიანიული მიმართულების რღვევებითა და რადიალურად განლაგებული ტექტონიკური ნაპრალების სისტემით. მათი ფორმირება როგორც ვარაუდობენ მოხდა გრანოდიორიტული ინტრუზიული “ღიაპირის” შემოჭრის შედეგად. გამაღებია განვითარებულია გრანოდიორიტული ინტრუზივის თავზე განლაგებულ მაშავერის წყების შუა დასტის ტუფებსა და ტუფიტებში; სპილენძ-კოლჩედანური მადნების შემცველი სხეულები ძირითადად განლაგებულია თხელშრეებივი ტუფოალეგროლიტების დასტის ქვეშ, რომელიც დღეისათვის მხოლოდ კარიერის ზედა საფეხურებზეა შემორჩენილი და გაშიშვლებული.

მადნეულის ჩრდილო-დასავლეთით სპილენძ-კოლჩედანურ მადნებს ენაცვლება ბარიტ-პოლიმეტალური მადნები, რომლებიც მინერალური შედგენილობის მიხედვით იყოფიან (ქვემოდან ზევით): ქალკოპირიტ-სფალერიტ-გალენიტ-ბარიტ-გალენიტ-სფალერიტიან და ბარიტიან ზონებად. მადნეულის საბადოზე გამოიყოფა ოქროსშემცველი სამი სამრეწველო ტიპის მადანი: სპილენძ-კოლჩედანური, ბარიტ-პოლიმეტალური და მეორადი კვარციტები.

წითელსოფლის მადნიანი ველი. წითელსოფლის ოქრო-სპილენძ-კოლჩედანური-საბადო მდებარეობს ბოლნისის სამხრეთ-აღმოსავლეთით; მადნიანი ველის ყველაზე მნიშვნელოვანი მადნიანი სხეულები და მადანგამოვლინებები სივრცობრივად და გენეტიკურად დაკავშირებულია მაშავერას წყების ეფუზიურ-პიროკლასტურ და ტუფოტურბიდიტულ წარმონაქმნებთან.

ჭაბურღილების მონაცემებით საბადოს აგებულებაში მონაწილეობას იღებს ძლიერ დისლოცირებული რიოდაციტური შედგენილობის ლაპილურ-აგლომერატული და წვრილნატეხოვანი ტუფები და შრეებივი ტუფოქვიშაქვები, ტუფოალეგროლიტები და ტუფოარგილიტები (მაშავერას წყება), რომლებიც ხშირად გაკვეთილია სანტონური რიოლითების და ეოცენური ტრაქირიოლიტური დაიკებით. სუბუულკანური სხეულები მეტწილად წარმოდგენილია კონიაკური ასაკის ანდეზიტური და ანდეზიტო-დაციტური შრეძარღვებით და განფენებით და სანტონური რიოლითური დაიკებით. მადანშემცველი ქანები ინტენსიურად არიან არგილიზებული და გაკვარცებული. წითელსოფლის ოქროსშემცველი სპილენძ-კოლჩედანური მადნები ძირითადად შტოკვერკულ-ძარღვაკულ და ჩანაწინწკლი მინერალიზაციის ტიპს მიეკუთნება.

ბალიჭის პოლიმეტალური მადანგამოვლინება მდებარეობს დაბა კაზრეთიდან დასავლეთით 7-8 კმ-ის მანძილზე. საბადოს არეალში ჭაბურღილებით გამოვლენილი მადნიანი სხეულები დაჯგუფებულია მადანმაკონტროლებელი რღვევის გადაკვეთის კვანძში. მადნეული სხეულები მოქცეულია ჰიდროთერმულად შეცვლილ მაშავერის წყების რიოდაციტური შედგენილობის (ფოფხაძე 2012) ლაპილურ-აგლომერატულ და წვრილნატეხოვან ტუფებში; მადნისშემცველი ზონები ძირითადად წარმოდგენილია ჰიდროთერმული არგილიზიტებით და მეორადი კვარციტებით-მომიჯნავე ქანები პროპილიტებით.

თავი II: მადნეულის პოლიმეტალური საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ანალიზი

2.1 შესავალი

მადნეულის ოქრო-სპილენძ პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს დაბა კაზრეთში (ბოლნისის რაიონი) თბილისიდან 80 კმ-ით დაშორებით. (სურ.1); საბადოს ათვისება მე-20 საუკუნის 70-იანი წლებიდან დაიწყო და დღესაც გრძელდება.



სურ.1. მადნეულის ოქრო-სპილენძ პოლიმეტალური საბადოს კარიერის პანორამა.

მადნეულის საბადო განლაგებულია ალპურ-ჰიმალაური სარტყლის ცენტრალურ ნაწილში, რომელიც ოკეანე "თეტიის" დახურვით ჩამოყალიბდა-ევრაზიისა და აფრიკა-არაბეთის ლითოსფერული ფილების შეჯახების შედეგად. მადნეულის ოქრო-სპილენძ პოლიმეტალური საბადო წარმოადგენს სომხეთ ყარაბახის სტრუქტურულ-მეტალოგენური ზონის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილს, რომელიც საქართველოში ართვინ-ბოლნისის ბელტის სახელწოდებით არის ცნობილი. მადნეულის საბადო ქართველ გეოლოგთა მრავალი თაობის შესწავლის ინტერესს წარმოადგენდა და წარმოადგენს; მათ შემოგვთავაზეს მადანწარმომქმნელი პროცესების რამოდენიმე მნიშვნელოვანი და საინტერესო მოდელი, მაგრამ ამის მიუხედავად, აუცილებელი გახდა საბადოს დეტალურ შესწავლა მსოფლიოში ცნობილი მადნეული საბადოების მაგალითზე დაგროვილი გამოცდილების გათვალისწინებით- დაფუძნებული ვულკანური და სელიმენტური ფაციესების რეკონსტრუქციაზე.

მადნეული საბადოს გენეზისის საკითხის ახლებურად შესწავლასა და გააზრებაში მნიშვნელოვანი როლი ითამაშა უნევის უნივერსიტეტთან თანამშრომლობამ- ქართულ-შვეიცარიული "SCOPES" პროექტის ფარგლებში (2007-2012წწ).

მადნეულის მადნიან ველში, და საერთოდ მინერალიზირებულ ვულკანურ პროვინციებში, რომლებიც ჰიდროთერმალური პროცესებით მკვეთრად შეცვლილია, ძალიან ძნელია პირველადი ვულკანური ქანების პეტროგრაფიული შედგენილობის დადგენა; აქ გაიდევნება დამოკიდებულება მინერალიზაციას, ნალექდაგროვების გარემოსა და ვულკანურ პროდუქტს შორის, სადაც კიდევ უფრო მნიშვნელოვანი ხდება შეცვლილი ვულკანური ქანების ინტერპრეტაცია და მათი ნალექდაგროვების პირობების აღდგენა (Allen R., 1988).

ვულკანოგენურ პროცესებთან დაკავშირებულ ვულკანოგენურ მასივური ტიპისა და სხვა ტიპის საბადოების შესწავლისას ნაკლები ყურადღება ექცეოდა მის შემცველ ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების პალეოვულკანოგენურ კვლევას ნალექდაგროვების გარემოს შესწავლის მიმართულებით (Cas R., 1992).

მსგავსი მიდგომა განხორციელდა იაპონიის (კუროკო) ავსტრალიის, შვედეთისა და ესპანეთის ცნობილი საბადოს შესწავლისას; სწორედ ამ ჭრილში ვეცადეთ მადნეულის საბადოს შესწავლას. მასთან ერთად მოხდა ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების გამოყოფა მსოფლიოში აპრობირებული მეთოდებით: ფიზიკურ ვულკანოლოგიის, ნაკადების თეორიისა და სელიმენტაციური აუზების ინტერპრეტაციებზე დაყრდნობით.

2.1.1 შეხედულებები და ინტერპრეტაციები მადნეულის საბადოს გენეზისის შესახებ

მადნეულის საბადოს გენეზისის საკითხთან დაკავშირებით არსებობს აზრთა სხვაობა;

ვგუგუშვილის კვლევების მონაცემებით მადნეულის საბადო პორფირული ტიპისაა და სივრცობრივად და გენეტიურად კალდერულ სტრუქტურას უკავშირდება; მისი აზრით მადნეულის საბადოზე დაბალსულფიდურ გამადნებას აკონტროლებს კალდერული ჩაქცევები და ინტრუზიული წრიული სტრუქტურები. ვგუგუშვილის მიხედვით მადანწარმოშობი პროცესები უკავშირდება ვულკანოსტრუქტურების ფორმირების ამოზიდვის სტადიას და წინ უსწრებს იგნიმბრიტების ამოფრქვევას და კალდერულ ჩაქცევას (ვგუგუშვილი, 1988 ; 2004). **რ.მიგინეიშვილი** მადნეულის საბადოს ჰიდროთერმალურ, გარდამავალ, VMS-ეპითერმული ტიპის საბადოთა ჯგუფს აკუთვნებს (მიგინეიშვილი 2002; 2005); ავტორი საბადოს წარმოშობის მოდელში 6 ეტაპს გამოჰყოფს. **სტეფანო ჯიალის** (უნევის უნივერსიტეტი) მიერ მადნეულ საბადოზე ჩატარებული კომპლექსური ხასიათის კვლევის შედეგები და ინტერპრეტაციები ეყრდნობა ავტორის მიერ საბადოს მადნეული მინერალების მინერალოგიის შესწავლისა და შეცვლის პროცესების უახლეს კვლევებზე დაყრდნობით მიღებულ შედეგებს. ასევე ეყრდნობა სტაბილური იზოტოპების ანალიზს და მადანწარმოქმნელი ფლუიდების სულფიდაციის ხარისხს (Gialli 2013); ს.ჯიალის აზრით მადნეულის საბადო არის წყალქვეშა გარდამავალი ჰიდროთერმული სისტემა მაგმური კომპონენტით (transitional hydrothermal system with a magmatic input formed in a submarine environment) (Gialli 2013). 1989 წელს **ა. მადალაშვილის** მიერ მადნეულზე პირველად აღმოჩენილი და შესწავლილი იყო სინგენეტიური ჰიდროთერმულ-დანალექი პოლიმეტალური მადნის რამდენიმე

სხეული (*მაგალაშვილი, 1991*). მანვე, 1995 წელს გამოაქვეყნა საბადოს ახალი გენეტიური მოდელი, რომლის თანახმად მადნეული განიხილება, როგორც (ვულკანოგენურ-მასივური) ტიპის საბადო, რომლის თანამედროვე იერი განაპირობა გამადნების შემდგომმა მძლავრმა კალდერულმა ჩაქცევამ (*მაგალაშვილი, 1995*). 2002 წელს გამოქვეყნებულ ნაშრომში ა. მაგალაშვილმა გამოთქვა მოსაზრება მადნეულის საბადოს ჰიბრიდული ბუნების შესახებ (*მაგალაშვილი 2002*).

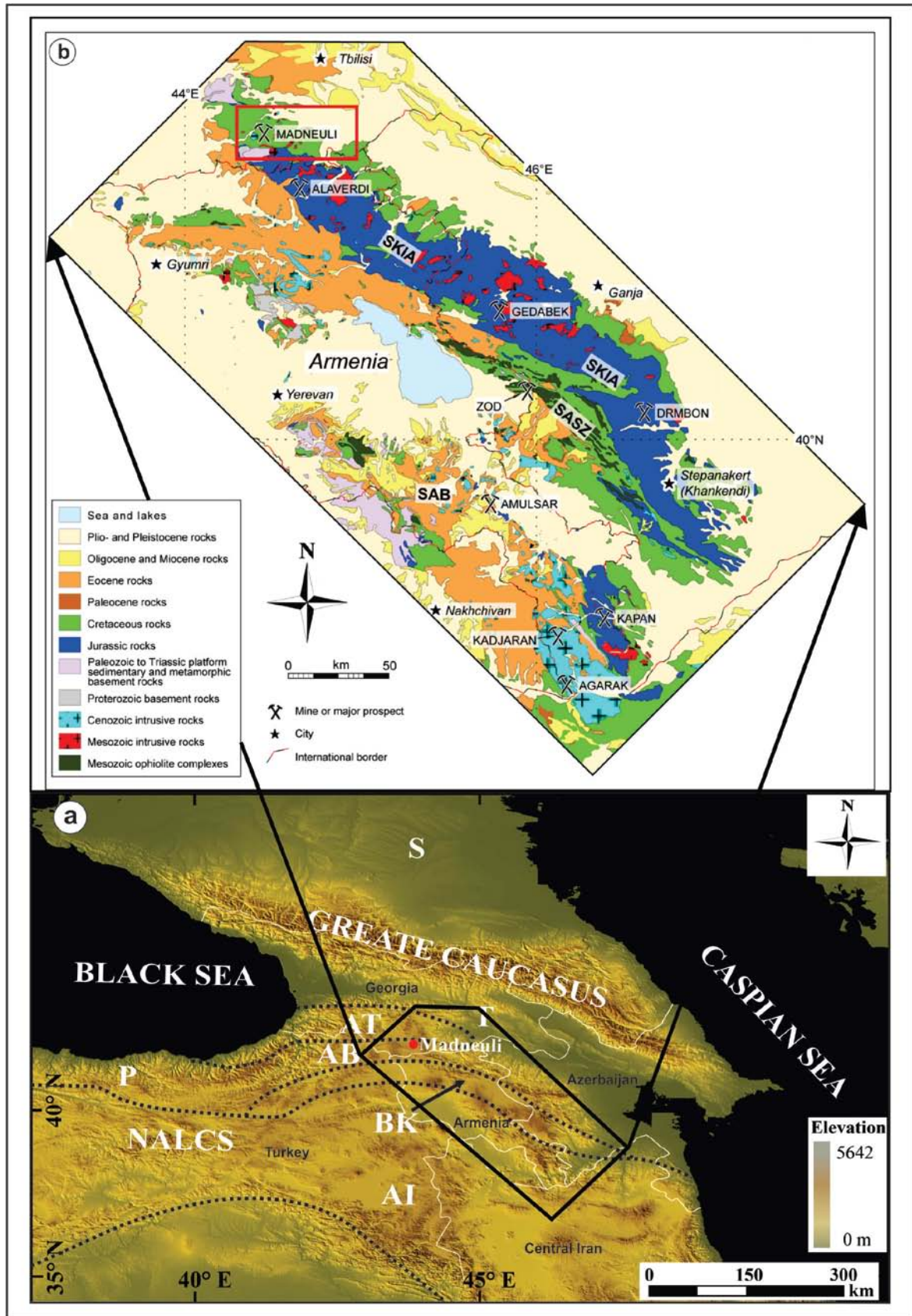
მკვლევართა უმრავლესობა მადნეულის საბადოს ფორმირებას გვიანცარცულ ვულკანიზმს უკავშირებს (ნაზაროვი 1966; გოგიშვილი და სხვა 1976; ტყემალაძე 1982; ბაჩაღლინი და თვალჭრელიძე 1963; მალინოვსკი და სხვა 1987; გუგუშვილი და ოშიაძე 1988; კეკელია და სხვა 1993)

2.12 რეგიონული გეოლოგია

მადნეულის პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს სამხრეთ საქართველოში, ართვინ-ბოლნისის ზონაში. ართვინ-ბოლნისის ზონა მცირე კავკასიონს მიეკუთვნება. იგი მოიცავს კოლიზიამდელ და კოლიზიის შემდგომ ისტორიას, რაც დაკავშირებულია აფრიკა-არაბეთისა და ევრაზიის ფილაქანების კოლიზიასთან ოკეანე “ნეოტეთისის” დახურვის დროს (*Adamia et al., 2011; Sosson et al., 2010; Gugushvili et al., 2012*).

მცირე კავკასიონი მოიცავს 3 ძირითად ტექტონიკურ ზონას: (სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ: 1. სამხრეთ სომხეთის ბლოკი; 2. სევან-აკერის ოფიოლიტური ზონა და 3. ევრაზიის კიდე, რომელიც მოიცავს კაფანის ზონას, სომხეთ-ყარაბახის კუნძულთა რკალს და ართვინ-ბოლნისისა და აჭარა-თრიალეთის ზონას (*Yilmaz et al., 2000; Adamia et al., 2011; Sosson et al., 2010*) (სურ. 2ბ).

ამრიგად, ართვინ – ბოლნისის ზონა წარმოადგენს მცირე კავკასიის გასწვრივ აქტიურ ცარცულ მაგმატურ რკალს და სომხეთ-ყარაბახის კუნძულთა რკალის ჩრდილო-აღმოსავლეთ დაბოლოებას (სურ. 2ა), ხოლო ართვინ-ბოლნისის ბელტის ჩრდილოეთით კი აჭარა-თრიალეთის ზონა მასთან ასოცირებულ სანტონ-კამპანურ რკალს უკანა აუზს წარმოადგენს (*Yilmaz et al., 2000*).



სურ.2. ა) მაღნეულის საბადოს მდებარეობა ბოლნისის რაიონში (Yilmaz et al., 2000).
 S – სევიტური ფილაქანი; GCS – კავკასიონის ნაკერი ზონა; T – ტრანსკავკასია; AT – აჭარა-თრიალეთის ზონა; AB – ართვინ-ბოლნისის ზონა; P – პონტიდები; BK –

ბაიბურთ-ყარაბახის ერთეული; NALCS- ჩრდილი ანატოლია – მცირე კავკასიის ნაკერი ზონა; AI – ანატოლია-ირანის პლატფორმა;

ბ) მცირე კავკასიის გეოლოგიური რუქა; გამოყოფილია მეზოზოური და კაინოზოური ინტრუზიული ქანები, ოფიოლიტები, და ძირითადი საბადოები (*Mederer et al., 2013*).

SAB-ჩრდილო სომხეთის ბლოკი; SASZ-სევან-აკერის ზონა; SKIA-სომხეთ – ყარაბახის კუნძულთა რკალი.

ართვინ-ბოლნისის ბელტი ხასიათდება ჰერცინული ფუნდამენტით, რომელიც შედგება კამბრიულისწინა და პალეოზოური გრანიტ-გნეისებისა და პლაგიოგრანიტებისაგან: (1) გვიან პროტეროზოული-ადრე პალეოზოური ფუნდამენტი, (2) ნეოპროტეროზოული-კამბრიული გრანიტული ფუნდამენტი, (3) შუა-გვიან კარბონული მიკროკლინიანი გრანიტების კომპლექსი და (4) გვიან პროტეროზოული-ადრე პალეოზოური ტექტონიკური მელანჯის ზონა (*Yilmaz A., et al., 2000; Adamia Sh., et al., 2011; Zakariadze G., et al., 2007*). იგი ბოლნისის რაიონის ფარგლებში ლოქისა და ხრამის მასივებზე შიშვლდება. ას აგრძელებს კარბონული ვულკანოგენურ-დანალექი წყება და იურულის ვულკანური და დანალექი კომპლექსი, რომელიც წარმოდგენილია ტერიგენული, ვულკანოკლასტური და კირტუტე სერიის მაგმური ქანებით: ანდეზიტები, დაციტები, რიოლითები, ბაზალტები და ვულკანოკლასტური ქანები, რომლებიც გაკვეთილია გრანიტოიდებით (*Yilmaz A., et al., 2000*). ბოლნისის ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესის ფარგლებში წარმოდგენილია ცარცული, პალეოგენური, პლიოცენური და მეოთხეული ნალექები (სურ.5). დომინირებს ზედა ცარცული ვულკანური ქანები, რომლებიც წარმოდგენილია კირტუტე ბაზალტებით, ანდეზიტებით, დაციტებითა და რიოლითებით (3000-4000მ). ეს ვულკანური ქანები სანაპირო-ხმელეთის პირობებშია დალექილი (*Yilmaz et al., 2000; Adamia et al., 2011*). ალბურ-ცარცულ ვულკანურ-სედიმენტაციურ ნალექებში გამოყოფილია 3 ძირითადი ფორმაცია: 1. ალბურ-სენომანური-ტერიგენულ- კარბონატული, 2. ტურონ-სანტონური-ვულკანოგენური და 3. კამპან-მაასტრიხტული კარბონატული. ამ წყებას შემოთ უთანხმოდ მოყვება მაასტრიხტ-პალეოცენის ტურბიდიტები (სურ. 3). ქვედა ეოცენი წარმოდგენილია ტერიგენული კლასტური ქანებით. შუა ეოცენი უთანხმოდ ადევს ძველ ქანებს და მას თანხმობით მოყვება ზედა ეოცენის სანაპირო ფაციესის კლასტური ნალექები. ყველაზე ახალგაზრდა ქანები ამ რეგიონში მეოთხეული და ალუვიური დანალექი ქანებია (*Yilmaz et al., 2000; Adamia et al., 2011*).

PERIOD	EPOCH	STAGE	AGE (Ma)	ROCK FORMATIONS (Bolnisi region) (Data of Gambashidze R., (1984) and Apkhazava M., (1988))	LITHOLOGY	DESCRIPTION	
CRETACEOUS	LATE	MAASTRICHTIAN	65.5	TETRITSKARO		Alteration of polymictic limestone and felsic fine- to medium-grained tuff	
		CAMPANIAN	70.6				
		SANTONIAN	Upper	83.5	SHORSHOLETI		-Alteration of basaltic and andesitic lava and pyroclastic rock with tuff and limestone -Rhyolitic and rhyodacitic ignimbrite. Bedded volcano-sedimentary, carbonate rocks (upper part)
			Lower		TANDZIA		
		CONIACIAN	85.8	MASHAVERA		Ore-bearing unit at Madneuli Rhyolitic, dacitic and rhyodacitic, fine-grained tuff, siltstone, pyroclastic rock, pumice tuff and ignimbrite, association with explosive and eruptive breccia and lava of the same composition.	
		TURONIAN	Upper				89.3
		Lower	DIDGVERDI	93.5		Upper part: fine-grained tuff with fauna. Lower part: pumice tuff and ignimbrite of dacitic composition.	
		CENOMANIAN					99.6

სურ 4. ბოლნისის რაიონის ზედაცარცული ნაღებების ლითოსტრატოგრაფიული სვეტი (Gambashidze 1984; Apkhazava 1988) (არსებული მონაცემები შეჯამებულია ნ. ფოფხაძის მიერ).

რ. მიგინეიშვილისა და თ. ღავთაძის მონაცემებით გამაღნების შემცველი წყებისა და შესაბამისად მადნეულის საბადოს ფორმირების ასაკი ნანოპლანქტონის მიხედვით კამპანურად დათარიღდა (Migineishvili, Gvartadze 2010).

ვ.გუგუშვილის, ჯ. ბაგდასარიანის და სხვათა მიხედვით (Rubinshtein et al., 1984) მადნეულის საბადოს გამკვეთი ექსტრუზივის ასაკი K-Ar იზოტოპური მეთოდით კონიაკურ-სანტონურია (88 მლნ.წ)

ო. დუდაურისა და სხვათა მიერ K-Ar იზოტოპური მეთოდით განსაზღვრული იქნა მინერალიზაციის ასაკი კვარც-სერიციტის და კვარც-სერიციტ-ქლორიტის მინერალური პატაგენეზისიდან; მიღებული ასაკი ქვედა კამპანურს შეესაბამება (78 მლნ.წ) (Duduri et al., 1990).

მაშავერის წყების ასაკთან დაკავშირებით ჩვენს მიერ მიღებული ახალი მონაცემები, ნაშრომის სპეციალურ თავში იქნება განხილული.

2.2 ფაციალური ტიპები, აღწერები და ინტერპრეტაციები

2.2.1 მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ტიპების ზოგადი მიმოხილვა

მადნეულის საბადოზე გამოყოფილი ფაციალური ტიპები ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექია. თითოეული ლითოფაციის გამოყოფა ეყრდნობოდა მათ შედგენილობას, ტექსტურულ და სტრუქტურულ ნიშნებს და ფაციალურად მათ სივრცობრივ გავრცელებას. თითოეული ლითოფაციის იდენტიფიკაციისა და მისი სრული დახასიათებისათვის მოხდა საბადოს თითქმის ყველა შესაძლო საფეხურის დეტალური აღწერა. დაკვირვებები ჩატარდა როგორც კარიერზე ასევე მოსახდვრე ტერიტორიებზე ბოლნისის რაიონში, რამაც საშუალება მოგვცა ბევრი საინტერესო სედიმენტაციური და ვულკანური ტექსტურებისა და სტრუქტურების დაკვირვებისა. 12 ლითოფაცია გამოყოფილი პირველად ავტორის მიერ მადნეულის კარიერზე, რომელთა კლასიფიკაცია, ზოგადი დახასიათება და ინტერპრეტაციები თავმოყრილია ცხრილში.

ამრიგად, კვლევის დროს მოპოვებული მონაცემები შეჯამებულია და ისინი გაერთიანებულია 2 ძირითად ჯგუფში (facies assemblage): სტრატეგრაფიულად ქვევით მდებარე - ვულკანოგენურ-დანალექი და ზედა - ვულკანური (იხ.ცხრილი 1). სწორედ ამ ვულკანოგენურ-დანალექ შრებრივ წყებასთან ასოცირდება საბადოზე არსებული გამადნებები.

ცხრილი 1.

ცხრილი 1. მადნეულის საბადოს ძირითადი ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესები

ლითოფაცია	დახასიათება	ინტერპრეტაცია
ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების ჯგუფი		
შრებრივი, გაკვარცხული ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები	წვრილმარცვლოვანი შეცვლილი დანალექი ქანები, ვულკანოგენური ქვიშაქვები და ტუფები დაცურების სიბრტყეებით; ტურბიდიტული ბუნების, რადიოლარებიანი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები.	ნაკადების ტრანფორმაცია ტურბიდიტულ ნალექებში; ქვიშაქვები – ჩანალების მასიური ნაკადის დალექვის პროდუქტი; წყალქვეშა ნალექდაგროვების პირობები.
წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკვანი ტუფები და ტუფები აკრეციული ლაპილებიანი და ბიოტურბაციებით	მასიური ან ახარისხებული; ძირითად მასაში გადაკრისტალიზირებული ვულკანური მინა; ოვალური ფორმის, სხვადასხვა ზომის აკრეციული ლაპილები ამოვსებულია კვარციტით; არშიიანი ლაპილები: რომლის ბირთვი უფრო მსხვილმარცვლოვანია და ირგვლივ უფრო წვრილმარცვლოვანი ფერფლითაა წარმოდგენილი.	მარჩხი ზღვის ნალექები; ფრეატომაგმატური ამოფრქვევის პროდუქტები.
წყლით დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები	შიგნით ზოგიერთ დონეებზე ნაკადი სტრატეფიცირებულია და წვრილმარცვლოვანი ლამინაციის ნიშნებია; ნორ-	მარჩხ ზღვაში გადალექილი (resedimented) წყალქვეშა პიროკლასტური ნა-

	<p>მაღური ახარისხება ; შედარებით სქელი შრეები.</p>	<p>ლექები. მაღალენერგეტიკული ტურბიდიტული ნალექების ფერდობზე ტრანსპორტირება (Cas 1991).</p>
<p>პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექები</p>	<p>პემზის შემცველი ქანები მატრიქსით; შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა ლითიური ნატეხები და კრისტალები. არის სტრატეფიცირებული ინტერვალებიც; სუსტად დამუშავებული პემზის ნატეხები, ზოგან ბუმტუკოვანი.</p>	<p>პულსაციური პიროკლასტური ნაკადის ნალექები (Pittari A., et al., 2006).</p>
<p>პეპერიტები</p>	<p>ლავისა და არაკონსოლიდირებული რადილარიების შემცველი სედიმენტის კონტაქტი (in situ lava-sediment mingling).</p>	<p>სველი სედიმენტისა და ლავის კონტაქტი ინტრუზივის ან ლავის გუმბათის კიდურა ნაწილში, შესაძლოა წყალქვეშა ნალექდაგროვების გარეშე.</p>
<p>ჰიალოკლასტიტები</p>	<p>რიოდაციტური ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების 2 სახესხვაობა. I-ჰიალოკლასტიტები ბალიშისმაგვარი ფორმებით (hyaloclastite with pillow-like forms) და II-ჰიალოკლასტიტი მინისებრი არშიებით (hyaloclastite with glass-like selvages) (Popkhadze n., et al., 2009; Popkhadze N., 2012; Popkhadze N., et al 2013). I – პემზიანი ჰიალოკლასტიტები; II-კლასიკური პერლიტური სტრუქტურა, პარლიტური ნაპრალებით; სფერულითები ძირითად მასაში წვრილმარცვლოვანი კვარცითა და მინდვრის შპატითაა აგებული.</p>	<p>ლავის წყალთან კონტაქტისას მისი სწრაფი გაციების, დასკდომისა და ფრაგმენტაციის შედეგი (Gibson H., et al., 1998).</p>

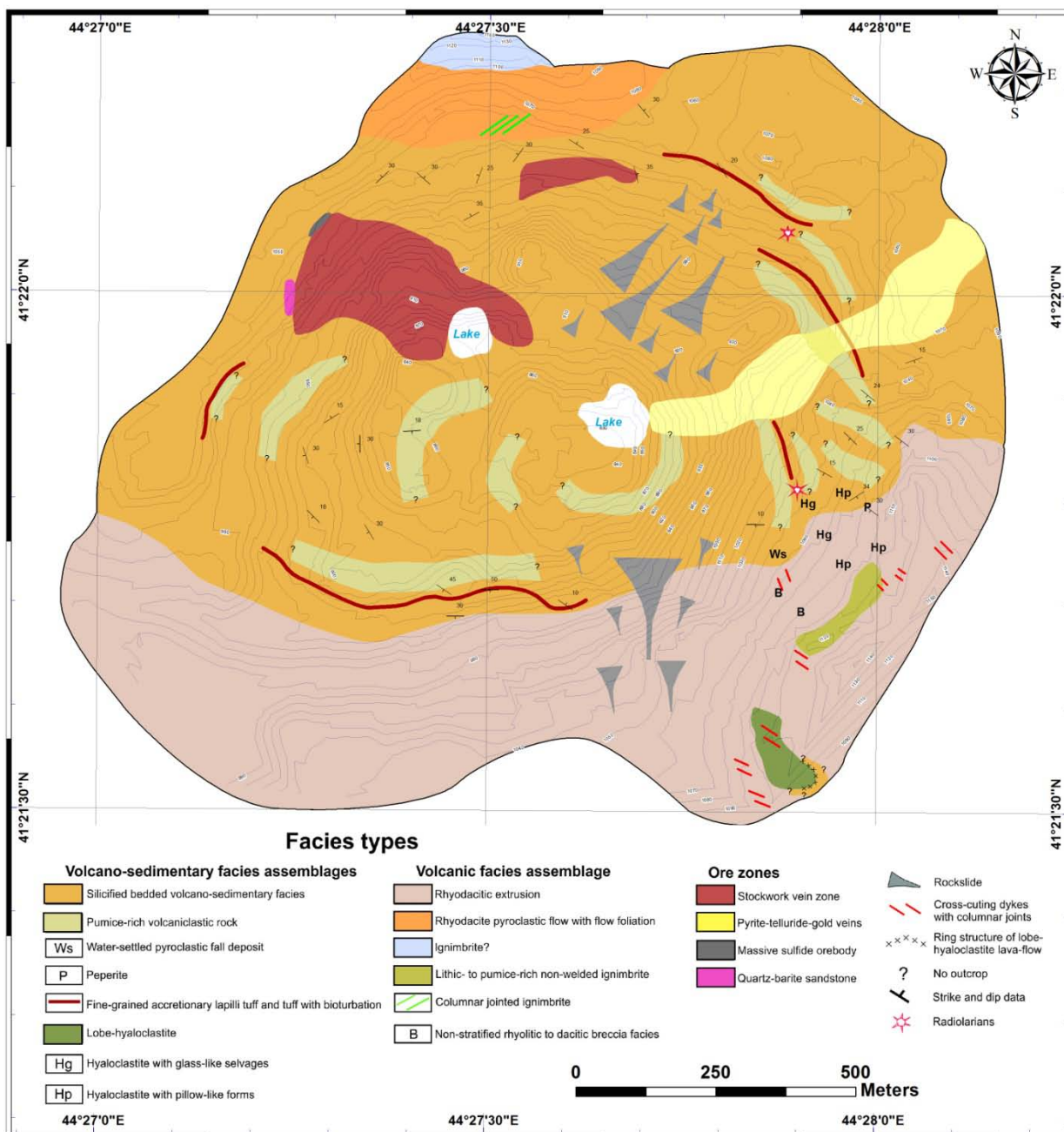
ვულკანური ფაციესების ჯგუფი

<p>ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი</p>	<p>იგივე შედგენილობის ლავის ნაგორავები, ოვალური ფორმის კლასტები ფლუიდალურ ნაკადში; პორფირული სტრუქტურა პლაგიოკლასის, K-ის მინდვრის შპატისა და კვარცის ფენოკრისტალებით. ძლიერი სილიფიკაცია ზოგჯერ ფლუიდალურ ტექსტურის გასწვრივ.</p>	<p>ვულკანური გუმბათის ან სილის კოჰერენტული ფაციესი.</p>
<p>სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები</p>	<p>სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები ტიპიური კლასიკური პერლიტური ძირითადი მასით. სფერულითური სტრუქტურა ზოგჯერ ოვალური ფორმის კვარცის კრისტალებით ამოვსებული.</p>	<p>ნალექდაგროვება ტალღისცემის ზოლის ქვემოთ. ვულკანური მინის მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაცია (White M., et al 1997)</p>
<p>რიოდაციტური ექსტრუზივი</p>	<p>მასიური; ზოგან პორფირული/მიკროპოიკილიტური სტრუქტურა ; ადგილებში პემზის შემცველი.</p>	<p>კოჰერენტული, საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი ექსტრუზივი.</p>
<p>არასტრატეფიცირებული რიოდაციტული ბრექჩიული ფაციესი.</p>	<p>მასიური, არასტრატეფიცირებული; ქანის ნატეხები ზოგი კარგად დამუშავებული, ზოგი კი დაუმუშავებელი და კუთხოვანი. ძლიერი სილიფიკაცია. ატროქსიც</p>	<p>აუტოკლასტური ბრექჩია წყალქვეშა ლავის ან გუმბათის გადანარეცხი მასა-ლით წარმოდგენილი.</p>

ზოგჯერ ქვრილნატეხოვანი ბრეჭით წარმოდგენილი.

იგნიმბრიტები	შემცხვარი იგნიმბრიტები, შეიცავს ლაპილებსა და კრისტალთა ნატეხებს ან ლაპილებსა და მატრიქსს. კრისტალთა ფრაგმენტებია : პლაგიოკლაზი, ორთოკლაზი და კვარცი ; ვულკანური მინის ფრაგმენტები ნამგლისებრი და წაგრძელებული ფორმებით. ლოკალურად სილიფიკაციის უბნები.	პიროკლასტური ნაკადის პროდუქტი.
ლითიური ან პემზის ნატეხებით მდიდარი შემცხვარი იგნიმბრიტები ან ვულკანური ქვიშაქვა	სხვადასხვა ზომის ლითიური, პემზისა და კრისტალების ნატეხები; ადგილებში არგილიტების ნატეხებიც; ახარისხებები არ აღინიშნება.	პიროკლასტური პულსაციური ნალექები, რომლებიც მძლავრი პიროკლასტური ნაკადიდან აკუმულირდება (Sohn Y., et al 2009).

საბადოზე აგეგმვითი სამუშაოების შედეგად და აგრეთვე დეტალური ფაციალური შესწავლისა და ინტერპრეტაციების შედეგად, ავტორის მიერ შედგენილია ფაციესების გავრცელების რუქა, რომელზეც დატანილია მადნიანი ზონის გამოსავლებიც ს. ჟიალის მონაცემების მიხედვით (Gialli S., 2013) (იხ. სურ. 4).



სურ. 5 მადნეულის საბადოს ფაციალური რუკა (ნ. ფოფხაძე 2013). მადნიანი ზონის გამოსავლები ს. ჟილის მიხედვით (Gialli, 2013).

სტრატეგიაში აღწერილია, შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების გამოსავლები საკმაოდ მძლავრია მადნეულის კარიერზე, მათი ხილული სიმძლავრე 250-300 მ-საც აღწევს. სწორედ ამ წყებაშია ცნობილი შემდეგი ტიპის გამადნებები: შტოკვერკული ძარღვული ტიპის გამადნება დასავლეთ და ჩრდილო ფრთაზე და პირიტ-ტელურიტ-ოქროს ძარღვული ზონა აღმოსავლეთ ფრთაზე (სურ. 5). ძლიერ სილიფიცირებული (SiO₂-ით მდიდარი) დანალექი და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები მორიგეობენ სხვადასხვა ტიპის ტუფებთან. ძალიან წვრილმარცვლოვანი, ფერფლის ტუფები ასიცირდება ბუმტუკოვანი ტუფების ჰორიზონტთან (Lorenz V., 1974; Capaccioni B., et al.), რომელიც თავის მხრივ თითქმის ყველა ჰორიზონტზე შეიცავს აკრეციულ ლაპილებიან და ბიოტურბირებულ თხელშრეებრივი ტუფების ან ძლიერ

სილიფიცირებული არგილიტებისა და ალევროლიტების ჰორიზონტებს. აკრეციული ლაპილებიანი შრეები აღწერილია საბადოს ოთხივე ფრთაზე და შესაძლოა ის სამარკრო ჰორიზონტადაც ჩაითვალოს (იხ. სურ. 5. წითელი ფერით). აკრეციული ლაპილები არის ადგილზე წარმოშობილიც (in situ) და გადარეცილიც (resedimented). ბუშტუკოვანი ტუფები ფუძის ტალღურის (base surge) და ფერფლის ცვენის (ash-fall) ნალექებთან ერთად ერთ ჭრილში შიშვლდება მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე. ეს მკვეთრად გამაგრებულია (გამყარებული-indurated) ვიდრე სხვა ქანები. ამ შრეებრივი ბუშტუკოვანი ტუფებისა და ფერფლის ტუფების ჰორიზონტში აღინიშნება საკმაოდ მძლავრი ბრექჩიული ჰორიზონტი და ის აღწერილია როგორც – არასტრატოფირებული რიოდაციტური ბრექჩიული ფაციესი (Non stratified rhyodacitic breccia facies). იგი შეიცავს წვრილმარცვლოვანი და ბუშტუკოვანი ტუფების ნატეხებს და ამ დასტაში კარგადაა რღვევებთან დაკავშირებული ნაპრალები განვითარებული და იდეალური დრესვის სიბრტყეებიც. პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ფაციესები (pumice-rich volcanoclastic facies) წარმოადგენს როგორც გამადნების ფუძის (footwall), ასევე გამადნების სახურავის (hanging wall) ფაციესს საბადოზე და საკმაოდ მძლავრია. გამადნების ფუძის ვულკანოკლასტური ფაციესი უფრო ძლიერ სილიფიცირებულია, შეცვლილია და მინერალიზაციას შეიცავს. ფლუიდები და ჰიდროთერმალური ხსნარები უფრო ადვილად აღწევენ პემზით მდიდარ ადგილებში და იწვევენ მის შეცვლას. ზოგჯერ პემზები იმდენად ძლიერაა შეცვლილი, რომ შეუძლებელი ხდება მისი პირველადი იერის დადგენა გაშიშვლებაში. სახურავის ფაციესი შეადრებით ნაკლებად შეცვლილია თუმცა აქაც აღინიშნება მეორადი პროცესები. ის არ არის ძლიერ მინერალიზირებული, თუ არ გამოვრიცხავთ პირიტის მინერალიზაციას. ნახაზი 8 –ზე არის წარმოდგენილი საბადოს აღმოსავლეთ ფრთის ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის განზოგადოებული სტრატოგრაფიული სვეტი.

ამ კომპლექსის შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები მორიგეობენ ძლიერ სილიფიცირებულ (strongly silicified) ვულკანოკლასტური არგილიტებისა და ალევროლითების თხელშრეებრივ ქანებთან, ქვიშაქვებთან, მერგელებთან და ტურბიდიტულ ქანებთან. სწორედ ამ შრეებრივ კომპლექსშია აღწერილი პირველად მადნეულის საბადოზე ავტორის მიერ რადიოლარიები (იხ. ნახაზი 5).

საინტერესო სედიმენტაციური სტრუქტურებია აღწერილი მადნეულის საბადოზე ამ ვულკანოგენურ-დანალექ კომპლექსში: ირიბშრეობრიობა (cross-bedding), დაცურების სიბრტყეები (slumps), ჩაჯდომის ან დატვირთვის ტექსტურები (load casts), რიპელმარკები და გრავიტაციული დინების რიპელმარკები (gravity flowage ripples) და ბიოტურბაციები. აქ დომინირებს ვულკანიკლასტური ტურბიდიტები კარგად გამოსატული ბოუმას Ta Tb Tc ინტერვალებით და წარმოადგენენ წვრილმარცვლოვანი მასალის ტურბიდიტული დინებებით დალექილ ტიპურ პროდუქტს (Cas R., et al 1992). რღვევები, ნაპრალების სისტემები და დაცურების სიბრტყეები კარგად დაიკვირვება ამ ვულკანოგენურ-დანალექ კომპლექსში. აგრეთვე ზოგიერთ დონეებზე შემოჭრილია უსწორმასწოროდ (interfingered) სხვადასხვა სიმძლავრის პიროკლასტური ნაკადი. ის შეიცავს პემზასა და კრისტალებს (pumice- and crystal-bearing (pumiceous)). ზოგიერთ უბნებზე ის სტრატოფიცირებულია, როგორც პემზის მატარებელი ან კრისტალების შემცველი (ან ორივე ერთად) დონეები.

ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის ზოგიერთ დონეებზე აღწერილია ჰიალოკლასტიტების გამოსავლები. მადნეულის საბადოზე პირველად იქნა ჰიალოკლასტიტები აღწერილი. ორი ტიპის ჰიალოკლასტიტებია დადგენილი:

ჰიალოკლასტიტები მინისებრი არშიებით და ჰიალოკლასტიტები პილოუს მაგვარი ფორმებით (Popkhadze N., 2012).

ამ შრეებრივ კომპლექსში საბადოს დასავლეთ ფრთაზე აღინიშნება მინერალიზაციის სუბვერტიკალური შტოკვერკული ტიპი და შედგება პირიტის, ქალკოპირიტის და სფალერიტისაგან. აღინიშნება ენარგიტი (enargite) მის ბირთვში. კვარცი და ბარიტი მთავარი ძარღვეული მინერალებია. სტრატიფორმული, მასიური სულფიდური მადანი მდებარეობს მისი ღერძული ნაწილის თავზე. იგი ხასიათდება სფალერიტ-გალენიტ-ქალკოპირიტ-პირიტ-ტენანტიტ-ტეტრაჰიდრიტის მინერალური ასოციაციით (Gialli S., 2013). შეცვლის ზონა (არეალი), რომელიც გარს ერტყმის ამ მადნიან სხეულს შედგება ძლიერ სილიციფიცირებულ ბირთვისაგან, რომელიც ზემოთკენ თანდათან გადადის კვარც-სერიციტ-პირიტულ ზონაში და სულ გარეთა შეცვლის არეალი კი წარმოდგენილია კვარც-ქლორიტ-ჰემატიტის ზონით (Gialli S., 2013).

სუბვერტიკალური პირიტ-ქლორიტ-ჰემატიტის (ქალკოპირიტი) ოქროსშემცველი ძარღვი აღწერილია მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ამ ვულკანოგენურ-დანალექ კომპლექსში. საიდანაც ძირითადად ხდება ოქროს მოპოვება. შეცვლის ზონა წარმოდგენილია შემდეგი მინერალური ასოციაციით: კვარც-ქლორიტ-პირიტი და უფრო ძარღვებთან არის ახლოს (Gialli S., 2013).

სტრატიგრაფიულად ზევით არის ვულკანური ფაციესების ჯგუფი, რომელიც შედგენილობით რიოდაციტურია. იგი მოიცავს შემდეგ ლითოფაციესებს: ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი, სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები, რიოდაციტური ექსტრუზივი, არასტრატიფიცირებული რიოდაციტური ბრექჩია, იგნიმბრიტები და პემზით/ ლითიური მასალით მდიდარი პიროკლასტური ქანები (სურ. 5). საბადოს ჩრდილო ფრთაზე არის ფლუიდალური ზონალობის ლავისა და სვეტური განწვევების იგნიმბრიტების გამოსავლები. ლავის ნაკადი არის ძლიერ სილიციფიცირებული. ამ ფლუიდალური ზონალობებს შორის აღინიშნება ფილოსილიკატი მდიდარი ადგილებიც (phyllosilicate-rich material). ეს ფლუიდალური ზონალობები უმეტესად ბრტყელი და პარალელურია და მათ შორის ხშირად არის მსგავსი კლასტური-ლითიური ნატეხები (Allen R., 1988). სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები ხასიათდებიან ვულკანური მინის კლასიკური სფერულიტური პერლიტური სტრუქტურით, რაც კარგი მტკიცებულებაა პირველადი ვულკანური მინის მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაციისა (McPhie et al., 1993; White et al., 1997). მასიური, რიოდაციტური ექსტრუზივის გამოსავლები კარგად დაიკვირვება საბადოს სამხრეთ და აღმოსავლეთ ფრთებზე. ზოგიერთ ადგილებში აღინიშნება პიროკლასტური ბუნება. ზოგან კი მცდარი (false) პიროკლასტური ტექსტურით ხასიათდება. აღინიშნება შეცვლის პროცესებიც. რიოდაციტური იგნიმბრიტები ამთავრებენ ჭრილს ზევით საბადოს ჩრდილო ფრთაზე. აღმოსავლეთ ფრთაზე კი კრისტალით თუ პემზით მდიდარი შეუმცხვარი იგნიმბრიტების (Lithic- to pumice-rich non-welded ignimbrite) გამოსავალი არის პირველად საბადოზე აღწერილი.

არსებული მონაცემებით, მადნეულის საბადოს ქვემოთ 800-900 მ სიღრმეზე ჭაბურღილებით არის დაფიქსირებული გრანოდიორიტ-პორფირული და დიორიტ-პორფირული შედგენილობის ინტრუზიული სხეული (Migineishvili R., et al., 2010; Rubinshtein M., et al., 1983).

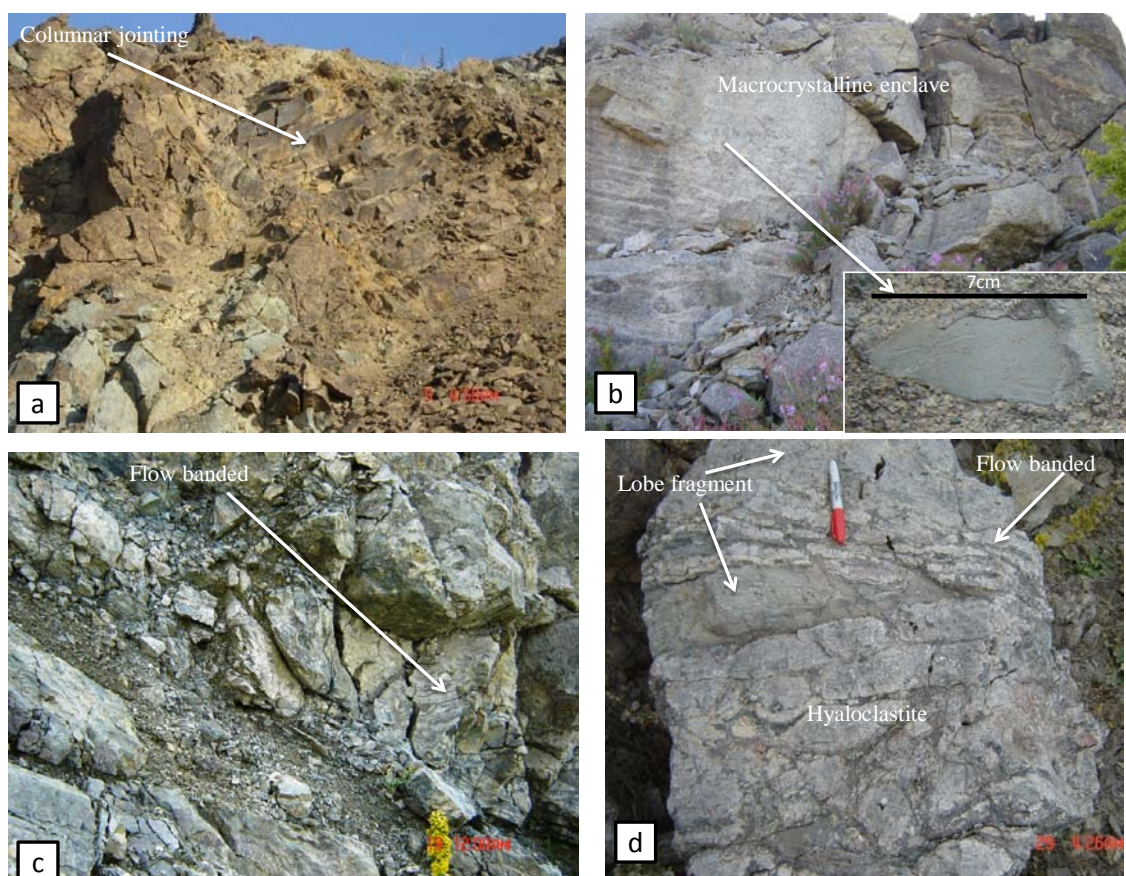
2.2.2 ჰიალოკლასტიტები

ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები (Lobe Hyaloclastite) მადნეულის საბადოზე (ზოგადი აღწერა)

ზედა ცარცული რიოდაციტური ჰიალოკლასტიტის ფაციალური ერთეული, რომელიც პირველად იქნა აღწერილი მადნეულის კარიერზე ავტორის მიერ, მადნეულის საბადოს შემცველი წყებას (მაშავერას წყება) ეკუთვნის. მადნეულის საბადოზე აღწერილი ჰიალოკლასტიტი თავის მხრივ არის ე.წ. ფრთის-ლაპოტური (Lobe hyaloclastite-ლაპოტური) ჰიალოკლასტიტი, რომელიც ერთ-ერთი მთავარი დამახასიათებელი ფაციალური ერთეულია ვულკანოგენურ-დანალექი მასიურ სულფიდური (VMS) და სხვა ტიპის საბადოების შემცველი ქანთა წყებებისათვის. იგი არის ნალექდაგროვების წყალქვეშა გარემოს უტყუარი მტკიცებულება, ვინაიდან ჰიალოკლასტიტი ლავის წყალთან ურთიერთქმედებისას წარმოიქმნება. ჰიალოკლასტიტი არის სწრაფი გაციების დროს. თერმული წნევის გაგლენით მაგმის ფრაგმენტაციის შედეგი. ამ დროს ხდება მაგმის პერიფერიული ნაწილების სწრაფი გაციება-გაქვავება და დასკდომა, ამ პროცესს აღწერენ როგორც quench-fragmentation (Gibson H., et al., 1998).

ყველაზე კარგად ჰიალოკლასტიტების გამოსავლები წარმოდგენილია მადნეულის კარიერის აღმოსავლეთ ნაწილში. მათ ახასიათებთ ინტენსიური სილიფიკაცია-დევიტრიფიკაცია და გაქლორიტება. კარიერზე არსებული გაშიშვლებები საშუალებას გვაძლევს მოვახდინოთ ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის შემადგენელი ცალკეული სტრუქტურების/გამოსავლების ინტერპრეტაცია და აღწერა. ესენია: მასიური (კოჰერენტული-coherent) ლავა, ბაკნისებრი ბრექჩია (carapace breccias), ზონალობა ლავის კიდურა ნაწილში, ინდივიდუალური (ცალკეული, იზოლირებული-izolated lobes) ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტი და ბოლოს ჰიალოკლასტიტის 2 ტიპი: ჰიალოკლასტიტი მინისებრი არშიებით (hyaloclastite with glass-like selvages) და ჰიალოკლასტიტები ბალიშისმაგვარი ფორმებით (hyaloclastite with pillow-like forms) (Soriano C., et al., 2013; Soriano C., et al., 2012; Németh K., et al., 2008; Schmincke U., et al., 1997). ყველა არსებული ფორმების ინტერპრეტაციამ საშუალება მოგვცა მადნეულის საბადოზე რიოდაციტური გუმბათის სტრუქტურის და მისი ნალექდაგროვების პირობების აღდგენის. შიდა (internal) და ასევე იზოლირებული ლაპოტური ფორმები (isolated lobes) ერთად ქმნიან გუმბათისებრ ფორმას/სტრუქტურას. ზოგჯერ შესაძლებელია დაიკვირვოს თანდათანობით გადასვლა კოჰერენტული ნაწილიდან ბრეკჩირებულისაკენ (ანუ ჰიალოკლასტიტებისაკენ). შეიძლება ითქვას, რომ კოჰერენტული ლავა გუმბათის აგებულებაში მნიშვნელოვანია (მოცულობის თვალსაზრისით მის 85%-ს შეადგენს) (Lexa J., et al., 2010; Allen R., et al., 1999; Stewart L., et al., 2003; Stewart L., et al., 2006; Scutter R., et al., 1998), მისი გავრცელება 1კმ-მდეა და დაახლოებით 100მ სიმაღლე, რომელიც ზოგიერთ ადგილში ხასიათდება კარგად განვითარებული სვეტისებური განწვევრებებით (სურ. 6ა). კოჰერენტული ლავა შეიცავს სხვადასხვა ზომის მომწვანო-მოყავისფრო ფერის მაკროკრისტალურ ჩანართებს (enclave). სურათი 6b წარმოადგენს ამის მაგალითს, სადაც ამ ჩანართის ზომაა 5-7სმ, ზოგჯერ კი აღინიშნება წვრილმარცვლოვანი ტუფის 10-30 სმ სიგრძის ჩანართებიც. ბალიშისმაგვარი ფორმის ჰიალოკლასტიტის პერიფერიულ ნაწილში კარგად დაიკვირვება ნაკადის ზონალობა (flow banding), რომელიც არის პემზიანი

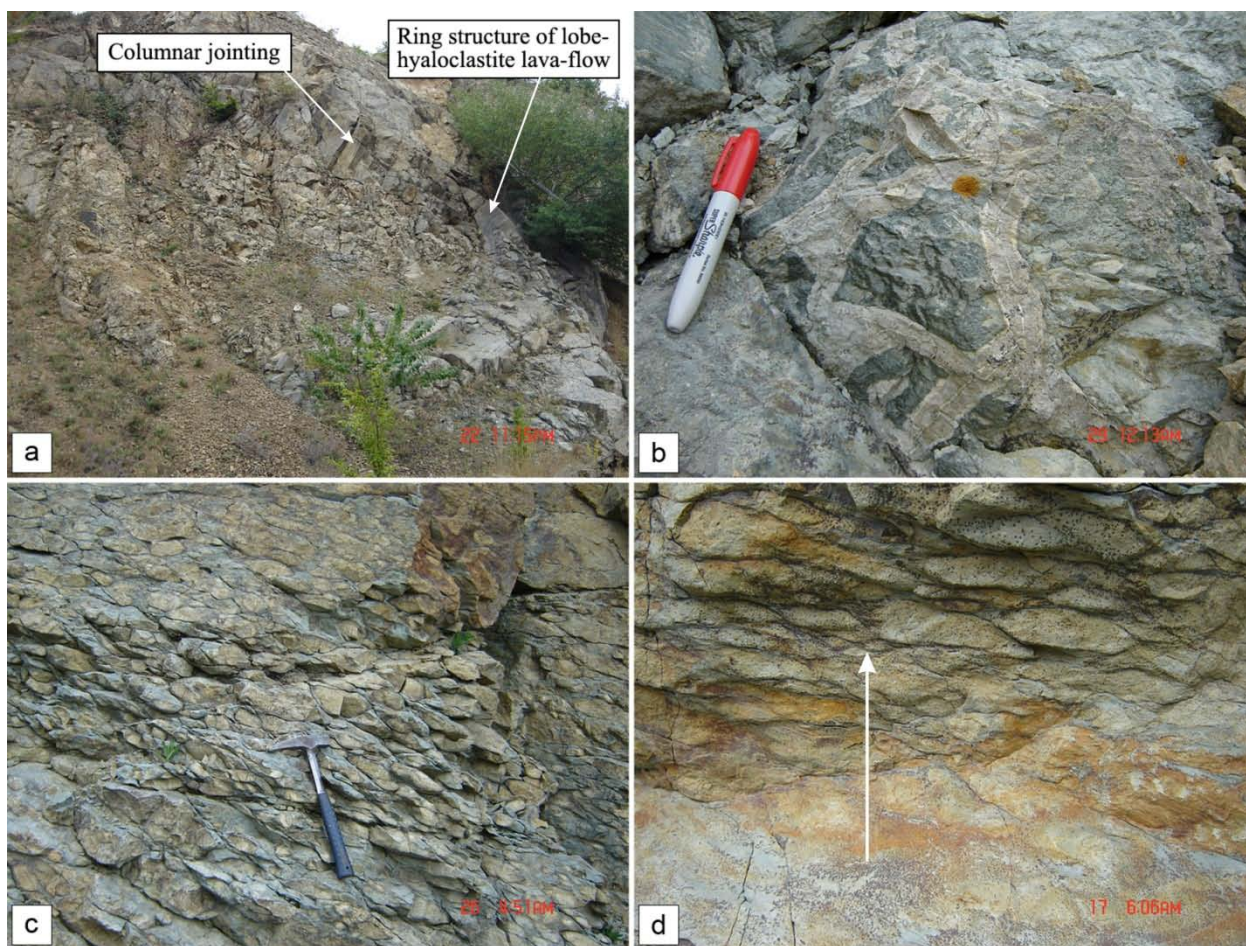
ჰიალოკლასტიტის (pumiceous hyaloclastite) პერიფერიული ნაწილი (სურ. 6გ). მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის თითქმის სულ ზედა საფეხურზე არის ბაკნისებრი ბრეჩიის (carapace breccias) ფრაგმენტული გამოსაფლები (სურ. 6დ). იგი არ არის ახარისხებული და ზოგან არეულშრეებრიობა ახასიათებს. შეიცავს ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების ფრაგმენტებს: მასიურსა და ზოლებრივს ლავის პერიპერიული ნაწილიდან რომლებსაც ისევ ჰიალოკლასტიტებითაა შეცემენტებული (Gibson H., et al., 1998). ე.წ. ბაკნისებრი ბრეჩიის ქაოტური ხასიათი, მისი ლოკალური გავრცელება ნაკადის ზედა ნაწილში, შრეობრიობის, ახარისხების და დამსხვრეული კრისტალების არარსებობა მიუთითებს ავტობრეჩიაციის პროცესებზე ანუ მის ადგილზე (in situ) წარმოშობაზე (Gibson H., et al., 1998).



სურ. 6 ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები მადნეულის საბადოდან: ა – სვეტური განწვევრებები ფრთის – ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების კოჰერენტული ნაწილიდან, ბ – მაკროკრისტალური ჩანართის მაგალითი კოჰერენტულ რიოდაციურ ფაციესში, გ – ლავური ნაკადოს ზონალობა ბალიშისმაგვარი ფორმების ჰიალოკლასტიტების პერიფერიულ ნაწილში, დ - ბაკნისებრი ბრეჩია მადნეულის საბადოს ზედა ნაწილიდან.

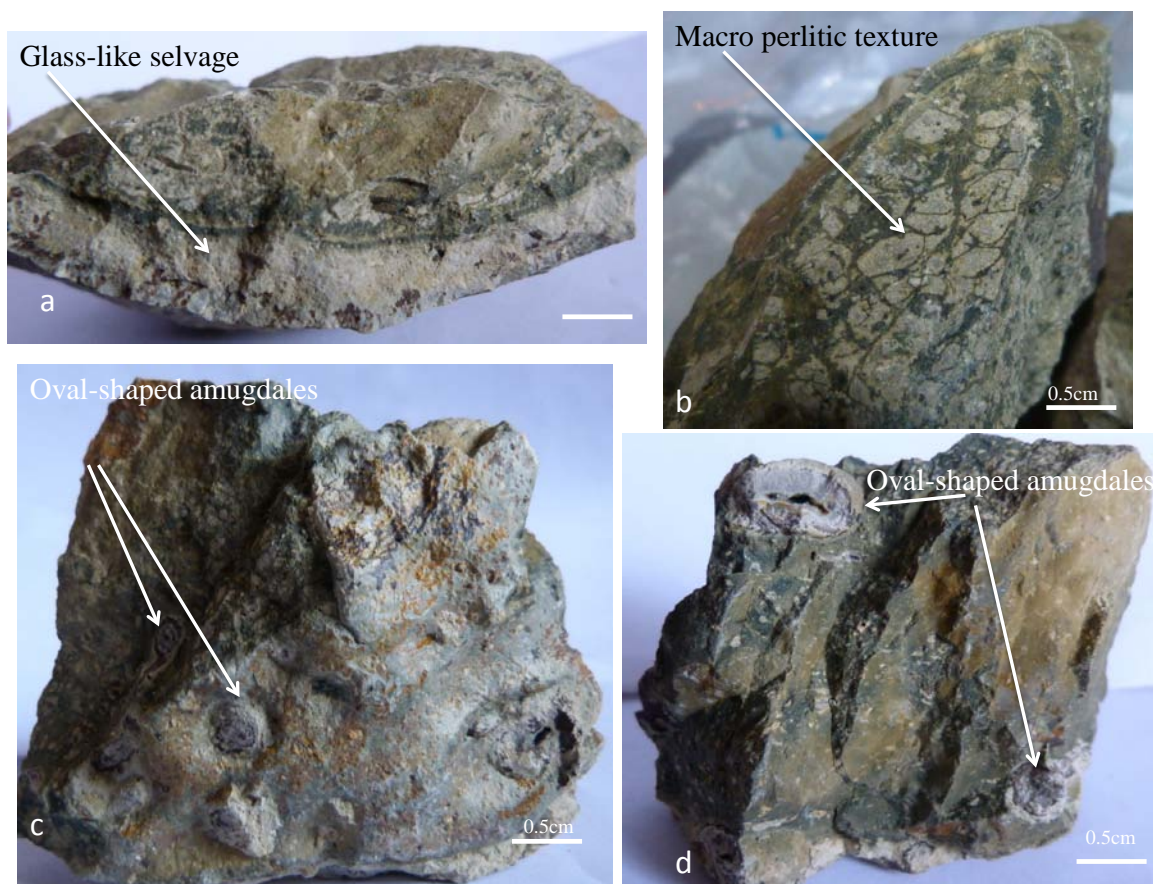
ა. მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი (hyaloclastite with glass-like selvages)

გიბსონმა აღწერა ინდივიდუალური ფრთის ჰიალოკლასტიტები თვით ამ ფრთის ჰიალოკლასტიტების კომპლექსში, რომლებიც ხასიათდებიან მინისებრი არშიებიანი ჰიალოკლასტიტებით მის პერიფერიულ ნაწილში (Gibson H., et al., 1998). საბადოს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში კარგად გამოიკვეთება ამ ინდივიდუალური ფრთის-ლაპორტური ჰიალოკლასტიტის რკალური ფორმა (Ring structure) პერიფერიულ ნაწილში, რომელიც შიგნით სვეტური განწვევრებებით ხასიათდება (სურ. 7ა). მისი გავრცელების დიამეტრია 13-15მ-ი. მას არ ახასიათებს მინისებრი არშიებიანი ჰიალოკლასტიტების ფორმები პერიფერიულ ნაწილში, მაგრამ პეტროგრაფიული დაკვირვებების შედეგად მათი შედგენილობა ერთი და იგივეა. ამ ტიპის ჰიალოკლასტიტებისათვის სწორედ ჰიალოკლასტიტური ფორმების არარსებობა მის პერიფერიულ ნაწილებში არის მთავარი მტკიცებულება იმისა, რომ ისინი წარმოადგენენ შიდა, ინდივიდუალურ (იზოლირებულ) ფრთის ჰიალოკლასტიტს (Gibson H., et al., 1998). მინისებრი არშიებიანი ჰიალოკლასტიტი - Glass like selvages ერთ-ერთი მთავარი დამახასიათებელი ფორმაა ზოგადად ჰიალოკლასტიტებისათვის (სურ. 7ბ).



სურათი 7. ჰიალოკლასტიტების გამოსავლების წარმომადგენლობითი მაგალითები მადნეულის კარიერზე: a. ფრთის – ლაპოტური ჰიალოკლასტიტური ნაკადის რკალისებრი კიდე, რომლის შიგნითა ნაწილი სვეტური განწვევრებით ხასიათდება (Ring structure of lobe hyaloclastite lava-flow), b. მინისებრი არშიების მქონე ჰიალოკლასტიტი-ფსევდო ბრექჩია, მოთეთრო და მონაცრისფრო-მომწვანო ნაწილებით, c. ბალიშისებრი ფორმები ჰიალოკლასტიტებში, d. ჰიალოკლასტიტის გარდამავალი ზონა მასიურიდან ბალიშებიან ნაწილში.

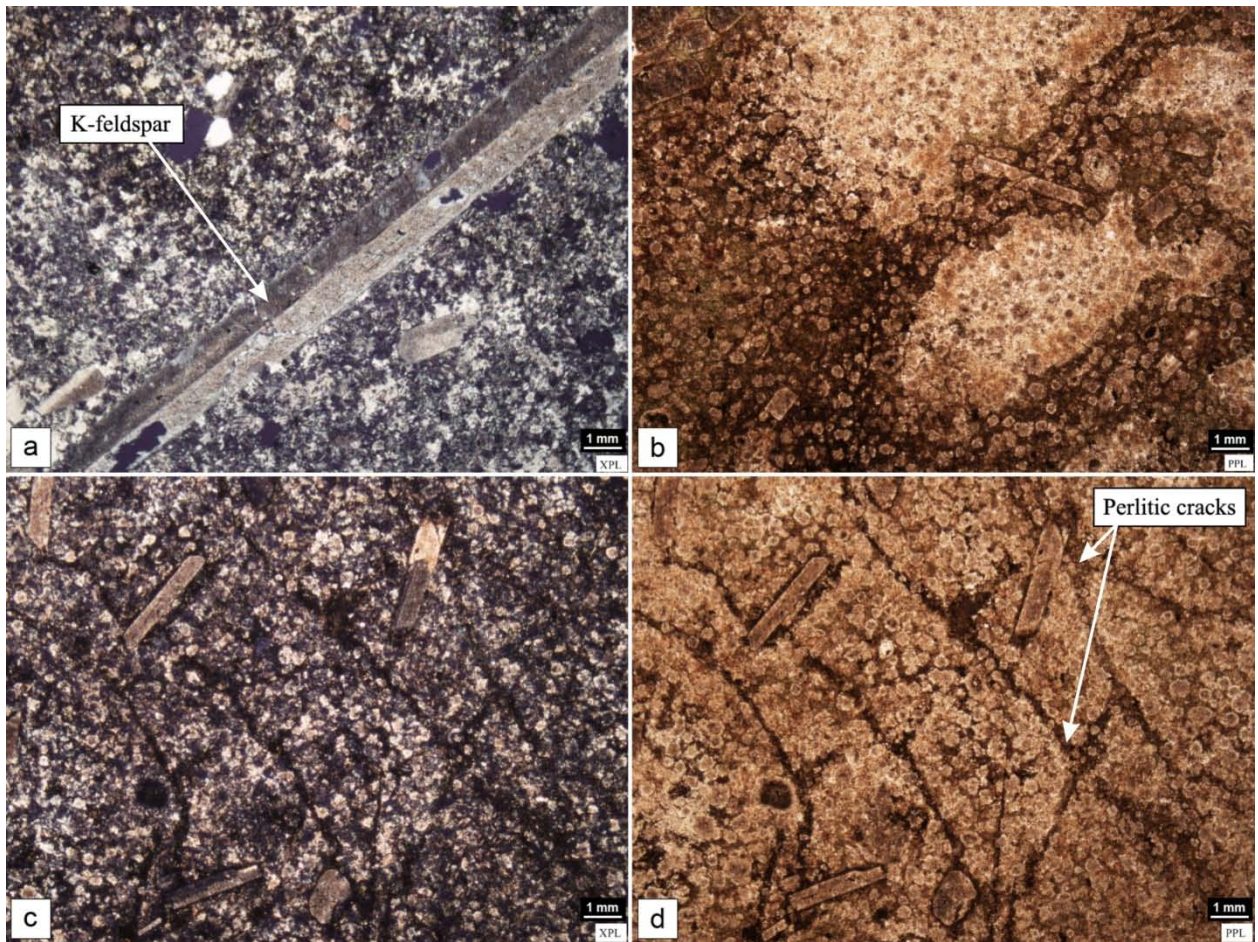
მადნეულის საბადოზე რიოდაციტული ლავის ნაკადის წყალთან მოქმედებისას ხდებოდა მისი პერიფერიული ნაწილის უფრო სწრაფად გაციება და გაქვავება, რის შედეგადაც წარმოიქმნებოდა დასკდომის ნაპრალები. ცხადია, რომ ნაკადის კიდურ ნაწილებში გაციება მოხდა უფრო სწრაფად ვიდრე ლავის შიგნით. გაციებისა და ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციის დროს ამ მინისებრ ლავაში იყო კარგი შეღწევადობა, რის შედეგადაც აქ შეცვლები გამოიწვია მეორადმა პროცესებმა და წყალთან ერთად შეადწა ჰიდროთერმულმა სხნარებმაც (Allen R., 1988). ამრიგად, ჰიდროთერმულ სხნარებს ჰქონდათ კარგი მოძრაობისა და შეღწევადობის შესაძლებლობა წარმოქმნილ დასკდომის ნაპრალებში. ეს კი ქანს აძლევს შეცვლის შედეგად განვითარებულ სხვადასხვა ფერებს. რაც მეტი ინტენსივობით წარმოიქმნება ნაპრალებთან ახლოს და მის გასწვრივ. ზოგჯერ ეს შეცვლის პროცესები მიუყვება ამ ნაპრალებს და არშიისმაგვარ ფორმებს ღებულობს. (ნახ. ბ) რასაც მინისებრ არშიებს ვეძახით (glass-like selvages). იმ შემთხვევაში თუ მას უფრო ფართო გავრცელება აქვს ქმნის ლაქისმაგვარ ფორმებსაც და ქანს ბრექჩიულ იერს აძლევს (Allen R., 1988). მსგავსი ტიპის ფრთის-ლაპოტური (Lobe Hyaloclastite) ჰიალოკლასტიტების ნაკადები აღწერილია კანადასა (Furnes H., et al., 1980) და ნორანდაში (Noranda, Quebec) (Setterfield T., et al., 1995) რიოლიტური ჰიალოკლასტიტები. ასევე წყალქვეშა გუმბათთან ასოცირებული ჰიალოკლასტიტების მაგალითებია: პონზას წყალქვეშა რიოლიტური გუმბათი იტალიაში (submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy) (Scutter R., et al., 1998); ადრე დევონური გუმბათი ურალში (Early Devonian Ural Volcanics) (Bull F., et al., 2006); კამბრიული მაუნტ რიდის ვულკანიტები ავსტრალიაში (Gifkins C., et al., 2002) და ვულკანური ცენტრი ავსტრალიაში, რომელიც ასოცირდება სილიციურ ინტრუზიონთან (silicic intrusion-dominated volcanic center at Highway-Reward) (Doyle M., et al., 2000). ამრიგად, ჰიალოკლასტიტები განიცდიან ძლიერ სილიფიკაციას, დევიტრიფიკაციას და გაქლორიტებას. ზოგჯერ ისინი ქმნიან ‘ცრუ’ (მოჩვენებით) შთაბეჭდილებას ბრექჩიული ნაკადისა, სადაც მონაცრისფრო-მომწვანო ქანთა ნატეხები შემოფარგლულია მოთეთრო არშიებით. სინამდვილეში ეს ყალბი ბრექჩიული ტექსტურა არის შეცვლისა და გამოფიტვის შედეგად ჩამოყალიბებული. ეს მოთეთრო არშიები ნაკადში 0.5-3 სმ სიგანისაა და გამჭვირვალე შლიფში აქვს იგივე სტრუქტურა რაც მონაცრისფრო-მოციფრო “გულებს” (სურ. 8a). განსხვავება იმაშია, რომ მოთეთრო ნაწილი უფრო მინისებრია და ნაკლები რაოდენობით შეიცავენ ფენოკრისტალებს ვიდრე მომწვანო. ჰიალოკლასტიტების ეს ტიპი ხასიათდება პერლიტური ტექსტურებით, რომლის გარჩევაც ხშირად შეიძლება ლუპით ან გამჭვირვალე შლიფში. გამონაკლისის შემთხვევაში მაკროპერლიტური ტექსტურა მადნეულის საბადოს შემთხვევაში შეუიარაღებელი თვალითაც ადვილად შესამჩნევია (სურ. 8b). ჰიალოკლასტიტის ეს ტიპი შეიცავს მომრგვალებული და ოვალური ფორმის ნუშურებს, რომელიც ამოვსებულია კლავრც-ქლორიტული ან თიხური მასით (სურ. 8c,d).



სურ. 8 ჰიალოკლასტიტების გამოსავლების წარმომადგენლობითი ქვიური ნიმუშები მადეულის კარიერიდან: ა. მინისებრი არშიების მქონე ჰიალოკლასტიტებში მოთეთრო “არშიები”, ბ – კლასიკური მაკრო პერლიტური ტექსტურა მონატეხზე, გ,დ – მომრგვალებული და ოვალური ფორმის ნუშურები ჰიალოკლასტიტებში.

პეტროგრაფიული აღწერა

ჰიალოკლასტიტი შეიცავს 30% და ნაკლები რაოდენობის ფენოკრისტალებს. ძირითადი მასა შედგება დევიტრიფიცირებული ვულკანური მინისაგან მოზაიკური სტრუქტურით, კალიუმის მინდვრის შპატის რადიალური კრისტალებითა და კვარცის სფერულიტებით და წაგრძელებული ფორმის სანიდინის კრისტალებით (სურ. 9a). სფერულიტებს შორის სივრცე ამოვსებულია პლაგიოკლასის მიკროლითებით და ქმნის შთაბეჭდილებას, თითქოს ისინი შემოზრდილია სფერულიტების გარშემო (სურ. 9b). პორფირული გამონაყოფები შედგება კვარცის, პლაგიოკლასის და კალიშპატის სხვადასხვა ზომის კრისტალებისაგან. ზოგ ადგილას ისინი ქმნიან გლომეროპორფირულ სტრუქტურას.



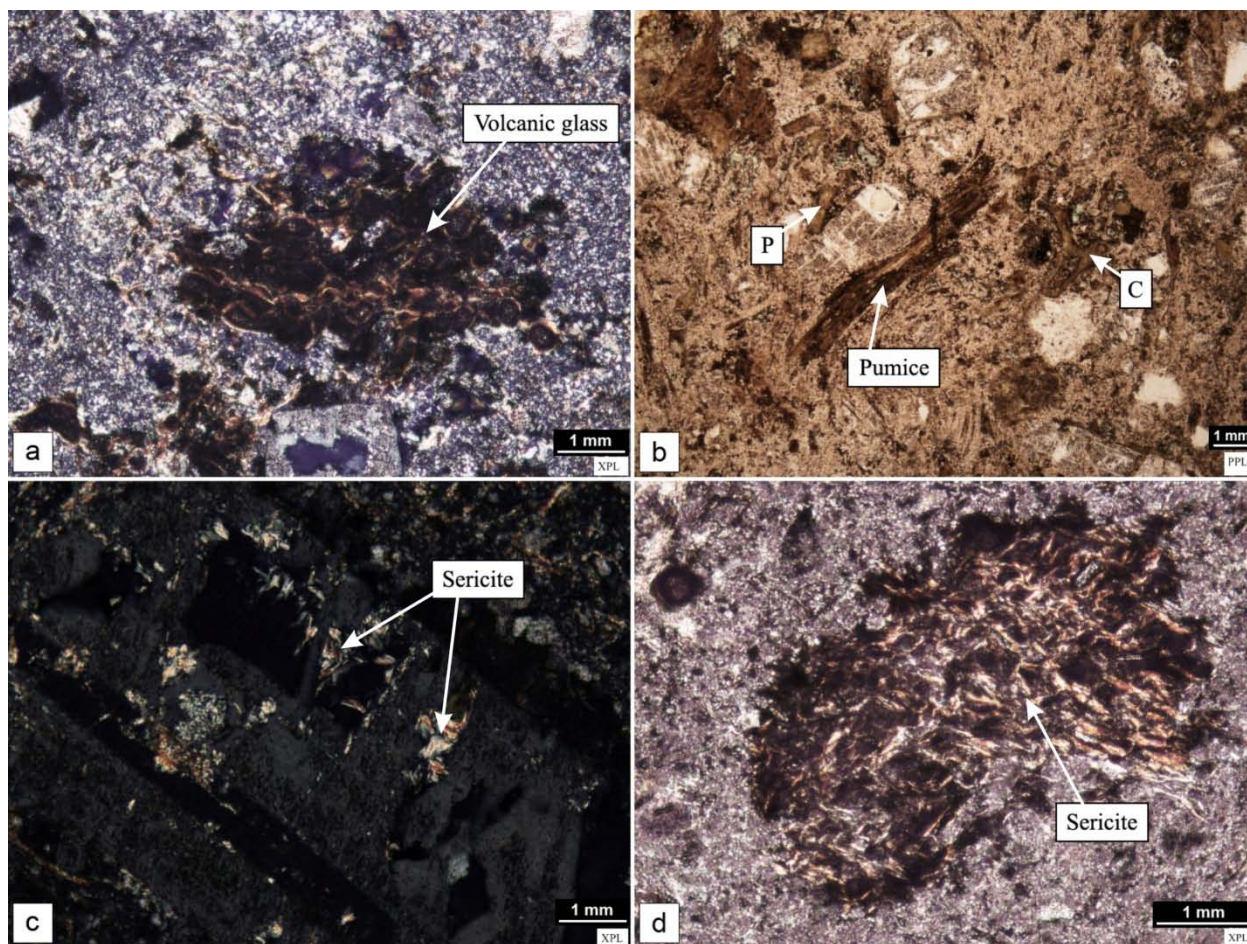
სურ. 9 პეტროგრაფიული დაკვირვებები მინისებრი ჰიალოკლასტიტის ტიპზე: a. კალიუმის მინდვრის შპატის წაგრძელებული ფენოკრისტალი (ჯვარედინი ნიკოლები), b. შეცვლის პროცესები: მოთეთრო და მონაცრისფრო-მოყავისფრო ფერებში (პარალელური ნიკოლები), c. პერლიტური ნაპრალები მინისებრ ძირითად მასაში (ჯვარედინი ნიკოლები) d. პერლიტური ნაპრალები გარს უვლიან კრისტალთა კიდეებს (პარალელური ნიკოლები).

კალიშპატის და პლაგიოკლზის კრისტალებზე აღინიშნება სერიციტიზაცია. სფერულითები წვრილმარცვლოვანი კვარციტთა და მინდვრის შპატიტთა აგებული, რომლებიც მუავე ვულკანური მინის მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაციის შედეგად წარმოიქმნა. მოზაიკურმა კვარც-მინდვრის შპატის თანადროულმა რეკრისტალიზაციამ შეიძლება დაარდვიოს ან შეცვალოს ამგვარი ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციული ტექსტურები (McPhie J., et al 1993). ძირითადი მასა შედგება პერლიტური ნაპრალებისაგან. რაც განისაზღვრება მიკროსკოპული აღწერებისას. პერლიტური ნაპრალები ვითარდება ვულკანური მინის ჰიდრატაციის შედეგად. ჰიალოკლასტიტს პერლიტური არშიებით აქვს კლასიკური პერლიტური ტექსტურა, სადაც ნაპრალები არის მკაფიოდ რკალისებრად გაწეილი და კონცენტრულად განლაგებული სფერული ბირთვების გარშემო (ნახაზი 9c,d). ჰიდრატაციას ადგილი აქვს მინის ჩანაცვლების შემდგომ და მისი შემდგომი გაციების პროცესის განმავლობაში, ან მისი სრული გაციებისას ზედაპირულ ტემპერატურამდე (McPhie J., et al 1993). შლიფში პერლიტური ნაპრალები ნაცვლად კალიუმის მინდვრის

შპატის კრისტალის გაკვეთისა, უბრალოდ გარს უვლიან კრისტალის კიდეებს (ნახაზი 9c,d). შეიძლება დავასკვნათ, რომ პირველ ეტაპზე მოხდა ვულკანური მინის დევიტრიფიკაცია, რასაც მოყვა პორფირული გამონაყოფების გამოკრისტალება და ბოლოს კი პერლიტური ნაპრალების ჩამოყალიბება.

ბ. ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმებით - *hyaloclastite with pillow-like forms*.

ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმით წარმოდგენილია კარიერის აღმოსავლეთ ნაწილის სამ საფეხურზე და ტიპიური ბალიშების ფორმების არსებობით ხასიათდება (სურ. 7c). იმავე ჭრილში შეიმჩნევა გრადაციული, თანდათანობითი გადასვლა მასიური ლავიდან ბალიშისებრი ფორმების შემცველ ნაწილში (სურ. 7d). უფრო მეტიც, ეს ბალიშისებრი ფორმების საწყისი ეტაპი წარმოდგენილია რიოდაციტური ლავური ნაკადის მასიურ ნაწილშიც და კარგად დაიკვირვება თუ როგორ ყალიბდება ბოლოს ბალიშის მაგვარი ფორმები. ბალიშების გარემომცველი მატრიქსი არის ლურჯი ფერის შეცვლილი ქანი იმავე რიოდაციტური შედგენილობისა, როგორც ბალიშები. ლავის გაციებისას, როდესაც ხდება მისი ფრაგმენტაცია წყალთან ურთიერთქმედებისას, წარმოიქმნება ბზარები (წვრილი ნაპრალები), რომლებსაც ქაოტური გავრცელება აქვთ ქანში და შემდგომ ეტაპზე ისინი კვეთენ ერთმანეთს. მათი განვითარება უფრო ინტენსიურია ლავის პერიფერიულ ნაწილში და წარმოქმნის ბალიშისმაგვარ ფორმებს. ეს სახელი “ბალიში” პირობითია. მათი ფორმები არ არის კლასიკური ბალიშის – *pillow-ფორმები*, ისინი ოდნავ წაგრძელებულია და გაწეული ფორმა აქვთ, რაც წყლის სვეტის წნევისა ან ტექტონიკური დეფორმაციის შედეგია. ჰიდროთერმალური ხსნარები კი ადვილად აღწევენ ამ ნაპრალებში და იწვევენ შესაბამისად შეცვლებს. მსგავსი ფორმის ჰიალოკლასტიტები დაიკვირვება საყდრისის საბადოზე და კაზრეთი-დმანისის გზის გასწვრივ აღწერილ ჭრილშიც (*ნ.ფოფხაძე 2009*). ეს კი მიგვანიშნებს, რომ მათ აქვთ ფართო გავრცელება ამ რაიონში, თუმცა ისინი სხვადასხვა ნაკადის ინდივიდუალურ ფრთის ფორმებს წარმოადგენენ. აღნიშნული ჰიალოკლასტიტები არის პემზიანი (*pumiceous*), რომლის მსგავსი ტიპის პემზიანი ჰიალოკლასტიტები აღწერილია გიფსონის მიერ (*Gibson H., at al 1998; Furnes H., at al 1980 Turfejokull*). სადაც *Turfejokull* –ის ცენტრალურ ვულკანურ კომპლექსში აღწერილი *Blahnukur*- ის რიოლითური პემზიანი ჰიალოკლასტიტის მაგალითია აღწერილი. რაც ინტერპრეტირებულია, როგორც სუბპლინიური/პლინიური ამოფრქვევის პროდუქტები. კოჰერენტული რიოდაციტური ლავაც შეიცავს პემზისა და ვულკანური მინის ნატეხებს. ეს ნაკადი მსგავსია სხვა პემზით გამდიდრებული ნაკადებისა, რომლებიც აღწერილია ცნობილ წყალქვეშა ვულკანურ ჭრილებში. ძალიან კარგი მაგალითია ცნობილი კოჰერენტული პემზიანი რიოლითური ნაკადისა და მასთან ასოცირებული პემზიანი ჰიალოკლასტიტებისა ” *Cambrian Mount Read Volcanics*” ავსტრალიაში.



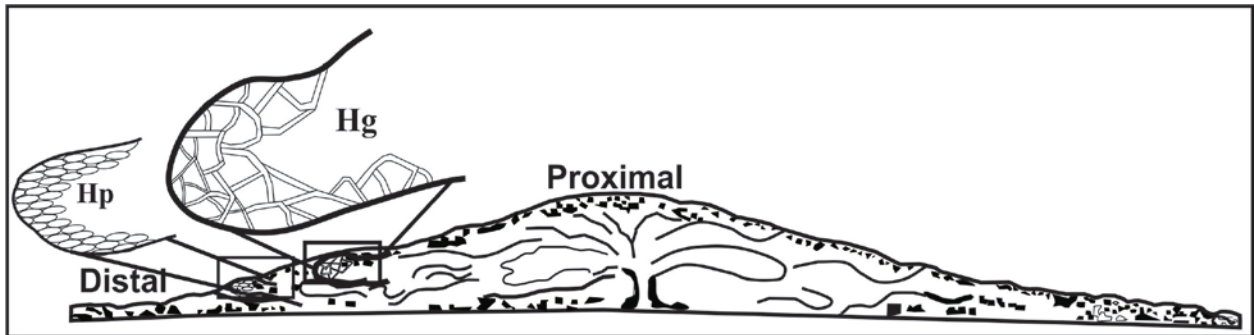
სურ. 10 პეტროგრაფიული დაკვირვებები პემზურ ჰიალოკლასტიტებზე: a. ვულკანური მინის აქსიოლითური დევიტრიფიკაცია (გამორულნიკოლში), b. ვულკანური მინის და პემზის ფირფიტისებრი და ნამგლისებური ფორმების ნარჩენები (გამორთულ ნიკოლში), c. სერიციტის მიკროკრისტალები პლაგიოკლასის კრისტალის გასწვრივ (ჯვარედინ ნიკოლში), d. სერიციტით ჩანაცვლებული პემზის ნატეხი (გამორთულ ნიკოლში).

შლიფში ჰიალოკლასტიტები ბალიშისებრი ფორმებით რიოლითურ ბუნებას ამჟღავნებს. ბალიშების მასიური ნაწილის შედგენილობა მსგავსია თუმცა მცირედი განსხვავებებით. ქანი პორფირული სტრუქტურისაა. ძირითადი მასა შედგება ვულკანური მინის რელიქტებისაგან, რომლებიც ჩანაცვლებულია წვროლდისპერსიული კვარცითა და K-ის მინდვის შპატით. პემზის დიდი ნატეხებიც გვხვდება. ლოკალურად ძირითადი მასა ფლუიდალურია. ვულკანური მინის ნატეხებს შენარჩუნებული აქვთ ნამგლისებრი (cusplate) და ფირფიტოვანი (platy) ფორმები (ნახ.10-b). ზოგან მატრიქსი ამჟღავნებს ვიტროკლასტურ (ბუშტუკოვან) ტექსტურას გამოკვეთილი მინის კომპონენტების აქსიოლითური დევიტრიფიკაციის ნიშნებით, სურათი 10-a-ს ცენტრში ჩანს პემზის (Pumice) ნატეხის რელიქტი დარღვეული შიდა ვეზიკულარული მიკროსტრუქტურით. მატრიქსის ნატეხების

ყავისფერი არშიები ასევე განიცდის აქსიოლითურ დევიტრიფიკაციას (McPhie J., et al 1993). აქვე წარმოდგენილია ბიოტიტის და იშვიათად მუსკოვიტის კრისტალები. კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალები ნაწილობრივ შემოჭმულია. პლაგიოკლასის კრისტალებზე აღინიშნება სერიციტის კრისტალები (გასერიციტებულია) (სურ.10-ც). ბალიშა ჰიალოკლასტიტის მასიურ ნაწილში ფენოკრისტალები იშვიათია და უმეტესად ბალიშებშორის სივრცეებშია თავმოყრილი (ფსევდო ცემენტი). პემზის ნატეხი ჩანაცვლებულია სერიციტით (სურ. 10-d).

ინტერპრეტაცია

წყალქვეშა ფელზური – ტუტე ლავეები გიფსონის (Gibson H., et al. 1998) მიხედვით იყოფა : ფრთის-ლაპოტურ ჰიალოკლასტიტებად; ბლოკურ წყალქვეშა ლავეებად; გუმბათებად, კრიპტოგუმბათებად და რეგიონალურად გავრცობად ტუტე ლავად; სურ. 11 არის იდეალიზირებული ჭრილი რიოლითური/რიოდაციტური ნაკადისათვის, რომელზეც ილუსტრირებულია ნაკადის მორფოლოგია და სტრუქტურა, რომელიც დამახასიათებელია ნაკადის დისტალური და პროქსიმალური ნაწილისათვის.



სურ. 11 ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების (Lobe Hyaloclastite) მოდიფიცირებული სქემატური სკეჩი გიფსონის მიხედვით (Gibson H., et al. 1998). Hp-ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმებით; Hg- მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი.

ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები ივსება ლავის ახალი პულსებით, რომელიც მას კვებავს. ზოგადად ისინი მიუყვებიან უსწორმასწორო ადგილებსაც სადაც წარმოიქმნება მცირე სიმძლავრის იზოლირებული ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტი (Lobe Hyaloclastite) და ლოკალურად მათ აქვთ მცირე ზომის ბალიშისმაგვარი ფორმები (Gibson H., et al. 1998). მადნეულის საბადოზე ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები ძირითადად არის მასიური, თუმცა მის პერიფერიებზე აღინიშნება ჰიალოკლასტიტები მათთვის დამახასიათებელი სხვადასხვა ტექსტურებით, ძირითადად შუა ნაწილებში სვეტისებური განწვევრებებია და ადგილებში გვხვდება ლამინირებული შრეებიც. საბადოს ზედა საფეხურზე კი ავტორის მიერ აღწერილია ბაკნისებრი ბრეჩია (carapace breccias) (სურ. 6d). ჩვენს მიერ საბადოზე აღწერილი Hp- ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმებით და Hg- მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი სურ 11-ზე შეესაბამება ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის შემადგენელ თითოეულ იზოლირებულ ფრთის ჰიალოკლასტიტს. ხოლო ინდივიდუალური ფრთის-

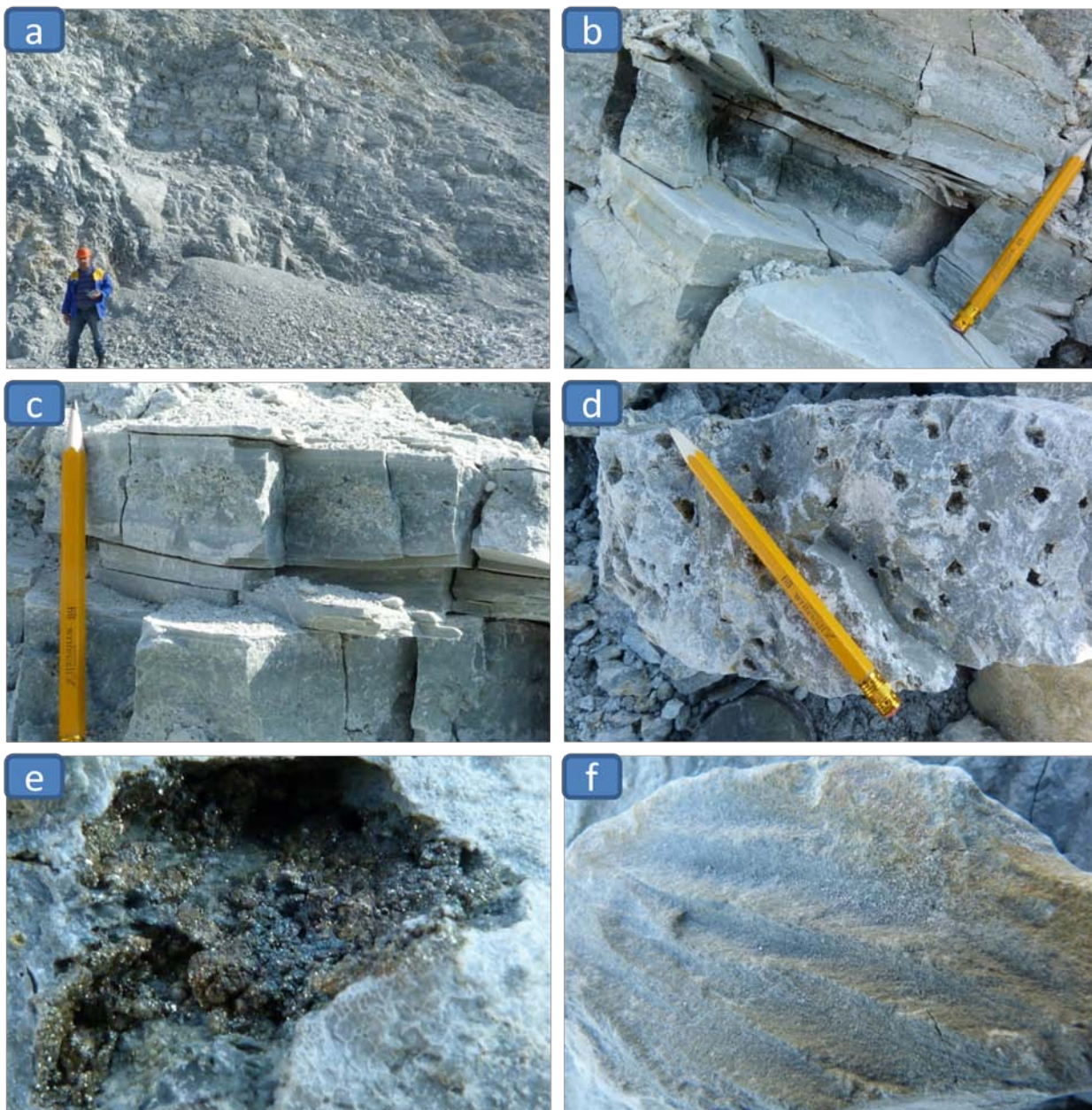
ლაპორტური ჰიალოკლასტიტის რკალური ფორმა (Ring structure) პერიფერიულ ნაწილში, რომელიც შიგნით სვეტური განწვევრებებით ხასიათდება შეესაბამება შიდა იზოლირებულ პორციას. იგი ილექება შიგნით, მას არა აქვს წყალთან კონტაქტი და ამიტომაც ჰიალოკლასტიტებისათვის დამახასიათებელი ტექსტურები არ არის მისთვის დამახასიათებელი.

2.2.3 წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკოვანი ტუფები და ტუფები აკრეციული ლაპილებითა და ბიოტურბაციებით.

მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკოვანი (vesiculated) ტუფები წარმოდგენილია როგორც ცალკეული შრეების სახით ასევე მასთან ასოცირებული ბიოტურბაციებითა და აკრეციული ლაპილებიანი ჰორიზონტებით, რომლებიც არის უფრო თხელშრეებრივი (სურ. 12a,b,c,d). შრეობრიობას ახასიათებს მკვეთრი კონტაქტები. საყურადღებოა, რომ აკრეციული ლაპილები წინა მკვლევარების მიერ (ვაშაკიძე და აფხაზავა) მადნეულისა და საყდრისის საბადოზე აღწერილია როგორც პიზოლითური ტუფები. რაც შეეხება ბუშტუკოვან ტუფებს, ის პირველად იქნა აღწერილი მადნეულის საბადოზე. ეს არის ძალიან წვრილმარცვლოვანი, ფერფლის ტუფები. მასში წარმოდგენილი სიცარიელები ზოგჯერ მთელ შრეში არის განაწილებული, ზოგჯერ კი ისინი შრის შუა ნაწილშია მოქცეული და შრის პარალელურად ვრცელდება (სურ. 12b,c). სიცარიელები არის სხვადასხვა ფორმისა და ზომის. არის ოვალურიც და წაგრძელებული ფორმებიც. ზოგიერთი მათგანი 0.1მმ-დან 2-3 სმ-მდეა (სურ. 12e). ზოგჯერ რამდენიმე პატარა ბუშტუკების შეზრდა ხდება და ამ შემთხვევაში უფრო დიდი ზომის მუშტუკები წარმოიქმნება და მადნეულის საბადოზე ხშირად მასში აღინიშნება გამადნებებიც (სურ. 13e). ამავე ბუშტუკოვან ტუფებში აღწერილია გრავიტაციული დინების რიპელმარკები (gravity flowage ripples) (სურ. 13f), რომელიც არაკონსოლიდირებულ, ლაბილური ფენის ნაკლებად დამრეც ფერდობზე მოძრაობისას წარმოიქმნება და ზოგჯერ შესაძლებელია მოძრაობს მიმართულების დადგენაც (lorens., 1974).

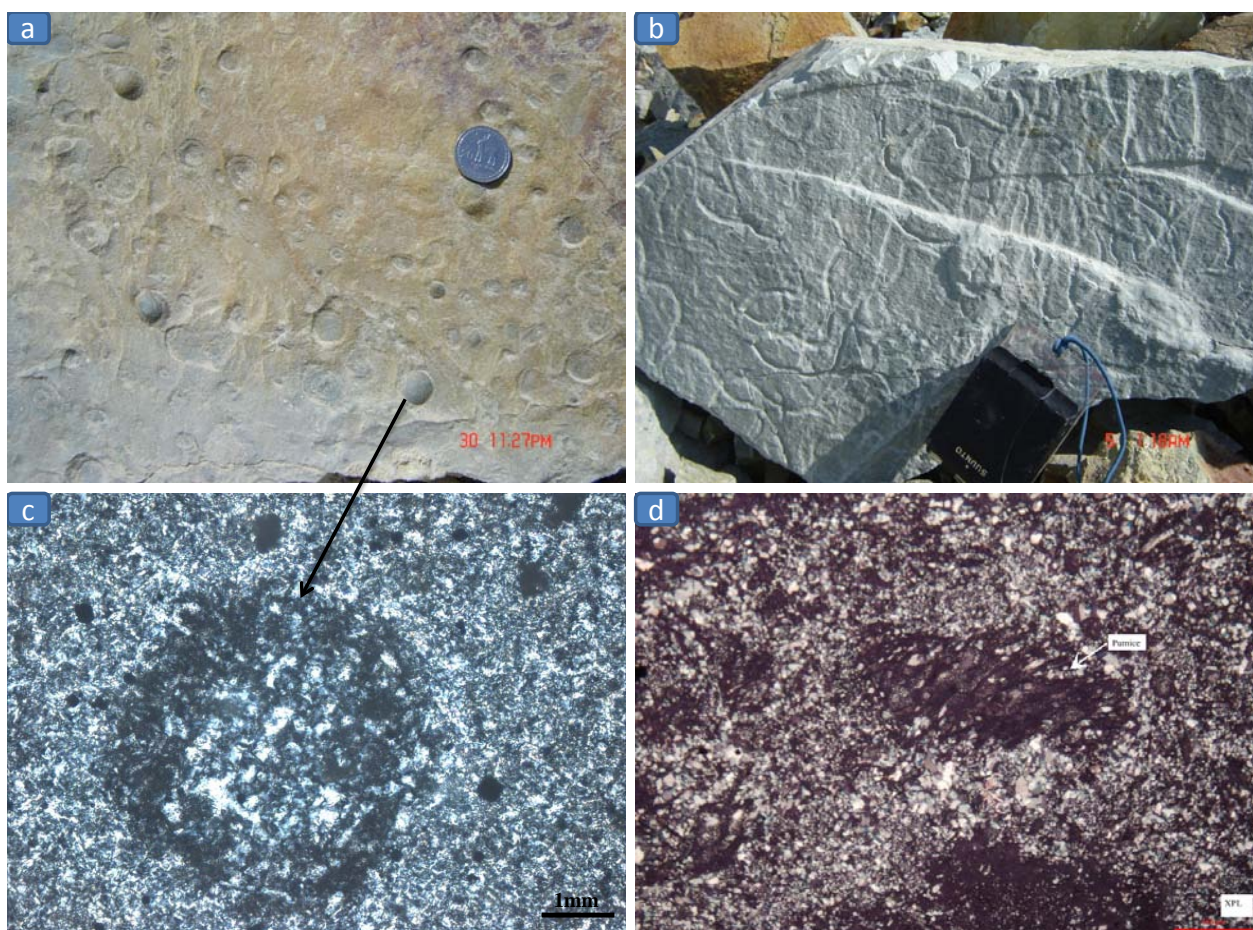
ამრიგად, ბუშტუკოვანი ტუფები წარმოადგენს წვრილმარცვლოვანი ფერფლის გამყარების შედეგად წარმოქმნილ შრეებს. ლორენსი (lorens., 1974) აღწერდა ბუშტუკოვან ტუფებს, როგორც ბლანტი, წვრილმარცვლოვანი ტალახის (mud) გამკვრივების შედეგად წარმოქმნილს, რომელშიაც გაზური ფაზაა შეტაცებული (Fisher and Schmincke 1984). გაზი კი შესაძლოა შეტაცებული იყოს ორთქლისაგან, რომელსაც ტალახი (mud) იძლევა დუდილისას ან ცხელი პიროკლასტიტები (Rosi M., 1992).

რიგი ავტორების აზრით ბუშტუკოვანი ტუფების არსებობა წარმოადგენს ფრეატომაგმატური ვულკანური ამოფრქვევის მტკიცებულებას (Sheridan MF., et al. 1983; Moore JG., 1985; Fisher and Schmincke 1984; lorens., 1974).



სურ. 12. ბუშტუკოვანი ტუფების წარმომადგენლობითი ნიმუშები საბადოს აღმოსავლეთ ფრთიდან: a. ბუშტუკოვანი ტუფების შრეებრივი დასტა, b. ბუშტუკოვანი ტუფების მკვეთრი კონტაქტები პელიტური ინტერვალებით, c. ბუშტუკები შრის ცენტრალურ ნაწილში, d. 2-4 მმ-ი დიამეტრის ბუშტუკები ტუფებში, e. შედარებით დიდი ზომის ბუშტუკი ტუფში, რომელიც შეიცავს გამაღნებას, f. დინების რიპელმარკები (current ripples) ბუშტუკოვან ტუფებში.

ზოგიერთ ჭრილში ბუშტუკოვანი ტუფები ასოცირდებიან აკრეციულ ლაპილებთან თხელშრეებრივ ტუფებთან, რომელთა სიმაღლეა 5 მმ-დან 2-3 სმ-ია. მანუელის კარიერის ოთხივე ფრთაზე და ის კარგ სამარკირო ჰორიზონტებს წარმოადგენს. ზოგიერთი აკრეციული ლაპილები არის ადგილზე წარმოქმნილი (in situ), ზოგიერთი კი გადალქილი. ასევე ამ თხელშრეებრივ ტუფებთან ასოცირდება ტუფები ბიოტურბაციებით (სურ. 13b).



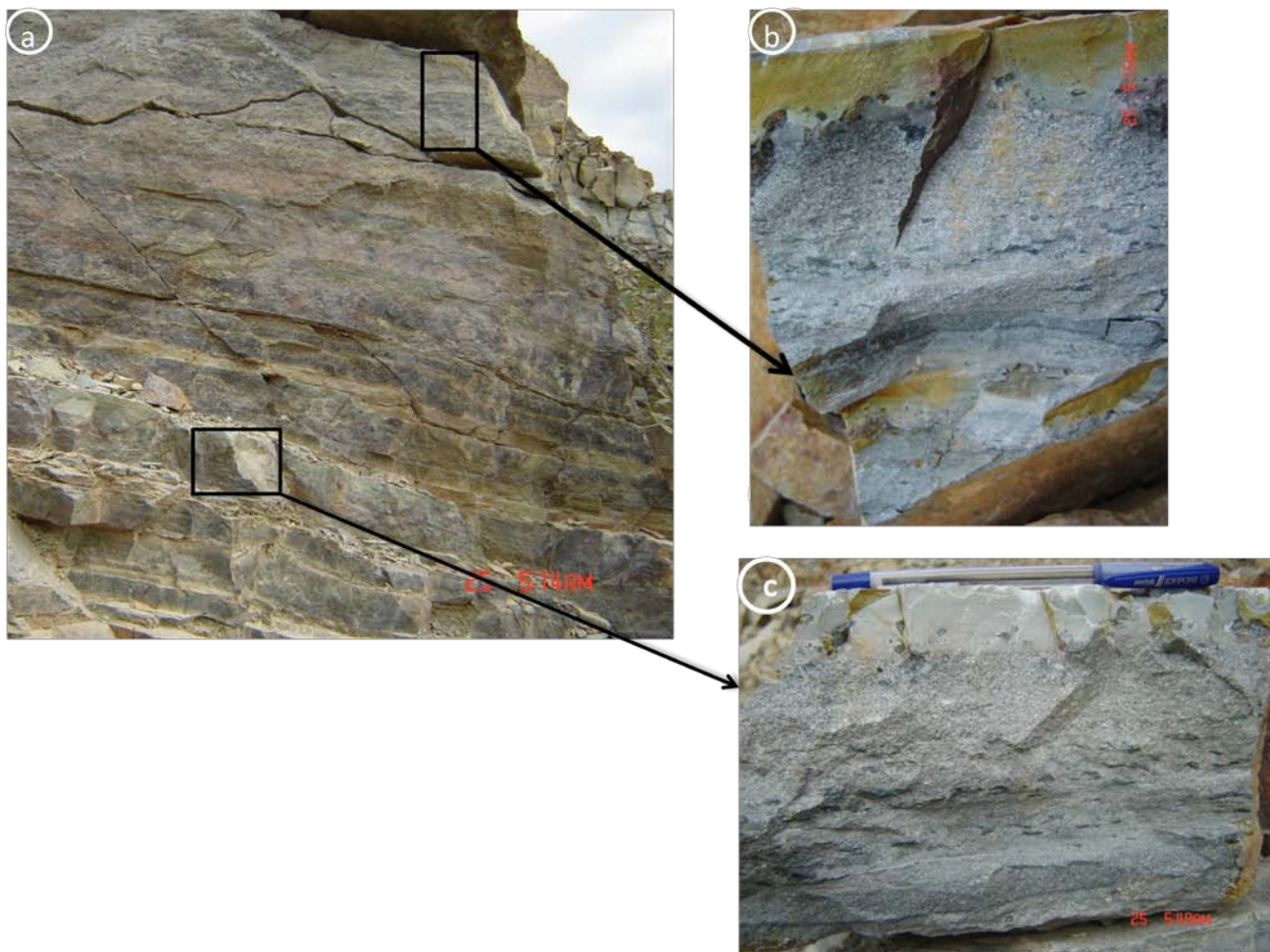
სურ. 13. a. აკრეციული ლაპილები საბადოს აღმოსავლეთი ფრთიდან, b. ბიოტურბაციები წვრილმარცვლოვან ტუფებში, c. არშიიანი აკრეციული ლაპილი შლიფში (ჯვარედინი ნიკოლები), d. პემზის ნატეხი აკრეციულ ლაპილში.

მორფოლოგიურად 2 ტიპის აკრეციული ლაპილია აღწერილი: არშიიანი (Rim type) და ბირთვის (core type) ლაპილები (Schumacher R., et al. 1991). ორივე ასოცირდებიან პიროკლასტურ ნაკადებთან. მადნეულის საბადოზე პირველად იქნა აღწერილი არშიიანი ლაპილები (N. Popkhadze., 2009), რომლებიც ცენტრში შეიცავენ მეტად წვრილმარცვლოვან ფერფლს და ირგვლივ კი უფრო მსხვილმარცვლოვან აშიითაა გარშემორტყმული (სურ. 13c). გარდა ამისა, საბადოზე არის აგრეთვე გადაღეჭილი აკრეციული ლაპილები და სამხრეთ ფერდზე არსებული აკრეციული ლაპილები არის გამაღნებული. ძირითადად, საბადოზე ისინი ასოცირდებიან ბუშტუკოვან ტუფებთან და აუცილებლად მასთან ერთად აღინიშნება ბიოტურბაციები და ტალღის რიპელმარკები (wave ripples). აკრეციული ლაპილები ფრეატომაგმატურ ამოფრქვევას თან ახლავს და მათი ფორმირება შესაძლებელია არა მარტო ფერფლის ცვენის შედეგად, არამედ ჰორიზონტალურად გადაადგილებული ფერფლის დრუბლიდანაც (horizontally moving ash clouds) (Fisher and Schmincke 1984; lorens., 1974). ლორენსი (lorens., 1974) აღწერდა აგრეთვე ფრეატომაგმატური ამოფრქვევისთვის ისეთი ტიპის აკრეციულ ლაპილებს, რომლებიც ცენტრში შეიცავენ ქანის ან სხვა ფრაგმენტებს, რომლებიც ფერფლშია მთლიანად ჩაფლული. მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე აგრეთვე პირველად აღწერილია ასეთი ტიპის აკრეციული ლაპილები, რომელიც ცენტრში პემზის

ნატეხებითაა წარმოდგენილი (სურ. 13d). ცნობილია, აგრეთვე რომ ადრე აკრეციული ლაპილების არსებობა ასოცირდებოდა მხოლოდ ხმელეთის ნალექდაგროვების გარემოსთან, თუმცა ბოლო დროს ისინი აღწერილია აგრეთვე წყალქვეშა გარემოშიც. მარტივი წარმოსადგენია ისიც, რომ მათი ტრანსპორტირება-გადღეკვა ადვილი შესაძლებელია წყალში. წყალში წარმოქმნილიაკრეციული ლაპილების ნათელი მაგალითებია: გერმანიაში (Devonian Lenneporphyr of Germany) (*Mugge O., 1983; Heyckendorf K.,1985*); იაპონიის ტოკივას ფორმაციაში (Tokiwa Formation of Japan) (*Fiske RS., 1964*), ჰაიმარაკას ფორმაციაში (Haimaraka Formation of Guyana) (*Bateson JH.,1965*) აგრეთვე როგორც გადაღეკილი ის აღწერილია ჩრდილოეთი ზღვის პალეოგენურ ვულკანიტებში (Paleogene volcanic rocks on the Voring Plateau in the North Sea) (*Vierect LG., et al. 1989*). აკრეციული ლაპილები სტრუქტურულ გეოლოგიაში კარგ სტრატეგრაფიულ კრიტერიუმს წარმოადგენს. შმინკემ (Schminke 1967) მოახდინა მიოცენური აკრეციული ლაპილების შემცველი ფერფლის შრეების კორელაცია წყაროდან 60 კმ მანძილზე და 2000 კმ² ფართობზე ვაშიმბტონში. ამრიგად, აკრეციულ ლაპილებთან დაკავშირებული უფრო დეტალური კვლევები სამომავლო ამოცანას წარმოადგენს ამ რეგიონში, რადგანაც ის მნიშვნელოვანი იარაღია ამოფრქვევის ტიპის და მასთან დაკავშირებული მოვლენების სწორი ინტერპრეტაციისა და აგრეთვე მნიშვნელოვან სტრატეგრაფიული კორელაციის საშუალებას იძლევა.

2.2.4 წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები

წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები საბადოს აღმოსავლეთ და სამხრეთ ფრთაზე შრეებრივ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებაშია აღწერილი. იგი ამავდროულად ასოცირდება წყებაში ბუმტუკოვან ტუფებთან და რადიოლარიების შემცველ ჰორიზონტებთან.

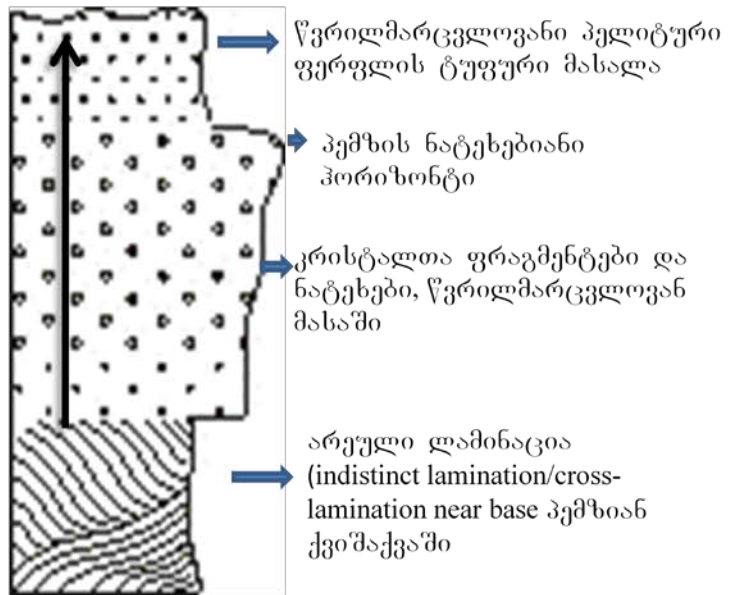


სურ. 14 წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთიდან.

წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები McPhie – ის მიხედვით (McPhie J., et al 1993) ექსპლოზიური ამოფრქვევის შედეგია, რომელსაც ადგილი აქვს წყალში და თან ახლავს ორთქლით გაჯერებული ღრუბლების წარმოქმნა წყლის ზედაპირზე. ამ პიროკლასტური მასალის გადატანა და დაღეკვა ხდება წყლის მიერ. უმეტეს შემთხვევაში ადგილი აქვს მათ წყალში დახარისხებას (sorting). ამრიგად, შედარებით უფრო მჭიდრო (მტკიცე) ლითიური ნატეხები და პიროკლასტური ნაკადის კრისტალები, აგრეთვე ცხელი პემზა ან შლაკები მაშინვე იჟღინთებიან წყლით და იწყებენ ახარისხებას დაღეკვის პროცესში. პრიცესები დამოკიდებულია დაღეკვის სიჩქარეზე და მასალის ხარისხზე. თუმცა არის ისეთი მაგალითებიც, როდესაც ყველა მასალა არეულია და ერთად არის დაღეკილი. ამ შემთხვევაში იგი გამაგრებული უნდა იყოს სხვა მტკიცებულებებით, წყალქვეშა ლექდაგროვების გარემოს დადგენისათვის. ქაშმანი და ფიშკე (Cashman and Fiske 1991) აღნიშნავენ, რომ წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექები ბიომოდალურობითაც ხასიათდება: პემზა-ლითიური კრისტალები, რაც კარგად არის გამოხატული მადნეულის საბადოზე აღწერილ ზოგიერთ ნიმუშებში (სურ. 14ა).

დისტალურ ნაწილებში წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექები შეიცავენ ნატეხებსა და კრისტალის ფრაგმენტებს და ახარისხებულია უფრო

მსხვილმარცვლოვანი კრისტალებით მდიდარი ნაწილიდან უფრო წვრილმარცვლოვანისკენ და ნატეხებით მდიდარი ზედა ნაწილისაკენ ან არის მასიური. მადნეულის საბადოზე აღწერილი წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექებში (სურ. 14b,c) ქვედა დონეზე შეიმჩნევა წვრილმარცვლოვან მასაში კრისტალთა ფრაგმენტები და ნატეხები, ხოლო ზედა ნაწილში კი იგი თანდათან გადადის პემზის ნატეხებიან მასაში და ბოლოს მთავრდება ძალიან პელიტური ფერფლის მასალით. როგორც ზემოთ ავლნიშნეთ არის ადგილები, სადაც ეს სტრატეფიცირებულია და ახარისხებები მეორდება. მათი სიმძლავრეები სმ-დან ათეულ სანტიმეტრებამდეა, მაგრამ ფართობულად ძალიან დიდი გავრცელებით სარგებლობენ (ათასობით კვადრატული კილომეტრები) (Ninkovich et al., 1978 ; Ledbetter and Sparks 1979 ; Sparks and Huang 1980). სწორედ ამიტომ, ბოლნისის რაიონში სამომავლოდ შესაძლებელია მსგავსი ფაციესის აღწერა მადნეულის კარიერის გარეთ მიმდებარე ტერიტორიაზე და გარკვეული სტრატეგრაფიული დონეების განსაზღვრა. ზოგჯერ ფუძეში აღინიშნება არეული ლამინაცია (indistinct lamination/cross-lamination near base) (Stow A., 2005) ფუძეში ან შესაძლოა ერთი ციკლის სულ ზედა ნაწილში როგორც ეს კაშმანსა და ფიშკეს (Cashman and Fiske 1991) აქვს აღწერილი, როგორც პემზიანი ქვიშაქვა. (სურ. 15).

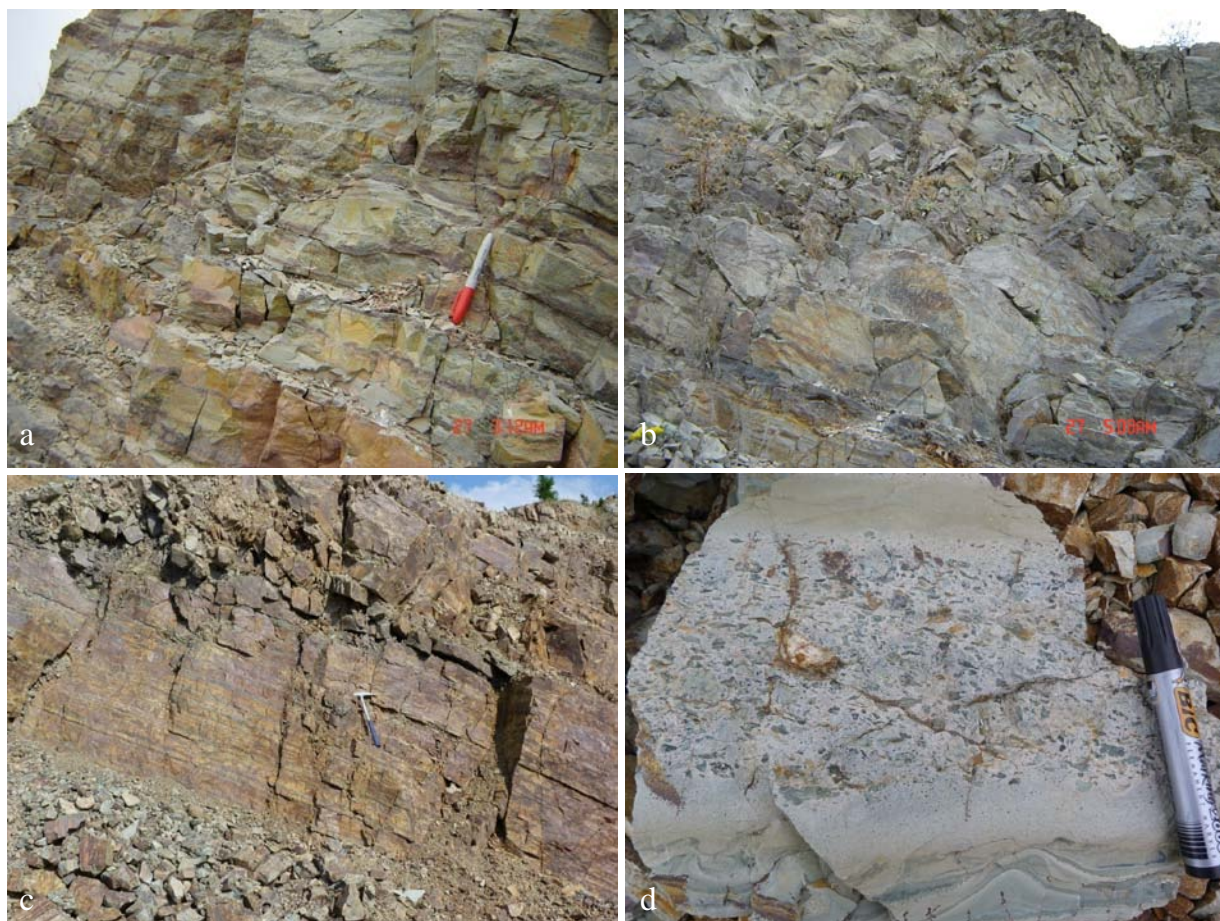


სურ. 15 ახარისხება და არეული ლამინაცია წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექებში მადნეულის საბადოზე.

მადნეულის საბადოზე წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექები მორიგეობენ რადიოლარიან ჰორიზონტებთან და წვრილმარცვლოვან ტუფებთან, რომელშიაც აღინიშნება დაცურების სიბრტყეები, რიპელმარკებიან ტუფებთან და რადიოლარიებიან არგილიტებთან რაც ნალექდაგროვების წყალქვეშა გარემოს უტყუარი მტკიცებულებებია.

2.2.5 შრეებრივი, გაკვარცებული ვულკანოგენურ-დანალექი (რადიოლარებიანი) ფაციესი.

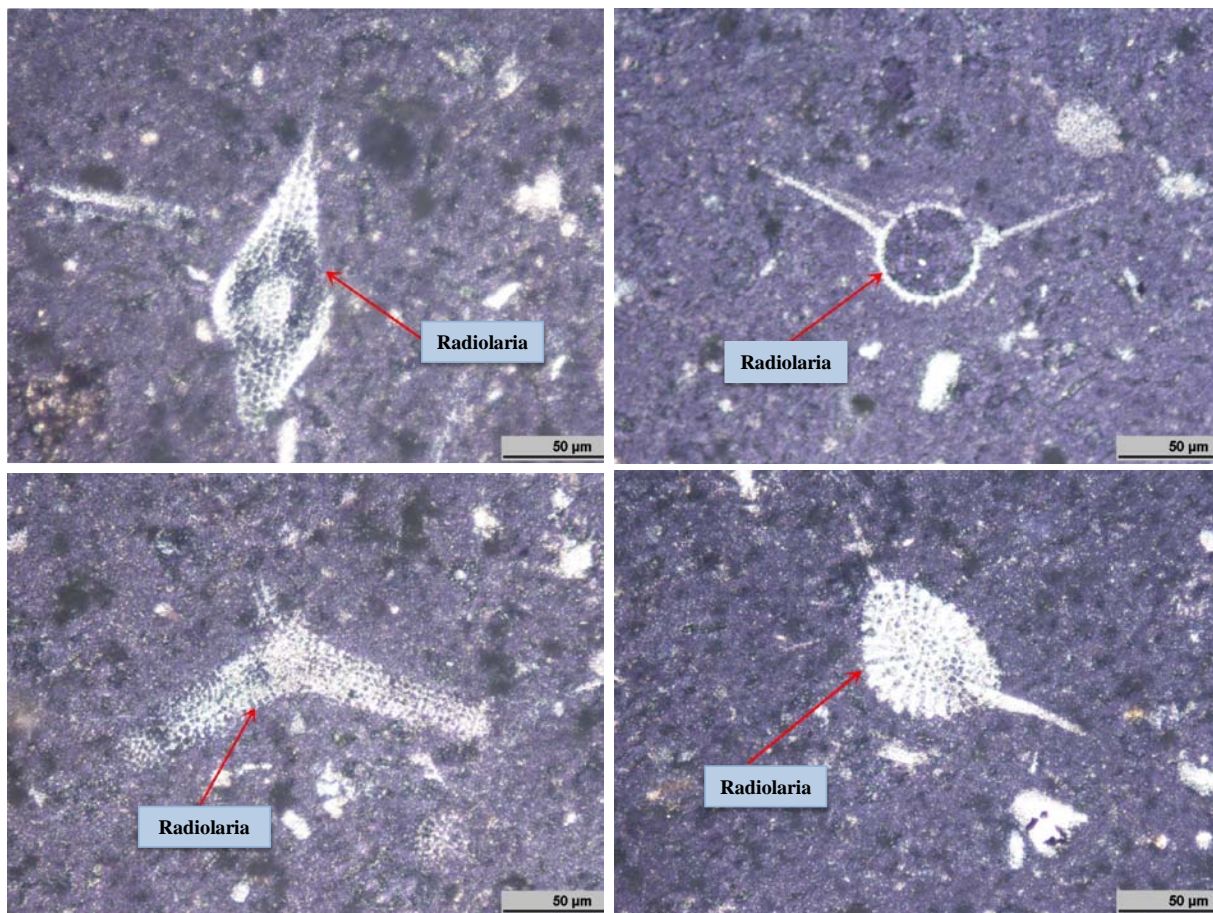
საბადოს ზედა ნაწილებში აღწერილი შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი არის ძლიერ გაკვარცებული (silicified), რადიოლარებიანი და ნაკლებ მინერალიზებული. აღინიშნება მხოლოდ პირიტის მინერალიზაცია. საბადოს აღმოსავლეთ ნაწილში შრეებრივი ქანები წარმოდგენილია: ვულკანოგენური ქვიშაქვების, წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ტუფების, ვულკანოგენური არგილიტებისა და ტურბიდიტული ქანების მორიგეობით.



სურ. 16 შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების გამოსავლები მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ზედა კორიზონტებზე. კორიზონტის ქვედა ნაწილები: a) წვრილ- და საშუალო მარცვლოვანი ტუფების მორიგეობა პელიტური ინტერვალებით; b) წვრილმარცვლოვანი ტუფების, ვულკანოგენური ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობა. ზედა ნაწილები: c) ვულკანოკლასტური ტურბიდიტების, წვრილ- და მსხვილმარცვლოვანი ტუფებისა და აკრეციული ლაპილებიანი და ბიოტურბირებული არგილიტების მორიგეობა; d) სანაპირო ფაციესის ვულკანოკლასტური ტუფი.

მადნეულის საბადოზე აღწერილი შრეებრივი, გაკვარცებული ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი იგივე რადიოლარებიანი შრეებია, საიდანაც მოხდა რადიოლარების ამოყვანა და განსაზღვრა. ამიტომ მათი ნალექდაგროვების გეოლოგიური გარემო რადიოლარებისათვის ამ თავში იქნება აღწერილი. სურ. 17-ზე მოცემულია რადიოლარების სხვადასხვა ფორმები, რომელთა ამოცნობა მოხდა პეტროგრაფიული შესწავლისას. აქ რადიოლარებიანი 2 დონე გამოიყოფა: ქვედა და

ზედა დონე (სურ. 16a,b) წარმოდგენილია წვრილმარცვლოვანი, 1-3 სმ-ი სიმძლავრის პელიტურ ინტერვალებიანი შრეებრივი ტუფებისა და ბუშტუკოვანი ტუფების მორიგეობით, რომელსაც აგრძელებს ვულკანოგენური ქვიშაქვების, არგილიტების, წვრილმარცვლოვანი ტუფებისა და ტურბიდიტული ქანების მორიგეობა. ვულკანოკლასტური არგილიტები არის ყველაზე წარმომადგენლობითი ნიმუში რადიოლარიების შემცველობის თვალსაზრისით (სურ 16b).



სურ. 17 რადიოლარიების სხვადასხვა ფორმები პეტროგრაფიული შესწავლისას

ზედა დონე (სურ. 16c,d) აგებულია წვრილმარცვლოვანი ტუფების, საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ტუფების, ვულკანოკლასტური ტურბიდიტების და ბიოტურბაციებიანი და აკრეციული ლაპილებიანი არგილიტების მორიგეობით. აკრეციული ლაპილებიანი არგილიტების მათი სიმძლავრე 2-3 სმ-ია და მხოლოდ ერთი სტრატეგრაფიული დონეა ამ წყებაში დაფიქსირებული. ტურბიდიტული ტუფები შეიცავენ კრისტალებისა და პემზის ნატეხებით მდიდარ ინტერვალებს (სურ.16d), რომლებიც არის სხვადასხვა ზომისა რაოდენობის და რომლებიც წვრილმარცვლოვან პელიტურ მატრიქსშია გაბნეული. აღინიშნება ახარისხებული უბნები და ზოგჯერ მათ ბიმოდალურობაც ახასიათებთ (სურ. 16c,d). ამრიგად, ტუფებში გამოიყოფა კრისტალებისა და პემზის შემცველი ჰორიზონტები.

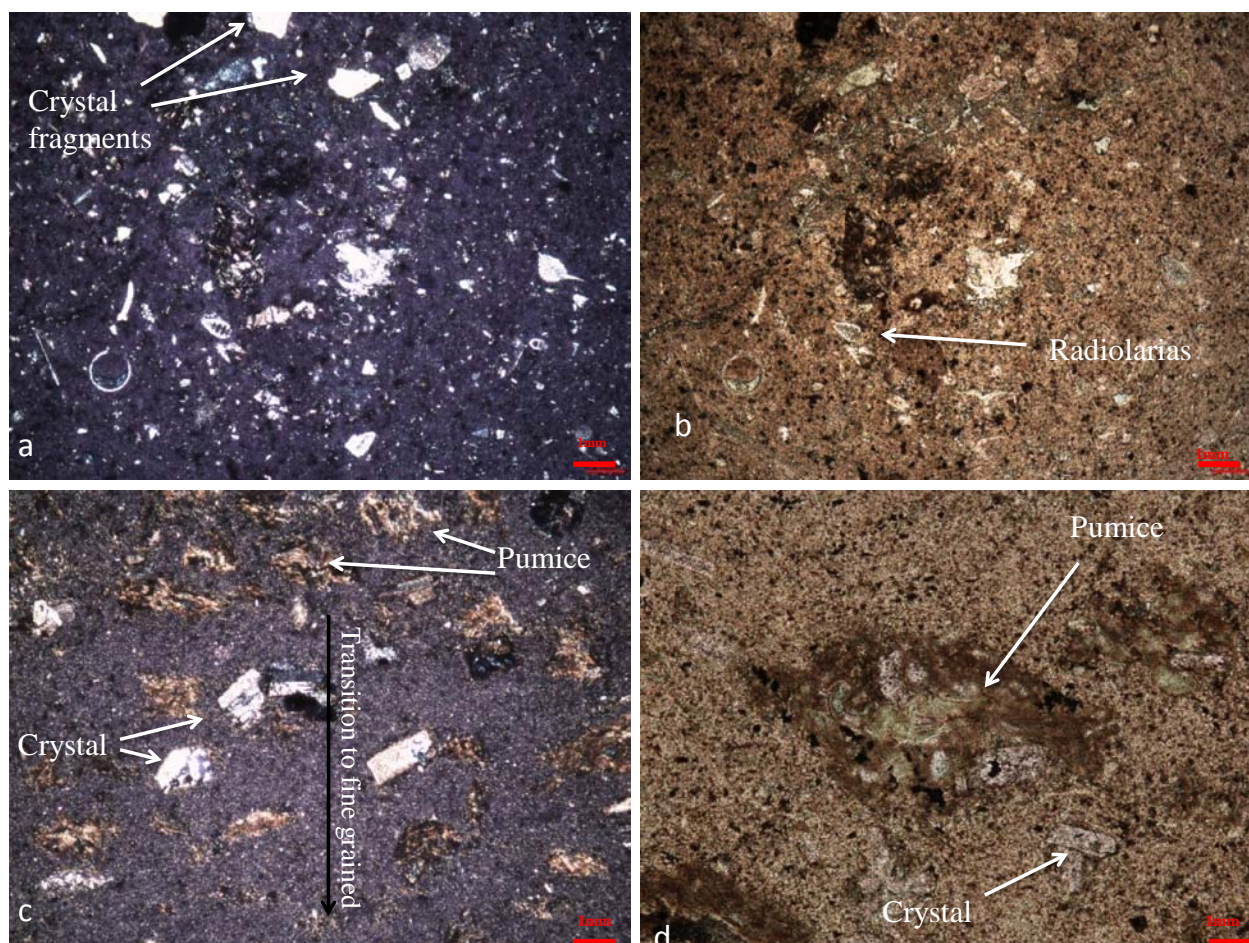
სურ. 16 d წარმოადგენს სანაპირო ფაციესს, რომელიც გავცელებულია ბევრ მაღალ ენერგეტიკულ სილისიკლასტურ სისტემებში. ძირში არის კარგად გამოხატული სველი სედიმენტის დეფორმაციული ტექსტურა (Stow., 2005) (soft-sediment deformation), რაც ჯერ კიდევ არაკონსოლიდირებული სედიმენტის წყალთან მოქმედებისას წარმოიქმნება. ლოკალურად სველი სედიმენტის დეფორმაცია აგრეთვე შეიძლება წარმოიქმნას არაკონსოლიდირებულ შრეებში გარე ძალების მოქმედების შედეგად, რაც პროვოცირებას ახდენს სველ, არასტაბულურ და არამჭიდრო შრეებზე. ამის შემდეგ არის გადასვლა წვრილმარცვლოვანი ნაწილიდან უფრო მსხვილმარცვლოვანში და შემდეგ კი პემზითა და კრისტალებით გამდიდრებულ ნაწილში.

სურ. 18I- ზე გამოსახულია აღმოსავლეთი ფრთის ვულკანოგენურ-დანალექი ჰორიზონტის ზედა დონის ზოგადი ლითოლოგიური ჭრილი, ხოლო სურათი A - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ქვედა დონე და B - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ზედა დონეებია.

სურ. 18 I - საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ზოგადი სტრატეგრაფიული სვეტი, A - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ქვედა დონე და B - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ზედა დონე.

პეტროგრაფიული აღწერებიდან ნათელია, რომ ვულკანოგენური არგილიტები შეიცავენ კვარცის, პლაგიოკლაზის და ფელდშპატის კრისტალებს. კრისტალთა

ნატეხები არის დამუშავებული და დამტვრეული. მათ კარგად ეტყობა ტრანსპორტირების ნიშნები და რომ გადალექილია. ზოგჯერ ისინი იმდენად დამტვრეული და დამუშავებულია, რომ ძნელია პირველადი მინერალის დადგენა (სურ. 189a,b). მატრიქსი წარმოდგენილია წვრილმარცვლოვანი ან წვრილდისპერსიული თიხის ნაწილაკების ზომის შლამის მასით. ძირითად მასაში ლოკალურად აღინიშნება სერიციტისა და წვრილდისპერსიული ქლორიტის მინარევები (სურ. 19 a,b). ვულკანიკლასტური ქანებისათვის კრისტალთა ნატეხები და პემზა არის მთავარი კომპონენტი (სურ. 19 c,d). ზოგან ისინი არეულია ერთმანეთში და ქაოტური განლაგება აქვთ. შეიმჩნევა თანდათანობითი გადასვლა მსხვილნატეხოვანი ნაწილიდან წვრილმარცვლოვანში (სურ. 19 c). პემზა უმეტესად წაგრძელებული ფორმისაა და ბოლოები უსწორმასწოროა. ძოგჯერ მათი განკლაგება შრეობრიობის პარალელურია, რაც მათი მოძრაობის მიმართულების მაჩვენებელია. სურ. 19 d- ს ცენტრში არის პემზის ნარჩენი, რომლის შიდა ბუშტუკოვანი მიკროსტრუქტურა დარღვეულია. ყავისფერი არშია კი აქსიოლიტური დევიტრიფიკაციის შედეგია (axiolitic devitrification) (McPhie et al., 1993). პემზის ცენტრალური ნაწილი გაქლორიტებულია.

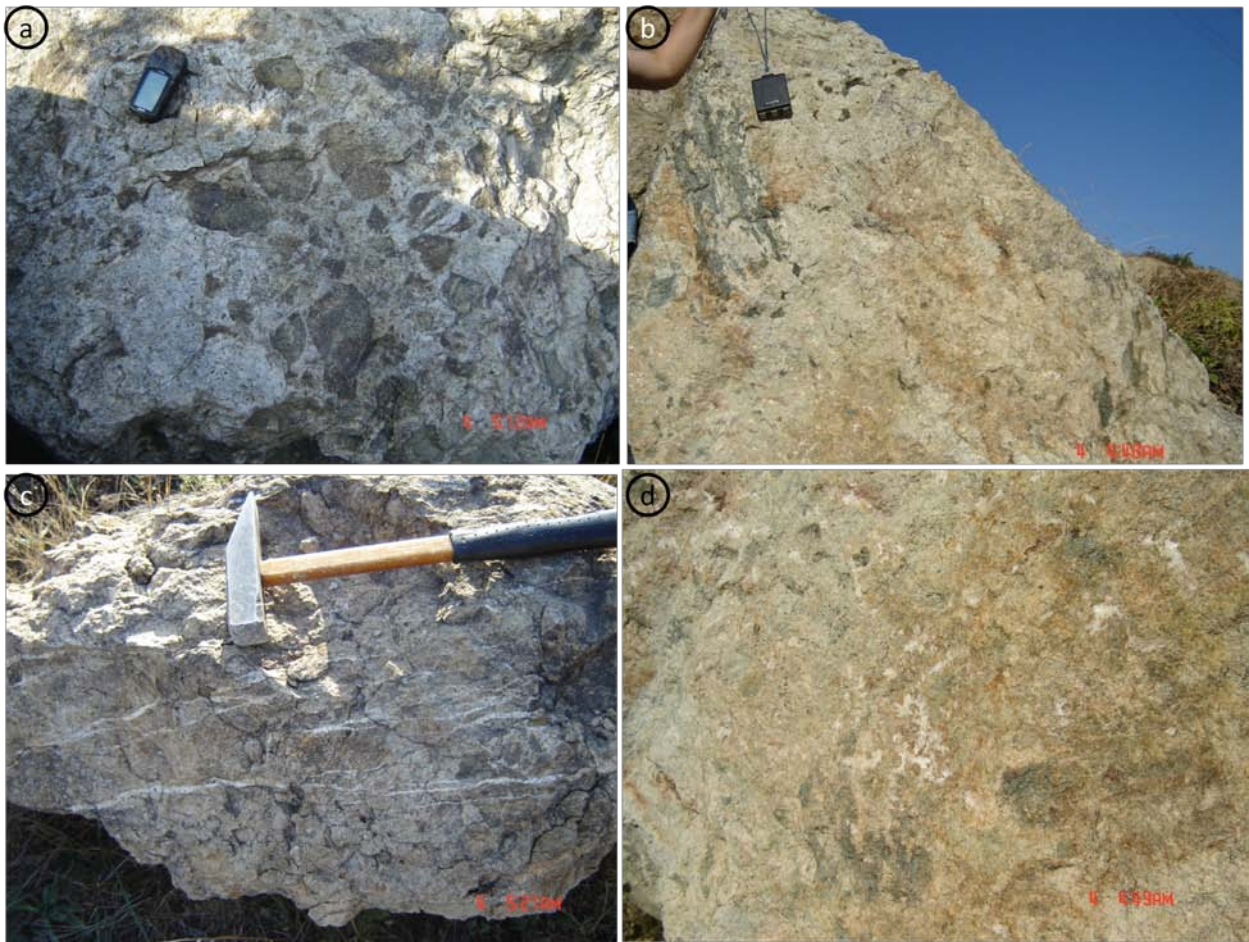


სურ. 19 რადიოლარიანი ქანების პეტროგრაფიული აღწერები: a. რადიოლარიანი ვულკანიკლასტური არგილიტი (ჯვარედინი ნიკოლები), b. რადიოლარიანი ვულკანიკლასტური არგილიტი (პარალელური ნიკოლები), c,d. პემზითა და კრისტალებით მდიდარი ვულკანიკლასტური ტურბიდიტები (ჯვარედინი ნიკოლები),

ცენტრში პემზა შიდა ბუშტუკოვანი მიკროსტრუქტურით (პარალელური ნიკოლები).

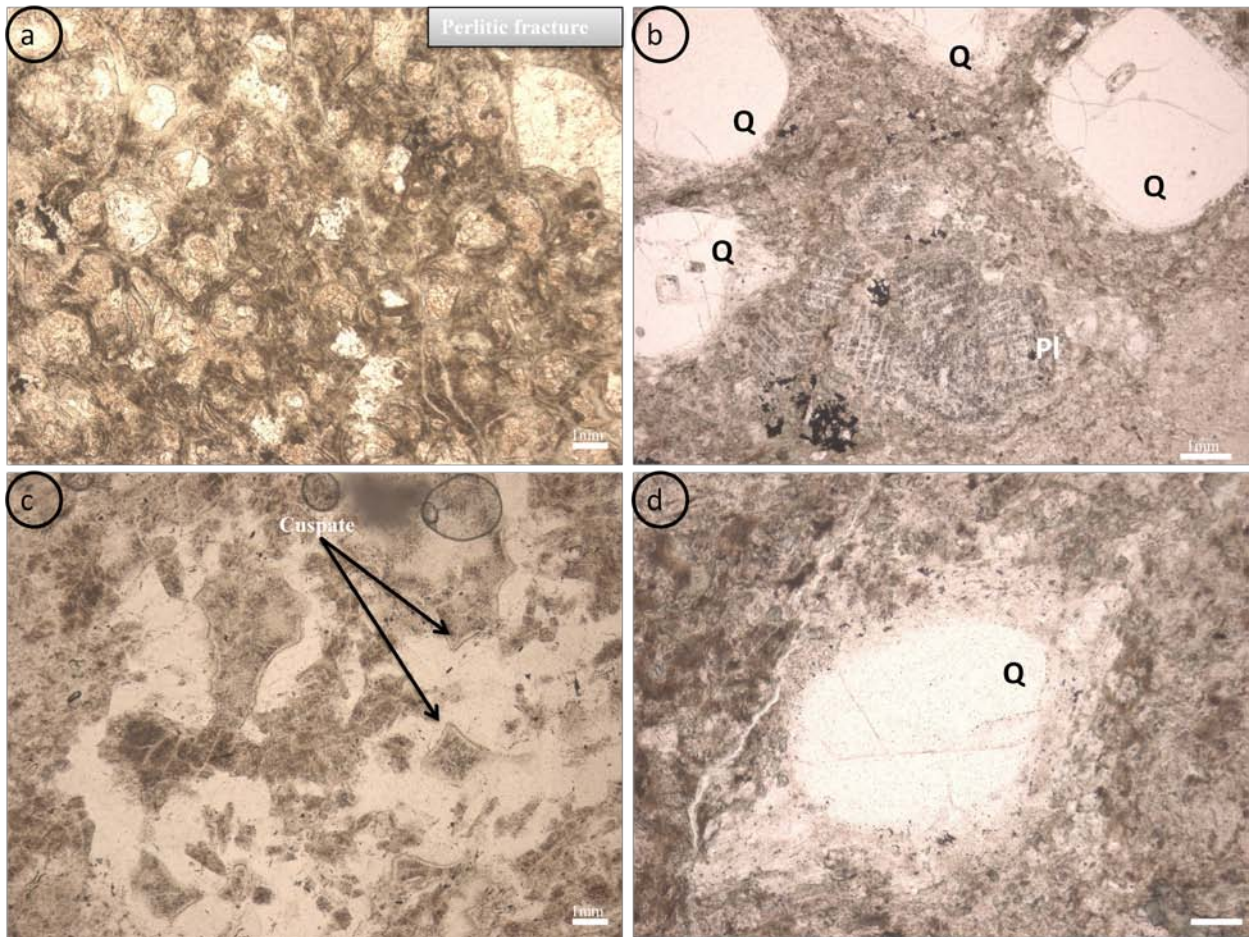
2.2.6 იგნიმბრიტები

იგნიმბრიტების გამოსავლები საბადოს ჩრდილო ფრთის სულ ზედა საფეხურზეა. იგი რიგი ქართველ მეცნიერთა მიერ იქნა აღნიშნული (ვ.გუგუშვილი; ვ.გუგუშვილი და გ.ომიაძე, რ.მიგინეიშვილი, ა. მაღალაშვილი). მათი გამოსავლები აქ საკმაოდ მძლავრია. იგნიმბრიტები აქ შეცვლილია, თითქმის შეუძლებელია სადი იგნიმბრიტების აღწერა. კარგად შემონახვა სხვადასხვა ქანის ნატეხების (სურ. 20 a), ფიამების (სურ. 20 b), პემზისა და შეცხოვის ტექსტურების (სურ. 20 d) არსებობა. ზოგჯერ კი შეცვლის პროცესები იმდენად ინტენსიურია, რომ ქანს მცდარ ჩანართის ტექსტურას აძლევს. სწორედ ამ მიზნით მოხდა მისი შესწავლა და გამჭვირვალე შლიფებში მისი დეტალური აღწერა, რაც ასეთი აქამდე არ იყო შესწავლილი. ზოგჯერ ის ძლიერ გაკვარცხულია ან დაკვეთილია კვარცის ძარღვებით (სურ. 20 c).



სურ. 20 იგნიმბრიტების გამოსავლები მადნეულის საბადოზე: a) იგნიმბრიტების ნატეხოვანი ბუნება, b) ფიამები იგნიმბრიტებში, c) კვარცის ძარღვები იგნიმბრიტებში, d) შელდობის სიბრტყეები იგნიმბრიტებში.

დეტალური პეტროგრაფიული კვლევები ჩატარდა იგნიმბრიტის სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებების დასადგენად. ქანის უმეტეს ადგილებში აღინიშნება კლასიკური პერლიტური ბუნება (perlitic cracks), დამახასიათებელი სფერულიტური ფორმებით და შეღებვის ტექსტურებით. როგორც ცნობილია, პერლიტური ნაპრალები, რაც ვულკანური მინის ჰიდრატაციით (hydration) წარმოიქმნება. ჰიდრატაციას გულისხმობს წყლის დიფუზიას მკვრივ (solid) ვულკანურ მინაში (McPhie et al.1993), რაც მოცულობის გაზრდას იწვევს. ამრიგად, გაჭიმვა-დეფორმაცია (strain) რომელიც სწორედ ამ ჰიდრატაციის პროცესს უკავშირდება პერლიტური ნაპრალების გაჩენის ხარჯზე ხორციელდება. კლასიკურ პერლიტურ სტრუქტურებში ნაპრალები მკვეთრად რკალისებურად გარს ერტყმის სფერულიტურ ბირთვის/მასას, რომელსაც არ განუცვლია ჰიდრატაცია (non-hydrated) (Ross and Smith 1955, Friedman et al. 1966, Allen 1988). სურ. 21 a-ზე კარგად ჩანს თუ როგორ არის ქანში განვითარებული პერლიტური ნაპრალები. რომელშიაც არის კვარცისა და სანიდინის, ზოგან პლაგიოკლაზის დამსხვრეული ნატეხები.

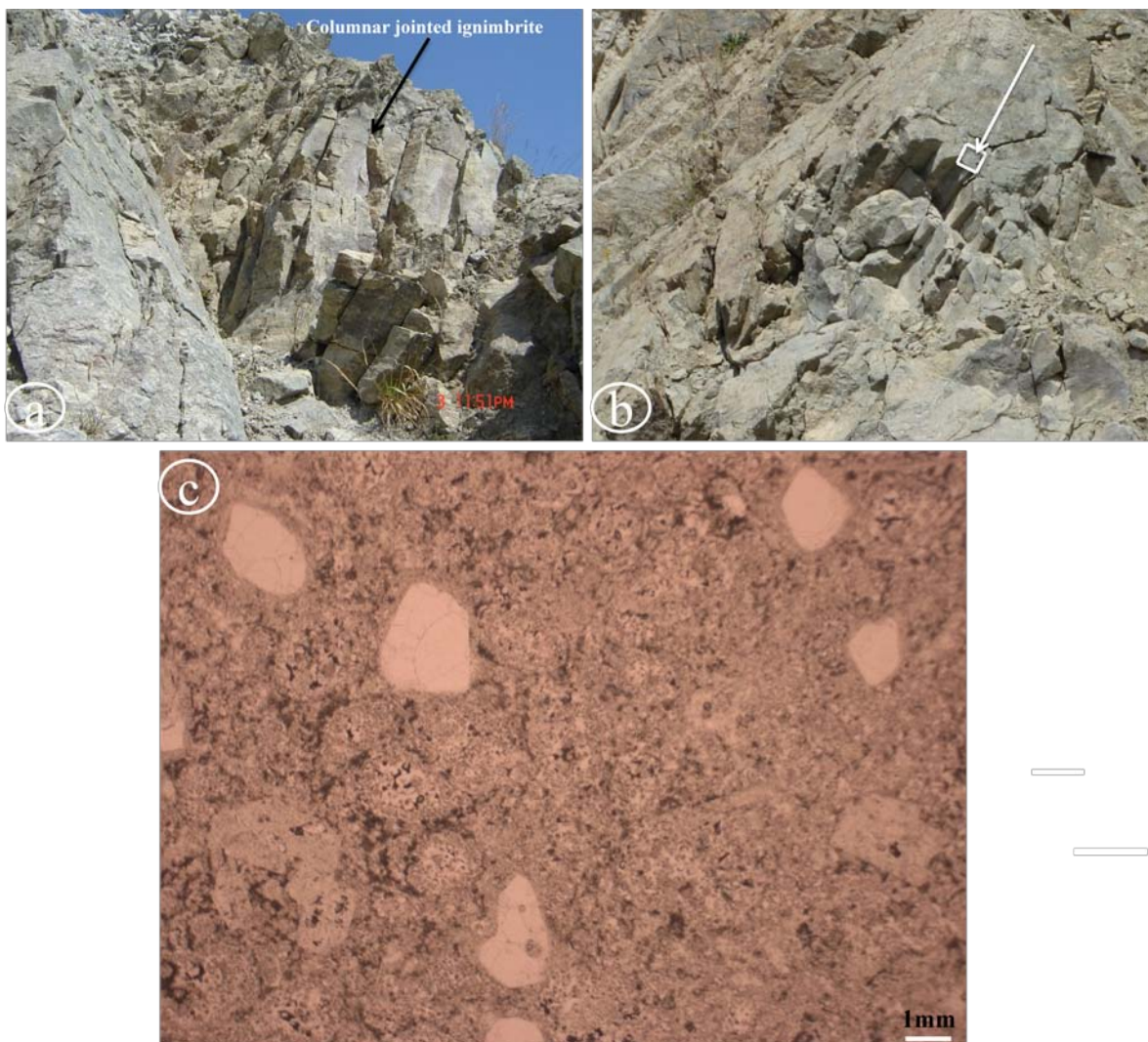


სურ. 21 პეტროგრაფიული დაკვირვებები იგნიმბრიტებში მადნეულის კარიერის ჩრდილო ფრთაზე : a. კლასიკური პერლიტური სტრუქტურა იგნიმბრიტში, b. კვარცის ფენოკრისტალები შემოღობილი კიდეებით და პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები ცენტრში, c. ვულკანური მინის ნამგლისებური ფორმები, d. ალისებრი ფიამა ცენტრში.

სურ. 21 b -ზე კარგად ჩანს პლაგიოკლასისა და კვარცის ფენოკრისტალების ჩაძირვა ვულკანური მინაში. კვარცის კრისტალები უმეტესად ოვალური ფორმისაა და ზოგან აღინიშნება მათ ირგვლივ არშიის სახით მისივე მცირე ზომის კრისტალები შემოღობილი. ცენტრში კი პლაგიოკლასის დამტვრეული კრისტალების გლომეროპორფირული დანაგროვებია. სურ. 21c -ზე კარგად ჩანს ვულკანური მინის ნამგლისებრი ფორმები, რაც იგნიმბრიტის მატრიქსის დამადასტურებელი ნიშანია და იგი ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციისა და დაშლის შედეგია. ზოგჯერ კარგად დაიკვირვება შეცვლილი ალისებრი ფორმის ფიამებიც (სურ. 21 d), რომელშიაც კვარცის კრისტალია შეტაცებული.

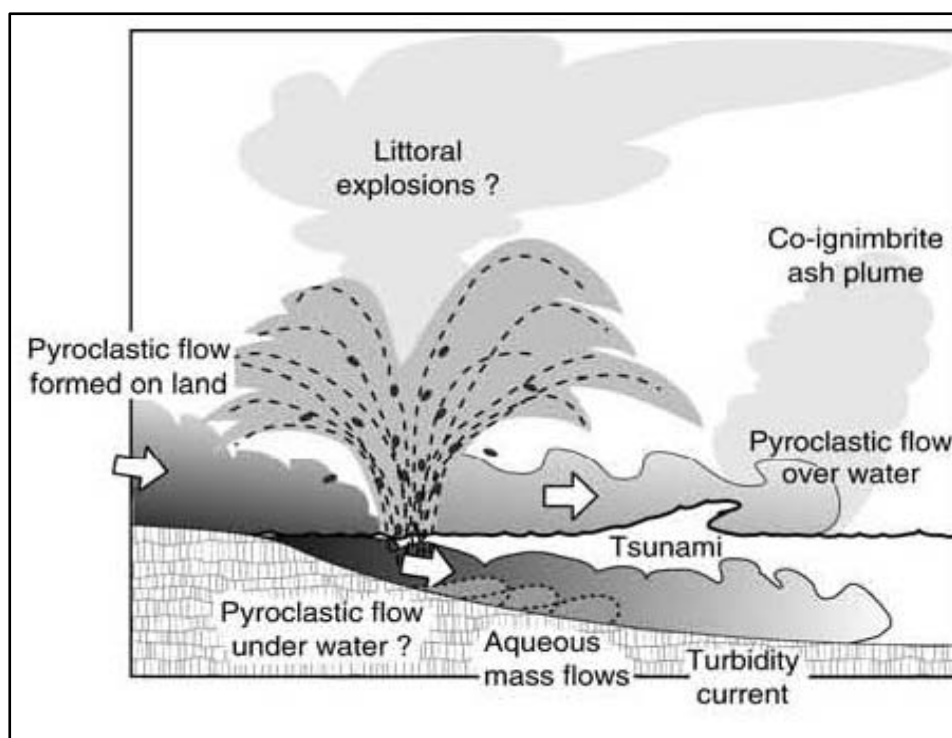
2.2.7 სვეტური განწევრების იგნიმბრიტები

სვეტური განწევრების იგნიმბრიტების გამოსავლები აღწერილია მადნეულის კარიერის ჩრდილო ფრთაზე. ფლუიდალური ზონალობის მქონე რიოლითური ნაკადი მკვეთრი უთანხმოებებით ფუძეში უდევს სვეტური განწევრების მქონე ზონალურ (compositionally zoned) იგნიმბრიტს (სიმძლავრე 8-12მ). სვეტური განწევრებები ცხელი შემოჭრის ინდიკატორია. ფოტოზე (სურ. 22a) კარგად ჩანს მისი კონტაქტი ლავურ ნაკადთან. სვეტების ფორმა იგნიმბრიტში ოთკუთხაა (სურ. 22b).



სურ. 22. სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები საბადოს ჩრდილო ფრთიდან: a. სვეტური განწვევების მქონე იგნიმბრიტის კონტაქტი ფლუიდალური ზონალობის მქონე რიოლითურ ნაკადთან, b. სვეტების ოთხკუთხა ფორმები იგნიმბრიტში, c. პერლიტური სტრუქტურა კვარცის ოვალური ფორმის ნატეხებით (გამორთული ნიკოლები).

იგნიმბრიტი შეიცავს კრისტალებს და კრისტალების ნატეხებს (კვარცი, პლაგიოკლაზი, შეცვლილი ამფიბოლი). კრისტალებს შორის მატრიქსი მინისებრია, ყავისფერი და წვრილმარცვლოვანი. პერლიტური ფრაქციები მატრიქსში მიგვითითებენ, რომ მინის ნატეხები წარმოადგენენ კარგად შემცხვარ კოჰერენტულ მინას (McPhie et al., 1993). ამ იგნიმბრიტებში განვითარებულია ვულკანური მინისათვის დამახასიათებელი სფეროლითური ტექსტურები, რომლებიც უტყუარი მტკიცებულებაა ზოგიერთი თავდაპირველად მინებრივი შემცხვარი იგნიმბრიტების მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაციისა (სურ. 22c). (White M., et al.1995; McPhie et al., 1993).



სურ. 23 პიროკლასტური ნაკადის ტრანსპორტირება წყლის ქვეშ და წყლის ზემოთ (White M., et al.1995).

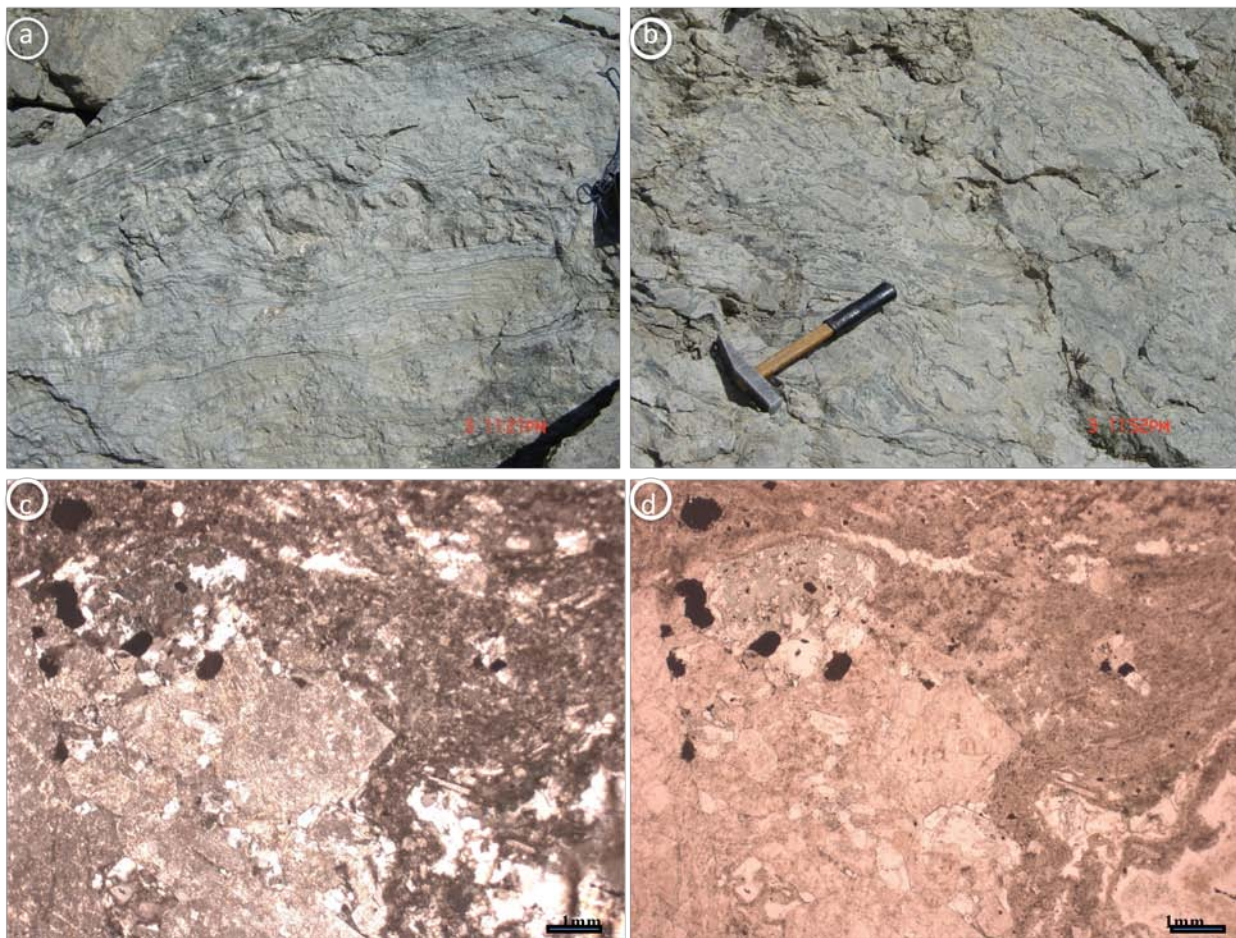
ადრე იგნიმბრიტები ხმელეთზე ამოფრქვევისა და დაღეკვის ინდიკატორად ითვლებოდა. თუმცა ბოლო დროს შეიცვალა წარმოდგენები და სულ უფრო და უფრო გავრცელდა შემცხვარი იგნიმბრიტების მაგალითები, რომელთა დაღეკვა ხდებოდა წყალქვეშა გარემოში. შესაძლოა წყლის სიღრმე შეზღუდული იყოს, არაუმეტეს 1კმ-ისა. რადგან სიღრმეში ჰიდროსტატიკური წნევა ხელს უშლის სისტემიდან ჰაერის გამოდევნას, რაც ექსპლოზიური ამოფრქვევის წინაპირობაა (McBirney., 1963). წყალქვეშა პემზიანი (pumiceous) პიროკლასტური ნაკადი აღწერილია ბევრ თანამედროვე და ძველ ნალექებშიც. მსგავსი იგნიმბრიტები

შესწავლილი იქნა ავსტრალიაში, დასავლეთ ტასმანიაში, სადაც წყალქვეშა იგნიმბრიტებს კამბრიულ ტანდალის ჯგუფში (Cambrian Tyndall Group) მაუნტ რიდის ვულკანიტებს (Mount Read Volcanics) განიხილავენ (White M. et. al 1997). ტანდალის ჯგუფის იგნიმბრიტები ტალღისებრი ქვეშ არის დალექილი ანუ სანაპირო (<200მ) გარემოში. ისინი შემცხვარი იგნიმბრიტებია და პერლიტური სტრუქტურით ხასიათდება. წყალქვეშა იგნიმბრიტები აღწერილია აგრეთვე კრაკატაუში 1883 წ-ის ექსპლოზიური ამოფრქვევისას (Krakatau, Indonezia), სადაც პიროკლასტური ნალექები წყალში 40 მ სიღრმეზე დაილექა (Sigurdsson et al., 1991); ეს მასიური ფაციესი არის ხმელეთის იგნიმბრიტების ზუსტი ანალოგი; უძველეს ნალექებთან დაკავშირებული მაგალითებია: ამერიკაში ტრიასულ-ქვედა იურულთან დაკავშირებული კალდერასთან ასოცირებული ნალექები (Vandever Mountian Tuff, Triassic to lower Jurassic, Mineral King, USA) (Busby-Spera,., 1984; Kokellar and Busby., 1994). მარჩხ წყალში დალექილი შემცხვარი იგნიმბრიტებია “Capel Curing Volcanic Formation” Ordovician, Wales (Howells et al., 1985) .

ამრიგად იგნიმბრიტების ამოფრქვევა შესაძლოა ხმელეთზე, წყალშიც და ზოგჯერ კი ჯერ კიდევ შეუმცხვარი, ცხელი პიროკლასტური მასალის გადალექვა (შესვლა) ხდება წყალში, მარჩხი წყლის პირობებში. სურ. 23–დან კარგად ჩანს პიროკლასტური მასალის ხმელეთზე ამოფრქვევა და შემდეგ მისი წყალში შესვლა. თუმცა ნაწილი პიროკლასტური ნაკადისა არ არის მაღალ ენერგეტიკული და ვერ აღწევს წყლის ზემოთ.

2.2.8 ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი

ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი აღწერილია საბადოს ჩრდილო ფრთაზე, რომელსაც ჭრილში ზემოთ მოყვება იგნიმბრიტები როგორც ცნობილია, ფლუიდალური ზონალობა ძირითადად დამახასიათებელია მუავე და უმეტესად რიოლითური ლავებისათვის (McPhie et al.1993). სურათზე კარგად ჩანს რომ ზონალობა ანუ დაშრევა, რომელიც ლავურ ნაკადში არის უმეტესად ბრტყელი და პარალელური (სურ. 23a,b). ნაკადის ნაოჭში, ზოგიერთ ლოკალურ ადგილებში აღინიშნება ამობურცული, ზღვის კომბოსტოსნაირი (Allen R., 1988) კიდურა ფორმები. ამ ნაკადის განშრევაებს (ზონალობებს) შორის გვხვდება ამავე ლავის ნატეხები, რაც იმას მიუთითებს, რომ ეს ჩანართები თუ ლითიური ნატეხები არ წარმოადგენს პიროკლასტური წარმოშობის მტკიცებულებას (Allen R., 1988). სურათზეც კარგად ჩანს ისეთი ადგილები, ეს შრეობრიობის ზოლები კარგად შემოუვლის ირგვლივ ამ სფერულითურ მასას.

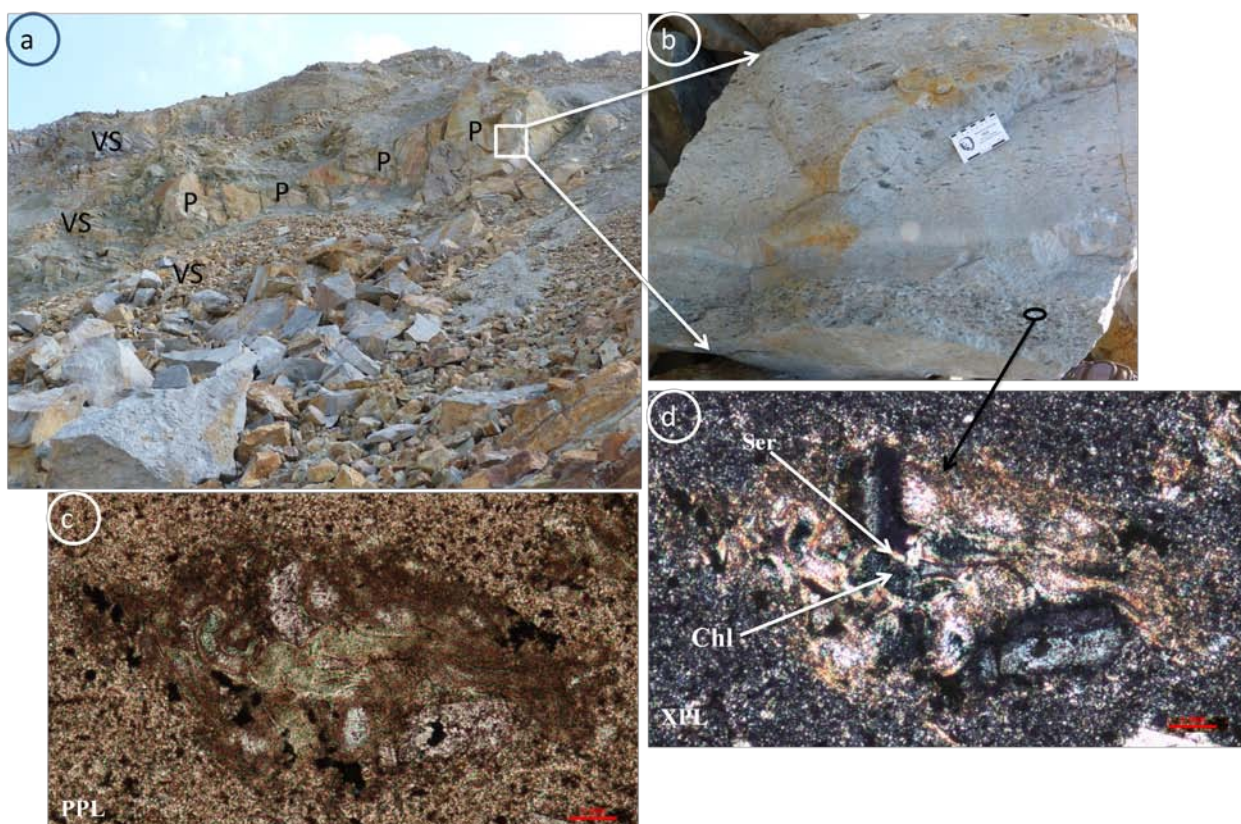


სურ. 23 ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი მადნეულის საბადოზე : a, b ფლუიდალური ზონალობა რიოდაციტური ლავის ნაკადში, c,d ვულკანური მინის ფლუიდალური ბუნება მიკროსკოპში.

შლიფში აღინიშნება ფელდშპატისა და კვარცის ოვალური ფორმის კრისტალები. აგრეთვე ლოკალურად შენარჩუნებულია პერლიტური სტრუქტურები. ძირითადი მასა წარმოდგენილია ვულკანური მინითა და მასში პლაგიოკლასის მიკროლითებით. ძოვიერო ადგილებში ქანი ტუფს გავს და სხვადასხვა ქანის და კრისტალების ნატეხები აღინიშნება. სურ. 22 c,d -ზე კარგად ჩანს ქანის ფლუიდალური სტრუქტურა, რომელიც გარს უვლის კრისტალთა გლომეროპორფირულ დანაგროვებს. ფლუიდალური ზონალობის მიმართულებით აღინიშნება გაკვარცება და ზოგჯერ კი კვარცის წაგრძელებული კრისტალებიც მიუყვება ამ ფლუიდალურ მიმართულებას.

2.2.9 პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექები.

პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექების გამოსავლების აღწერა შესაძლებელი არის საბადოს აღმოსავლეთ და სამხრეთ ფრთაზე. ეს ფაციალური ერთეული პირველად არის აღწერილი ავტორის მიერ. იგი გამოიყოფა ვულკანოგენურ – დანალექ წყების კომპლექსში და თითქმის თანხმობით არის განლაგებული, ანუ მიუყვება პარალელურად შრეებრივს (interfingered). მისი გავრცელება ლოკალურია და ისოლება, რაც კარგად ჩანს სურათზე (სურ. 24 a). პემზა სხვადასხვა ზომისაა და სტრატეფიცირებულია გარკვეული შეაღებებით, იგი არის გაწელილი ფორმის (flattened and planar-stratified) და თითქოს ერთ რიგს მიუყვება (სურ. 23 b). უნდა აღინიშნოს, რომ საბადოზე არსებული მინერალიზაცია და გაკვარცხება ამ ნალექებსაც უკავშირდება. რის ისეთი ადგილებიც სადაც ისინი ძლიერ შეცვლილი და მინერალიზებულია. ჰიდროთერმალური ფლუიდები ადვილად აღწევენ გამტარუნარიან (შელწვეადუნარიან) პემზიან შრეებში და იწვევს მის შეცვლას (Allen R., 1988), ზოგჯერ პემზა იმდენად შეცვლილია, რომ სრულიად დაკარგული აქვს პირველადი სახე და განსაკუთრებით საბადოს ქვედა ჰორიზონტებზე იგი მთლიანად გამადნეებულია.



სურ. 24a. პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექების (P) კონტაქტი ვულკანოგენურ-დანალექ (VS) წყებასთან მადნეულის საბადოზე, b. პემზის შემცველი შრეების ბიმოდალურობა, c, d. პემზა ჩანაცვლებულია ქლორიტითა და სერიციტით

პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ქანები შეიცავენ აგრეთვე კრისტალთა ნატეხებსაც და სხვა ვულკანურ მასალას, მაგრამ დამორჩილებული რაოდენობით (სურ. 24).



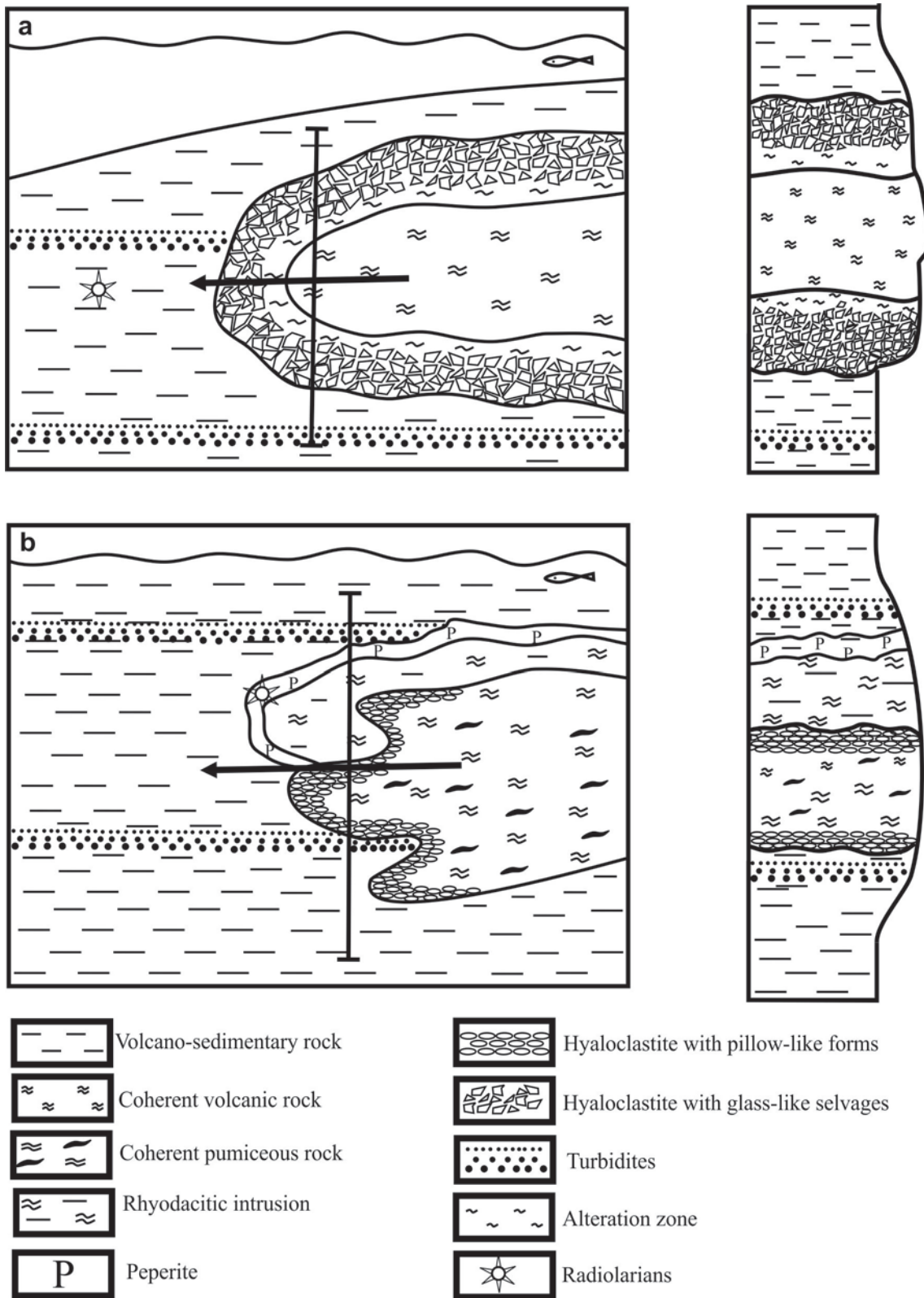
სურ. 25 პემზისა და კრისტალთა ნატეხების განლაგება ვულკანოკლასტურ ქანში (P-პემზა).

სურ. 24 c,d პემზის რელიქტია, რომელშიაც შიდა ბუშტუკოვანი მიკროსტრუქტურა დარღვეულია (McPhie et al.1993). თუმცა ადგილებში ის შემორჩენილია და ქლორიტიტაა ამოვსებული, ხოლო ირგვლივ კი სერიციტიზაციაა. ყავისფერი არშია აქსიოლითური დევიტრიფიკაციის შედეგია (axiolitic devitrification).

სურ. 25 ზე კარგად ჩანს პემზისა და კრისტალთა განლაგება ერთი მიმართულებით, სადაც პემზის რაოდენობა აშკარად ჭარბობს.

2.2.10 ჰიალოკლასტიტების ფორმირების მოდელი მადნეულის საბადოზე

მადნეულის საბადოზე აღწერილი ჰიალოკლასტიტები ასოცირდებიან ფელზური რიოდაციტური მაგმის წყალქვეშა გუმბათთან და მისი დალექვა დაკავშირებულია ამოფრქვევის რამდენიმე პულსებთან (*DeRita D., et al. 2004; Lexa J., et al. 2010; Németh K., et al. 2008*). სწორედ ამ პულსებთანაა აგრეთვე დაკავშირებული ფრთის ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების ცალკეული პორციების იზოლირებული Lobe-ის დალექვა. პირველი პულსების შედეგად მაგმა პირდაპირ შეიჭრა ჯერ კიდევ არაკონსოლიდირებულ ვულკანოგენურ-დანალექ კომპლექსში, რომლის ქვედა ჰორიზონტები სწორედ ფრეატომაგმატური ამოფრქვევის პროდუქტებია. ეს არის აგრეთვე ძლიერ სილიფიცირებული, შეცვლილი და ძლიერ გამადნებული ხოლო ზედა ნაწილები კი აგებულია შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებით, რომლებიც არ არიან ძლიერ მინერალიზებული, თუ არ ჩავთვლით პირიტის მინერალიზაციას და იგი რადიოლარიანია. ამ პორციის შემოსვლა და დალექვა მოხდა წყლის პირობებში და მის წყალთან ურთიერთქმედებისას პერიფერიულ ნაწილებში განვითარდა (წარმოიქმნა) მინის არშიებიანი ჰიალოკლასტიტები (hyaloclastite with glass-like selvages). მაგმის მეორე პულსს უკავშირდება პემზიანი ჰიალოკლასტიტების (pumiceous Hyaloclastite) დალექვა. ის, რომ დალექვის დროს წყალქვეშა გარემო იყო, ეჭვს არ იწვევს (ამის ნათელი მტკიცებულებაა სწორედ ჰიალოკლასტიტების არსებობა). პემზიანი რიოდაციტური ჰიალოკლასტიტის არსებობა გვიჩვენებს, რომ აქროლადების გამოსვლას (განთავისუფლებას) ხელს არ უშლიდა წნევის არსებობა (*Yamagishi H., et al., 1985*), რაც წყლის შედარებით ნაკლებ ჰიდროსტატიკურ წნევას და არაღრმა ნალექდაგოვების პირობებს გულისხმობს (სანაპირო პაციესი). როგორც უკვე ავლწერეთ, ფრეატომაგმატური ამოფრქვევის პროდუქტები წარმოდგენილია ბუშტუკოვანი ტუფებით, ძალიან წვრილმარცვლოვანი ტუფებით, რომელიც ასოცირდება აკრეციულ ლაპილებთან, რაც მიგვითითებს, რომ ამოფრქვევა იყო დისტალური (შესაძლოა რამდენიმე კმ-ზე მოშორებით წყაროდან). ამრიგად, აკრეციული ლაპილები ჩვენს შემთხვევაში შესაძლოა იყოს წყალქვეშა წარმოშობის. მისი ბევრი მაგალითები არსებობს: დევონური - Devonian Lenneporphyr of Germany (*Mugge O., 1983; Heyckendorf K., 1985*); Haimaraka Formation of Guyana (*Bateson JH., 1965*), Tokiwa Formation of Japan (*Fiske RS, et al., 1964*) და the Voring Plateau in the North Sea Vierect LG., et al., 1989. ფრეატომაგმატური ამოფრქვევის პროდუქტების დალექვა და ჰიალოკლასტიტების წარმოქმნა არ არიან თანადროული. ვულკანოგენურ-დანალექი წყების ქვედა ნაწილის ფორმირება წინ უსწრებს მისი ზედა ნაწილის ფორმირებას და ეს უკანასკნელი კი ჰიალოკლასტიტებისას. სურ.26-ზე მოცემულია ჰიალოკლასტიტების ფორმირების პირობები საბადოზე a. მისი მინისებრი არშიის ტიპის ჰიალოკლასტიტებისა და b. ბალიშა ფორმების მქონე პემზიანი ჰიალოკლასტიტებისათვის.



სურ. 26. ჰიალოკლასტიტების პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქცია მანხელის საბალოზე.

თავი III: ახალი მონაცემები მადნეულის პოლიმეტალური საბადოს შემცველი ქანების ასაკის შესახებ.

3.1 რადიოლარიების ფაუნის ასაკი მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებიდან.

მადნეულის კარიერიდან ლოზანის (შვეიცარია) ლაბორატორიაში გაგზავნილი იქნა ძლიერ სილიფიცირებული რადიოლარიანი ნიმუშები, რომელთა პეტროგრაფიული შესწავლები მოხდა წინასწარ ავტორის მიერ. ნიმუშების დასამუშავებლად პ. დუმიტრიკას მიერ (Dumitrica P. 2014) გამოყენებული იქნა სტანდარტული მეთოდი: standard method of chemical treatment with diluted HF first developed by Dumitrica (1970) (Dumitrica., 1970; Dumitrica et al., 2003). ფაუნა, რომლის შესწავლა ჯერ კიდევ კვლევის პროცესშია, ძალიან მდიდარი და მრავალფეროვანია, თუმცა მადნეულის ასაკთან დაკავშირებული საკითხი გადაწყვეტილია. დაახლოებით 150 სახეობაა აღწერილი, რომელთა შორის ზოგიერთი ფორმები არის რულიად ახალი. ზოგიერთი sponge spicules and sclerites – ის ფორმებია აგრეთვე ამ ჯგუფში. აღნიშნული ფაუნის ასაკის განსასაზღვრავად მხედველობაში მიღებული იქნა განსაკუთრებით ზონალობა, რომელიც პესაგნოს მიერ არის აღიარებული სენომანურ-მაასტრიხტული სტრატოგრაფიული ინტერვალებისთვის (Pessagno., 1972; Pessagno., 1976) for the Cenomanian – Maastrichtian stratigraphic interval); დოგჰერტის ზონალობა გვიან ბარემულ- ადრე ტურონული ინტერვალისთვის (O'Dogherty., 1994) for the late Barremian – early Turonian interval); ზოგიერთი სტატიებში ბრაგინას ავტორობით სენომანურ-კამპანური ინტერვალებისთვის (Bragina., 2006; Bragina., 2014;) for the Cenomanian- Campanian interval) და სხვები. მადნეულის საბადოდან აღწერილი რადიოლარიები პ. დუმიტრიკას მიერ შეადარებული იქნა რუმინეთის კონიაკურ რადიოლარიების ფაუნასთან (with an unpublished radiolarian Coniacian fauna from the Deva Beds (Romania) და აგრეთვე ომანის კონიაკურ-?სანტონურ ფაუნასთან, რომელიც ნაწილობრივ მის მიერ იქნა შესწავლილი (Coniacian-?Santonian fauna from the Masirah Island, Oman).

პესაგნოს მიერ (Pessagno., 1972; Pessagno., 1976) არის არა მარტო ძველი, არამედ კონიაკ-მაასტრიხტული სტრატოგრაფიული ინტერვალებისთვისაც (Cenomanian – Maastrichtian stratigraphic interval from the California Coast Ranges). მან ეს ინტერვალები დაყო 8 ზონად და 9 სუბზონად. ქრონოსტრატოგრაფიული ინტერვალისთვის, რაც ჩვენთვის მეტად საინტერესოა: გვიან ტურონ-სანტონური, მან გამოიყენა რამდენიმე სახეობა როგორც სამარკირო ფორმები: *genus Alievium*, რომელმაც გვიჩვენა მეტად საინტერესო ევოლუციური ტრენდი 3 ძირითადი - spines of the shell, ამ ინტერვალის განმავლობაში. მას ახასიათებს 3 განსხვავებული მორფოლოგიური ტიპი (these spines changed from a completely three-bladed morphology): *Alievium superbum* (Squinabol) in the Turonian-lowermost Coniacian, to three-bladed proximally and conical distally (*Alievium praegallowayi* Pessagno) in the Coniacian-early Santonian, and finally to completely conical (*Alievium gallowayi* Pessagno) in the Santonian-late Campanian.

მადნეულის რადიოლარიების ფაუნა შეიცავს არა *A. superbum*-ს და *A. gallowayi*-ს, არამედ შეიცავს მხოლოდ *A. praegallowayi* (pl. 1, fig. 1). ზემოთ აღნიშნული *Pessagno* – ს ზონალობის მიხედვით ეს ფაუნა ხვდება *Alieviumpraegallowayi radiolarian Zone* – ში და ქრონოსტრატოგრაფიულად მისი ასაკია კონიაკური. მადნეულის რადიოლარიების კონიაკური ასაკი ასევე დადასტურებულია ბევრი ფორმებით *Pessagno*-ს (*Pessagno 1976*)- მიხედვით : *Dictyomitraformosa* Squinabolsensu *Pessagno 1976* (pl. 3, figs. 13-15), *Archaeodictyomitrasquinaboli* *Pessagno* (pl. 3, figs. 17-19), *Dictyomitranapaensis* *Pessagno* (pl. 3, fig. 20, 22), *Pseudoaulophacuspraeefloresensis* *Pessagno* (pl. 1, figs. 6,7), *P. circularis* *Bragina* (pl. 1, figs. 4, 5). ეს ფორმები გვხვდება აგრეთვე რუმინეთში კონიაკურში (*Deva Beds, Romania*). იგივე *Deva Beds*-ში გვხვდება აგრეთვე: *Toritenum* n. sp. (pl. 3, figs. 1, 2), რომელიც ცარცულში მხოლოდ 2 ადგილშია ცნობილი, აქამდე ის ცნობილი იყო მხოლოდ იურულში (*Dumitrica & Zügel, 2003*). რადიოლარიების ფორმები (*saturnalid radiolarians*) - *Acanthocircus* n. sp. (pl. 1, figs. 17, 18) , რომლებიც ფართოდაა მადნეულზე გავრცელებული, აღმოჩენილია აგრეთვე ომანში (*Masirah Island, Oman*) (*Dumitrica, unpublished data*) კონიაკურ-სანტონურ ფაუნაში. სხვა სატურნალიდური ფორმები (*saturnalid species*), როგორცაა მაგ. *Vitorfusbrustolensis* (*Squinabol*) (pl. 1, fig. 21) and *V. minimus* (*Squinabol*), ხასიათდებიან გავრცელების ფართო ინტერვალით და ცნობილია აგრეთვე ალბურ-კამპანურ ინტერვალშიც.

Hagiastrids-ები წარმოდგენილია ბევრი სახეობებით, მათ შორისაა შუა-გვიანი ტურონულ-კონიაკური *Crucellairwini* *Pessagno* (pl. 1, fig. 19) (*Pessagno., 1976*).

კამპანური ასაკის საწინააღმდეგოდ შესაძლებელია აღინიშნოს, რომ two species of the genus *Pseudodictyomitra* -*Pseudodictyomitranakasekoi* *Taketani* (pl. 3, figs. 8, 23) and *Pseudodictyomitrasp. A* (pl. 3, fig. 9), have been illustrated by *Bragina & Bragin* (2006) from the **Turonian-Coniacian** sequence of the *Parapedhi Formation* from *Cyprus*.

საბოლოოდ შეიძლება დავასკვნათ, რომ მადნეულის საბადოს რადიოლარიების ასაკი არის კონიაკური და მიეკუთვნება *Alieviumpraegallowayi*-ს ზონას. ამ ეტაპზე ძნელია ზუსტად ითქვას თუ ამ ზონის რომელ ნაწილში მდებარეობენ ისინი, თუმცა დაზუსტებით შეიძლება გამოირიცხოს მათი კამპანური ასაკი.

ქვემოთ მოყვანილია მადნეულის საბადოდან ამოყვანილი (extracted) და განსაზღვრული რადიოლარიების ფოტოები შესაბამისი ასაკებით (იხ. Plate 1, Plate 2, Plate 3) *P. Dumitrica*-ს მიხედვით.

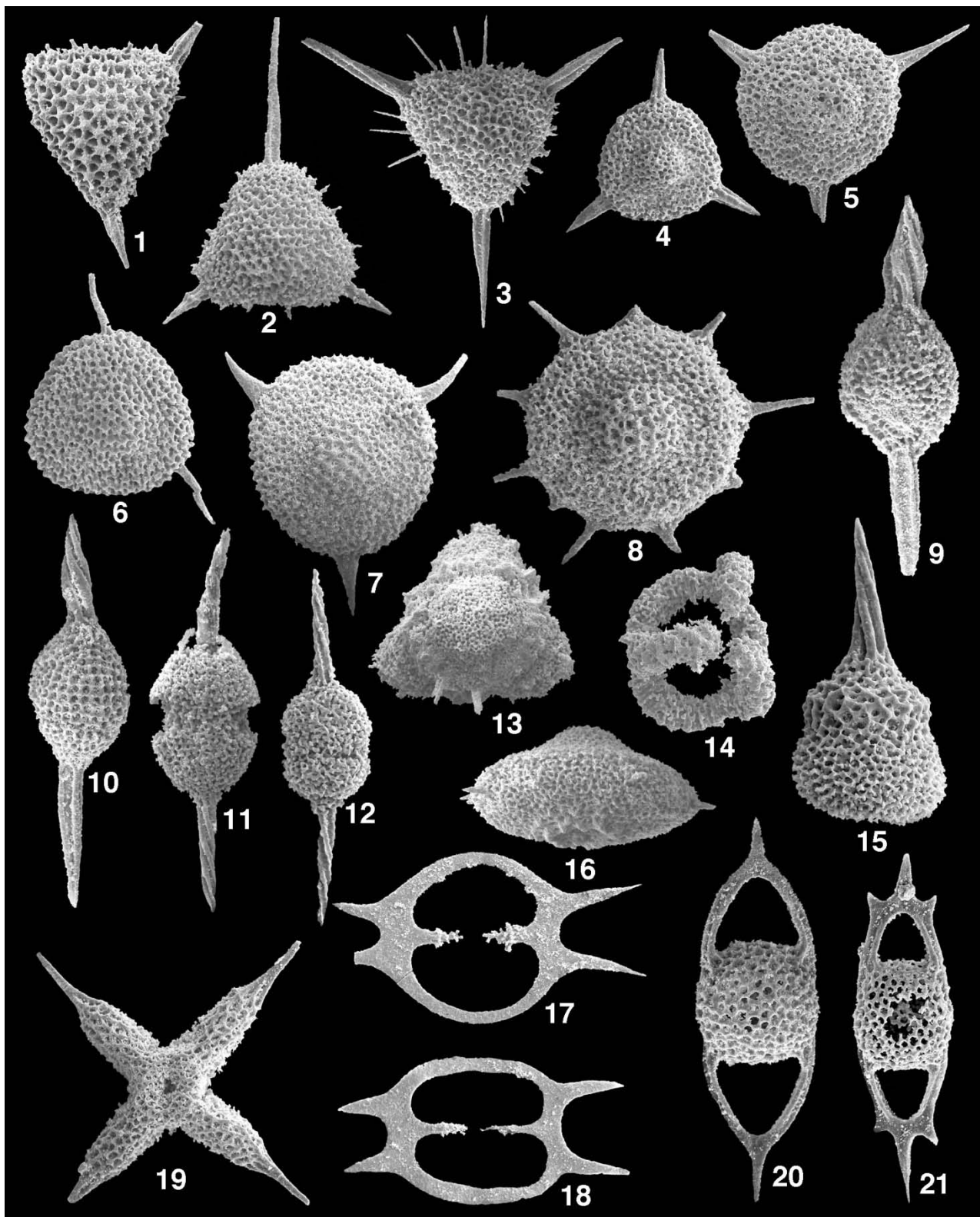


Plate 1. მადნეულის კარიერიდან ამოღებული რადიოლარიების ფოტოები (using SEM microscope) (Dumitrica P. 2013; 2014).

Plate 1.

Fig- 1. *Alieviumpraegallowayi*Pessagno, x150, Coniacian – **early Santonian.**

Figs. 2, 3.*Alievium* n. sp., x150. **early Santonian.**

Figs. 4, 5.*Pseudoaulophacuscircularis*Bragina, x150, **middle Cenomanian - Coniacian.**

Figs. 6, 7.*Pseudoaulophacussp.* A of Pessagno1972, x150, **Coniacian of California**

Fig. 8. *Pseudoaulophaculenticulatus*Pessagno, x150, **Coniacian-Campanian**

Fig. 9, 10.*Archaeospongoprunumcortinaense*Pessagno, x200, **Cenomanian-early Coniacian**

Figs. 11, 12.*Archaeospongoprunumvenadoensis*Pessagno, x200, **mid-late Turonian**

Figs. 13, 14 *Pyramispongiaglaskockensis*Pessagno, x150, **Cenomanian - Coniacian**

Fig. 15. *Odoghertulaforemana*en. gen., n. sp., x250, **Coniacian - Santonian**

Fig. 16. *Patellulasp.*, x150

Figs. 17, 18.*Acanthocircus miser* n. sp., x150, Madneuli deposits and **Coniacian-?Santonian,** Oman, Masirah Island.

Fig. 19. *Crucellairwini*Pessagno, x150, middle-late **Turonian to Coniacian**

Fig. 20. *Vitorfusminimus*(Squinabol), x250

Fig. 21. *Vitorfusbrustolensis* (Squinabol), x200, **Albian-Campanian**

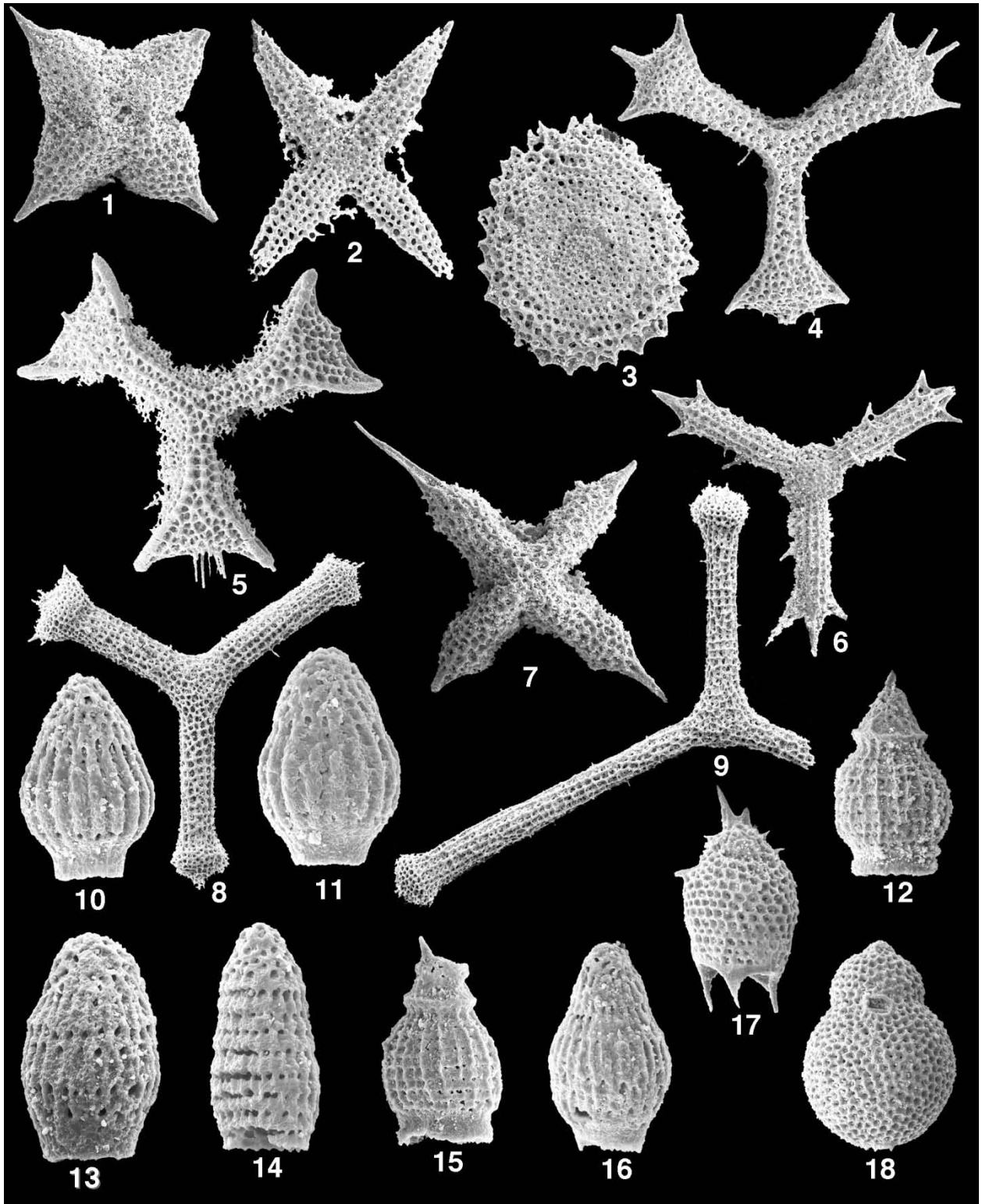


Plate 2. მადნეულის კარიერიდან ამოღებული რადიოლარიების ფოტოები (using SEM microscope) (Dumitrica P. 2013; 2014)..

Plate 2

Fig. 1. *Crucellasp.*, x150

Fig. 2. *Higumastra* sp., x200, occurring also in the **Coniacian** of Deva Beds, Romania

Fig. 3. Hagiastrid, n. gen. et sp., x150, common also in the **Coniacian** of the Deva Beds, Romania

Fig. 4. *Halesium* cf. *diacanthum* (Squinabol), x150, middle **Albian-Cenomanian**

Fig. 5. *Halesiumsexangulum* Pessagno, x150, **Cenomanian-Turonian, Campanian?** of Cyprus

Fig. 6. *Archaeotrithra* sp. = *Paronaella* *spicata* Bragina (in Bragina et al., 2014), x150, **?Santonian** of Serbia

Fig. 7. *Crucella* cf. *messinae* Pessagno, x150, **Cenomanian-Turonian, ?Coniacian**

Fig. 8. *Patulibracchium* cf. *teslaense* Pessagno, x100.

Fig. 9. *Patulibracchium* *ingens* (Lipman), x100, **Cenomanian-Turonian, ?Coniacian.**

Figs. 10, 11. *Theocampe* *scalia* Foreman, x400, **Coniacian - late Campanian**

Figs. 12, 15. *Theocampe* *petina* (Foreman), x400, **Turonian-Campanian**

Fig. 13. *Theocampe* sp. 1, x400

Fig. 14. *Theocampe* *bassilis* (Foreman) sensu Bragina 2004, x250, **late Cenomanian**

Fig. 16. *Theocampe* cf. *ruckena* Empson-Morin, x 300, **Campanian**

Fig. 17. *Theocoronium*? cf. *ornatum* Bragina, x250, **Santonian**

Fig. 18. *Diacanthocapsa* sp., x200.

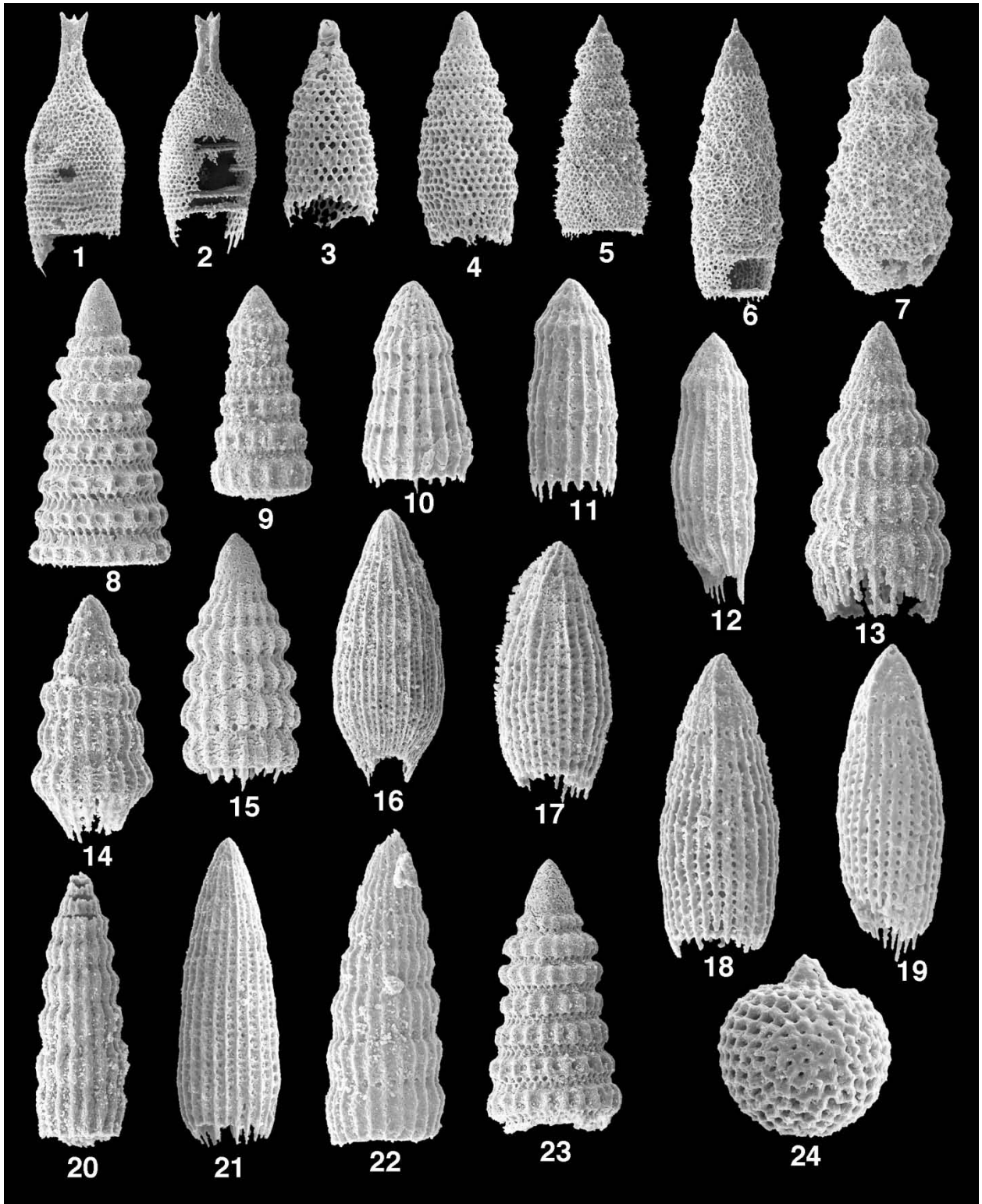


Plate 3. მადნეულის კარიერიდან ამოღებული რადიოლარიების ფოტოები (using SEM microscope) (Dumitrica P. 2013; 2014).

Plate 3

Figs. 1, 2. *Toritenum* n. sp., x150, **Coniacian, Romania.**

Figs. 3, 4. *Amphipyndaxstocki*(Campbell & Clark), x200, **Cenomanian? - Maastrichtian**

Fig. 5. *Vistularia magna* Gorka, x150, **Coniacian- lateCampanian**

Fig. 6. *Xituscf.pulcher*Pessagno, x150,

Fig. 7. *Novixitus* sp., x150

Figs. 8, 23. *Pseudodictyomitranakasekoi*Taketani, x125, **late Turonian - Coniacian**

Fig. 9. *Pseudodictyomitrasp.*, x175, **Coniacian - ?Santonian**

Figs. 10-12. *Archaeodictyomittrakozlovae* (Foreman), x200

Figs. 13-15. *Dictyomitraformosa*SquinabolsensuPessagno, 13, 14 x200, 15 x150

Fig. 16. *Mita* sp., x150

Figs. 17-19. *Archaeodictyomitrasquinaboli*Pessagno, x200, **Albian to late Campanian**

Figs. 20, 22. *Dictyomitranapaensis*Pessagno, x200, **middle lateTuronian to late Coniacian**

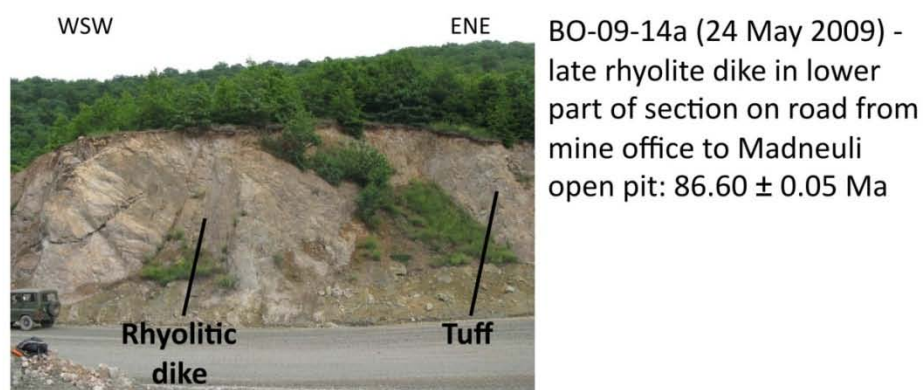
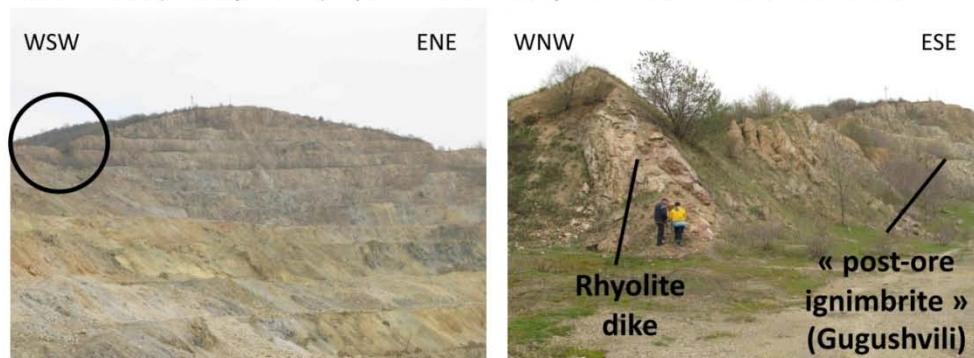
Fig. 21. *Archaeodictyomitrasp.*, x150

Fig. 24. *Cryptamphorellaconara* Foreman, x300, **early Cretaceous - Maastrichtian**

3.2 მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების აბსოლუტური ასაკი TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით.

უახლესი კვლევების მიხედვით, რომელიც ქართულ-შვეიცარიულმა ჯგუფმა ჩაატარა მადნეულის საბადოსა და მიმდებარე ტერიტორიებზე ბოლნისის რაიონში (შვეიცარია – აღმ. ევროპის თანამშრომლობა SCOPES პროექტის ფარგლებში (2007-2013წ) (იხ. ცხრილი 2) (სურ. 27). განსაზღვრული იქნა მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი 3 დაიკის ასაკი TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით (*Barboni et al., 2013*), რომელიც *კონიაკურს* სეესაბამება. სამუშაო უნევის ლაბორატორიაში ჩატარდა რ. მორიცისა (R.Moritz) და მარია ოფჩაროვას (M. Ovtcharova) მონაწილეობით. *კონიაკური* ასაკია განსაზღვრული აგრეთვე რადიოლარიების მიხედვით, რომელიც საბადოს შემცველი ქანებიდან იქნა ამოყვანილი (extracted) (Dumitrica P. 2013; 2014). აგრეთვე განსაზღვრულია TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით (*Barboni et al., 2013*) საყდრისის საბადოს ასაკი, რომელიც შედარებით ახალგაზრდაა და 85.65 მლნ.წ-ია. ფახრალის იგნიმბრიტების ასაკი ემთხვევა მადნეულის საბადოზე იგნიმბრიტების ასაკს და 86.61 მლნ.წ – ია.

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

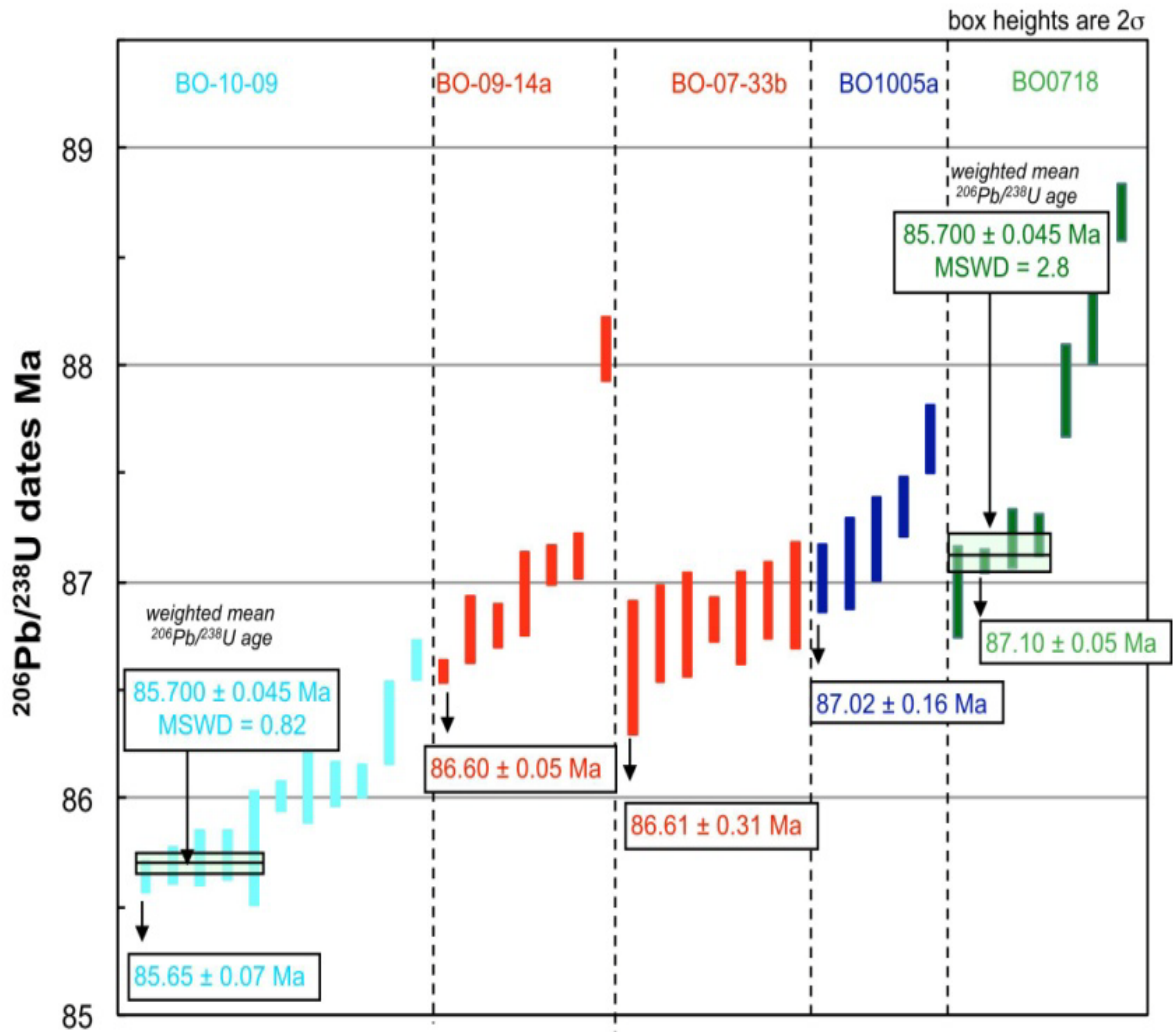


BO-10-05a (26 May 2010) - late dike (upper eastern part of open pit):
 87.09 ± 0.10 Ma



სურ. 27 ნიმუშების ადგილმდებარეობა მადნეულის კარიერზე და შესაბამისი ასაკები, განსაზღვრული $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -ის მეთოდით (R.Moritz 2014).

ცხრილი 2. აბსოლუტური ასაკების ცხრილი (R.Moritz 2014).



BO-10-09: რიოდაციტი საყდრისის საბადოდან.

BO-09-14a: მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკა.

BO-07-33: იგნიმბრიტი ფახრალოს კარიერიდან.

BO-10-05a: მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკა.

BO-07-18: მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკა.

დასკვნა

ამრიგად, ქვემოთ მოცემულია ყველა არსებული მონაცემები მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ასაკის შესახებ:

- რ. ღამბაშიძისა და სხვათა მიხედვით საბადოს შემცველი მაშავერას წყების ასაკია *ზედა ტურონ – ქვედა სანტონური*
- ს. ვაშაკიძის მიხედვით მადნეულის საბადოს ამგები მაშავერას წყება *ზედა ტურონ – კონიაკურია*.
- ო.დუდაურის მიხედვით კი მაშავერას წყების ასაკი *კამპანურია* (78 მლნ.წ)
- ვ.გუგუშვილისა და სხვათა მიხედვით კი *კონიაკ-სანტონური* (88 მლნ. წ)
- რ. მიგინეიშვილისა და თ. ღავთაძის მინაცემებით შემცველი წყების ასაკი ნანოპლანქტონის მიხედვით *კამპანურად* დათარიღდა.

ახალი კვლევების თანახმად, TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით განსაზღვრული ასაკი და რადიოლარიების ასაკი ერთმანეთს ემთხვევა და შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ასაკი კონიაკურია.

თავი IV: ბოლნისის რაიონის გეოქიმიისა და პეტროლოგიის საკითხები.

3.1 ბოლნისის რაიონისა და მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოქიმიური და პეტროლოგიური ასპექტები

იმისათვის რომ დადგინდეს საბადოს ფორმირების გეოტექტონიკური რეჟიმიში უცილებელია მისი შემცველი ქანების გეოქიმიური და პეტროლოგიური შესწავლა და კლასიფიკაცია, რის შესახებაც მონაცემები საბადოს ფარგლებში დღემდე არ არსებობდა. ამ მიზნით მაშავერას წყების 64 წარმომადგენლობითი ქვიური ნიმუში იქნა აღებული საბადოს ფარგლებში სრული სილიკატური ანალიზისა და იშვიათი ელემენტების განსაზღვრის მიზნით შევიცარიისა (ლოზანის უნივერსიტეტი) და კანადის (XRAL laboratories, Toronto, Ontario) ლაბორატორიებში. აგრეთვე ნიმუშები იქნა აღებული ბოლნისის რაიონში ზედა ცარცის მაშავერას წყებისა და დანარჩენი ჰორიზონტებიდან: ტანძისა და შორშოლეთის წყებებიდან. მადნეულის საბადოს შემცველი წყების უფრო დეტალური შესწავლისთვის მოყვანილია ს.ჯიალის მიერ აღებული ნიმუშების ინტერპრეტაცია ჰიდროთერმალურად ძლიერ შეცვლილი ქანებისათვისაც მადნეულის კარიერიდან (იხ. Diagram 5-b).

იმისათვის, რომ ზუსტად მოხდეს შეცვლილი ქანების კლასიფიკაცია, კლასიკური დიაგრამის $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (TAS) (of Le Maitre et.al, 1986) ნაცვლად ვისარგებლეთ immobile ელემენტების (Winchester and Floyd, 1977) discrimination დიაგრამით (იხ. დიაგრამა 1). მადნეულის საბადოს შემცველი ქანები, რომლებიც დიაგრამაზე წითელი რომბებითაა გამოსახული დაციტ/რიოდაციტური შედგენილობისაა. მხოლოდ რამოდენიმე ნიმუშია ანდეზიტური შედგენილობის, რომლებიც მადნეულის კარიერზე მაშავერას წყების ფუძე შედგენილობის გამკვეთ დაიკვებს მიეკუთვნება.

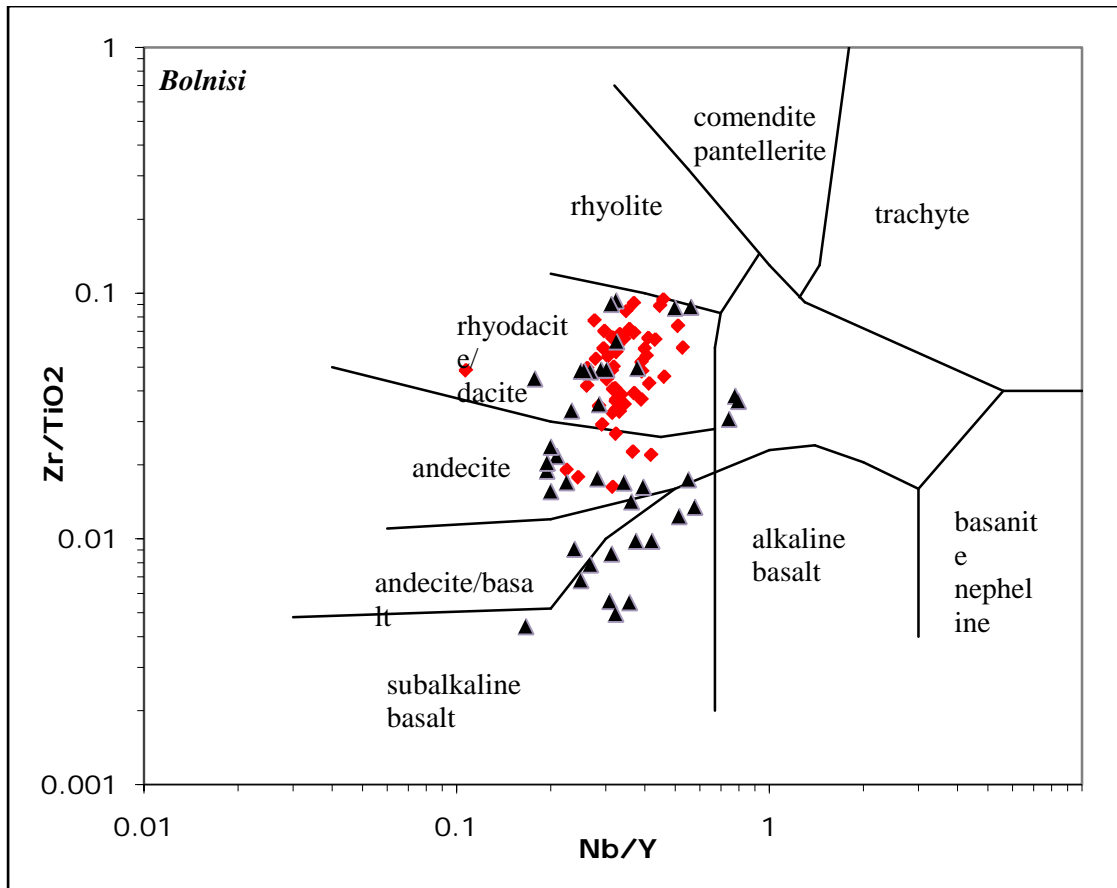


Diagram 1. Zr/TiO₂ vs. Nb/Y compositional diagram (after Winchester and Floyd, 1977) illustrating the geochemical variations in the Bolnisi district.

- ◆ Rocks from the open pit (Mashavera suite)
- ▲ Rocks out of the open pit (Tandzia, Shorsholeti and Mashavera suite)

Nb-ისა და Y-ის შეფარდების დიაგრამა (იხ. დიაგრამა 2.), რომელიც მუავე და ინტრუზული ქანებისთვისაა (Pearce et al., 1984) გვიჩვენა, რომ საბადოს ამგები მაშავერას წყების ქანების გავრცელება არეალი ვულკანურ რკალებსა (volcanic ark) და ოკეანურ ქედებს (ocean ridges) შორის არის. აქ Y-ის შემცველობა მერყეობს 20-დან 70 ppm-ს შორის, სადაც Nb-ის შემცველობა შედარებით სტაბილურია და 10 ppm-ის ფარგლებშია.

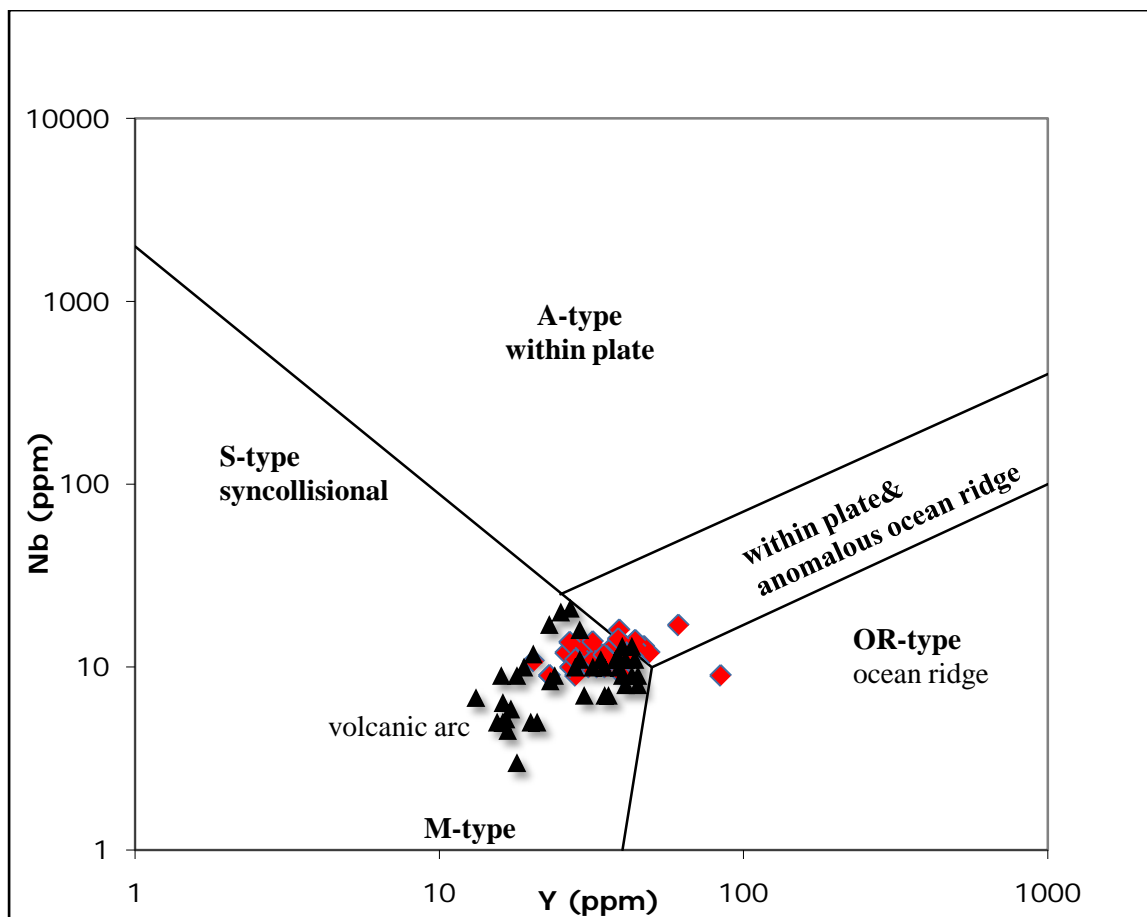


Diagram 2. Nb vs. Y tectonic discrimination diagram (after *Pearce et al., 1984*) for felsic volcanic and intrusive rocks illustrating the geochemical variations in the Bolnisi region.

Zr/TiO₂ -ისა და Y/TiO₂-ის შეფარდებითა დიაგრამამ მუავე ქანებისთვის (იხ. დიაგრამა 3.) (Lentz, 1998) გვიჩვენა, რომ Zr/ Y- თან შეფარდება ბოლნისის რაიონისა და მანგულის საბადოს შემცველი ქანებისთვის იცვლება 4-7-ის ფარგლებში და ისინი ტიპურ გარდამავალ (transitional) ბუნებას ამჟღავნებს კირტუტედან ტოლეიტურისაკენ.

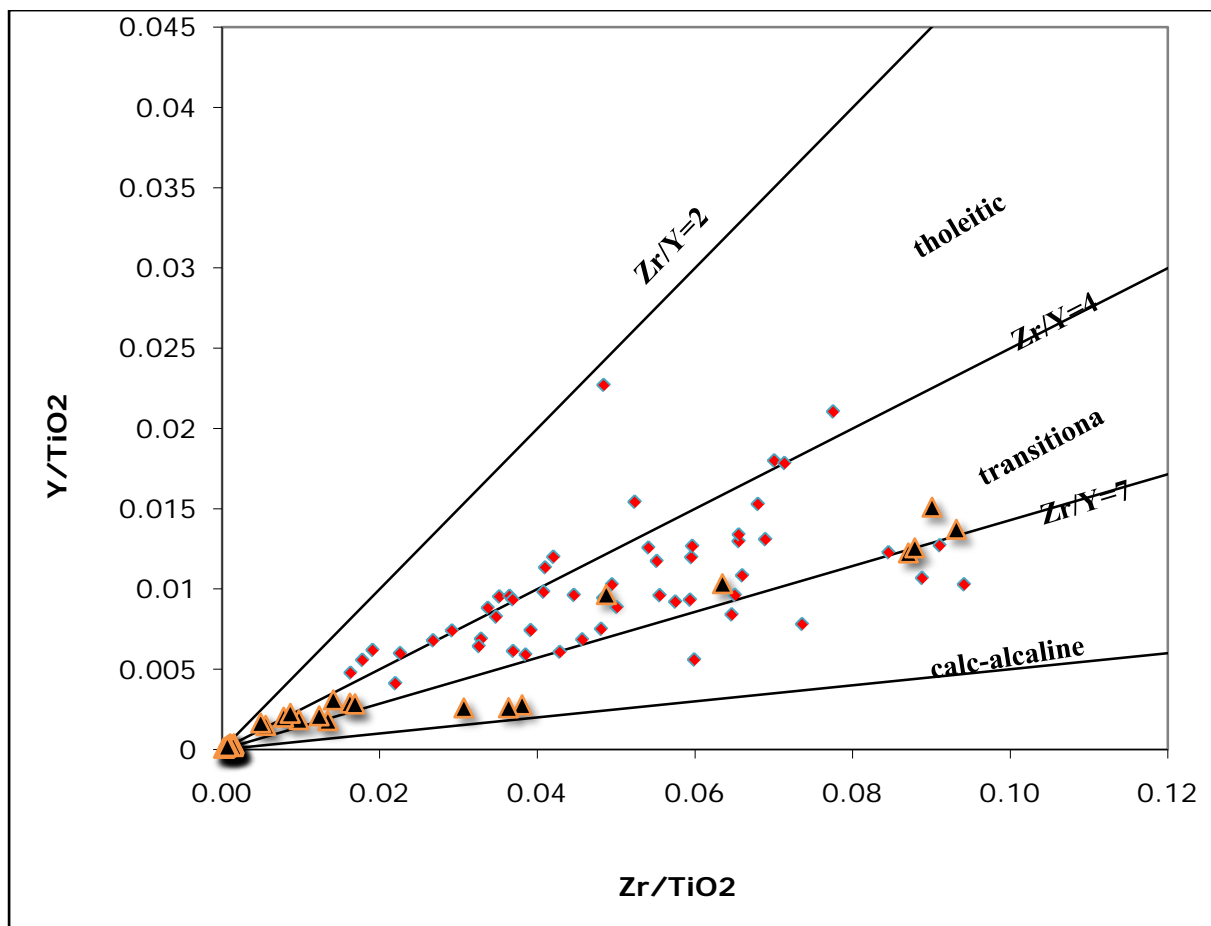


Diagram 3. Zr/TiO_2 vs. Y/TiO_2 diagram for volcanic and intrusive rocks illustrating geochemical variations in the Bolnisi district (after *Lentz, 1998*).

დიაგრამა 4-დან გამომდინარე Zr/Y - თან შეფარდება აგრეთვე მერყეობს 3-7 -ის ფარგლებში რაც ადასტურებს ამ ქანების გარდამავალ (transitional) ბუნებას კირტუტედან ტოლეიტურისაკენ.

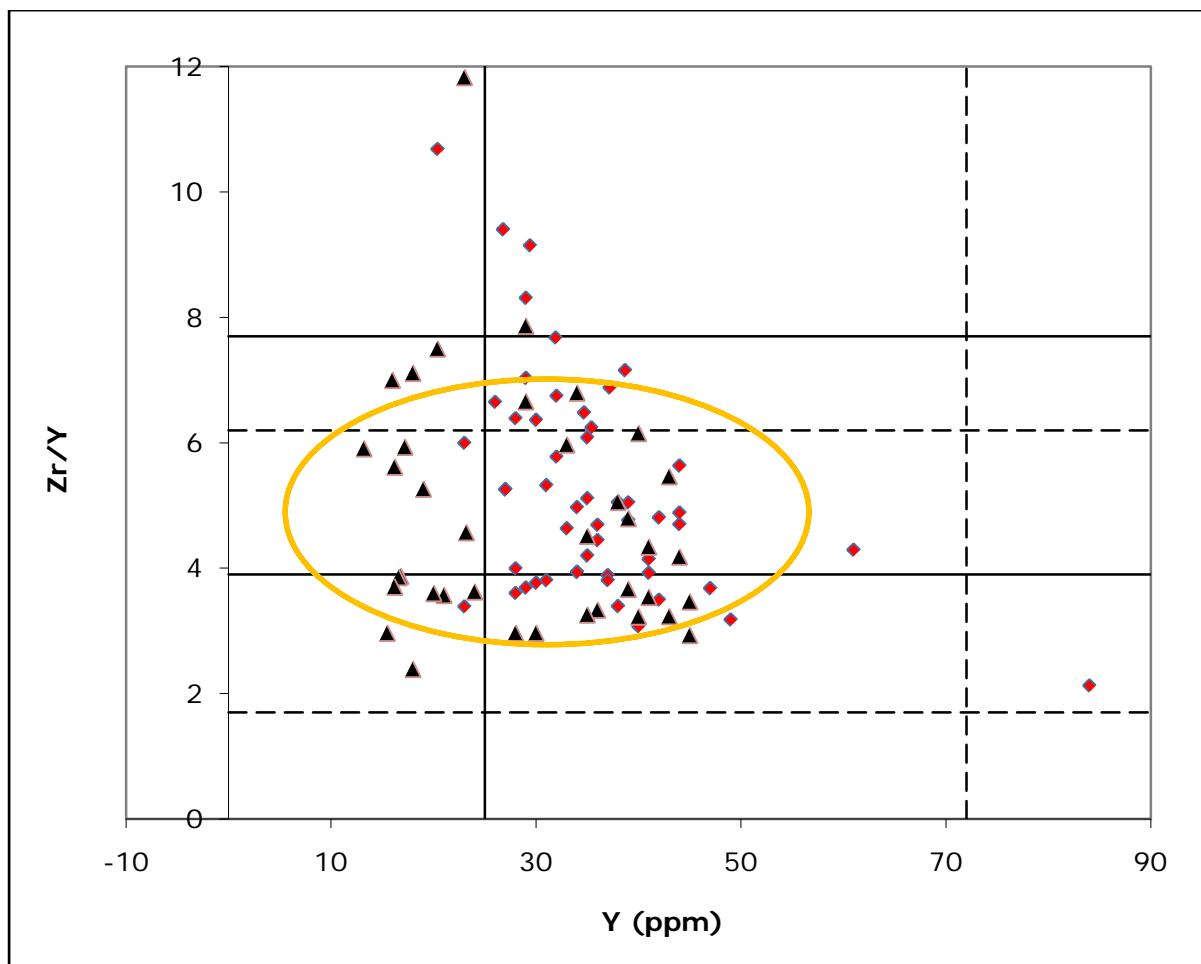
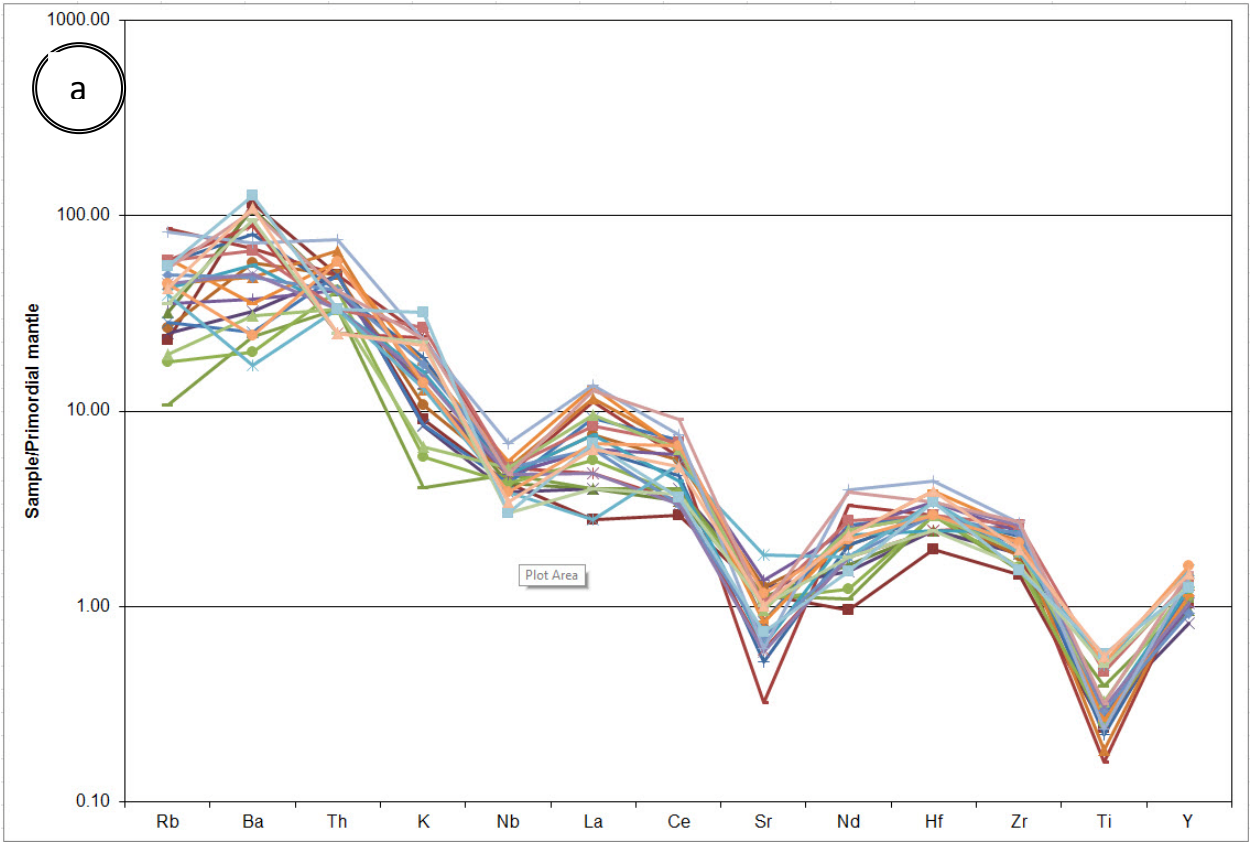


Diagram 4. Zr vs. Zr/Y diagram fractionation trends for calk-alkaline , tholeiitic and alkaline magmas are estimated (after *Lentz, 1998*).



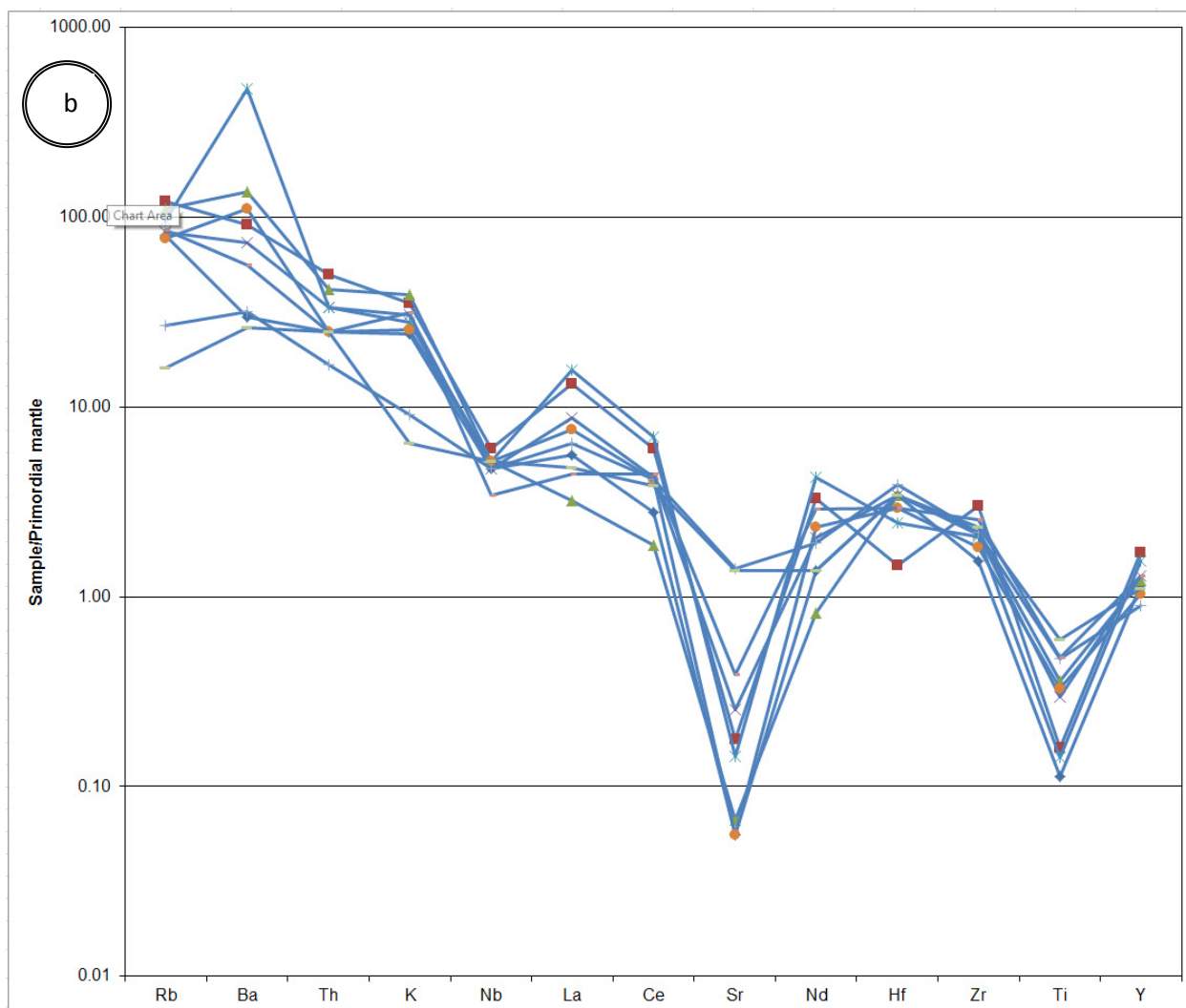


Diagram 5. Primordial mantle normalized (according to *Sun & McDonough, 1989*) spider diagram for the host rocks of the Madneuli deposit: a) samples collected by N.Popkhadze during this study, b) samples collected by S.Gialli (Gialli 2013).

სპაიდერ დიაგრამებიდან (იხ.დიაგრამა 5) კარგად ჩანს Nb, Sr და Ti –ის უარყოფითი ანომალიები.

ამრიგად, ზემოთ მოცემული დიაგრამებიდან გამომდინარე შესაძლებელია გარკვეული დასკვნების გაკეთება; ჩვენმა მონაცემებმა გვიჩვენა გარდამავალი ტრენდი ვულკანური რკალიდან ოკეანური ქედისკენ ასოცირებულ მაგმასთან. უფრო მეტიც, Zr/Y შეფარდების სიდიდის მიხედვით, რომელიც უმეტესი ნიმუშების მიხედვით არის 4-დან 7-ის ფარგლებში, მოგვცა ქანთა გარდამავალი ბუნება კირტუტიდან ტოლეიტურისაკენ. ღენტოსის მიხედვით (Lentz 1998) Zr/Y –ის შეფარდების გაზრდა ხდება Y-ის შემცირების ხარჯზე, რაც აგრეთვე დამოკიდებულია Zr-ზე. ეს გვიჩვენებს, რომ Y (ისევე როგორც სხვა HREE) არის დაუმორჩილებელი (incompatible) კირტუტე რიგის ქანთა სერიაში.

	PhD.1	PhD.2	PhD.3	PhD.4	PhD.5	PhD.6	PhD.7	PhD.8	PhD9	PhD.10	PhD.11	PhD.12	PhD.13
major elements (wt%)													
SiO2 %	85.32	83.99	83.39	81.92	81.68	80.51	80.05	78.29	77.77	76.91	76.59	76.37	76.32
TiO2 %	0.16	0.15	0.25	0.30	0.22	0.21	0.36	0.37	0.35	0.27	0.13	0.36	0.28
Al2O3 %	7.80	9.59	8.80	9.49	9.25	9.89	11.13	11.55	10.31	12.48	12.09	12.53	11.82
Fe2O3 %	1.67	0.51	0.93	1.06	0.91	1.36	1.32	1.76	2.72	1.80	1.11	1.98	2.91
MnO %	0.02	0.02	0.02	0.04	0.08	0.04	0.03	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	0.06
MgO %	0.70	0.25	0.96	0.91	0.10	1.21	1.13	1.35	1.83	0.60	0.55	1.66	1.94
CaO %	0.14	0.20	0.35	0.57	0.29	0.26	0.41	0.41	0.19	0.54	0.49	0.43	0.16
Na2O %	0.12	4.44	2.41	2.79	0.07	1.60	2.74	3.91	3.06	5.89	2.27	4.01	2.51
K2O %	2.14	0.26	0.90	0.66	7.04	2.65	1.00	0.61	0.58	0.23	4.45	0.78	1.36
P2O5 %	0.02	0.02	0.05	0.07	0.04	0.04	0.08	0.09	0.06	0.05	0.03	0.08	0.05
LOI %	1.93	0.68	1.39	1.87	0.65	1.88	1.98	1.63	2.85	0.94	2.02	1.86	2.14
Cr2O3 %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	100.00	100.10	99.42	99.68	100.33	99.64	100.23	100.02	99.79	99.79	99.76	100.13	99.55
trace elements (ppm)													
As ppm	8.00	7.00	4.00	6.00	5.00	<3<	5.00	<3<	6.00	5.00	5.00	5.00	<3<
Ba ppm	953.00	119.00	453.00	726.00	146.00	2232.00	682.00	205.00	224.00	141.00	481.00	360.00	508.00
Ce ppm	9.00	17.00	20.00	22.00	28.00	38.00	26.00	30.00	19.00	16.00	49.00	42.00	35.00
Co ppm	4.00	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	3.00	3.00	4.00	3.00	2.00	4.00	4.00
Cr ppm	10.00	14.00	9.00	22.00	15.00	3.00	20.00	6.00	5.00	10.00	31.00	37.00	<2<
Cu ppm	8.00	<2<	<2<	26.00	3.00	3.00	7.00	11.00	4.00	21.00	6.00	<2<	<2<
Ga ppm	12.00	8.00	8.00	11.00	10.00	10.00	11.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00
Hf ppm	2.00	9.00	13.00	4.00	8.00	6.00	5.00	5.00	2.00	7.00	9.00	6.00	6.00
La ppm	8.00	7.00	8.00	7.00	15.00	19.00	10.00	10.00	7.00	6.00	30.00	19.00	16.00
Nb ppm	10.00	9.00	9.00	10.00	10.00	10.00	10.00	9.00	11.00	7.00	9.00	11.00	11.00
Ni ppm	<2<	2.00	<2<	4.00	<2<	<2<	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	<2<	<2<
Pb ppm	7.00	7.00	7.00	20.00	3.00	7.00	13.00	4.00	5.00	7.00	8.00	5.00	<2<
Rb ppm	43.00	6.00	19.00	13.00	52.00	30.00	18.00	14.00	15.00	4.00	70.00	15.00	32.00
S ppm	28.00	107.00	70.00	93.00	42.00	70.00	66.00	138.00	109.00	208.00	66.00	295.00	489.00
Sc ppm	<2<	6.00	12.00	11.00	<2<	3.00	10.00	9.00	12.00	14.00	2.00	15.00	13.00
Sr ppm	15.00	75.00	90.00	103.00	33.00	80.00	101.00	114.00	46.00	138.00	95.00	114.00	47.00
Th ppm	4.00	8.00	4.00	6.00	5.00	6.00	5.00	6.00	6.00	3.00	8.00	6.00	5.00
U ppm	<2<	<2<	<2<	2.00	<2<	<2<	2.00	2.00	2.00	<2<	<2<	<2<	<2<
V ppm	17.00	3.00	7.00	32.00	7.00	20.00	29.00	18.00	5.00	11.00	12.00	38.00	9.00
Y ppm	28.00	23.00	28.00	29.00	32.00	27.00	27.00	23.00	42.00	30.00	16.00	34.00	34.00
Zn ppm	26.00	16.00	26.00	26.00	33.00	20.00	28.00	30.00	32.00	42.00	27.00	40.00	30.00
Zr ppm	112.00	78.00	101.00	107.00	197.00	142.00	142.00	138.00	147.00	89.00	112.00	134.00	169.00

	PhD.14	PhD.15	PhD.16	PhD.17	PhD.18	PhD.19	PhD.20	PhD.21	PhD22	PhD.23	PhD.24	PhD.25	PhD.26
major elements (wt%)													
SiO ₂ %	76.14	75.92	75.29	75.15	74.82	74.74	74.48	74.45	74.36	74.32	74.23	74.12	74.09
TiO ₂ %	0.25	0.31	0.42	0.42	0.29	0.22	0.39	0.38	0.33	0.24	0.37	0.37	0.34
Al ₂ O ₃ %	11.72	12.82	12.85	11.44	12.29	11.29	12.25	11.91	12.04	13.22	11.87	12.63	12.42
Fe ₂ O ₃ %	0.98	2.95	1.60	3.15	3.13	4.11	2.56	3.85	3.58	2.63	4.07	2.90	2.93
MnO %	0.12	0.01	0.04	0.09	0.05	0.08	0.04	0.27	0.06	0.08	0.26	0.13	0.16
MgO %	0.10	0.07	1.21	2.94	1.32	2.91	0.26	1.61	2.13	2.04	1.74	1.29	1.83
CaO %	0.36	0.24	0.64	0.38	0.69	0.21	2.50	0.20	0.37	0.31	0.39	0.49	0.33
Na ₂ O %	0.24	5.53	4.01	2.41	4.19	1.33	3.42	2.32	1.83	4.35	2.28	3.80	4.39
K ₂ O %	9.08	0.45	1.58	0.90	1.27	1.43	1.98	2.10	1.51	0.93	2.40	0.97	0.62
P ₂ O ₅ %	0.04	0.06	0.10	0.10	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.03	0.08	0.10	0.09
LOI %	0.85	1.13	1.64	3.01	1.86	2.95	1.62	2.18	3.51	1.95	2.18	2.70	2.08
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.87	99.48	99.39	99.98	99.98	99.34	99.57	99.34	99.78	100.10	99.87	99.50	99.28
trace elements (ppm)													
As ppm	9.00	7.00	<3<	3.00	8.00	<3<	4.00	6.00	3.00	4.00	6.00	5.00	<3<
Ba ppm	217.00	233.00	2218.00	298.00	820.00	316.00	545.00	402.00	398.00	307.00	509.00	245.00	160.00
Ce ppm	124.00	33.00	46.00	41.00	21.00	46.00	36.00	35.00	46.00	50.00	33.00	38.00	53.00
Co ppm	<2<	4.00	<2<	5.00	6.00	8.00	<2<	4.00	7.00	4.00	8.00	6.00	7.00
Cr ppm	21.00	11.00	22.00	3.00	82.00	24.00	38.00	7.00	8.00	6.00	59.00	10.00	<2<
Cu ppm	5.00	<2<	<2<	3.00	57.00	3.00	10.00	74.00	5.00	<2<	6.00	4.00	22.00
Ga ppm	13.00	17.00	12.00	14.00	12.00	14.00	16.00	16.00	15.00	15.00	15.00	15.00	16.00
Hf ppm	6.00	6.00	6.00	5.00	7.00	5.00	6.00	6.00	4.00	6.00	6.00	6.00	6.00
La ppm	61.00	13.00	21.00	18.00	11.00	34.00	12.00	22.00	24.00	29.00	20.00	15.00	23.00
Nb ppm	11.00	11.00	10.00	13.00	8.00	13.00	11.00	11.00	14.00	12.00	11.00	9.00	10.00
Ni ppm	6.00	3.00	6.00	<2<	5.00	<2<	<2<	<2<	2.00	<2<	3.00	3.00	<2<
Pb ppm	<2<	<2<	7.00	3.00	11.00	3.00	9.00	299.00	3.00	2.00	13.00	5.00	4.00
Rb ppm	67.00	9.00	24.00	18.00	16.00	36.00	25.00	51.00	36.00	25.00	44.00	22.00	16.00
S ppm	27.00	164.00	265.00	122.00	4933.00	174.00	99.00	238.00	113.00	154.00	186.00	134.00	128.00
Sc ppm	<2<	8.00	13.00	19.00	14.00	11.00	10.00	22.00	14.00	6.00	12.00	17.00	13.00
Sr ppm	47.00	149.00	148.00	75.00	273.00	22.00	171.00	39.00	32.00	76.00	34.00	67.00	75.00
Th ppm	5.00	7.00	6.00	3.00	4.00	4.00	7.00	6.00	3.00	8.00	5.00	5.00	6.00
U ppm	<2<	<2<	3.00	<2<	<2<	<2<	2.00	<2<	<2<	3.00	2.00	3.00	2.00
V ppm	3.00	4.00	24.00	7.00	11.00	6.00	8.00	6.00	7.00	11.00	23.00	30.00	23.00
Y ppm	34.00	36.00	35.00	41.00	45.00	47.00	38.00	44.00	44.00	36.00	41.00	84.00	33.00
Zn ppm	40.00	14.00	31.00	44.00	91.00	42.00	57.00	1244.00	38.00	36.00	203.00	114.00	86.00
Zr ppm	231.00	169.00	147.00	170.00	132.00	173.00	192.00	184.00	215.00	160.00	178.00	179.00	153.00

	PhD.27	PhD.28	PhD.29	PhD.30	PhD.31	PhD.32	PhD.33	PhD.34	PhD35	PhD.36	PhD.37	PhD.38	PhD.39
major elements (wt%)													
SiO ₂ %	73.95	73.84	73.82	73.23	73.14	73.11	72.86	71.65	71.61	71.11	70.97	70.76	70.67
TiO ₂ %	0.15	0.32	0.27	0.37	0.57	0.33	0.37	0.35	0.33	0.38	0.45	0.59	0.42
Al ₂ O ₃ %	13.11	12.76	12.10	13.21	11.89	12.97	13.15	12.44	14.22	13.27	12.33	13.56	12.84
Fe ₂ O ₃ %	1.70	2.68	6.01	3.05	4.61	2.73	3.19	4.30	3.52	3.31	4.85	3.96	4.29
MnO %	0.03	0.06	0.06	0.09	0.08	0.06	0.07	0.10	0.18	0.20	0.26	0.09	0.18
MgO %	0.79	1.50	1.78	1.58	3.02	1.24	1.84	3.10	2.09	2.58	3.07	1.80	3.38
CaO %	0.24	0.27	0.07	0.39	0.28	0.34	0.29	0.24	0.35	0.90	0.39	0.34	0.31
Na ₂ O %	1.85	2.64	0.00	4.16	2.30	2.35	3.63	1.72	4.24	3.54	1.30	4.56	4.07
K ₂ O %	5.80	3.33	2.81	0.94	1.26	3.96	1.15	1.52	1.26	1.26	3.00	1.94	0.48
P ₂ O ₅ %	0.05	0.07	0.04	0.09	0.10	0.08	0.09	0.06	0.06	0.07	0.10	0.14	0.09
LOI %	2.03	2.20	3.08	1.99	2.46	2.34	2.64	3.62	2.03	2.89	2.77	1.72	2.69
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.70	99.68	100.04	99.10	99.71	99.52	99.28	99.10	99.89	99.53	99.49	99.47	99.42
trace elements (ppm)													
As ppm	<3<	6.00	4.00	<3<	3.00	<3<	<3<	<3<	4.00	3.00	10.00	5.00	4.00
Ba ppm	709.00	805.00	1537.00	235.00	317.00	779.00	355.00	424.00	225.00	304.00	588.00	418.00	194.00
Ce ppm	42.00	51.00	4.00	45.00	38.00	50.00	33.00	25.00	48.00	25.00	33.00	52.00	48.00
Co ppm	<2<	3.00	8.00	5.00	9.00	3.00	8.00	9.00	5.00	6.00	6.00	7.00	5.00
Cr ppm	9.00	4.00	<2<	2.00	3.00	11.00	5.00	9.00	354.00	7.00	8.00	68.00	8.00
Cu ppm	25.00	9.00	<2<	<2<	<2<	12.00	2.00	<2<	129.00	<2<	6.00	<2<	<2<
Ga ppm	14.00	17.00	18.00	17.00	15.00	16.00	17.00	17.00	17.00	14.00	16.00	17.00	15.00
Hf ppm	9.00	6.00	6.00	7.00	6.00	6.00	5.00	6.00	8.00	6.00	6.00	6.00	6.00
La ppm	31.00	27.00	6.00	16.00	17.00	20.00	19.00	15.00	33.00	16.00	20.00	21.00	24.00
Nb ppm	9.00	11.00	13.00	11.00	13.00	11.00	11.00	13.00	13.00	12.00	10.00	12.00	12.00
Ni ppm	<2<	<2<	<2<	<2<	4.00	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	3.00	<2<	4.00
Pb ppm	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.00	4.00	4.00	<2<	4.00	40.00	3.00	3.00
Rb ppm	96.00	52.00	53.00	20.00	31.00	58.00	24.00	38.00	34.00	28.00	58.00	33.00	11.00
S ppm	<3<	78.00	2602.00	144.00	148.00	74.00	123.00	114.00	564.00	139.00	154.00	261.00	1176.00
Sc ppm	2.00	10.00	14.00	16.00	24.00	7.00	16.00	14.00	14.00	16.00	19.00	18.00	27.00
Sr ppm	23.00	61.00	5.00	122.00	39.00	68.00	57.00	25.00	75.00	63.00	32.00	93.00	86.00
Th ppm	7.00	5.00	4.00	5.00	4.00	5.00	4.00	5.00	7.00	5.00	4.00	4.00	4.00
U ppm	2.00	<2<	2.00	<2<	<2<	2.00	2.00	3.00	2.00	<2<	2.00	2.00	2.00
V ppm	10.00	10.00	<2<	12.00	14.00	8.00	17.00	7.00	33.00	41.00	37.00	27.00	17.00
Y ppm	18.00	35.00	29.00	28.00	39.00	32.00	35.00	44.00	32.00	26.00	35.00	38.00	37.00
Zn ppm	38.00	63.00	24.00	47.00	31.00	51.00	41.00	43.00	61.00	96.00	185.00	63.00	70.00
Zr ppm	128.00	213.00	241.00	179.00	186.00	216.00	179.00	207.00	185.00	173.00	158.00	192.00	141.00

	PhD.40	PhD.41	PhD.42	PhD.43	PhD.44	PhD.45	PhD.46	PhD.47	PhD.48	PhD.49	PhD.50	PhD.51	PhD.52
major elements (wt%)													
SiO2 %	70.19	70.02	69.03	68.55	68.51	68.47	68.21	67.38	66.86	66.10	66.09	65.83	65.43
TiO2 %	0.55	0.64	0.39	0.66	0.30	0.48	0.41	0.63	0.76	0.39	0.73	0.48	0.71
Al2O3 %	12.63	14.74	13.63	15.11	15.36	14.43	14.57	14.02	14.01	13.43	13.93	15.32	14.79
Fe2O3 %	5.59	3.66	6.93	4.25	3.93	5.25	3.99	5.46	6.90	3.17	6.02	6.37	6.35
MnO %	0.11	0.14	0.07	0.13	0.12	0.10	0.23	0.14	0.17	0.06	0.22	0.14	0.15
MgO %	3.98	1.12	2.83	1.30	3.09	3.53	2.31	3.08	3.32	1.00	2.85	3.39	2.83
CaO %	0.30	0.80	0.19	0.53	0.29	0.26	0.37	0.70	0.65	2.40	0.89	0.21	0.68
Na2O %	2.04	6.00	0.95	6.20	3.64	2.52	4.56	4.03	4.46	2.19	3.90	3.20	4.44
K2O %	1.08	0.95	2.19	1.01	1.68	1.63	1.70	1.62	0.15	3.01	2.30	1.54	1.57
P2O5 %	0.11	0.12	0.08	0.13	0.04	0.08	0.10	0.20	0.23	0.06	0.19	0.10	0.21
LOI %	3.18	1.48	3.12	1.70	3.07	3.11	2.74	2.39	2.61	7.79	2.44	2.87	2.44
Cr2O3 %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.76	99.67	99.40	99.56	100.03	99.85	99.19	99.66	100.11	99.61	99.56	99.46	99.60
trace elements (ppm)													
As ppm	<3<	4.00	4.00	<3<	4.00	6.00	<3<	<3<	6.00	5.00	5.00	<3<	5.00
Ba ppm	306.00	108.00	1219.00	153.00	456.00	487.00	669.00	604.00	125.00	366.00	802.00	600.00	689.00
Ce ppm	45.00	40.00	47.00	50.00	57.00	59.00	68.00	28.00	14.00	43.00	27.00	44.00	39.00
Co ppm	8.00	2.00	10.00	5.00	7.00	8.00	10.00	9.00	14.00	3.00	10.00	13.00	12.00
Cr ppm	4.00	3.00	5.00	5.00	6.00	7.00	10.00	366.00	4.00	4.00	10.00	10.00	7.00
Cu ppm	<2<	4.00	<2<	7.00	<2<	3.00	<2<	3.00	242.00	<2<	10.00	<2<	9.00
Ga ppm	15.00	16.00	19.00	20.00	23.00	19.00	17.00	18.00	17.00	16.00	17.00	18.00	17.00
Hf ppm	6.00	7.00	6.00	6.00	9.00	8.00	7.00	5.00	5.00	7.00	7.00	8.00	8.00
La ppm	29.00	7.00	46.00	17.00	34.00	41.00	32.00	10.00	6.00	22.00	17.00	42.00	16.00
Nb ppm	12.00	9.00	10.00	9.00	16.00	17.00	11.00	7.00	9.00	13.00	7.00	12.00	8.00
Ni ppm	<2<	4.00	2.00	3.00	3.00	3.00	<2<	5.00	3.00	<2<	3.00	3.00	3.00
Pb ppm	5.00	5.00	<2<	6.00	3.00	2.00	4.00	2.00	5.00	6.00	7.00	2.00	3.00
Rb ppm	24.00	22.00	44.00	25.00	46.00	42.00	30.00	20.00	5.00	55.00	31.00	32.00	24.00
S ppm	198.00	137.00	1301.00	274.00	155.00	165.00	172.00	404.00	1636.00	83.00	168.00	376.00	184.00
Sc ppm	24.00	29.00	20.00	22.00	10.00	23.00	16.00	26.00	34.00	11.00	28.00	26.00	28.00
Sr ppm	34.00	166.00	16.00	105.00	55.00	37.00	89.00	91.00	74.00	350.00	67.00	39.00	91.00
Th ppm	5.00	4.00	4.00	7.00	9.00	6.00	5.00	3.00	2.00	4.00	4.00	3.00	3.00
U ppm	2.00	<2<	2.00	2.00	2.00	3.00	<2<	<2<	<2<	<2<	3.00	2.00	<2<
V ppm	14.00	11.00	4.00	16.00	33.00	17.00	38.00	65.00	69.00	10.00	98.00	59.00	78.00
Y ppm	41.00	43.00	39.00	45.00	39.00	61.00	42.00	36.00	40.00	40.00	35.00	29.00	41.00
Zn ppm	49.00	74.00	27.00	82.00	90.00	48.00	123.00	83.00	132.00	62.00	200.00	40.00	82.00
Zr ppm	161.00	139.00	187.00	156.00	197.00	262.00	202.00	120.00	129.00	246.00	114.00	204.00	145.00

PhD.53 PhD.54 PhD.55 PhD.56 PhD.57 PhD.58 PhD.59 PhD.60 PhD61 PhD.62 PhD.63 PhD.64

major elements (wt%)													
SiO ₂	%	65.31	64.89	64.68	64.17	74.09	74.07	76.30	76.19	70.65	70.19	65.34	65.32
TiO ₂	%	0.79	0.50	0.48	0.88	0.32	0.32	0.21	0.50	0.39	0.50	0.64	0.75
Al ₂ O ₃	%	14.29	14.95	15.53	15.23	12.73	11.97	12.18	10.91	13.66	14.10	14.83	14.75
Fe ₂ O ₃	%	7.10	5.44	8.79	6.79	3.56	3.40	2.54	2.85	3.70	4.16	5.68	6.81
MnO	%	0.14	0.13	0.10	0.13	0.15	0.11	0.05	0.10	0.18	0.09	0.12	0.04
MgO	%	4.62	4.79	3.23	4.11	1.50	2.24	1.93	1.97	2.98	2.82	4.21	1.91
CaO	%	0.47	0.29	0.20	0.59	0.33	0.28	0.15	0.35	0.34	0.53	0.31	1.27
Na ₂ O	%	2.51	3.61	0.00	2.31	2.59	4.26	2.53	3.92	3.42	2.19	1.97	4.60
K ₂ O	%	1.02	0.94	3.20	1.55	1.73	0.42	1.74	0.29	1.09	2.18	0.76	0.65
P ₂ O ₅	%	0.20	0.10	0.09	0.25	0.07	0.06	0.03	0.12	0.08	0.09	0.20	0.21
LOI	%	3.38	3.75	3.75	3.66	2.52	1.91	2.12	1.94	2.65	2.92	5.14	3.77
Cr ₂ O ₃	%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	%	99.84	99.39	100.04	99.67	99.58	99.05	99.77	99.15	99.14	99.77	99.21	100.09
trace elements (ppm)													
As	ppm	<3<	5.00	<3<	6.00	5.00	5.00	<3<	5.00	3.00	5.00	3.00	6.00
Ba	ppm	251.00	318.00	1627.00	361.00	560.00	126.00	428.00	151.00	318.00	526.00	103.00	163.00
Ce	ppm	49.00	25.00	35.00	53.00	26.00	28.00	44.00	30.00	25.00	64.00	34.00	31.00
Co	ppm	13.00	12.00	14.00	7.00	9.00	4.00	4.00	5.00	9.00	8.00	11.00	13.00
Cr	ppm	6.00	29.00	<2<	5.00	8.00	<2<	4.00	3.00	10.00	4.00	9.00	13.00
Cu	ppm	<2<	18.00	8.00	<2<	193.00	<2<	<2<	10.00	5.00	<2<	<2<	<2<
Ga	ppm	17.00	21.00	23.00	18.00	16.00	14.00	15.00	10.00	16.00	18.00	18.00	19.00
Hf	ppm	7.00	6.00	7.00	7.00	5.00	6.00	6.00	6.00	7.00	7.00	5.00	6.00
La	ppm	34.00	12.00	21.00	26.00	12.00	14.00	28.00	10.00	12.00	32.00	10.00	10.00
Nb	ppm	12.00	11.00	13.00	12.00	12.00	10.00	11.00	11.00	11.00	14.00	9.00	13.00
Ni	ppm	<2<	5.00	2.00	2.00	<2<	<2<	<2<	<2<	2.00	4.00	4.00	5.00
Pb	ppm	4.00	3.00	3.00	5.00	<2<	<2<	7.00	<2<	4.00	<2<	8.00	<2<
Rb	ppm	20.00	22.00	59.00	35.00	33.00	10.00	48.00	6.00	25.00	53.00	16.00	14.00
S	ppm	183.00	203.00	594.00	190.00	149.00	1221.00	138.00	264.00	136.00	175.00	304.00	152.00
Sc	ppm	42.00	31.00	18.00	36.00	13.00	19.00	5.00	12.00	16.00	17.00	43.00	25.00
Sr	ppm	56.00	53.00	9.00	48.00	54.00	98.00	29.00	102.00	53.00	58.00	32.00	194.00
Th	ppm	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00	5.00	6.00	4.00	4.00	4.00	2.00	4.00
U	ppm	<2<	3.00	3.00	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	2.00	2.00	<2<	2.00
V	ppm	24.00	70.00	7.00	33.00	10.00	9.00	14.00	6.00	31.00	24.00	94.00	88.00
Y	ppm	38.00	34.00	43.00	49.00	30.00	31.00	37.00	30.00	29.00	44.00	40.00	31.00
Zn	ppm	44.00	67.00	43.00	54.00	57.00	39.00	41.00	35.00	88.00	30.00	98.00	20.00
Zr	ppm	129.00	134.00	235.00	156.00	191.00	118.00	144.00	113.00	193.00	248.00	123.00	165.00

თავი V

5.1. თავი ინგლისურ – ქართული ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების მცირე ლექსიკონი

Ash fall deposit – ფერფლის ცვენის ნალექები

Pyroclastic fall deposit – პიროკლასტური ცვენის ნალექები

Accretionary lapilli – აკრეციული ლაპილები

Rim type accretionary lapilli – არშიიანი აკრეციული ლაპილები

Armoured type accretionary lapilli - ჯავშნიანი აკრეციული ლაპილები

Core type accretionary lapilli - ბირთვიანი აკრეციული ლაპილები

Soft sediment deformation – რბილი სედიმენტის დეფორმაციები

Gravity flowage ripples - გრავიტაციული დინების რიპელმარკები

Grain flow deposits - ვულკანოკლასტური მარცვლოვანი ნაკადი ვულკანური მეწყერი

Slides - ვულკანური მეწყერი

Volcanic debris avalanches - ვულკანური დებრიტული ზვავები

Water-settled pyroclastic fall deposits - წყლით დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები

Slump - დაცურების ზედაპირები

hyaloclastite with glass-like selvages - ჰიალოკლასტიტები მინისებრი არშიებით

hyaloclastite with pillow-like forms - ჰიალოკლასტიტები ბალიშისებრი ფორმებით

Lobe hyaloclastite- ფრთის - ლაპოტური ჰიალოკლასტიტი

Carapace breccias - ბაკნისებრი ბრეჩია.

Gravity flowage ripple - გრავიტაციული დინების რიპელმარკები

Indistinct lamination/cross-lamination - არეული ლამინაცია

Current ripples - დინების რიპელმარკები

Mud flow layer - ტალახის (ლამის) დინების შრეები

Planar lamination – ირიბშრეობრიობა

Convolute lamination – ირიბტალღოვანება

Current ripple forms – დინების რიპელმარკები

Dish structure – ლამბაქისებრი სტრუქტურა

Pillar structure – სვეტური სტრუქტურა

Flame structure – ალისებრი სტრუქტურა

თავი VI. დასკვნები

მადნეულის საბადოს დეტალური ფაციალური ანალიზის საფუძველზე, რომელიც ეყრდნობა ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და სედიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციებს გამოიყო 12 ფაციალური ტიპები მადნეულის საბადოზე, მათ შორის არის ისეთებიც, რომლებიც ავტორის მიერ პირველად იქნა აღწერილი და ინტერპრეტირებული: სვეტისებური განწვევების იგნიმბრიტები, წყლით დაღეჭილი პირიკლასტური ცვენის ნალექები, ჰიალოკლასტიტები, ფლუიდალური ზონალობის ლავის ნაკადი, პემზით მდიდარი ვულკანიკლასტური ნალექები, ბუშტუკოვანი ტუფები. მათი ინტერპრეტაცია საშუალებას იძლევა საბადოს ნალექდაგროვების პირობების აღსადგენად.

ჰიალოკლასტიტების ორი ტიპია საბადოზე აღწერილი: ჰიალოკლასტიტები მინისბრი არშიებით და ჰიალოკლასტიტები პილოუს მაგვარი ფორმებით. ისინი თითოეული იზოლირებული ფრთის ლაპოტური ჰიაკოკლასტიტის პერიფერიულ ნაწილში წარმოიქმნა წყლის ლავასთან ურთიერთქმედების შედეგად და ლავის თითოეული პულსის მოქმედების შედეგია. მათი ერთმანეთთან ენდოგენური შეზრდით წარმოიქმნება გუმბათის სტრუქტურა (open pit is devoid of hyaloclastite, which indicates that the lobe was emplaced within the interior of the flow or dome during endogeneous growth). პემზიანი ჰიალოკლასტიტი მარჩხი წყლის გარემოს მიმანიშნებელია, ვინაიდან პემზის წარმისაწმენლად საჭიროა სისტებიდან გაზების ნაწილობრივ მაინც გამოთავისუფლება, რაც ღრმა წყლის პირობებში შეუძლებელია წყლის ჰიდროსტატიკური წნევის გამო.

ორი განსხვავებული ტიპის იგნიმბრიტებია საბადოზე აღწერილი ; ჩვეულებრივ იგნიმბრიტები და სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები. სვეტური განწვევების იგნიმბრიტების ძირითადი მასა, რომელიც ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციისა და ჰიდრატაციის შედეგად პერლიტური (სფეროიდული) ტიპის სტრუქტურას გვაძლევს წყალთან ურთიერთქმედების უტყუარი ნიშანია. ასევე არის აღწერილი საბადოს ჩრდილო ფერდზე იგნიმბრიტების გამოსავლებზე კლასიკური პერლიტური უბნები და აგრეთვე ვულკანური მინის ნამგლისებრი და ბრტყელი ფორმები, რაც ვულკანური მინის პერლიტურობი სტრუქტურის დეფორმაციისა და დაშლის შედეგია. შესაძლოა ეს იგნიმბრიტები ტრანსპორტირებულია დიდი მანძილიდან.

აბსოლუტური ასაკის მონაცემებმა გვიჩვენა რომ ისინი ბოლნისის რაიონში აღწერილი ფახრალის იგნიმბრიტების ფორმირების თანადროული არიან. არ არის გამორიცხული, რომ ამ დროისათვის არსებობდა დიდი კალდერული სტრუქტურა, რომლის პროდუქტებიც მადნეულის საბადოზეც არსებობს იგნიმბრიტების ჩათვლით. ნებისმიერ შემთხვევაში, მადნეულის საბადოზე კალდერული სტრუქტურის არსებობა გამორიცხულია კალდერული სტრუქტურებისათვის დამახასიათებელი ტექსტურული და სტრუქტურული მტკიცებულებების არარსებობის გამო.

საბადოზე აღწერილი აკრეციული ლაპილებისა და ბუმტუკოვანი ტუფების არსებობა, რომლებიც ყოველთვის ასოცირდებიან ტალღის ტექსტურებსა და ბიოტურბაციებთან ფრეატომაგმატური ამოფრქვევის პროდუქტებია, რაც წყალში ამოფრქვევას ნიშნავს. წყლის მიერ არის ტრანსპორტირებული აგრეთვე პემზით მდიდარი ვულკანიკლასტური ქანებში უხვად არსებული პემზისა და კრისტალების ნატეხები. ამ მოსაზრებას კიდევ უფრო ამაგრებს მეტად საინტერესო სელიმენტაციური ტექსტურების, ვულკანოგენური ტურბიდიტებისა და რადიოლარიების არსებობა საბადოზე რომ დავრწმუნდეთ მარჩხი ზღვის ნალექდაგროვების პირობების არსებობაში მადნეულის კარიერზე.

რადიოლარიების არსებობა არ გვაძლევს წყლის ბათიომეტრიული სიღრმის განსაზღვრის საშუალებას, მაგრამ შემცველი ქანების ასაკის დადგენა შესაძლებელია, რომელიც შეჯერებული იქნა აბსოლუტური ასაკის TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით განსაზღვრულ მონაცემებთან და იგი კონიაკურია.

ლიტერატურა

1. Gambashidze R., Geological development history of Georgia during the upper Cretaceous period. 1984, Metsniereba. Al. Janelidze Geological Institute of Georgian Academy of Science. Proceeding, new series 82, 1-111 (in Russian).
2. ხმაღაძე კ., ბოლნისის მადნის რაიონის “ბექთაქარის უბნის გეოლოგია”, სამაგისტრო ნაშრომი, 2013, 1-65.
3. Popkhadze N., First evidence of hyaloclastites at Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia. Bulletin of the Georgian National Academy of sciences, 2012, v.6, 3, 83-90.
4. Allen R., False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization, 1988, Economic Geology, 83, 1424-1446.
5. Cas R., Submarine Volcanism: Eruption styles, Products, and Relevance to Understanding the Host Rock Successions to Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*, 1992, 87, 511-547.
6. Gugushvili V., Two types of gold mineralization in the Bolnisi mining district related to Cretaceous volcanism. 2004, Proceedings of the Georgian Academy of Sciences A. Janelidze Geological Institute, 119, 749-754.
7. Gugushvili V., Omiadze G., Ignimbrite volcanism and ore mineralization (Bolnisi Ore District, the Lesser Caucasus). *Geology of Ore Deposits*, 1988, 2, 105-109 (in Russian).
8. Migineishvili R., Hybrid nature of the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia. Bulgarian Academy of Sciences, proceedings of the 2005 Field Workshop, 127-132.
9. Migineishvili R., A possible model of formation for the Madneuli copper-gold deposit. 2002, Trudi GIN AN Gruzii, Nov. ser. Bip. 117, 474.
10. Gialli S., The controversial polymetallic Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia: hydrothermal alteration and ore mineralogy. Unpublished M.Sc. thesis, University of Geneva, 2013, 1-143.
11. maRalaSvili a., madneulis sabados geologiuri agebuleba აგებულება და urageneturi modeli. 1995, Aal. janeliZis sax. geologiuri institutis 70 wlisTavisadmi miZRvnili samecn. sesiis moxsenebaTa Tezisebi, Tbilisi, mecniereba, gv. 76-77.
12. Магалашвили А., Гидротермально-осадочные руды Маднеульского месторождения. 1991, Сообщения АН Грузии, том 142, № 2. Стр. 353-356.
13. Магалашвили А., Связь оруденения с вулканизмом на примере месторождения Маднеули, 2002, развитие идей академика Г.С. Дзоценидзе. saq. mec. Aakademiis geologiuri institutis SromaTa krebuli, axali seria, nakv. 117, Tbilisi, gv. 460-466.
14. Adamia Sh., Zakariadze G., Ckhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A., Geology of the Caucasus. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2011, 20, 489-544.
15. Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Menkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazadech V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J., Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications*, 2010, 340, 329-352.

16. Gugushvili V., Kutelia Z., Porphyry Gold-Copper System of the Bolnisi Mining District and Analysis of Two Types of Gold Mineralization. Proceedings of the International Workshop: Gold and Base Metal Deposits of the Mediterranean and the South Caucasus-Challenges and opportunities. 2012, Tbilisi, 13-14.
17. Yilmaz A., Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdogan K., Tuzcu S., Karabiyikoglu M., Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia) – eastern Pontides (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, 2000, 173, 171-182.
18. Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A., Geology of the Caucasus. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2011, 20, 489-544.
19. Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Menkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazadech V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J., Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications*, 2010, 340, 329-352.
20. Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M., Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan zone, southern Armenia. *Lithos*, 2013, 177, 61-78.
21. Rubinshtein M., Adamia Sh., Bagdasarian G., Gugushvili V., The Genetic relationship of VMS barite-polymetallic deposits of Bolnisi ore district with late Cretaceous volcanism. *Bulletin of the Academy of Sciences of the Georgian SSR*, 1983, 109, 3, 753-756.
22. Duduri O., Vashakidze G., Gogoladze D., K-Ar age of some sub volcanic body and ore deposits in Kvemo Kartli (South-Eastern part of Georgia), *Bulletin of the Academy of Sciences of Georgia*, 1990, 140, 3, 553-555.
23. Apkhazava M., Late Cretaceous volcanism and volcanic structures of Bolnisi volcano-tectonic depression, 1988, Doctoral thesis, Caucasian Institute of mineral resources, 1- 269.
24. Gambashidze R., Nadareishvili G., Structure and stages of development of the upper Cretaceous volcanogenic-sedimentary formation of SE Georgia. 1987, In G.A. Tvalchrelidze (Ed) Volcanism and formation of useful minerals in mobile regions of the Earth “Metsniereba”, Tbilisi.
25. Vashakidze I., Geology of Bolnisi district. Geological department of Georgia. Report for Georgian-Australian joint industrial “TransGeorgian resources” Tbilisi-Kazreti, 2002 (in Georgian).
26. Cas R., Wright J., Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, 1991, 53, 357-380.
27. Pittari A., Cas R., Edgar C., Nichols H., Wolff J., Marti J., The influence of paleotopography on facies architecture and pyroclastic flow processes of a lithic-rich ignimbrite in a high gradient setting: The Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2006, 152, 273-315.
28. Gibson H., Morton R., Hudak G., Submarine volcanic processes, deposits and environment favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, 1998, 8, 13-51.
29. Sohn Y., Son M., Jeong J., Jeon Y., Eruption and emplacement of a laterally extensive, crystal-rich, and pumice free ignimbrite (the Cretaceous Kusandong Tuff, Korea). *Sedimentary Geology*, 2009, 220, 190-203.

30. Zakariadze G., Yildirim D., Adamia Sh., Oberhansli R., Karpenko S., Bazulev B., Solov'eva N., Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications island arc evolution of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield. *Gondwana Research*, 2007, 11, 92-108.
31. Popkhadze N., Moritz R., Gialli S., Beridze T., Gugushvili V., Khutsishvili S., Major volcano-sedimentary facies types of the Madneuli polymetallic deposit, Bolnisi district, Georgia: Implications for the host rock depositional environment. In: Erik Jonsson et al. (eds), Mineral deposit research for a high-tech world, 12th SGA Meeting, 12-15 August 2013, Sweden, Uppsala, 2, 576-579.
32. Popkhadze N., Beridze T., Moritz R., Gugushvili V., Khutsishvili S., Facies analysis of the volcano-sedimentary host rocks of the Cretaceous Madneuli massive sulphide deposit, Bolnisi district, Georgia. *Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences*, 2009, 3, 103-108.
33. Popkhadze N., First evidence of hyaloclastites at Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia. *Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences*, 2012, 6, 83-90.
34. White M., McPhie J., A submarine welded ignimbrite-crystal-rich sandstone facies association in the Cambrian Tyndall Group, western Tasmania, Australia. 1997, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 277-295.
35. Migineishvili R., Gvartadze T., Age of the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia: evidence from new nannoplankton data. *Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences*, 2010, 4, 85-91.
36. Lorenz V., Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 1974, 21, 273-291.
37. Capaccioni B., Coniglio S., Varicolored and vesiculated tuffs from La-Fossa Volcano, Vulcano Island (Aeolian Archipelago, Italy) - Evidence of syndepositional alteration processes. *Bulletin of Volcanology*, 1995, 57(1): 61-70.
38. McPhie J., Doyle M., Allen R., Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 1993, 1-198
40. Allen R., False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Economic Geology*, 1988, 85, 1424-1446.
41. Soriano C., Giordano G., Cas R., Riggs N., Porreca M., Facies architecture, emplacement mechanisms and eruption style of the submarine andesite El Barronal complex, Cabo de Gata, SE Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2013.264: 210-222.
42. Soriano C., Riggs N., Giordano G., Porreca M., Conticelli S., Cyclic growth and mass wasting of submarine Los Frailes lava flow and dome complex in Cabo de Gata, SE Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2012, 231: 72-86.
43. Németh K., Pécskay Z., Martin U., Gméling K., Molnár F., Cronin S.J., Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. In: K. Thomson and N. Petford (Editors), Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems. Geological Society, London, Special Publications. The Geological Society of London, Bath, UK, 2008, pp. 61-83.

44. Schmincke U., Behncke B., Grasso M., Raffi S., Evolution of the northwestern Iblean Mountains, Sicily: uplift, Pliocene/Pleistocene sea-level changes, paleoenvironment, and volcanism. *Geol. Rundsch.*, 1997, 86(3): 637-669.
45. Gibson H., Morton R., Hudak G., Submarine volcanic processes, deposits and environment favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, 1998, 8, 13-51
46. Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Kóny V., Pécskay Z., Fülöp A., and Kovacs, M., Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central European Journal of Geosciences*, 2010, 2(3): 207-270.
47. Allen R., Stadlbauer E., and Keller J., Stratigraphy of the Kos Plateau Tuff: product of a major Quaternary explosive rhyolitic eruption in the eastern Aegean, Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 1999, 88(1): 132-156.
48. Stewart L., and McPhie J., Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacitecryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2003, 124(1-2): 129-148.
49. Stewart L., and McPhie J., Facies architecture and Late Pliocene-Pleistocene evolution of a felsic volcanic island, Milos, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 2006, 68(7-8): 703-726.
50. Scutter R., Cas R.A.F., Moore L., and de Rita D., Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. 1998, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B11): 27551-27566.
51. Allen R., False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Economic Geology*, 1988, 85, 1424-1446.
52. Doyle M., McPhie J., Facies architecture of a silicic intrusion-dominated volcanic centre at Highway-Reward, Queensland, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2000, 99, 79-96
53. Furnes H., Fridleifsson I., Atkins F., Subglacial volcanics. On the formation of acid hyaloclastites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1980, 8, 95-110.
54. Setterfield T., Hodder R., Gibson H., Watkins J., The McDougall-Despina fault set, Noranda, Quebec: Evidence for fault-controlled volcanism and hydrothermal fluid flow. *Exploration and Mining Geology*, 1995, 4, 381-393.
55. McPhie J., Doyle M., Allen R., Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 1993, 1-198
56. Furnes H., Fridleifsson I., Atkins F., Subglacial volcanics. On the formation of acid hyaloclastites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1980, 8, 95-110.
57. Fisher RV and Schmincke H-U ., Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472pp.
58. Cashman KV and Fiske., Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. 1991, *Science*, 253, 275-279.

59. Ninkovich D., Sprks RSJ., Ledbetter MT., The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumarta: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bull Volcanol*, 1978, 41, 286-298.
60. Ledbetter M., Sparks RSJ., Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-sea ash layers. 1979, *Geology*, 7, 240-244.
61. Sparks R., Huang T., The volcanological significance of deepsea ash layers associated with ignimbrites. 1980, *Geol Mag*, 117, 425-436.
62. Stow A., *Sedimentary rocks in the field. A color Guide.* School of Ocean and Earth Science South ampton Oceanography Centre University of South ampton. 2005, 1-318.
63. White M., McPhie J., A submarine welded ignimbrite – crystal-rich sandstone facies association in the Cambrian Tyndall Group, western Tasmania, Australia, 1997, *Journal of volcanology and geothermal research*, 76, 277-295.
64. Barboni M., Schoene B., Ovtcharova M., Bussy F., Schalteger U., Gerdes A., Timing of incremental pluton construction and magmatic activity in a back-arc setting revealed by ID-TIMS U/Pband Hf isotopes on complex zircon grains. 2013, *Chemical geology*, 342, 76-93.
65. Bragina L., Cenomanian-Turonian radiolarians of northern Turkey and the Crimean Mountains. 2004, *P Mountains. Paleontological Journal*, vol. 38, Suppl. 4, 325-456.
66. Bragina L.G., Bragin Y., Stratigraphy and radiolarians of Upper Cretaceous cover of the Aracapas Ophiolite Massif (Cyprus). 2006, *Stratigraphy and geological correlation*, vol. 14, no. 5, 50-66.
67. Bragina L.G., Bragi, N.Yu., Djerić N., Gajić V., Late Cretaceous radiolarians and age of flyschoid sediments in the Struganik section (western Serbia), 2014, *Stratigraphy and Geological Correlation*, vol. 22, p. 202-218., Pleiades Publishing.
68. Dumitrica P., Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania, 1970, *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Ser. Géologie*, vol. 14, , no. 1, p. 45-124.
69. Dumitrica, P., Zügel, P.. Lower Tithonian mono- and dicyrtid Nassellaria (Radiolaria) from the Solnhofen area (southern Germany), 2003, *Geodiversitas*, 23 (1), pp. 5-72.
70. O'Dogherty L., Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain), 1994, *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, No. 21, 413 pp., 74 pls.
71. Pessagno E.A., Jr. Cretaceous Radiolaria, 1972, Part II. *Bulletins of American Paleontology*, vol. 61, No. 270, p. 283-328.
72. Pessagno E.A., Jr., Radiolarian zonation and stratigraphy of the upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges, 1976, *Micropaleontology*, Special publication nr.2, 1-96.
73. Sheridan ME., Wohletz KH., Hydrovolcanism: basic considerations and review. 1983, *J. Volcanol Geotherm Res*, 17, 1-29.

74. Moore JG., Structure and eruptive mechanism at Surtsey Volcano, Iceland. 1985, *Geol Mag*, 122, 649-661.
75. Rosi M., A model for the formation of vesiculated tuff by the coalescence of accretionary lapilli. 1992, *Bull Volcanol*, 54, 429-434.
76. DeRita D., Giordano G., Cecili A., A model for submarine rhyolite dome growth: Ponza Island (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001, 107, 221-239
77. Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Koncny V., Pécskay Z., Fülöp A., and Kovacs M., Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central European Journal of Geosciences*, 2010, 2(3): 207-270.
78. Németh K., Pécskay Z., Martin U., Gméling K., Molnár F., and Cronin J., Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. In: K. Thomson and N. Petford (Editors), *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems*. Geological Society, London, Special Publications. The Geological Society of London, Bath, UK, 2008, pp. 61-83.
79. Yamagishi H., Dimroth E., A composition of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: evidence for hot fluid rhyolite lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1985, 23, 337-355
80. Mugge O., Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. *N Jb Geol Palaont Beih*, 1983, 8, 535-721
81. Heyckendorf K., Die unterevonischen Lenne-Vulkanite im nordstichen Rheinischen Schiefergebirge. Beiträge zur Stratigraphie, Paleogeographie, Petrographie und Geochemie. PhD-thesis Universität Hamburg, 1985, pp 1-363
82. Bateson JH., Accretionary lapilli in a geosynclinal environment. *Geol Mag*, 1965, 102, 1-7
83. Winchester J., Floyd P., Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 1977, 20, 325-343
84. Gialli S., The controversial polymetallic Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia: hydrothermal alteration and ore mineralogy. Unpublished M.Sc. thesis, University of Geneva, 2013, 1-143
85. Sun S., McDonough W., and Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special publications, 1989, 42, 313-345
86. Pearce J., Harris N., Tindle A., Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, 1984, 25, 956-983

87. Lentz D., Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics, *Ore Geology Reviews*, 1998, 12, 289-327
88. Barrel T., MachLean W., Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks: Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes, 1994, 11, 433-467