

ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო  
უნივერსიტეტის  
ალექსანდრე ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი

ფ. მაისაძე

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის  
გეოლოგიური აგებულება რიონისა და ლიახვის  
მდინარეთაშუეთში და ეოცენური ნალექების  
ფორმირების პირობები



თ ბ ი ლ ი ს ი  
2022

ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო  
უნივერსიტეტის  
ალექსანდრე ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 135

ფ. მაისაძე

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის  
გეოლოგიური აგებულება რიონისა და ლიახვის  
მდინარეთაშუეთში და ეოცენური ნალექების  
ფორმირების პირობები

თ ბ ი ლ ი ს ი  
2022



*УДК 551.781(479.22)*

**ფ. მაისაძე. „კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის გეოლოგიური აგებულება რიონისა და ლიახვის მდინარეთაშუეთში და ეოცენური ნალექების ფორმირების პირობები“.**

მონოგრაფიაში განხილულია კავკასიონის ნაოჭა სისტემის სამხრეთი ფერდობის იმ სეგმენტის გეოლოგიური აგებულების რიგი საკითხი, რომელიც მესტია-თიანეთის (ჩრდილოეთით) და გაგრა-ჯავის (სამხრეთით) ზონების მომიჯნავე ნაწილებს მოიცავს მდ.მდ. რიონსა და ლიახვს შუა. აქ ნალექების ორი მკვეთრად განსხვავებული ფაციესია გავრცელებული: ფლიშური (ჩრდილოეთით) და ეპიკონტინენტური (სამხრეთით), რომლებიც ერთმანეთისაგან ფლიშური ზონის შეცოცების ფრონტალური ხაზითაა გამიჯნული. შრომაში ახლებურადაა გაშუქებული რთული ტექტონიკური უბნების (უწერას, ყემულთას, კვაისას) გეოლოგიური აგებულება. ძირითადი ყურადღება გამახვილებულია ეოცენური წარმონაქმნების და განსაკუთრებით - ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების (ლოდ-ბრეჩიების) კომპლექსურ შესწავლაზე. განხილულია მათი ლითო-სტრატოგრაფია, ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების პეტროგრაფია და ასაკი, ოლისტოსტრომების და ველური ფლიშის ადგილი დანალექი ქანების კლასიფიკაციაში და სხვ. გარდა ამისა, განხილულია ზედაეოცენური წარმონაქმნების წარმოშობის პალეოგეოგრაფიულ - ტექტონიკური პირობები.

რედაქტორი - აკადემიკოსი **ე.გამყრელიძე**

რეცენზენტი - აკადემიკოსი **დ.შენგელია**

Alexandre Janelidze Institute of Geology  
of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University

Proceedings. New series. Vol. 135

F. Maisadze

Geological Structure of the Southern  
Slope of the Greater Caucasus in the  
Interfluvium of the Rioni and Liakhvi and  
Conditions for the Formation of  
Eocene Deposits

T B I L I S I  
2022

**F. Maisadze. „Geological structure of the southern slope of the Greater Caucasus in the interfluvium of the Rioni and Liakhvi and conditions for the formation of Eocene deposits“.**

The monograph discusses a number of issues of the geological structure of that segment of the southern slope of the Foldsystem of the Greater Caucasus, which covers the adjacent areas of the Mestia-Tianeti (in the north) and Gagra-Djava (in the south) zones, between the Rioni and Liakhvi rivers, where two clearly different facies of deposits are developed: flysch (in the north) and epicontinental (in the south). They are delimited by the frontal thrust line of the flysch zone. The geological structure of complex tectonic areas (Utsera, Kemulta and Kvaisa) is considered in a new way. The main attention is paid to the comprehensive study of the Eocene formations and especially the Upper Eocene olistostromes (block- breccias). Their litho-stratigraphy, petrography of volcanogenic-sedimentary formations and their age, the place of olistostromes and wild flysch in the classification of sedimentary rocks, etc. are considered. In addition, the paleogeographic-tectonic conditions of formation of the Upper Eocene formations are considered.

Editor – Academician **I.Gamkrelidze**

Reviewer – Academician **D.Shengelia**



## ს ა რ ჩ ე ვ ი

წინასიტყვა	... 6
1. შესავალი	... 7
2. რაიონის გეოლოგიური აგებულება	... 12
2.1. სტრატეგრაფია	... 12
2.2. ტექტონიკა	... 20
2.2.1. უწერას ტექტონიკური კვანძი	... 21
2.2.2. სოფ. ყემულთას მიდამოები	... 29
2.2.3. კვაისას მადანშემცველი ზონის სტრუქტურა	... 35
3. ეოცენური წარმონაქმნების დახასიათება	... 41
3.1. ჭრილების აღწერა	... 41
3.1.1. მდ. ხალივ-დონის ხეობა	... 41
3.1.2. სოფ. ნოგკაუდან სამხრეთი მიმართულებით	... 46
3.1.3. სოფ.სოფ. ნოგკაუსა და შუა-ჭალას შორის მ	... 48
3.1.4. სოფ. შუა-ჭალას მიდამოები	... 55
3.1.5. სოფ. ლესორასთან ჩამომავალი მდ.ჯეჯორას მარჯვენა შენაკადები	... 56
3.1.6.მწვ. უკივლეთა-კლდებოძალის მიდამოები	... 65
3.1.7. მდ. გომრულას ხეობა	... 69
3.1.8. მდ. ვარახკომის ხეობა	... 73
3.1.9. სოფ. ფარავნეშის მიდამოები	... 77
3.1.10. სოფ. მუგუთის მიდამოები	... 79
3.1.11. სოფ. რაროს მიდამოები	... 84
3.1.12. სოფ.სოფ. კვაჟასა და ფასრალოს შორის მონაკვეთი	... 85
3.2. ასაკების შესახებ	... 87
3.2.1. ნორმულ-დანალექი ქანები	... 87
3.2.2. ოლისტოსტრომები	... 92
3.3. პეტროგრაფიული დახასიათება	... 95
3.3.1. ნორმულ-დანალექი ქანები	... 95
3.3.2.ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები	... 106
3.3.3. გვიანეოცენური ვულკანიზმის შესახებ	... 140
4. პალეოგენური დროის პალეოგეოგრაფია	... 143
5. ოლისტოსტრომების გავრცელება და მათი კავშირი „მოვლენათა ნალექებთან“	... 149
6. Extended abstract	... 167
ლიტერატურა	... 176

## წინასიტყვა

მოცემულ მონოგრაფიაში განხილულია კავკასიონის ნაოჭა სისტემის სამხრეთი ფერდობის გეოლოგიური აგებულება რიონისა და ლიახვის მდინარეთაშუეთში და ეოცენური ნალექების ფორმირების პირობები. ეს წარმონაქმნები განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ამ რეგიონის გეოლოგიური განვითარების შეცნობისთვის. აღნიშნული მონაკვეთი მოიცავს მესტია-თიანეთის (ჩრდილოეთით) და გაგრა-ჯავის (სამხრეთით) ზონებს, სადაც ორი მკვეთრად განსხვავებული ფაციესია გავრცელებული: ფლიშური (ჩრდილოეთით) და ეპიკონტინენტური (სამხრეთით), რომლებიც ერთმანეთისგან ფლიშური შეცოცების ფრონტალური ხაზითაა გამიჯნული.

სწორედ ამ ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულების შესწავლა მოუხდა ავტორს გასული საუკუნის 60-იანი წლების მეორე ნახევარში, რაც საფუძვლად დაედო მის საკანდიდატო დისერტაციას. ძირითადი ყურადღება გამახვილებული იყო ეოცენური წარმონაქმნების კომპლექსურ შესწავლაზე და განსაკუთრებით - ლოდ-ბრექჩიების (ოლისტოსტრომების) წარმოშობის პალეოგეოგრაფიული და ტექტონიკური პირობების აღდგენაზე. აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ სამხრეთ კავკასიის ფარგლებში ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები ყველაზე კარგად საკვლევ ტერიტორიაზეა გავრცელებული.

აღნიშნული დისერტაცია უდევს საფუძვლად წარმოდგენილ მონოგრაფიას, რომლის გამოქვეყნება, მიუხედავად საკმაოდ დროის გასვლისა, რიგი ფაქტორით არი განპირობებული. კერძოდ, წიგნში მოყვანილი ფაქტობრივი მასალის უმეტესი ნაწილი ნაბეჭდი სახით პირველად ქვეყნდება. ამასთან, წიგნში მოცემულია საკვლევ ტერიტორიაზე შემდგომ წლებში მოპოვებული ახალი კვლევის შედეგებიც (კვაისას მადნშემცველი სტრუქტურის შესწავლა, ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების ასაკის საკი-

თხი, ოლისტოსტრომების და ველური ფლიშის ადგილი და-  
ნალექი ქანების კლასიფიკაციაში და სხვ.). თუ იმასაც გავითვა-  
ლისწინებთ, რომ შესწავლილი ტერიტორიის უმეტესი ნაწილი  
(სამაჩაბლოს რეგიონი) დღეს ოკუპირებულია და მიუწვდომელია  
გეოლოგიური სამუშაოების ჩასატარებლად, მაშინ აღნიშნული  
წიგნის გამოქვეყნების მიზანშეწონილობა უფრო ნათელი გახ-  
დება.

დასასრულს მინდა მადლიერების გრძნობით მოვიხსენიო  
გეოლოგიის ინსტიტუტის უფროსი თაობის მეცნიერები, რომლე-  
ბიც ყურადღებას არ მაკლებდნენ და ხელს მიწყობდნენ ახალ-  
გაზრდა ასპირანტს დისერტაციის მომზადებაში. განსაკუთრებ-  
ული მადლიერება მინდა გამოვხატო ჩემი მეცნიერ-ხელმძღვა-  
ნელის, აკადემიკოს პეტრე გამყრელიძის მიმართ, რომლის მრავალწლიანი დირექტორობის პერიოდშიც გეოლოგიის ინსტიტუ-  
ტი ყოფილ საბჭოთა კავშირში ერთ-ერთი წამყვან სამეცნიერო ინ-  
სტიტუტად ჩამოყალიბდა და ღირსეულად წარმოადგენდა ქართ-  
ულ გეოლოგიურ სკოლას ქვეყნის ფარგლებს გარეთ. ალ.ჯანე-  
ლიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტს 2025 წელს თავისი დაარსე-  
ბიდან 100 წელი უსრულდება.

ავტორი მადლობას უხდის გეოლოგიის ინსტიტუტის დირ-  
ექტორს, გეოლ.-მინერ. მეცნ. დოქტორს ქ-ნ თ.წუწუნავას, წარმო-  
დგენილი მონოგრაფიის გამოქვეყნების დაფინანსებისთვის.

## 1. შესავალი

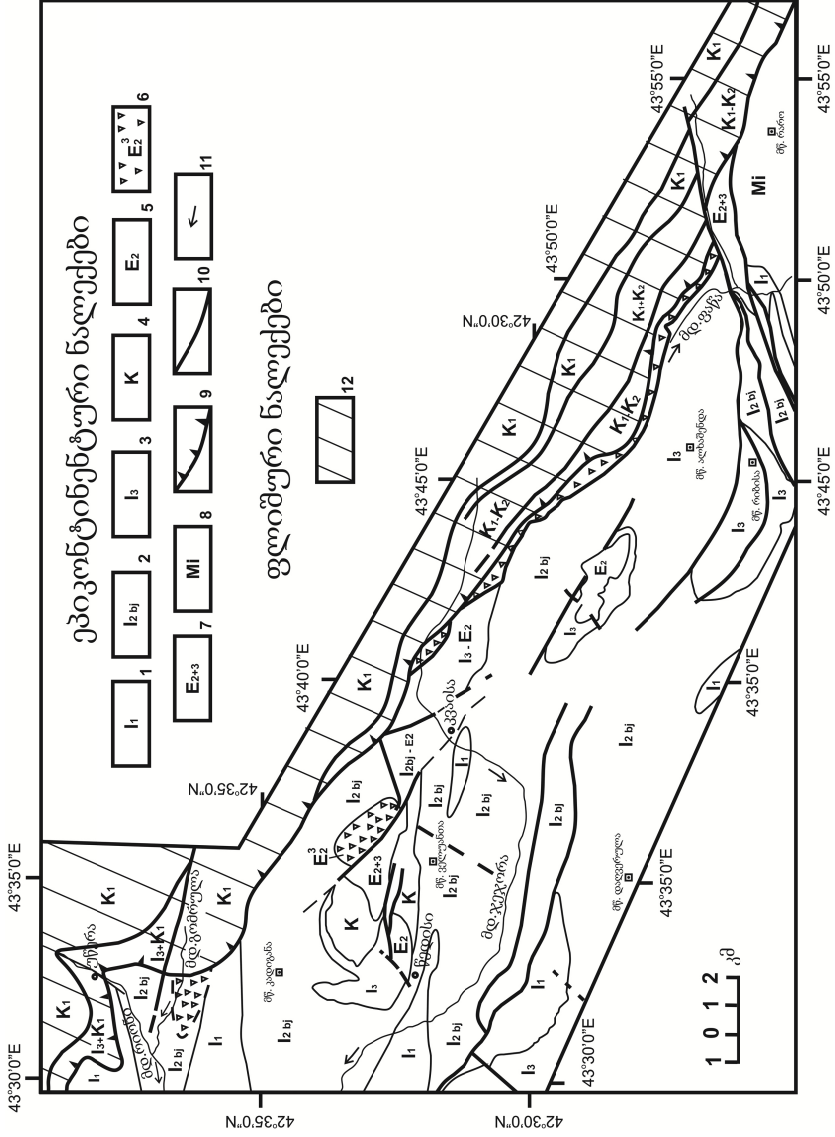
შესწავლილი ტერიტორია ზემო რაჭისა და სამაჩაბლოს (ცხ-  
ინვალის რეგიონის) მომიჯნავე ნაწილებს მოიცავს. მისი ჩრდი-  
ლო საზღვარი მორფოლოგიურად მკვეთრად არაა გამოხატული  
და ძირითადად კავკასიონის მთავარი ქედის სუბგანედური მიმა-  
რთების წინამთებს მიუყვება ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-  
აღმოსავლეთისკენ. გეოლოგიურად ჩრდილო საზღვარი მკაფიო-  
დაა გამოხატული ფლიშური ნალექების რეგიონული შეცოცების



ფრონტალური ხაზით. სამხრეთიდან საკვლევ ტერიტორიას რაჭის ქედი (დასავლეთით), სირხ-ლებერდას ქედი (შუა ნაწილში) და მიოცენური ნალექებით აგებული დეპრესიის ჩრდილო ზოლი (აღმოსავლეთით) საზღვრავს. რაიონის დასავლეთ და აღმოსავლეთ საზღვრებს შესაბამისად მდ.მდ. რიონი და დიდი ლიახვი წარმოადგენს (სურ. 1).

კავკასიონის მთავარი ქედის წინამთებიდან პირველ რიგში აღსანიშნავია რაჭის ქედი, რომელიც რაიონის ფარგლებში თითქმის განედური მიმართულებისაა და წყალგამყოფს წარმოადგენს მდ.ჯეჯორასა და მდ.მდ. ყვირილასა და ლიახვის აუზებს შორის. რაჭის ქედის უმაღლესი მწვერვალებია: დაღვერულა (2726 მ); სირხლებერდა (2862 მ); რიბისა (2467 მ); ალხაშენდა (2311 მ) და სხვ. რაჭის ქედს გამოეყოფა რამდენიმე განშტოება (ხშირად ზემოაღნიშნული მწვერვალების სახელების შესაბამისი), რომლებიც მდ.ჯეჯორას შენაკადების წყალგამყოფებს წარმოადგენს. აღსანიშნავია აგრეთვე ვულკანური მთების - უკივლეთას (2210 მ) და ვალხოხის (2021 მ) არსებობა. პირველი მათგანი მდ.მდ. ქვედრულასა და ჯეჯორას წყალგამყოფს წარმოადგენს. აღნიშნული ქედები იმითაცაა საინტერესო. რომ საკვლევ რაიონში ჰიფსომეტრულად ეოცენური წარმონაქმნების ყველაზე მაღალი გამოსავლები მათთანაა დაკავშირებული (უკივლეთა, ვალ-ხოხი).

მდ.მდ. რიონის, ლიახვის და მათი მრავალრიცხოვანი შენაკადებით საკვლევ რაიონი ძლიერაა დასახსრული. რაიონის მთავარი ჰიდროგრაფიული ქსელია მდ.ჯეჯორა და მისი მრავალრიცხოვანი შენაკადი. იგი სათავეს მყინვარ ხალაცადან იღებს, განედურად მიედინება და მდ.რიონს მარცხნიდან უერთდება. მდ.ჯეჯორასა და მისი შენაკადების (მდ.ღრამულა და სხვ.), ისე როგორც მდ.რიონის შენაკადების (მდ.მდ. გომრულა, ღარულა, ქვედრულა და სხვ) ხეობებთან ეოცენური წარმონაქმნების მნიშვნელოვანი გამოსავლებია დაკავშირებული (სურ. 1). მდ.დიდი ლიახვის შენაკადებიდან გამოირჩევა მდ.ფაწა, რომელიც ერწოს გად-



სურ. 1. საკვლევი ტერიტორიის სექსტური გეოლოგიური რუკა

*პირობითი ნიშნები სურ. 1-თვის: 1-თიხები, ქვიშაქვები (სორის წყება); 2-ვულკანოგენური პორფირიტული წყება; 3-რიფოგენული კირქვები, მერგელები, თიხები, ქვიშაქვები; 4-კირქვები, მერგელები; 5-კირქვები, ქვიშაქვები, მერგელები; 6-ოლისტოსტრომები; 7-ქვიშაქვები, მაიკოპური თიხები; 8-კონგლომერატები, ქვიშაქვები; 9-ფლიშის შეცოცების ფრონტალური ხაზი; 10-რღვევები; 11-მდინარის მიმართულება; 12-ფლიშური ნალექები.*

ასასვლელიდან იღებს სათავეს, ხოლო სოფ. ყემულთასთან მას ერთვის წყალუხვი მდ.კემულთა-დონი. აღნიშნულ ხეობებთან დაკავშირებულია ეოცენური წარმონაქმნების სხვადასხვა გამოსავალი, რომლებიც რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილშია განვითარებული. გარდა ზემოთ აღნიშნულისა, რაიონში მრავლადაა განვითარებული შედარებით პატარა მდინარეები და მათი შენაკადები.

ჩამოთვლილი მდინარეების უმეტესი ნაწილი კავკასიონის მთავარი ქედის მყინვარებიდან იღებს სათავეებს და მთის მდინარეებს წარმოადგენს. მათი წყლის მარაგიც წელიწადის დროზე და ატმოსფერულ ნალექებზეა დამოკიდებული. მდინარეების უმეტესი ნაწილი მერიდიანული მიმართულებით მიედინება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ. გარდა მდინარეებისა, აღსანიშნავია ქვედისა და ერწოს ტბების არსებობაც, რომელთაგან უკანასკნელი მაღალმთიან ტბას წარმოადგენს (1800 მ ზღვის დონიდან).

თანახმად პ.გამყრელიძის საქართველოს გეოტექტონიკური დარაიონების სქემისა (П.Гамкрелидзе, 1965.), საკვლევი რაიონი კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ორი გეოტექტონიკური ერთეულის - მესტია-თიანეთის ზონის შოვი-ფასანაურის ქვეზონისა (ჩრდილოეთით) და გაგრა-ჯავის ზონის პორფირიტული იურის აზეების აფხაზეთ-რაჭის ქვეზონის (სამხრეთით) მომიჯნავე ნაწილებს მოიცავს.

რაიონის გეოლოგიური და, მასთან ერთად, ეოცენური წარმონაქმნების შესწავლა, XIX საუკუნის მეორე ნახევრიდან დაიწყო. პირველი მკვლევარი, რომელმაც აქ ეოცენური ნალექების არსებობა აღნიშნა იყო ჰ.აბიხი (Abich, 1865).



ვ.ბოგაჩოვმა (Богачев,1928, 1928<sub>1</sub>) პირველმა აღნიშნა მდ.დრამულას ხეობაში ბრექჩია-კონგლომერატების არსებობა, აგრეთვე ეოცენური ნალექების გამოსავლები მდ.ფაწას ხეობაში და მწ.რიბისაზე. ადრეულ მკვლევართა შორის დიდ ყურადღებას იმსახურებს ნ.ვასოევიჩის შრომები (Вассоевич, 1930, 1931, 1932, 1934), რომლებშიც ავტორი იძლევა მნიშვნელოვან ცნობებს საკვლევი და მიმდებარე რაიონების გეოლოგიური აგებულების შესახებ, მათ შორის, ბრექჩია-კონგლომერატების (დღევანდელი ოლისტოსტრომების) შესახებ.

მომდევნო წლებში ზემო რაჭასა და სამაჩაბლოში („სამხრეთ ოსეთში“) მრავალი მკვლევარი მუშაობდა. ი.კუზნეცოვის (Кузнецов И. 1930,1937), ნ.კანდელაკის (Канделаки Н.1934), ი.კახაძის (Кахадзе,1935), ა.ლალიევის (1936), ი.მარკოზიას (1948), პ.გამყრელიძის (1949, 1950, Гамკრელიдзе П. 1956), ი.კახაძის, ნ.ბენდუქიძის (1950), ნ.ბენდუქიძის (1951), ე.ვახანიას (Вахания, 1952), პ.ავალიშვილის (Авалишвили, 1952), გ.ჯაფარიძის (Джапаридзе,1963) და სხვათა შრომებში არსებული ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე ახლებურად იქნა გაშუქებული საკვლევი რაიონის გეოლოგიის მთელი რიგი მნიშვნელოვანი საკითხი.

საკვლევ ტერიტორიაზე არსებული ეოცენური წარმონაქმნების მსგავსი ნალექები ვრცელდება აღმოსავლეთითაც მდ.მდ. არაგვისა და ქსნის ხეობებში, სადაც ისინი შედარებით უკეთ იყო შესწავლილი, მათ შორის ლოდ-ბრექჩიები (ოლისტოსტრომები), რომლებიც პირელად ვ.რენგარტენმა (Ренгартен,1932, 1937) აღნიშნა. შემდგომში ამ ნალექებს მრავალი მკვლევარი შეეხო, მათ შორის ნ.ვასოევიჩი (Вассоевич,1940), ა.ჯანელიძე (1952), გ.ვარენცოვი, ვ.მორდოვსკი (Вассоевич, Мордовский,1954), ნ.მრევლიშვილი (Мრევლიшвили, 1953, 1957, 1960), შ.ადამია (1958), დ.ბულეიშვილი (Булейшвили,1960), შ.ადამია, დ.ახვლედიანი (1966), ფ.მაისაძე (Майсадзе, 1974, 1981, 1986), ე.გამყრელიძე, ფ.მაისაძე (I.Gamkrelidze, F.Maisadze, 2010, 2016) და სხვ.



*სურ. 2. მდ. ღრამულას (მდ. ჯეჯორას მარცხენა შენაკადი)  
ხეობა სოფ. ნოგაუსთან*

## 2. რაიონის გეოლოგიური აგებულება (მოკლე მიმოხილვა)

### 2.1. სტრატეგრაფია

**ზ ე დ ა ლ ი ა ს უ რ ი.** საკვლევ ტერიტორიის ფარგლებში ყველაზე ძველი ნალექები „სორის წყების“ თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი, რომელიც ფართო გავრცელებით სარგებლობს კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე და ზედალიასურ-ადაა ფაუნისტურად დათარიღებული.

სოფ.წედისის მიდამოებში, სორის წყების სულ ზედა ნაწილში, თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების გარდა ნ.ბენდუქიძის (კახაძე, ბენდუქიძე, 1950) დაკვირვებით შეიმჩნევა მოვარდისფრო, წვრილმარცვოვანი მკვრივი კირქვის ლინზები. მსგავსი ფაქტები საქართველოს სხვა ადგილების ჭრილებშიც აღინიშნება (Кахаძე, 1947).

სორის წყების გამოსავლების ძირითადი ნაწილი დაკავშირებულია წედის-აღსარჯინას ანტიკლინის თაღურ ნაწილთან. ცალკეული გამოსავლების სახით აღნიშნული ნალექები გვხვდება სოფ.უწერასთან, მდ.რიონის მარჯვენა ნაპირზე, დაღვერულა - სირხ-ლებერდას ქედის ჩრდილო ფერდობზე და სოფ.სოფ. მუგუთსა და რაროში. აღნიშნულ ადგილებში ეს ნალექები ზედაპირზე უმეტესად ტექტონიკური სოლების სახითაა ამოსული.

სორის წყების ლიასური ასაკის შესახებ მოსაზრება ჯერ კიდევ ი.კუზნეცოვის (Кузнецов И., 1937<sub>1</sub>) მიერ იყო გამოთქმული. შემდგომში ამ ნალექების ზედალიასური ასაკი ფაუნისტური მასალის საფუძველზე დამაჯერებლად იქნა დასაბუთებული ა.ჯანელიძის (Джанелидзе, 1946) და ი.კახაძის (Кахадзе, 1947) მიერ.

**ბ ა ი ო ს უ რ ი.** საკვლევ ტერიტორიაზე ამ ასაკის ქანები ყველაზე ფართო გავრცელებით სარგებლობს. ისინი წარმოდგენილია ვულკანოგენური წარმონაქმნებით, რომელთა ზუსტი სტრატოგრაფიული მდებარეობა პირველად ა.ჯანელიძემ (1926) დაადგინა. მანვე აღნიშნულ წარმონაქმნებს „პორფირიტული სერია“ უწოდა, რომლის ბაიოსური ასაკი მოგვიანებით ფაუნისტურადაც დადასტურდა (Кахадзе, 1947). ამჟამად ეს ვულკანოგენები, რომელიც წარმოდგენილია კირტუტე ბაზალტებით, ანდეზიტებით და, უფრო იშვიათად, დაციტური და რიოლითური ლავებით და მათი პიროკლასტოლიებით, ცნობილია როგორც „ბაიოსის პორფირიტული წყების“, ასევე „ბაიოსის პორფირიტული სერიის“ და „ბაიოსის ვულკანოგენური წყების“ სახელებით.

ბაიოსის ვულკანოგენური წყების დეტალური პეტროგრაფიული კვლევა შესრულებული იქნა გ.ძოწენიძის მიერ (Дзоцен-იძე, 1938, 1948), რის შედეგადაც შესაძლებელი გახდა წყებაში სხვადასხვა ჰორიზონტების გამოყოფა. ჩვენ შევჩერდებით გ.ძოწენიძის პირველ ნაშრომზე, რომელიც უშუალოდ საკვლევ რაიონს ეხება. ავტორი ზემო რაჭასა და სამაჩაბლოში, პორფირიტული წყების აგებულებაში ქვემოდან ზემოთ, ვულკანურ ამოფრქვევათა შემდეგ თანამიმდევრობას აღნიშნავს: 1-სპილიტები; 2-რქატყუ-

არიანი პორფირიტები; 3-პლაგიოკლაზებიანი პორფირიტები; 4-ავგიტ-ანორთიტისანი და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები.

რქატყუარიანი ჰორიზონტები მცირე გავრცელებით ხასიათდება. რაც შეეხება ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს, ისინი „ბაიოსის პორფირიტულ წყებაში“ ფართოდაა გავრცელებული (Дзоценидзе, 1948), თუმცა, საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ამ ჯგუფის ქანებს შედარებით ნაკლები გავრცელება აქვს (მოწენიძე, 1938). ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების სახელით ავტორი გამოყოფს ჰორიზონტებს, რომელთა პლაგიოკლაზების ფენოკრისტალები ლაბრადორით ან ლაბრადორ-ბიტოვნიტით არის წარმოდგენილი, რომლებიც სპილიტების ჰორიზონტში მცირე სიმძლავრის დაიკების სახით გვხვდება, რის გამოც მათ მანდელშტაინური აგებულება არ ახასიათებს. გარდა ამისა, სირხ-ლებერდას ქედის ჩრდილო ფერდობის ძირში, გვხვდება ავგიტ-ლაბრადორიანი ჰორიზონტის ტუფ-ბრეჩიების მძლავრი შრე.

ბაიოსურ პორფირიტულ წყებაში პორფირიტის ნატეხების გარდა, მოვარდისფრო, წითელი ან ყომრალი ფერის კირქვების მუშტისოდენა ან უფრო დიდი ზომის ჩანართებიც გვხვდება (კახაძე, ბენდუქიძე, 1950). მსგავსი სურათი აღინიშნება სოფ. ფასრალის ლუზიტანური კირქვების კარნიზების ძირში არსებულ ტუფ-ბრეჩიებში; იქვე, ჩასავალ-ხოხის ფერდობზე გაყვანილ შტოლნაში; ამავე ტუფ-ბრეჩიების პორფირიტულ ლავებში მდ.ღრამულას მარცხენა ნაპირზე, ერწოსაკენ მიმავალი გზის აღმართის დასაწყისში. კირქვების ნატეხების ერთი ნაწილი სუსტადაა დამუშავებული და ლავურ ქანშია მოქცეული, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ეს ნატეხები ლავის მიერაა ამოტანილი ქვემდებარე წყებებიდან. კირქვების მეორე ნაწილი ტუფ-ბრეჩიებშია მოქცეული და ავტორების (კახაძე, ბენდუქიძე, 1950) აზრით ვულკანური ამოფრქვევების დროს ფხვიერ პიროკლასტურ მასალასთან ერთად არის დალექილი. ეს ნატეხები შედარებით უკეთაა დამუშავებული, რაც წყალქვეშა გადატანით უნდა აიხსნას.

აღნიშნული კირქვების ნატეხები გარეგნულად ძალიან გავს ტურონულ კირქვებს, მაგრამ ავტორები (კახაძე, ბენდუქიძე, 1950) ბუნებრივია, მათ ცარცულ ასაკს გამორიცხავენ და აალენური კირქვების ქსენოლითებად მიიჩნევენ. კირქვის ქსენოლითები ბაიოსურ ვულკანიტებში საკვლევი რაიონის გარდა, სხვაგანაცაა ცნობილი (Kaxadze, 1947).

დასასრულ უნდა აღინიშნოს, რომ ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ქანები საკვლევ ტერიტორიაზე თითქმის უწყვეტი გავრცელებით სარგებლობს და როგორც წესი, ეოცენური წარმონაქმნების სამხრეთით არის გავრცელებული. გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ უკივლეთა-კლდებოდალის მიდამოები, სადაც ეს ვულკანოგენები ეოცენური წარმონაქმნების ჩრდილოეთითაა განლაგებული.

**ზ ე დ ა ი უ რ უ ლ ი.** როგორც ადრე იყო აღნიშნული, საკვლევი რაიონი კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ორი გეოტექტონიკური ერთეულის მომიჯნავე ნაწილებს მოიცავს, რაც რაიონში ზედაიურული და ცარცული ნალექების ორი ერთმანეთისგან მკვეთრად განსხვავებული ფაციესის - ფლიშური (ჩრდილოეთით) და ეპიკონტინენტური (სამხრეთით) ნალექების არსებობას განაპირობებს.

*ეპიკონტინენტური ფაციესის* ზედაიურული ნალექები ტრანსგრესიულად და კუთხური უთანხმოებით მოყვება ბაიოსურ პორფირიტულ წყებას და წარმოდგენილია ტერიგენული და კარბონატული ქანებით.

ტერიგენული ნაწილი კალოვიურ-ქვედაოქსფორდული ასაკისაა და თიხებითა და ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი. მათი შედარებით სრული ჭრილები ერწოს ტბის მიდამოებში გვხვდება. აღნიშნული ტერიგენული ნალექები კონგლომერატებით იწყება, რომლებიც აღმავალ ჭრილში უხემნატეხოვანი არკოზულ-გრაუვაკული ან წვრილნატეხოვანი გრაუვაკული გრაველიტებით იცვლება.

რაც შეეხება ზედაიურულ კარბონატულ ფაციესს, ის ფართო გავრცელებით სარგებლობს და ძირითადად მასიური რიფული კირქვებით, ქვიშიანი კირქვებით და მერგელებით არის წარმოდგენილი. აღნიშნული ნალექები დეტალურადაა შესწავლილი (Канделаки, 1934; Кахадзе, 1947; ბენდუქიძე, 1949; Химшиашвили, 1957; Паичაძე, 1969 და სხვ.) და მათი ასაკი ლუზიტანურ-ტიტონურადაა განსაზღვრული.

საკვლევ ტერიტორიაზე რიფული კირქვები აღმოსავლეთით მდ.კემელთა-დონამდე ვრცელდება, სადაც ისინი სუბმერიდიანული მიმართულების რღვევით იკვეთება და მის აღმოსავლეთით აღარ გვხვდება (სურ. 5).

*ფლიშური ფაციესის* ზედაიურული ნალექები რაიონის მხოლოდ უკიდურეს დასავლეთ ნაწილში გვხვდება და წარმოდგენილია კარბონატული ნალექებით - კირქვების, ქვიშაქვების და მერგელების მორიგეობით.

**ც ა რ ც უ ლ ი.** *ეპიკონტინენტური ფაციესის* ცარცული ნალექები შედარებით უმნიშვნელო გავრცელებით სარგებლობს და ძირითადად შრეებრივი კირქვებითაა წარმოდგენილი, რომელთა ასაკი რაიონის დასავლეთ ნაწილში სადავო იყო. ვ.ბოგაჩოვს (Богачев, 1928) ისინი ზედაცარცულად მიაჩნდა, ხოლო სხვა მკვლევარებს - ზედაიურულად. მას შემდეგ, რაც ი.მარკოზიამ (Маркозия, 1948) ამ კირქვებში დანიური ზღარბები (ა.ცაგარელის განსაზღვრა) იპოვნა, დაისვა საკითხი ამ ნალექების ასაკის გადახედვის შესახებ. პ.გამყრელიძის და სხვ. (П.Гамкრелидзе и др. 1952) მიერ საბოლოოდ დადგინდა მათი ცარცული ასაკი, რის შემდეგაც გაირკვა, რომ ცხანარი-ფასრალის ზოლში გვაქვს ცარცული ნალექების სრული ჭრილი ვალანჟინურ-დანიურის ჩათვლით<sup>1</sup>.

*ფლიშური ფაციესის* ცარცული ნალექები საკვლევ ტერიტორიაზე უწყვეტი გავრცელებით სარგებლობს და ჩრდილოეთ-

<sup>1</sup> დანიური სართული ადრე ზედა ცარცულს ეკუთვნოდა.

იდან შეცოცებულია სუბპლატფორმული ნალექების სხვადასხვა ასკის წარმონაქმნებზე, უპირატესად - ეოცენურ ნალექებზე.

რაიონის აღმოსავლეთით, საქართველოს სამხედრო გზაზე, ანალოგიური ფლიშური ნალექები ლითოლოგიური ნიშნების მიხედვით ლითო-სტრატეგრაფიულად დაანაწილა ვ.რენგარტენმა (Ренгартен, 1932). ეს სქემა ნ.ვასოვიჩმა (Васоевич, 1932) გაავრცელა კავკასიონის მთელ სამხრეთ ფერდობზე და მათ შორის, საკვლევ ტერიტორიაზე განვითარებულ ფლიშურ ნალექებზე. ი.კუზნეცოვმა (Кузнецов, 1837) ფლიშურ ნალექებში გამოყო ტერიგენული ქანების კომპლექსი „ღესკეს წყების“ სახელწოდებით და ქვედაცარცულად დაათარიდა. ღესკეს წყება ძირითადად აგებულია ქვიშაქვებითა და თიხაფიქლებით, სადაც ქვიშაქვები ხშირად გაბატონებული რაოდენობითაა.

ფლიშური წარმონაქმნები მოიცავს ცარცულის როგორც ქვედა, ისე ზედა ნაწილებს. საკვლევ ტერიტორიაზე ეოცენურ და უფრო ძველ ნალექებთან (იგულისხმება სუბპლატფორმული ნალექები) ტექტონიკურ შეხებაში მყოფი ფლიშური ნალექები უმეტესად აპტური და ალბური ასაკის ფერადი თიხაფიქლებით და ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი. აღმოსავლეთით, ტექტონიკური შეხებაში ნაწილობრივ ზედაცარცული ფლიშიც იმყოფება.

დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ ცარცული ნალექების ზემოაღნიშნული ორი განსხვავებული ფაციესი ერთმანეთს უშუალოდ არსად არ ეხება. გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ მდ.ჯეჯორას აუზი, სადაც ი.კახაძემ (1952) ლითოლოგიური ნიშნების მიხედვით, მოახდინა ამ განსხვავებული ფაციესების პარალელიზაცია.

სუბპლატფორმულ და ფლიშურ ცარცულ ნალექებს შორის ერთგვარად გარდამავალ ნალექებს წარმოადგენს მდ.გომრულას ხეობაში განვითარებული ზედაცარცული შრეებრივი კირქვების წყება (სურ. 3).

**ეოცენური.** საკვლევ ტერიტორიაზე ეოცენური წარმონაქმნები მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს, განს-



აკუთრებით მის დასავლეთ ნაწილში, სადაც მათი კარგი და სრული გამოიშვლებებია.

აღნიშნული ასაკის ნალექები სხვადასხვა გეოლოგის კვლევის საგანს წარმოადგენდა (იხ. შესავალი და ეოცენური წარმონაქმნების სტრატეგრაფიული ნაწილი), მაგრამ მიუხედავად ამისა, მათი გარკვეული ნაწილი, განსაკუთრებით - ოლისტოსტრომები (ლოდ-ბრეჩიები), შეუსწავლელი იყო და ამ კვლევებით სამხრეთ კავკასიაში (ამიერკავკასიაში) პირველად დაიწყო მათი დეტალური შესწავლა.

ეოცენური წარმონაქმნები საკვლევ ტერიტორიაზე ორი განსხვავებული ფაციესით - ნორმულ-დანალექი და ლოდ-ბრეჩიული (ოლისტოსტრომული) წყებებითაა წარმოდგენილი. ნორმულ-დანალექი ქანები შუა - და ზედაეოცენური ასაკისაა. ისინი ძირითადად ქვიშაქვებითა და კირქვებითაა აგებული, რომელთა გარკვეული ნაწილი ფაუნისტურადაა დახასიათებული. ამ წყებების ნალექები წყვეტილი გავრცელებით სარგებლობს და განსხვავებული სიმძლავრეებით ხასიათდება.

ლოდ-ბრეჩიული წყება ზედაეოცენური ასაკისაა. თანამედროვე ლიტერატურაში მსგავსი ნალექები „ოლისტოსტრომების“ სახელითაა ცნობილი და, ამდენად, შემდგომში ჩვენც ამ წარმონაქმნებს ორივე სახელით - ლოდ-ბრეჩიებით და ოლისტოსტრომებით მოვიხსენიებთ, რადგანაც ისინი სინონიმებია. ოლისტოსტრომების ნაწილი ადრე ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებად მიაჩნდათ, რაც გარკვეულ კითხვებს ბადებდა, რაზეც დეტალურად ცალკე თავში იქნება განხილული. ოლისტოსტრომების ერთ-ერთ ნიშანდობლივ თვისებას წარმოადგენს საკვლევ რაიონში მათი ხაზობრივი გავრცელება და სივრცობრივი კავშირი ფლიშური ნალექების შეცოცების ფრონტალურ ხაზთან.

ეოცენურ წარმონაქმნებზე დეტალურად აქ აღარ შევჩერდებით, რადგანაც ისინი ჩვენი კვლევის ერთ-ერთ ძირილად საკითხს წარმოადგენს და ისინი დეტალურად სათანადო თავებში იქნება განხილული (თავი 4 და 5).

**ო ლ ი გ ო ც ე ნ უ რ ი.** ამ ასაკის ნალებები საკვლევ ტერიტორიაზე ორ უბანზე გვხვდება. ერთი, რაიონის უკიდურეს სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, სოფ.ჩორდის მიდამოებში, ხოლო მეორე - აღმოსავლეთით, მდ.კეშელთა-დონის მარცხენა ფერდობზე, სოფლების კოტანტოს, რაროს და მუგუთის მიდამოებში, სადაც ისინი ვიწრო გამოსავლების სახითაა და მიოცენური სინკლინის შემადგენელი ნაწილია.

ოლიგოცენური ნალებები მაიკოპის სერიითაა წარმოდგელები, რომელიც ტრანსგრესიულადაა განლაგებული ქვემდებარე ქანებზე. ლითოლოგიურად აღნიშნული ნალებები მაიკოპის სერიისთვის დამახასიათებელი თიხებითაა წარმოდგენილი, რომლებშიც შუაშრეების სახით სქელ - და თხელშრეებრივი არაკარბონატული ქვიშაქვები გამოერევა.

**მ ი ო ც ე ნ უ რ ი** ასაკის ნალებები რაიონის მხოლოდ აღმოსავლეთ ნაწილში გვხვდება, სადაც ისინი კარგად გამოხატულ სინკლინს აგებს. ნ.ვასოვეიჩის (Вассоевич, 1932), ი.კახაძისა და ნ.კანდელაკის (Кахадзе, Канделаки, 1940, 1941), ე.ვახანიას (Ваханя, 1952), პ.ავალიშვილის (Авалишвили, 1952), გ.ანანიაშვილის (1968) და სხვ. მონაცემების მიხედვით, მიოცენურში სამივე სტრატოგრაფიული ერთეული გამოიყოფა.

ქვედა მიოცენური ძირითადად მაიკოპური სერიის თიხებითაა წარმოდგენილი. შუამიოცენური ნაწილი, რომელიც კარბონატული ფხვიერი ქვიშაქვებითა და ქვიშიანი თიხებითაა წარმოდგენილი და მდიდარ ფაუნას შეიცავს, უთანხმოდ არის განლაგებული როგორც ქვედამიოცენურ, ასევე უფრო ძველ ნალებებზე. ზედამიოცენური ნალებები ძირითადად კონგლომერატებითაა წაროდგენილი, რომლებშიც ხშირად ქვიშაქვების და ფაუნის თიხების დასტები გამოერევა. ზედა მიოცენში გამოიყოფა სარმატული სართული, რომლის ქვედა და შუა ქვესართულები მდიდარ მოლუსკურ ფაუნას შეიცავს. რაც შეეხება სარმატულის ზედა ნაწილს, ის მძლავრი, უნამარხო კონტინენტური წარმოშობის კონგლომერატებითაა წაროდგენილია.

## 2.2. ტექტონიკა

საკვლევი რაიონი, რომელიც კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ორი ტექტონიკური ერთეულის - გაგრა-ჯავის (სამხრეთით) და მესტია-თიანეთის (ჩრდილოეთით) ზონების მოსაზღვრე ტერიტორიებს მოიცავს, რომლებიც ერთმანეთისგან ფლიშური შეცოცების ფრონტალური ხაზითაა გაყოფილი. აღნიშნულ რღვევას რეგიონული ხასიათი აქვს და დაწყებული სოფ. უწერას მერიდიანიდან გრძელდება აღმოსავლეთისკენ, კავკასიონის მთელი სამხრეთი ფერდობის ფარგლებში. საკვლევ ტერიტორიაზე აღნიშნული რღვევა კარგადაა გამოხატული (სურ. 11). მისი დახრის კუთხე ბუნებრივ გამოსავლებში საშუალოდ 50-65° ფარგლებში ცვალებადობს, ზოგან კი ის უფრო ციცაბოცაა.

მესტია-თიანეთის ზონის შოვი-ფასანაურის ქვეზონა ზედაიურულ-ცარცული, ინტენსიურად დანაოჭებული ფლიშური ნალექებითაა აგებული, სადაც სამხრეთისკენ გადაწოლილი ასიმეტრიული ნაოჭებია განვითარებული.

საკვლევი რაიონის აგებულებაში, როგორც ზემოთ დავინახეთ, მონაწილეობს ზედალიასური, ბაიოსური, ზედაიურული, ცარცული, პალეოგენური და ნეოგენური ნალექები. გაგრა-ჯავის ზონა, არსებული სტრუქტურების ხასიათისა და გეოლოგიური განვითარების ისტორიის გათვალისწინებით, საკვლევი ტერიტორია ერთ-ერთი რთული და საინტერესო მონაკვეთია. გაგრა-ჯავის ზონა ადრე საქართველოს ბელტის შემადგენლობაში შედიოდა (Кахадзе, 1947). შემდგომში პ.გამყრელიძემ (Гамყრელიძე, 1956) ახალი ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე გამოთქვა მოსაზრება, რომ გაგრა-ჯავის ზონის განვითარების ისტორია, მისი ხაზობრივი, ინტენსიურად შეკუმშული ნაოჭები, ფაციესების ხასიათი, არ შეესაბამება ბელტის ბუნებას და გაგრა-ჯავის ზონა კავკასიონის ნაოჭა სისტემას მიაკუთვნა.

ფლიშური ნალექები ჩრდილოეთიდან შეცოცებულია გაგრა-ჯავის ზონის სხვადასხვა ასაკის სუბპლატფორმულ წარმ-

ონაქმნებზე, მათ შორის - ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებზე, რომლებიც უპირატესად სწორედ ამ შეცოცების ხაზის გასწვრივას გაგრელებული.

ფლიშური ნალექების ჰორიზონტალური გადაადგილების მასშტაბის და დროის დადგენა, ერთ-ერთ საინტერესო და რთულ საკითხს წარმოადგენს. თუ გავითვალისწინებთ იმასაც, რომ აღმოსავლეთის მიმართულებით ადგილი აქვს გაგრა-ჯავის ზონის ნაოჭა სტრუქტურების გადაფარვას შემოცოცებული ფლიშური წარმონაქმნებით, მაშინ უნდა ვივარაუდოთ, რომ შეცოცების ამპლიტუდა, რომელიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენ იზრდება, საკვლევი ტერიტორიის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში 10-15 კმ-ს უნდა აღწევდეს (Гамкრелидзе П., 1956). რაც შეეხება შეცოცების ასაკს, ის გეომორფოლოგიური ნიშანი, რომ ფლიშის რელიეფი აშკარად ახალგაზრდაა (როგორც გეომორფოლოგიურად, ისე გეოლოგიურად) რაჭისა და სამაჩაბლოს ზედაპლიოცენურ რელიეფზე, საშუალებას გვაძლევს დავასკვნათ, რომ ფლიშური ნალექების შეცოცება გვიან პლიოცენურის შემდგომია (Цагарели, 1964), რაც შემდგომში კარგად დასაბუთდა სხვა გეოლოგიური ფაქტებით, განსაკუთრებით კახეთის რეგიონში.

### 2.2.1. უწერას ტექტონიკური კვანძი

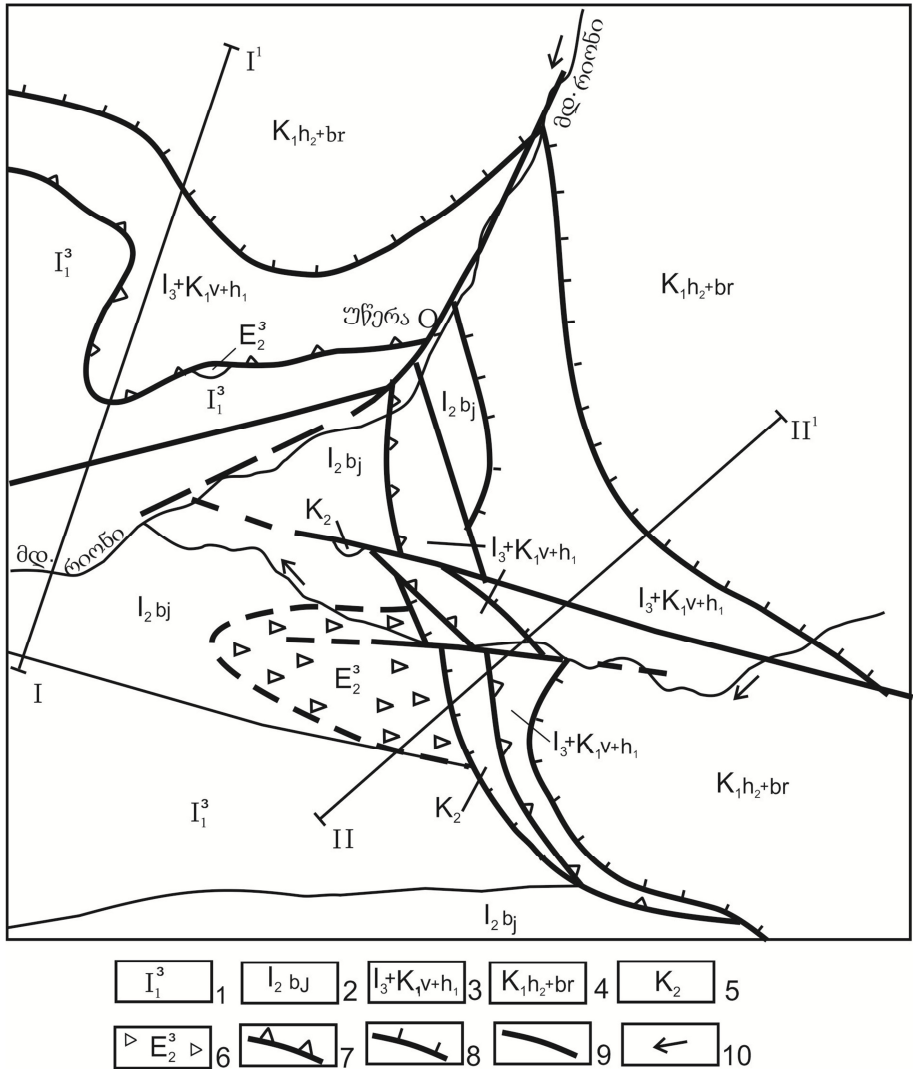
საკვლევი რაიონის უკიდურესი დასავლეთი ნაწილი გამოირჩევა რთული გეოლოგიური და ტექტონიკური აგებულებით და ცნობილია „უწერას ტექტონიკური კვანძის“ სახელით (სურ. 3). აქ, ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში განვითარებულია *უწერას ანტიკლინი*, რომელიც მხოლოდ სამხრეთი ფრთითაა წარმოდგენილი და აგებულია სამხრეთისკენ გადაწოლილი ლიასური თიხაფიქლებით. სტრუქტურის ჩრდილო ნაწილი ფლიშური ნალექებითაა გადაფარული. სამხრეთიდან ისინი ტექტონიკურ შეხებაშია ბაიოსურ ვულკანოგენებთან, ხოლო აღმოსავლეთიდან ის უწერას სუბმერიდიანული რღვევითაა შემოსაზღვრული.

უწერას ანტიკლინს სამხრეთ-აღმოსავლეთით მოყვება *გომრულას სინკლინი*, რომელიც ბუნებაში გეომეტრიულად არაა გამობატული და მისი არსებობა ქანების სივრცობლივი ურთიერთობით დგინდება (მდ.გომრულას ხეობა). აქ ჩვენ გვაქვს სინკლინის მხოლოდ სამხრეთი ფრთა, რომელიც ზედაეოცენური ოლისტოსტრომებიტაა აგებული. აღმოსავლეთიდან ის შემოცოცებული ზედაცარცული შრეებრივი კირქვებით და ზედაიურულ-ქვედაცარცული ფლიშური ნალექებით იფარება. *გომრულას სინკლინი*, როგორც ჩანს, *ჩუთხარო-ნაკიეთის სინკლინის* აღმოსავლეთ გაგრძელებას უნდა წარმოადგენდეს.

უწერას ტექტონიკური კვანძი იმთავითვე იპყრობდა მკვლევართა ყურადღებას და აზრთა სხვადასხვაობას იწვევდა. ამ უბნის გეოლოგიური და ტექტონიკური აგებულების ყველაზე უფრო სრული სურათი მოცემული აქვს პ.გამყრელიძეს (1965). უწერას მიდამოების ტექტონიკური აგებულების სწორ გაშიფრვას ამნელებს ის გარემოება, რომ აქ განვითარებული ნალექები თითქმის არ შეიცავს ფაუნას, ხოლო მაკროსკოპულად მათი ასაკის დადგენა პირობითია. სოფ.ფარავნეშა და მდ.ვაჟანურას შუა, ზედაიურული ფლიშური ნალექების შეცოცების დაქანების კუთხე საკმაოდ მცირეა. გარდა ფლიშური ნალექების მთავარი შეცოცებისა, უნდა დავუშვათ, რომ საკუთრივ ფლიშურ წარმონაქმნებში არსებობს კიდევ ერთი შეცოცების ხაზი, რომლის გასწვრივ ქვედაცარცული ფლიშური ნალექები (ღესკეს წყება) ზედაიურულ ფლიშურ ნალექებზეა შეცოცებული. ამას გვაფიქრინებს ის ფაქტები, რომ მდ.ღარულას მარჯვენა ნაპირზე, სოფ.კვაჟაგომის აღმოსავლეთით, ღესკეს წყება თანდათანობით ფარავს ზედაიურულ ფლიშურ ნალექებს და აღმოსავლეთისაკენ, სოფ. კვაჟასთან, უკვე უშუალოდ ბაიოსურ ვულკანოგენურ წყებაზეა შეცოცებული.

მდ.გომრულას ხეობაში შეცოცების რამდენიმე სიბრტყე დგინდება. დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენ შემდეგი სურათია: ბაიოსურ პორფირიტულ წყებაზე, როგორც ჩანს, ტექტონიკუ-

რადაა განლაგებული ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები. ამ უკანასკნელზე აღმოსავლეთიდან ზედაცარცული გარდამავალი ფაციესის შრეებრივი კირქვებია შეცოცებული. შემდგომში მათ საზღვრავს ფლიშური შეცოცების ფრონტალური რღვევა, რომლის საშუალებითაც ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან ზედაიურული ფლიშია შეცოცებული (იხ. მდ.გომრულას ჭრილი). აღნიშნული

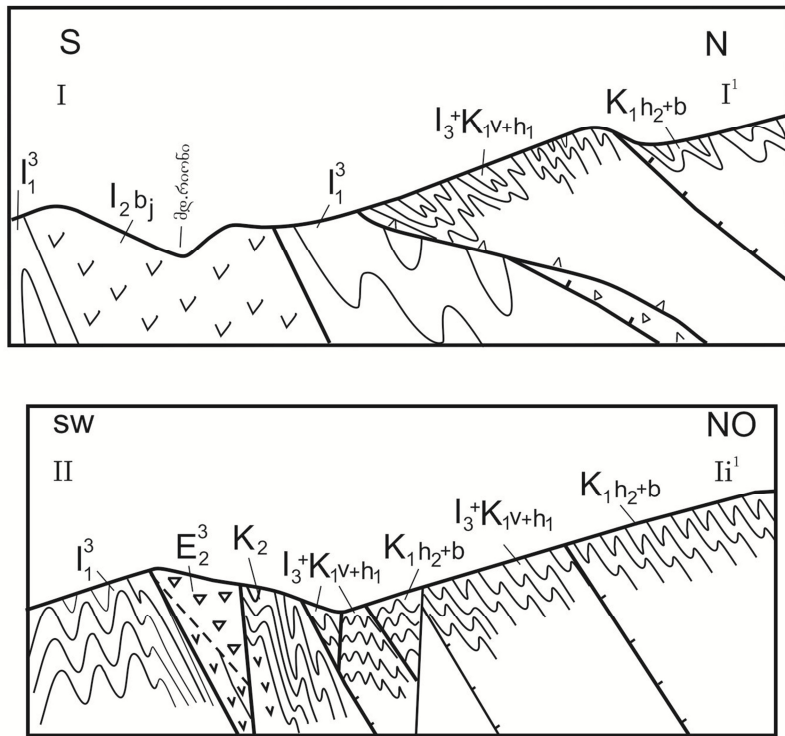


სურ. 3. სოფ. უწერას მიდამოების გეოლოგიური აგებულების სქემატური რუკა (Гамკრელიძე, მაისაძე 1985)

**პირობითი ნიშნები სურ. 3-თვის:**

**ფლიშური ფაციესი** (მესტია-თიანეთის ზონა): 3-კლასტურ-კირქვიანი ფლიში (ზედაიურულ-ქვედაცარცული-ვალანჟინურ-ქვ.პოტრივული); 4-ქვიშაქვა-ალევილოთური ფლიში (ქვედა ცარცულ-ზედა პოტრივულ-ბარემული); 5-ფლიშურსა და სუბლატფორმულს შორის გარდამავალი შრეებრივი კირქების ფაციესი (ზედაცარცული);

**სუბლატფორმული ფაციესი** (გაგრა-ჯავის ზონა): 1-სორის წყება (ზედალიასური); 2-პორფირიტული და დიაბაზ-ფიქლებრივი ფაციესი (ბაიოსური); 6-ოლისტროსტრომები (ზედაეოცენური); 7-შარიაჟის ფუძე; 8-ტექტონიკური ქერცლების ფუძე; 9- მესხლეტა, შეცოცება; 10-მდინარის მიმართულეზა.



სურ. 4. სტრუქტურულ-გეოლოგიური ჭრილები სურთი 3-თვის.

რღვევითი სტრუქტურები (გარდა პირველისა) ბუნებაში კარგადაა გამოხატული და განედური მიმართულების მცირე ამპლიტუდიანი რღვევითაა გაწყვეტილი (სურ. 3)

უწერას ტექტონიკური კვანძის აგებულებაში აღსანიშნავია რღვევა, რომელიც მდ.რიონის ხეობას მიუყვება და რომლის დას-



ავლეთ (მდ.რიონის მარჯვენა ნაპირზე) და აღმოსავლეთ ბაგეში (მდინარის მარცხენა ნაპირი) განვითარებული სტრუქტურები ერთმანეთს არ ებმის და სადაც, დასავლეთი ბაგეა აწეული. აღწერილი რღვევა უწერას ტექტონიკური კვანძის ყველაზე ახალგაზრდა სტრუქტურული ელემენტია.

მდ.რიონის მარჯვენა ნაპირზე შეიმჩნევა სუბგანედური რღვევა, რომელიც აღმოსავლეთით ადრე აღნიშნული სუბმერიდიანული რღვევით იკვეთება, ხოლო დასავლეთით, ბაიოსური პორფირიტული წყებაში თანდათან იკარგება. ამ რღვევის გასწვრივ უწერას ანტიკლინის ამგები ლიასური თიხაფიქლები სამხრეთისკენ, ბაიოსურ პორფირიტულ ქანებზეა შესხლეტილი.

შემდეგი მნიშვნელოვანი რღვევითი დისლოკაცია აღინიშნება მდ.გომრულას მარჯვენა ფერდობზე, სუბგანედური მიმართულების რღვევის სახით. ეს უკანასკნელი კარგადაა გამოხატული სოფ.გომის მიდამოებში და მის აღმოსავლეთით, სადაც კვეთს ფლიშური შეცოცების ხაზს და ფლიშურ წარმონაქმნებში თანდათან ქრება, ხოლო დასავლეთით, როგორც ჩანს, მდ.რიონამდე გრძელდება. აღწერილი რღვევა შესხლეტის ტიპისაა, რომლის ჩრდილო ბაგე აწეულია და გადარეცხილი, რის შედეგადაც ზედაიურული ფლიშური ნალექები ჩრდილოეთიდან ტექტონიკურ შეხებაშია ქვედაცარცულ ფლიშურ ნალექებთან (რღვევის სამხრეთი ბაგე) (სურ. 4).

სოფ.ზემო უწერას პირდაპირ (მდ.რიონის მარცხენა ნაპირზე), ზედაიურულ ფლიშურ ნალექებს შორის ბაიოსური ვულკანოგენური წყების გამოსავალი გვხვდება, რომლის არსებობა ჩრდილო-დასავლეთის მიმართების შესხლეტითაა განპირობებული, სადაც აწეულია აღმოსავლეთი ბაგე.

უწერას ტექტონიკური კვანძის აგებულებაში მონაწილე გომრულას სინკლინს სამხრეთით მოყვება *ღარულას ანტიკლინი*, რომლის თაღი ზედალიასური სორის წყებითაა აგებული, ხოლო ფრთები - ბაიოსური ვულკანოგენური წყებით.

შემდეგი სტრუქტურული ერთეული, რომელიც ღარულას ანტიკლინის სამხრეთითაა განვითარებული - *ცხანარის სინკლინია* (ზოგი მას ცხანარი-ფასრალოს სინკლინს უწოდებს). აღნიშნული სტრუქტურა ბუნებაში კარგადაა გამოხატული როგორც გეომეტრიულად (ჩანს ორივე ფრთა), ისე ნალექების სტრატეგრაფიული განლაგებითაც. სინკლინის აგებულებაში მონაწილეობას იღებს ზედაიურული, ცარცული და ეოცენური წარმონაქმნები. ყველაზე კარგად ეს ნაოჭი სოფ.ცხანარშია გამოხატული, სადაც ნაოჭის ღერძის მიმართება განედურს უახლოვდება. აღმოსავლეთით ის უკივლეთა-კლდებოძალის ზოლზე გადის და შემდეგ ფლიშური შეცოცებით იფარება.

ზოგი სტრუქტურა რამდენიმე რთული უბნისაგან შედგება (ჩასავალ-ველუანთას, კვაისა-ფასრალოს, ბზიტკაუ-ნადარბაზევის და სხვ.). განსაკუთრებით აღსანიშნავია კვაისა-ფასრალოს უბანი. უწერას ტექტონიკური კვანძისგან განხვავებით, კვაისა - ფასრალოს ზოლში გავრცელებული ქანები ფაუნისტურად კარგადაა დახასიათებული და ფაციესურადაც მკაფიოდ განსხვავდება ერთმანეთისგან. ცხანარის სინკლინი მრავალი მკვლევარის მიერაა შესწავლილი, რაც უპირველეს ყოვლისა კვაისას პოლიმეტალური საბადოს არსებობით იყო განპირობებული. ქვემოთ კვაისას მადნიანი ველის გეოლოგიური აგებულება ცალკე თავშია განხილული (ქვეთავ 2.2.3).

განსახილველი სინკლინი მეორე რიგის ნაოჭებითა და რღვევებითაა გართულებული. ასე მაგალითად, წედისი-ცხანარის უბანზე სინკლინის სამხრეთ ფრთაში განვითარებულია ერთის მხრივ ზედაიურული კირქვებით აგებული მეორადი ანტიკლინი, ხოლო მის სამხრეთით - ეოცენური ქვიშაქვებით აგებული სინკლინი, რომელთაც მიმართებაზე მცირე გავრცელება აქვს. ყველა ეს ნაოჭი გართულებულია მთელი რიგი პატარა რღვევებით, რომელთა აღწერაზეც არ შევჩერდებით, რადგანაც ისინი დეტალურად აქვთ განხილული მთელ რიგ მკვლევარებს (პ.გამყრელიძე,

1949, 1950, Гамკრელიძე П., 1956; კახაძე, ბენდუქიძე, 1950; Джапаридзе, 1963 და სხვ.).

ცხანარის სინკლინის ცალკეული მონაკვეთები, რომლებიც ზოგჯერ იზოლირებული გამოსავლების სახითაა, დამოუკიდებელ სტრუქტურებს კი არ წარმოადგენს, არამედ სინკლინის სამხრეთ ფრთაში განვითარებული მეორადი ნაოჭებია (ფასრალის სინკლინი და სხვ.), რომლებიც თავის მხრივ კიდევ უფრო დაბალი რიგის ნაოჭებითაა გართულებული.

ცხანარის სინკლინს სამხრეთით მოყვება *წედის-აღსარჯინას ანტიკლინი*, რომელიც საკვლევი რაიონის უკიდურეს დასავლეთ ნაწილში იწყება და აღმოსავლეთით მდ.ღრამულამდე გრძელდება. ისე როგორც რაიონში არსებული თითქმის ყველა სხვა ნაოჭი, ეს ანტიკლინიც განედური მიმართებისაა და ფლიშური ნალექების შეცოცებითაა გადაფარული. ის ასიმეტრიული აგებულებისაა, რაც იმაში გამოიხატება, რომ მის დასავლეთ ნაწილში ნაოჭი ჩრდილოეთისკენაა ოდნავ გადახრილი, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში - სამხრეთისკენ. ანტიკლინის თაღური ნაწილი ზედალიასური თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით, ხოლო ორივე ფრთა - ბაიოსურის ვულკანიტებითაა აგებული, რომლებიც ინტენსიურადაა დანაოჭებული და რღვევებითაა გართულებული (სურ. 3).

წედის-აღსარჯინას ანტიკლინის სამხრეთით, მწვ.ვალ-ხოხის მიდამოებში, გამოიყოფა *ვალ-ხოხის სინკლინი*, რომელიც ზედაიურული კირქვებით და ზედაეოცენური ქვიშაქვებით და ქვიშიანი კირქვებითაა აგებული. სინკლინი მიმართებაზე მოკლე გავრცელებით სარგებლობს. მისი დასავლეთი ნაწილი წედის-ფასრალის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში გადადის, ხოლო აღმოსავლეთი ნაწილი სწრაფ აზევებას განიცდის და თანდათან იშლება, რის გამოც აღნიშნული ნაოჭი რიბისის სინკლინის ჩრდილო მონოკლინურ ფრთაში აღარ შეიმჩნევა. ვალ-ხოხის სინკლინი სხვა ნაოჭებთან შედარებით სიმეტრიული აგებულებით ხასიათდება.

შემდეგ მნიშვნელოვან სტრუქტურულ ერთეულს *რიბისას სინკლინი* წარმოადგენს. ბუნებაში ის კარგადაა გამოხატული რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც მის აგებულებაში ზედაიურული რიფული კირქვები და ბაიოსური პორფირიტული წყების ქანები მონაწილეობს. დასავლეთ ნაწილში, სინკლინი მთლიანად ბაიოსის ვულკანოგენური წყებითაა აგებული, რის გამოც ამ მიმართულებით ნაოჭის გადევნება ვეღარ ხერხდება და მის არსებობას პირობითად უშვებდნენ. გეოლოგიური მონაცემებიდან გამომდინარე, დასავლეთის მიმართულებით სინკლინის გაგრძელება სავსებით ლოგიკური იყო, რადგან ის ორ კარგად გამოხატულ ანტიკლინს შუა ექცეოდა (ჩრდილოეთით - წედისი - აღსარჯინას, სამხრეთით - ჩორდი - სოხტას). შემდგომში მ.ჯაფარიძის (Джапаридзе, 1963) მიერ სირხ-ლებერდას ჩრდილო ფრთაში, ბაიოსის ვულკანოგენური სერიის შრეებრივი ქანების საშუალებით, ნაოჭი სტრუქტურულად იქნა დადგენილი. როგორც ჩანს, აღნიშნულ სინკლინს უნდა უკავშირდებოდეს ფსორის და ჩორდის მიდამოებში არსებული ეოცენური და ოლიგოცენური ნალექების გამოსავლები.

რიბისას სინკლინი აღმოსავლეთ ნაწილში ორად იტოტება - ალხაშენდა-ჰერეთის ანტიკლინისა და ალხაშენდა-ერწოს სინკლინის სახით. ეოცენური წარმონაქმნებით აღნიშნული ნაოჭები დიდი კუთხური უთანხმოებით არის გადაფარული (Гамкრელიძე П., 1956).

ამგვარად, რიბისას სინკლინი თითქმის უწყვეტად ვრცელდება საკვლევ ტერიტორიაზე. აღმოსავლეთით ის სოფ.ყემულთამდე აღწევს, სადაც ფლიშური ნალექების შეცოცებითაა გადაფარული.

## 2.2.2. სოფ. ყემულთას უბანი

უწერას ტექტონიკური კვანძის მსგავსად, რთული ტექტონიკური აგებულებით გამოირჩევა ასევე სოფ.ყემულთას მიდამოები (სურ. 5). აქ, მდ.კემულთა-დონის მარჯვენა ფერდობი ზედაიურული და ზედაეოცენური წარმონაქმნებითაა აგებული, ხოლო მარცხენა ფერდობი - ლიასური და ბაიოსური ქანებით. აღნიშნული ქანები ჩრდილოეთიდან ფლიშური ნალექებითაა გადაფარული. მდინარის მარჯვენა ფერდობზე არსებული ზედაიურული რიფული კირქვები ტექტონიკურად (შესხლეტა) ეხება ყემულთას ზედაეოცენურ ქვიშიან კირქვებს. ეს რღვევა ფლიშური ნალექების შეცოცებაზე ძველად არის მიჩნეული. მას ფლიშური ნალექების მიმართ გარდიგარდმო (სამხრეთ-დასავლეთ - ჩრდილო-აღმოსავლური) მიმართულება აქვს და დასაწყისში მდ.კემულთა-დონის მარჯვენა ფერდობს მიუყვება, ხოლო შემდეგ კვეთს ფლიშის შეცოცების ხაზს და ჯერ მდინარის ხეობას მიუყვება, ხოლო შემდეგ, როგორც ჩანს, ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულებით თანდათან ფლიშურ ნალექებში იკარგება.

რღვევის დასავლეთით (მდ.კემულთა-დონის მარჯვენა ნაპირი) არსებული ქვედა- და ზედაცარცული ფლიშური და ზედაეოცენური (ნორმულ-დანალექი ქანები და ოლისტოსტრომები) წარმონაქმნები მიმართებაზე (სამხრეთ-აღმოსავლეთისკენ) ლიასურ და ბაიოსურ ქანებს აწყდება, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთით ზედაცარცული ფლიშური ნალექების განსხვავებული ჰორიზონტები ეხება ერთმანეთს (სურ. 5).

გარდა ამისა, მდინარის მარჯვენა ფერდობზე, რღვევის დასავლეთ ფრთაში, ფლიშურ ნალექებში განვითარებული ნაოჭების სერია სამხრეთისკენაა გადახრილი, როგორც ეს კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზეა გავრცელებული. რღვევის აღმოსავლეთ ფრთაში უკვე საწინააღმდეგო სურათი გვაქვს. კერძოდ, ნაოჭები ჩრდილოეთისკენაა გადახრილი, რაც გრავიტაციით უნდა იყოს გამოწვეული.

აღწერილი რღვევა ამ ზოლში, როგორც ჩანს, ყველაზე ახალგაზრდა ტექტონიკურ ელემენტს წარმოადგენს, რომელსაც ნაწევ-ნასხლეტის ხასიათი აქვს. მისი სამხრეთ-აღმოსავლეთი ბაგე აწეულია და ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენაა გადაადგილებული. ფლიშის შეცოცების ფრონტალური ხაზის მიხედვით ამ გადაადგილების ჰორიზონტული ამპლიტუდა დაახლოებით 1 კმ უნდა უდრიდეს.

რიბისას სინკლინის სამხრეთით არსებული *ჩორდი - სოხტას ანტიკლინი* (ზოგი მას *ლესეს ანტიკლინს* უწოდებს) აღმოსავლეთით, სოფ.რაროსთან, შეცოცებული ფლიშური ნალექებით იფარება. აღნიშნული ანტიკლინი ლიასური თიხაფიქლებითა და ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ქანებითაა აგებული. ის გამოირჩევა იმით, რომ დასავლეთ ნაწილში (მწვ.სირხ-ლებერდას დასავლეთით) შესამჩნევადაა ჩრდილოეთისკენ გადახრილი, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში - სამხრეთისკენ.

აღმოსავლეთ ნაწილში, მდ.მდ. კეშელთა-დონსა და დიდ ლიახვს შუა, ჩორდი-სოხტას ანტიკლინის სამხრეთით, განვითარებულია *მიოცენური სინკლინი*, რომელიც აღმოსავლეთით საკვლევი რაიონის ფარგლებს სცილდება. მისი ჩრდილო ფრთის აგებულებაში მიოცენურ ნალექებთან ერთად, ვიწრო ზოლად ოლიგოცენური ნალექები (მაიკოპის სერია) შიშვლდება, ხოლო სინკლინის გული სარმატული კონგლომერატებითაა აგებული.

სოფ.სოფ. რაროსა და მუგუთს შუა, მიოცენური სინკლინის ამგებ ნალექებს ჩრდილოეთიდან ტექტონიკურად ეოცენური ნალექები ეხება, რომლებსაც მათთვის დამახასიათებელი ჩრდილოური დაქანება აქვს (დაქ. აზ. NO-35-40 °, დახრის კუთხე - 40°). მიოცენური სინკლინის ამგები ქანების წოლის ელემენტები ასევე ჩრდილოურია (დაქ. აზ. 20°, დახ. კუთხე - 30°). ეოცენური წარმონაქმნები თავზე ადევს მიოცენურ ნალექებს, რაც მკაფიოს ხდის მათ შორის ტექტონიკურ შეხებას.

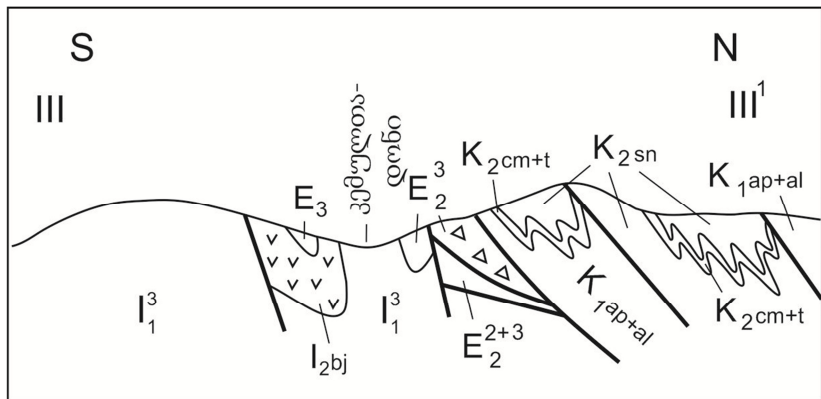
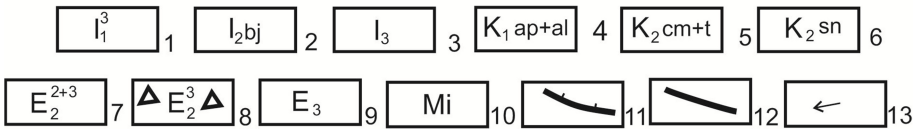
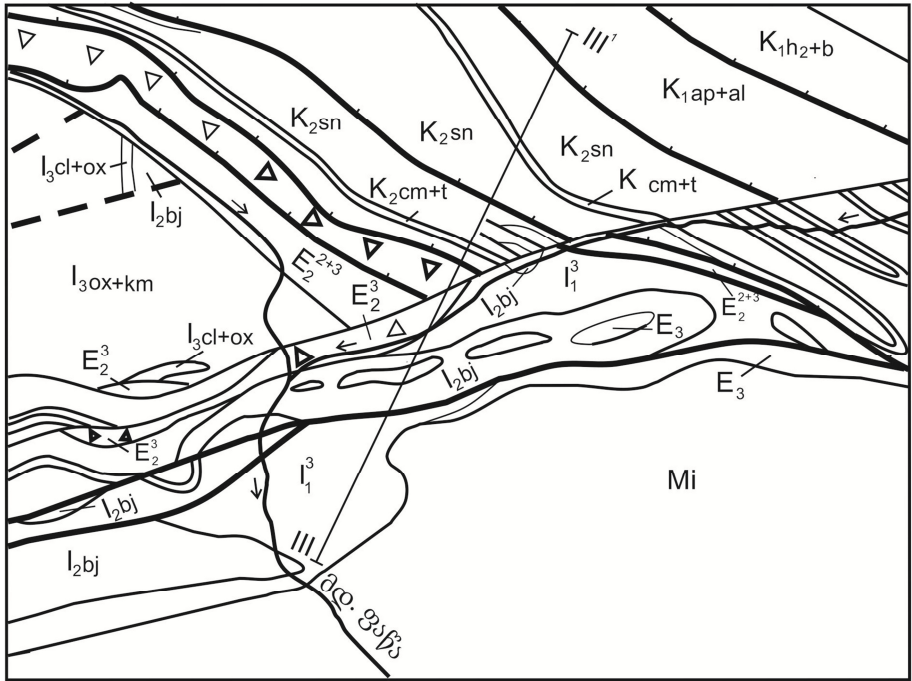
საკვლევ ტერიტორიაზე განვითარებული ნაოჭა სტრუქტურების საერთო დამახასიათებელ ნიშანს, როგორც ვნახეთ, წარ-

მოადგენს მათი განედური მიმართება და, ამასთან, ნაოჭთა ღერძების აზევება დასავლეთის მიმართულებით და დაძირვა - აღმოსავლეთისკენ. რაც შეეხება საკუთრივ ეოცენურ წარმონაქმნებს, მათში განვითარებულია როგორც ნაოჭა, ასევე რღვევითი დისლოკაციები, უკანასკნელი უფრო ფართო გავრცელებით სარგებლობს.

რღვევითი დისლოკაციებიდან პირველ რიგში აღსანიშნავია ოლისტოსტრომული წყების გავრცელების სამხრეთ კიდეზე გამავალი რღვევა, რომელიც საკვლევ რაიონში თითქმის უწყვეტი გავრცელებით სარგებლობს და ზოგჯერ მორფოლოგიურადაც კარგადაა გამოხატული. აღნიშნული რღვევის გასწვრივ, ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენაა გადაადგილებული და ტექტონიკურ შეხებაში იმყოფება სამხრეთით გავრცელებულ სხვადასხვა ასაკის სუბპლატფორმული ფაციესის, მათ შორის ზედაეოცენურ ნორმულ-დანალექ ქანებთ

ზემოაღნიშნული რღვევა ბუნებაში კარგადაა გამოხატული სოფ.ფარავნების ჩრდილოეთით, სადაც ოლისტოსტრომები ტექტონიკურ შეხებაშია ზედალიასურ ნალექებთან. მსგავსი სურათი აღინიშნება სოფ.სოფ. რაროსა და მუგუთს შუა. სხვა შემთხვევებში აღნიშნული რღვევის უწყვეტი გავრცელება პირდაპირი ნიშნების არ არსებობის გამო, პირობითადაა დაშვებული. გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ უკივლეთა-კლდებოძალის ზოლი, სადაც აღნიშნული რღვევის არავითარი ნიშანი არ აღინიშნება. ამავე დროს არსებობს მონაცემები, თითქოს ამ ზოლში შეინიშნება ზედაეოცენური ქვიშაქვების თანდათან გადასვლა დაქანების მიმართულებით ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში (ბენდუქიძე, 1951).

მსგავსი სურათის ბუნებაში არსებობა, ჩვენი აზრით, ნაკლებ დასაშვებია, რადგანაც არსებული წარმოდგენებით ოლისტოსტრომები გვიანეოცენური სედიმენტაციური აუზის ჩრდილო ნაწილში გროვდებოდა, რომელიც დღეს ფლიშური ნალექებითაა გადაფარული. აქედან გამომინარე მივდივართ იმ დასკვნამდე,



სურ. 5. სოფ. ყემულთას მიდამოების გეოლოგიური აგებულების სქემა

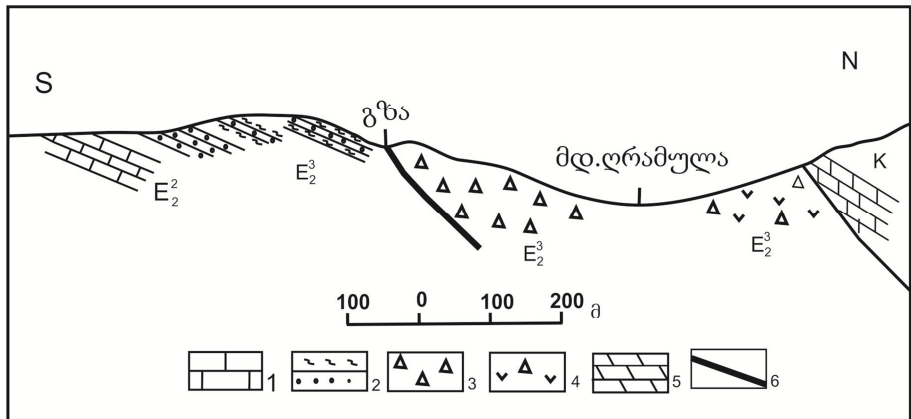


**პიობითი ნიშნები სურ.5-თვის:**

**სუბპლატფორმული ფაციესი:** 1. ზედალიასური-თიხაფიქლები, ქვიშაქვები (სორის წყება); 2. ბაიოსური-ვულკანოგენური წყება; 3. ზედაიურული-ქვიშაქვები, თიხაფიქლები, რიფული კირქვები; 7. შუადა ზედაეოცენური-ქვიშაქვები, კირქვები, მერგელები; 8. ზედაეოცენური-ოლისტოსტრომები; 9. ოლიგოცენური-თიხები, ქვიშაქვები (მაიკოპის სერია); 10. მიოცენური-თიხები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები; 11. შეცოცების ხაზი; 12.ნასხლეტები და შესხლეტები; 13. მდინარის მიმართულება.

**ფლიშური ფაციესი:** 4. ქვედაცარცული (აპტ-ალბური)-ფერადი ქვიშაქვები, თიხაფიქლები; 5. ზედაცარცული (სენომანურ-ტურონული)-კაჟიანი ქვიშაქვები, თიხაფიქლები, კირქვები; 6. ზედაცარცული (სენონი)-კირქვები.

რომ აღნიშნული რღვევის გასწვრივ ოლისტოსტრომები ფლიშური ნალექებით სამხრეთისკენაა წახვეტილი და მნიშვნელოვან მანძილზეა გადაადგილებული.



**სურ. 6. ჭრილი-ჩანახატი ერწოს გადასასვლელთან (ეოცენური ნორმულ-დანალექი წყების და ოლისტოსტრომების ტექტონიკური შეხება)**

1 - შუაეოცენური კირქვები; 2 - ზედაეოცენური ქვიშაქვები და მერგელები; 3 - ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები; 4 - ვულკანოგენ-დანალექი ქანები ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომში; 5 - ქვედაცარცული ფლიშური ნალექები; 6 - შეცოცების ხაზი.

გარდა აღწერილი რღვევითი დისლოკაციებისა, საკუთრივ ოლისტოსტრომებში მრავლად შეინიშნება სხვადასხვა ამპლიტუდის ნასხლეტები, შესხლეტები და შეცოცებები, რომელთა დაქანების სიბრტყეები უპირატესად ჩრდილოეთისკენაა დაქანებული. განსაკუთრებით კარგადაა ეს გამოხატული ფლიშური წარმონაქმნების შეცოცების სიახლოვეს.

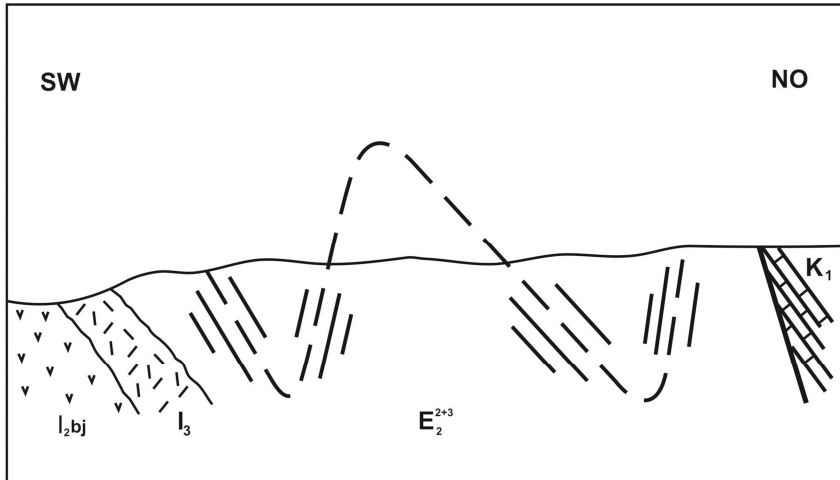
ეოცენურ ნალექებში ნაოჭა სტრუქტურები შედარებით იშვიათია და ძირითადად ნორმულ-დანალექ წყებაშია განვითარებული, სადაც შრეებს უმთავრესად მონოკლინური, ჩრდილოური დაქანება აქვს (დაქ. აზ. NO 10-30°; დაქანების კუთხე-20-50°). გამონაკლისად შეიძლება ჩათვალოს ცხანარის სინკლინი, სადაც სოფ.წედისიდან სოფ.ქვემო ცხანარისკენ მიმავალ საურმე გზის გასწვრივ, ეოცენურ ქვიშაქვებში აღინიშნება სამხრეთისკენ გადახრილი მეორე რიგის ასიმეტრიული ნაოჭები (ანტიკლინები და სინკლინები), რომელთა ამგები ქანების დაქანების კუთხეები 50-85° ფარგლებში იცვლება (სურ. 7).

რაც შეეხება ოლისტოსტრომული წყების წოლის ელემენტის დადგენას, მისი ძლიერი ტექტონიკური გადამუშავების გამო გართულებულია. მათი დადგენა იმ იშვიათი შრეებრივი დასტების საშუალებით ხდება, რომლებიც ოლისტოსტრომებშია.

ისინი, როგორც წესი, ჩრდილოური დაქანებისაა 30-60°-ით. მხოლოდ ერთ შემთხვევაში, სოფ.ლესორასთან, მდ.ჯეჯორას პირველ მარჯვენა შენაკადის ხევში, აღინიშნება სამხრეთისკენ გადახრილი სინკლინინური ნაოჭის არსებობა (იხ. ჭრილების აღწერის თავი).

დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ, როგორც ჩანს, ფლიშური ნალექების შეცოცებამდე საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში და მის ჩრდილოეთითაც (რომელიც დღეს მთლიანად შეცოცებული ფლიშითაა გადაფარული) არსებობდა საკმაოდ ფართო სინკლინური ნაოჭი, რომლის სამხრეთი ფრთა ნორმულ-დანალექი ქანებით (შუა- და ზედაეოცენური), ხოლო ჩრდილო ფრთა - ნორმულ-დანალექი (შუა ეოცენური) და ოლისტოსტრომებით (ზედა-

ეოცენური) იყო აგებული. შემდგომში, ფლიშური ნალექების შეცოცების შედეგად ადგილი ჰქონდა ჩრდილო ფაციესის სამხრეთისკენ გადაადგილებას.



სურ. 7. მეორადი ნაოჭები ეოცენურ ნორმულ-დანალექ ქანებში სოფ.სოფ. წედისსა და ცხანარს შორის მიმავალ საურმე გზის გასწვრივ

### 2.2.3. კვაისას მადანშემცველი ზონის

#### ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ა

საკვლევ ტერიტორიაზე არსებულ მადანგამოვლინებებს შორის გამოირჩევა კვაისას მადნიანი ველი, რომელიც მოიცავს მდ. ჯეჯორას (მდ.რიონის მარცხენა შენაკადი) შუა წელს და მიეკუთვნება გაგრა-ჯავის ზონის მეტალოგენიური ზონის ჯეჯორას მადნიან კვანძს (Твалჩელიძე, 1961).

ჩემი საკანდიდატო დისერტაციის შემდგომ პერიოდში აღნიშნული მადნიანი ველი ე.გამყრელიძესთან ერთად კვლავ გახდა ჩვენი კვლევის ობიექტი, რომლის შედეგებიც გამოქვეყნდა სტატიის სახით (Гамკრელიძე, Майсадзе, 1987). ქვემოთ მოცემულია ამ კვლევის ძირითადი შედეგები.

კვაისას მადნიანი ველის აგებულებაში მონაწილეობს აალებური ასაკის ტერიგენული, ბაიოსური ვულკანოგენ-დანალექი და ზედაიურული, ცარცული და პალეოგენური კარბონატულ-ტერიგენული წარმონაქმნები (სურ. 8). მადნიანი ველის ფარგლებში განვითარებულია რამდენიმე პირველი რიგის ნაოჭა სტრუქტურა, რომლებიც გაკვეთილია მრავალრიცხოვანი სხვადასხვა მიმართულების და მასშტაბის სუბვერტიკალური რღვევებით. ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან კვაისას მადნიანი ველი გადაფარულია უწერა-პავლეურის ფლიშური შარიაჟით.

კვაისას მადნიანი ველის ტყვია-ცინკის და ბარიტის საბადოები და მადანგამოვლინებები უკავშირდება სუბგანედური მიმართულების ურთიერთ პარალელურ კონსედიმენტაციურ რღვევებს. კვაისას მადანშემცველ ზონაში გავრცელებულია ორი ერთმანეთთან მიახლოებული ჩრდილო და სამხრეთი კვაისას რღვევები, რომლებიც გაიდევენება წედის-აღსარჯინას ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის და, ნაწილობრივ - თალური ნაწილის გასწვრივ (სურ.8). აღნიშნულ რღვევებს შუა მოქცეულია 100-250 მ სიგანის ზედაიურული და, ნაწილობრივ ქვედაცარცული კირქვების ვიწრო ფირფიტა კვაისა-ხოხის მთის სახით, რომელსაც ზედხედში ლინზისებური, ხოლო ვერტიკალურ ჭრილში - სოლისებური ფორმები აქვს, რის გამოც ის კვაისას „კიქვის სოლის“ სახელითაა ცნობილი. როგორც შემდგომში სამთო გამონამუშევრების მასალებიდან გაირკვა, სოლის აგებულებაში პალეოცენ-ქვედაეოცენური ნალექებიც მონაწილეობს (Надирадзе и др., 1976., Жабин и др., 1982).

კვაისას კირქვის სოლის შინაგანი აგებულების შესწავლამ საინტერესო ინფორმაცია მოგვაწოდა ამ უბნის მადანშემცველი სტრუქტურების ხასიათზე და მათი ფორმირების ისტორიაზე, რის შესახებაც განსხვავებული მოსაზრებები არსებობდა. ასე მაგალითად ა. ჟაბინმა და თანაავტორებმა (Жабин и др., 1980, 1982, 1984) მთლიანად უარყვეს წინამორბედი ავტორების მოსაზრება კვაისას კირქვას სოლის ტექტონიკური წარმოშობის შესახებ. მათ

მიაჩნდათ, რომ კვაისა-ხოხის მთის მასივი პირვალად განლაგებაში იმყოფება და რომ მისი სპეციფიკური ფორმა და შინაგანი აგებულება ბარიერული რიფის დაძირვით იყო განპირობებული. რაც შეეხება გენეზისის საკითხს, მის შესახებ არსებობს ასევე განსხვავებული მოსაზრებები.

კვაისას საბადო სამთო გამონამუშევრებით დეტალურად იყო მოძიებული, როგორც განედური, ისე გარდიგარდმო მიმართულებით. ვერტიკალურად 700 მ ინტერვალში 9 ჰორიზონტალური გამონამუშევრით, ხოლო ჰაზურლილებით 1200 მ სიღრმეში. დადგენილია, რომ კვაისას ჩრდილო და სამხრეთი რღვევები წარმოდგენილია მძლავრი (რამოდენიმე მეტრიდან 50 მ-მდე) მსხვრევის ზონებით, სადაც გვაქვს განსხვავებული ფორმის და სიდიდის ბაიოსური ვულკანოგენების და ზედაიურული კირქვების ლოდებით აგებული ზონა,

ასეთი სურათი ძირითადად სამხრეთი რღვევის ზოლში აღინიშნება. მსგავსი მეგაბრეჩების ფართო გავრცელება აღინიშნება ასევე შტოლნა „კაპიტალნაიას“ დონეზე კირქვიანი სოლის დასავლეთ დაბოლოებაზე. ჰაზურლილების მონაცემებით მსგავსი ბრეჩები სოლის ძირშიც აღინიშნება. ეს რღვევა ყველგან კირქვის სოლის სამხრეთ კონტაქტს მიუყვება, თუმცა სოლის ღრმა ნაწილებში იგი შორდება ამ კონტაქტს და ბაიოსურ ვულკანოგენურ ქანებში გადის (სურ.9).

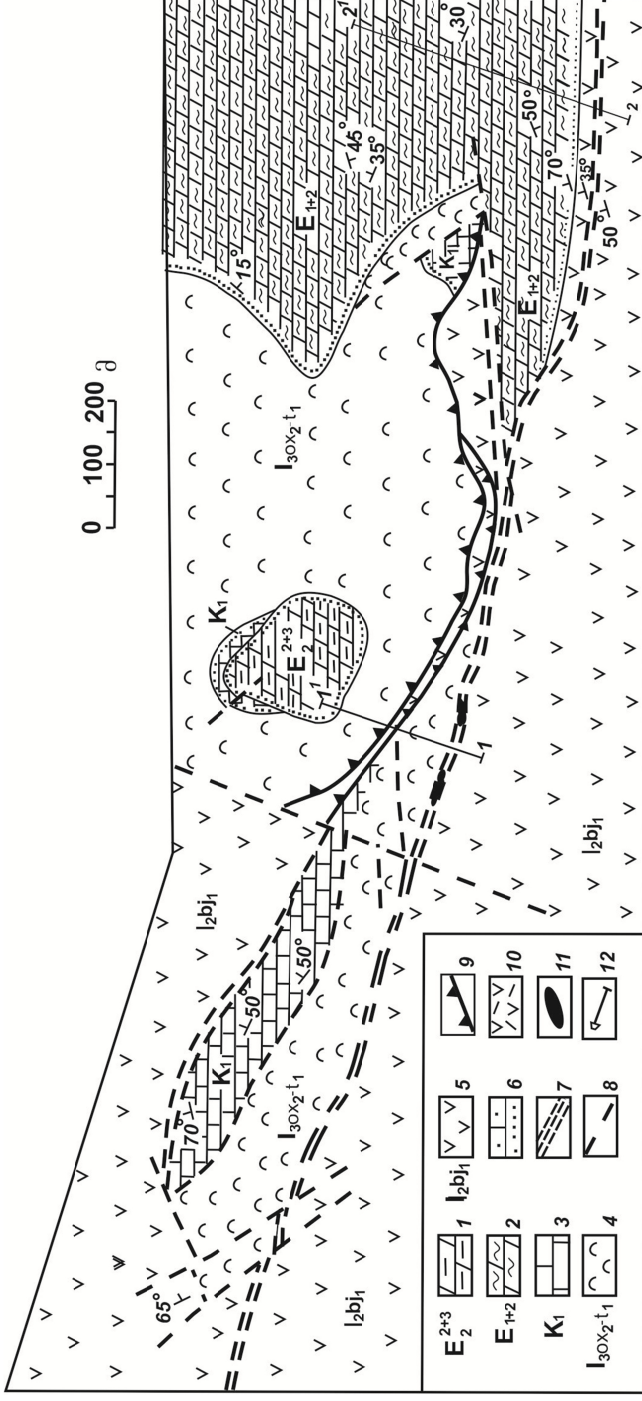
კვაისას სამხრეთ რღვევასთან არსებულ ტექტონიკურ სიბრტყეებზე მრავალრიცხოვანმა დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ რღვევის გასწვივ გადაადგილება ზოგადად სუბმერიდიანიული მიმართულებით ხდებოდა, რომელსაც ახასიათებდა მრავალფაზიანობა და გადაადგილების ცვალებადი მიმართულება.

ადრე მიჩნეული იყო, რომ კვაისას სამხრეთი და ჩრდილო რღვევები, მათი გავრცელების მთელ მანძილზე უშუალოდ დღის ზედაპირზე გამოდიოდა. მაგრამ როგორც ჩვენმა კვლევამ, ასევე მიწისქვეშა აგეგმვამ და ჰაზურლილების მონაცემებმა გვიჩვენა, რომ მდ.ვარახკომ-დონის ზემო წელის ფარგლებში კვაისას ჩრდ-

ილო რღვევა, ისე როგორც კირქვის სოლის უმეტესი ნაწილი, ნადარბაზევის გარდიგარდმო რღვევის აღმოსავლეთით გადაფარულია ნადარბაზევ-ხოხის კირქვიანი მასივით, რომელიც ეოცენის შემდგომი ასაკის ვარახკომის შეცოცებით იყო გამოწვეული. ეს უკანასკნელი კარგად გაიდევნება მდ.მდ. ნადარბაზევ-ხოხის და ვარახკომ-დონის წყალგამყოფზე და გამოხატულია უსწორმასწორო ფორმის ტექტონიკური მოწყვეტის სამი სიბრტყით.

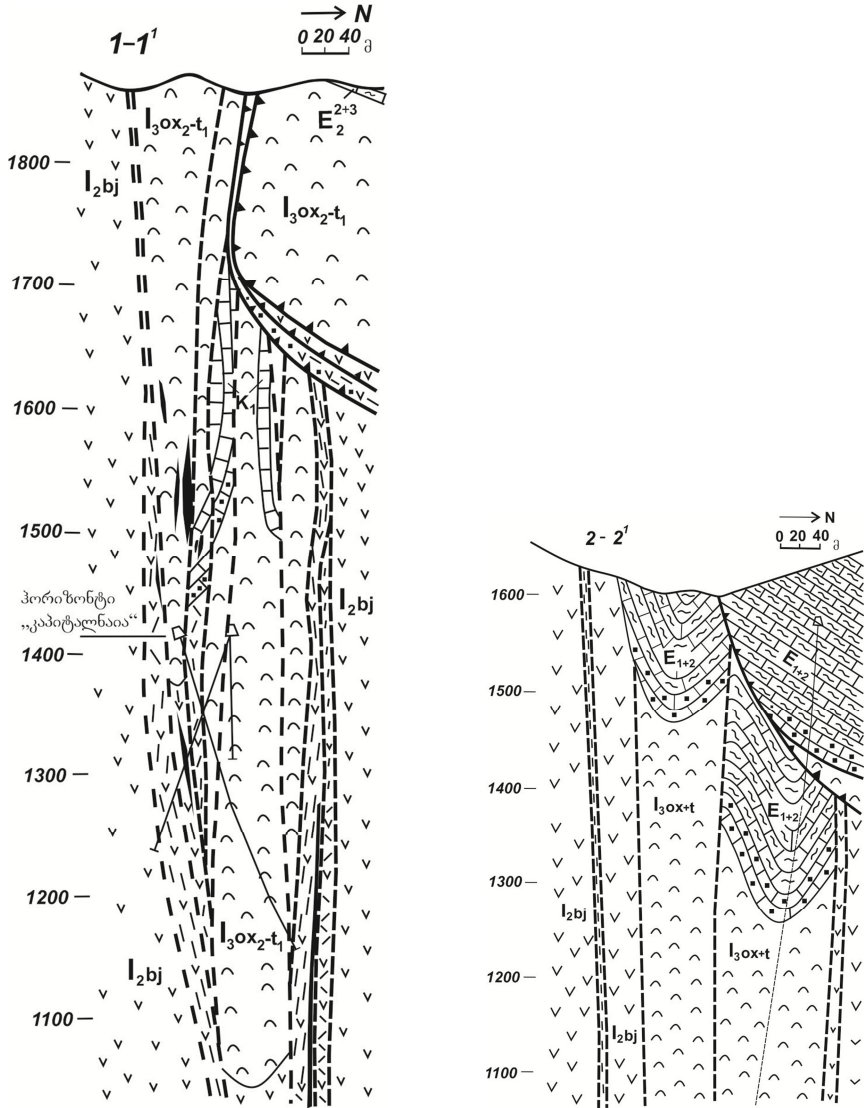
როგორც ჩანს, კვაისას კირქვის სოლი, უკვე ბაიოსური დროიდან ორივე მხრიდან იყო შემოსაზღვრული ხანგრძლივ მოქმედი რღვევებით, რომლებიც მრავალჯერადი და განსხვავებული მიმართულების გადაადგილებით ხასიათდებოდა. აღმოსავლეთისკენ ეს სოლი გადაფარულია ახალგაზრდა (ეოცენურის შემდგომი) შეცოცებით, რომლის წარმოქმნაც კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ფლიშურ ზონაში შარიაჟების წარმოქმნას უკავშირდება.

პირენეული (ოლიგოცენურის წინა), შტირიული (შუა მიოცენურის წინა) და როდანული (გვიან პლიოცენურის წინა) დანაოჭების ფაზისებმა გამოიწვია კვაისას მადანშემცველ ზონაში მრავალი დამატებითი რღვევის წარმოქმნა და ტექტონიკური სურათის უფრო გართულება. ამრიგად, კვაისას მადანშემცველი ზონა წარმოადგენს კონსედიმენტაციური გრაბენის მსგავს სტრუქტურას, რომელიც თანამედროვე სახით ინტენსიური და მრავალფაზიანი ტექტონიკური გამოჭყლეტვისა და მსხვრევის შედეგად ჩამოყალიბდა იურულ, ცარცულ და, ნაწილობრივ - პალეოგენურ პერიოდებში.



სურ. 8. კვასას „კორჩის სოლის“ გეოლოგიური რუკა (Гамკრელიძე, Майსაძე, 1987).

1-შუა და ზედაეოცენური: მერგელები, კირქვები, ქვიშაქვები; 2-პალეოცენ-ეოცენური: მერგელები, კირქვები; 3-ქვედა-ცარცული-შრეებრივი კირქვები; 4-ზედაიურული (ზედაოქსფორდული-ქვედატიტონური): მასიური რიფული კირქვები; 5-შუაიურული (ბაიოსური ვულკანოგენური წყება), ქვედა ნაწილი: პიროქსენიანი მაზალტები და მაზალტური ანდეზიტები; 6-მაზალტური კონგლომერატ-ბრეჩიები; 7-ტექტონიკური განშრეების ზონა; 8-შესხლეტი და ნასხლეტები; 9-შეცოცებები; 10-ბაიოსური პიდროთერმული შეცვლილი ქანები; 11-მადნიანი სხეულები; 12-ჭაბურღილები. (ჭრილები იხ. შემდეგ გვერდზე).



სურ. 9. კვაისას მადანშემცველი უბნის სიღრმული კრილები



### 3. ეოცენური წარმონაქმნების დახასიათება

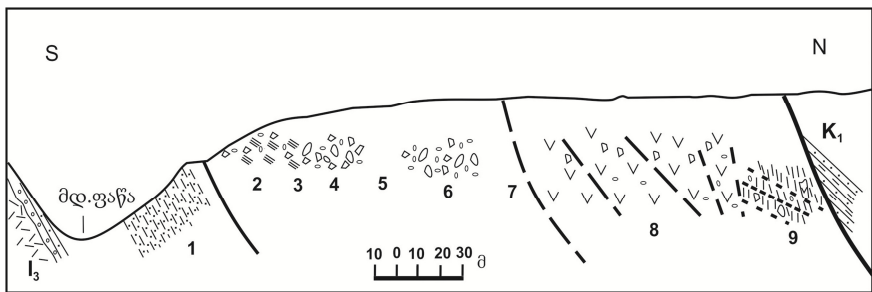
#### 3.1. ჭრილების აღწერა

##### 3.1.1. მდ. ხალივ-დონის ხეობა

საკვლევო ტერიტორიის ფარგლებში ეოცენური წარმონაქმნების ერთ-ერთი სრული ჭრილი მდ.ხალივ-დონის (მდ.ფაწას მარცხენა შენაკადი) ხეობაში შიშვლდება სამანქანო გზის გასწვრივ (სურ. 10). ჭრილის სამხრეთი ნაწილი მდ.ფაწას მარჯვენა ფერდობიდან იწყება, სადაც ზედაიურულ რიფულ კირვებს მოყვება:<sup>2</sup>

1. მოყავისფრო-მოყვითალო კარბონატული ოლიგომიქტური ქვიშაქვები, ჩრდილოური დაქანებით მდ.ფაწას მარცხენა ფერდობზე გადადის და გრძელდება ჩრდილოეთისკენ, სამანქანო გზის გასწვრივ, სპორადული გამოსავლების სახით. დაქ. აზ.  $N - 0-5^0$ , დახ. კუთხე -  $40-45^0$ ,

სიმძლავრე - 60-70 მ.



სურ. 10. ჭრილი-ჩანახატი მდ.ხალივ-დონის ხეობის გასწვრივ

2. გზის მოსახვევში უკვე შიშვლდება ოლისტოსტრომების წყება, რომელიც შედგება სხვადასხვა ზომის და შედგე-

<sup>2</sup> აქაც და შემდგომშიც ტექსტის და ჭრილ-ჩანახატების დასტების ნუმერაცია იგივეა

ნილობის ქანის ნატეხებისგან. მათ შორის საგრძნობლად სჭარბობს ზედაიურული რიფული კირქვის ნატეხები. შედარებით მცირე რაოდენობითაა ბაიოსური პორფირიტული წყების ჩანართები. კირქვები ხშირად ბრექჩიული აგებულებით ხასთდება. მათი ზომები მერყეობს ერთეული სანტიმეტრიდან 0,6 მ ლოდებით დამთავრებული. დიდი ზომის ლოდები უმეტესად დაკუთხული ფორმისაა. მცირე ზომის ნატეხები უპირატესად კარგადაა დამუშავებული. რაც შეეხება ბაიოსური ვულკანოგენების ჩანართებს, მათი ზომები 0,1-0,3 მ არ აღემატება და უმეტესად დამუშავების ნიშნებს ატარებს.

ლოდ-ბრექჩიებში დიდი ზომის ჩანართებს შუა სივრცე ბრექჩია-კონგლომერატებითაა წარმოდგენილი. ეს უკანასკნელი ვულკანოგენების და კირქვების მცირე ზომის (0,1-2 მმ, ზოგჯერ სანტიმეტრის რიგის) ნატეხებითაა აგებული, რომლებიც პელიტური მასითაა შეცემენტებული.

აღწერილ ოლისტოსტრომებში ხშირად გვხვდება თიხაფიქლების და მერგელების შუაშრეები, რომელთა სიმძლავრე 0,3-0,5 მ ფარგლებშია და დაქანების მიმართულებით მალე ისოლება. დაქ. აზ. N-0°, დახრის კუთხე 30-35°.

სიმძლავრე - 20-25 მ

3. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 3 მ.

4. ოლისტოსტრომების დასტა, რომელიც უპირატესად ზედაიურული რიფული კირქვის ლოდებითაა აგებული. მათი უმეტესობა ბრექჩიული აგებულებით ხასიათდება და მოცულობაში ჭარბობს ცემენტს. ეს უკანასკნელი თიხოვან-კარბონატული მასითაა წარმოდგენილი. ცალკეულ შემთხვევაში კირქვის ლოდები უშუალო შეხებაშია ერთმანეთთან.

სიმძლავრე - 25-30 მ.

5. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 15-20 მ.

6. ოლისტოსტრომების დასტა, აგებული ზედაიურული რიფული კირქვების და ბაიოსური ვულკანოგენების ოლისტოლითებით. კირქვები გაბატონებული რაოდენობითაა და მათი ზომები ცვალებადობს ერთეული სანტიმეტრებიდან დაწყებული 5 მ სიდიდის ლოდებით დამთავრებული. დასტის შუა ნაწილში ზედაიურული კირქვის ორ ლოდს შუა მოქცეულია შრეებრივი ქვიშიანი კირქვის 2 მ სიმძლავრის ჩანართი. აქვე გვხვდება ასევე 6-7 მ სიმძლავრის მკვრივი მერგელების ლოდი, რომელშიც კარგადაა განვითარებული ფიქლებრიობა. ოლისტოლითებს შორის სივრცე წვრილნატეხიანი ბრექჩია-კონგლოლომერატებთან შევსებული, რომლის ცემენტი თიხებითა და კარბონატული ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი.

გაშიშვლების სიგრძე - 35 მ.

7. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 30 – 35 მ.

8. ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები, რომლებიც ძირითადად აგებულია აგლომერატული ტუფებით და, ნაკლებად - აგლომერატული ტუფიტებით. აღნიშნული ქანები მომწვანო-მოყავისფროა, ზოგჯერ მუქი ნაცრისფერია და საკმაოდ გამოფიტულია. მათში კარგადაა გამოხატული ბრექჩიული აგებულება, სადაც ვულკანიტები 10-15 სმ დაკუთხული, ან სუსტად დამუშავებული ნატეხებითაა წარმოდგენილი, რომელთა შორის ბაზალტების ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები სჭარბობს. დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ასევე ბაზალტების ავგიტ-ბიოტიტიანი და სხვა სახის პორფირიტის ნატეხებიც. აღწერილი ვულკანიტები ვიზუალურად ძლიერ გავს ბაიოსურ ვულკანოგენური წყების ქანებს, მაგრამ დეტალური შესწავლის შედეგად ირკვევა, რომ მათში საკმაოდ რაოდენობით აღინიშნება 5-10 სმ ზომის ზედაიურული რიფული კირქვების ჩანართები, რომლებიც უმეტესად დაუ-

მუშავებელია. აღნიშნული ნატეხები შეცემენტებულია მსხვილნატეხოვანი კრისტალოკლასტური, ნაკლებად - ლითო-კრისტალოკლასტური ფუძე შედგენილობის ტუფებით. ეს ვულკანოგენ-დანალექი ქანები შესამჩნევად დაა დამსხვრეული, რის გამოც ხშირად ცემენტის და ჩანართების გარჩევა გამწვანებულია. არაა გამორიცხული, რომ აქ ჩვენ გვქონოდა ლავის ოლისტოლითი, რომელიც ოლისტოსტრომის შემადგენელი ნაწილია.

გაშიშვლების სიგრძე -- 80-90 მ.

9. თიხაფიქლებისა და მერგელების ტექტონიკურად ძლიერ გადამუშავებული უბანი (სურ. 11). თიხაფიქლები მოშავო ფერისაა, მერგელები - მუქი ნაცრისფერი. ორივე ძლიერაა დაფიქლებული, რის გამო თიხაფიქლები დიდ მსგავსებას იჩენს ლიასური ასაკის ანალოგიურ ნალექებთან. თიხაფიქლებში და მერგელებში შრეების დაქანება ვერტიკალურს უახლოვდება და მათში მოქცეულია მე-8 დასტის ანალოგიური 1-1,5 მ სიმძლავრის ვულკანიტები. ამ გაშიშვლებაშიც ზედაიურული რიფული კირქვის ნატეხები საკმაო რაოდენობით გვხვდება. ერთ-ერთი მათგანი თავისებური ფორმისაა და რვიანს მოგვაგონებს, რომელიც ვერტიკალურად დგას ფიქლებრიობის გასწვრივ (სურ. 11). მისი ზომებია - 5X2 მ. თიხაფიქლებში და მერგელებში ხშირია მცირე ამპლიტუდის მქონე რღვევები, რომელთა სიბრტყეები ჩრდილოეთისკენაა დაქანებული 40-45<sup>0</sup> კუთხით.

გაშიშვლების სიგრძე - 35-40 მ.

ზემოთ აღწერილი თიხაფიქლები და მერგელები (დასტა 9) ტექტონიკურ შეხებაშია ჩრდილოეთიდან შემოცოცებულ ფლიშურ ნალექებთან (აპტ-ალბური). აღნიშნული ჭრილი იმითაცაა აღსანიშნავი, რომ საკვლევ ტერიტორიაზე აქ ყველაზე კარგადაა გამოხატული ფლიშური ნალექების ფრონტალური შეცოცება.

აღწერილ ჭრილში შრეებრივი ქვიშაქვები (დასტა 1) შუა-ეოცენურ ნორმულ-დანალექ წყებას წარმოადგენს. მომდევნო ნალექები (დასტები 2, 4, 6, 9) ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებს წარმოადგენს. დასტები 2, 4, და 6, ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვების და ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ნატეხებითაა აგებული. კირქვები გაბატონებული რაოდენობითაა და მათი ზომები სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ შესამჩნევად მატულობს, თუმცა არის ჭრილები, სადაც საწინააღმდეგო სურათიც გვაქვს.

რაც შეეხება ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებს (დასტა 8) ისინიც ოლისტოსტრომების შემადგენელი ნაწილია, რომელიც გვიანეოცენური დროის ვულკანიზმის პროდუქტად ითვლებოდა (მაისაძე, 1969), რაც არ უნდა შეესაბამებოდეს სინამდვილეს, რაც დეტალურად შესაბამის თავში იქნება განილული (ქვეთავი 3.3.3).



*სურ. 11. ფლიშური შეცოცების ფრონტალურ ნაწილის ტექტონიკური კონტაქტი ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებთან (დასტა 9)*

ამ ჭრილის ტექტონიკურად აშლილი მონაკვეთი (დასტა 9) აღწერილი აქვს მ.ლეონოვს (Леонив, 1970), რომელიც შეცოცებასთან არსებულ თიხაფიქლებსა და მერგელებს (დასტა 9) ზედაეო-

ცენურ ტერიგენულ ფლიშად მიიჩნევის, ხოლი ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებს (დასტა 8), ბაიოსურ ვულკანოგენური წყების გადანალექ ნაწილად. ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების მიკუთვნებას „ველური ფლიშისადმი“, რასაც ანვითარებდა მ.ლეონოვი (Леонов, 1975), მთელი რიგი ფაქტების გამო, ჩვენ არ ვიზიარებთ, რაც სათანადოდ იქნა დასაბუთებული (Майсадзе, 1994).

### 3.1.2. სოფ. ნოგაუდან სამხრეთი მიმართულებით

სოფ.ნოგაუს სამხრეთით, მდ.ღრამულას მარცხენა ნაპირზე სამანქანო ხიდთან, ბაიოსურ ვულკანოგენებს სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ მოყვება:

- 1) ოლისტოსტრომები, შემდგარი პორფირიტების და ტუფების ნატეხებისგან, სადაც მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება შრეებრივი ტუფის დასტები. პორფირის ნატეხები მუქი-ნაცრისფერია, ზომებით საშუალოდ 2-5, ზოგჯერ 10-15 სმ, რომელთა უმეტესი ნაწილი დამუშავების ნიშნებს ატარებს, რაც ოლისტოსტრომებს ზოგ უბანზე კონგლომერატების იერს აძლევს. პორფირიტები პიროქსენ-პლაგიოკლაზიანი სახესხვაობებითაა წარმოდგენილი, რომელთა ძირითადი ნაწილი გაკარბონატებული, გაქლორიტებული და გაპელიტებულია.

ტუფის ნატეხები მომწვანო-მოყვითალოა და ადვილად გამოირჩევა პორფირიტის ნატეხებისგან. ისინი დამორჩილებული რაოდენობითაა და მათი ცალკეული ჩანართი 20-25 სმ აღწევს. ნატეხების უმეტესობა დამუშავებულია. ტუფები ისე ძლიერაა გაკარბონატებული, რომ ზოგჯერ კარბონატული ქვიშაქვის შთაბეჭდილებას ტოვებს.

ოლისტოსტრომებში, როგორც უკვე ითქვა, მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება შრეებრივი ტუფები,

რომელთა რაოდენობა ოლისტოსტრომების ზედა ნაწილში მატულობს. გაშიშვლების ქვედა ნაწილში შუაშრეების სიმძლავრე 7-10 სმ-ია, ხოლო ზედა ნაწილში მატულობს 40-35 სმ-მდე. აღნიშნული ტუფები საშუალო - და მსხვილნატეხოვანი კრისტალოკლასტური სახესხვაობებითაა წარმოდგენილი. მათი შრეების დაქ. აზ. NO - 20<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 30-35<sup>0</sup>.

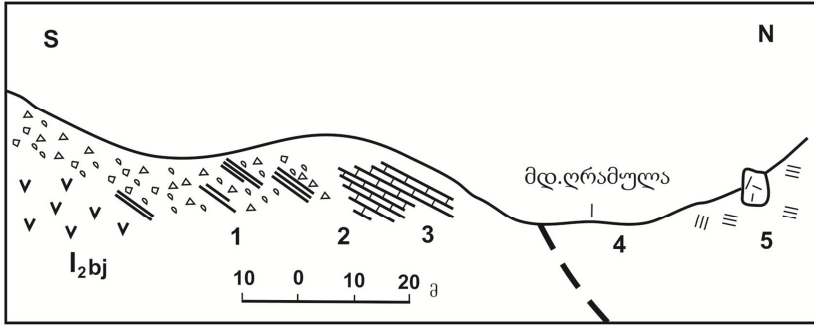
სიმძლავრე -24-25 მ.

- 2) ხარვეზი გაშიშვლებაში -1-1,5 მ.
- 3) კუთხური უთანხმოებით განლაგებული შრეებრივი კირქვები (სურ. 12), რომლებიც შეიცავს შემდეგ ფაუნას: *Nummulites murchisoni* Brun., *N. irregularis* Desh., *N. atacicus* Leym. (კახაძე, ბენდუქიძე, 1950; გამკრელიძე П., 1956), რის საფუძველზეც ეს ქანები შუაეოცენურადაა დათარიღებული. მათი დაქ. აზ. NO - 20<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 20-25<sup>0</sup>.

სიმძლავრე - 9-10 მ.



სურ. 12 შუაეოცენური შრეებრივი კირქვები (დასტა 3)  
სოფ. ნოგკაუს სამხრათით, ხიდთან სამანქანო გზის გასწვრივ



სურ. 13. ჭრილი-ჩანახატი სოფ.ნოგკაუს სამხრეთით, ხიდიდან სამანქანო გზის გასწვრივ

- 4) ხარვეზი გაშიშვლებაში - 50-60 მ.
- 5) ოლისტოსტრომები, რომლებიც აგებს მდ.დრამულას მარჯვენა ფერდობს. ეს უკანასკნელი თითქმის მთლიანად მცენარეული საფარითაა დაფარული, სადაც მოჩანს მხოლოდ ზედაიურული რიფული კირქვების ოლისტოლითების შვერილები.

აღწერილ ჭრილში (სურ. 13) დასტა 1, რომელიც ბაიოსურ ვულკანოგენურ წყებას მოყვება ასევე ვულკანოგენ-დანალექ ქანები, რომლებიც რეგრესიული ხასიათისაა და შესაძლებელია ბაიოსურის ზედა ნაწილს წარმოადგენდეს. დასტები 3 (შუაეოცენური) და 4 (ზედაეოცენური) ერთმანეთთან ტექტონიკურ შეხებაშია.

### 3.1.3. სოფ.სოფ. ნოგკაუსა და შუა-ჭალას შორის მონაკვეთი

ჭრილი შედგენილია ოლისტოსტრომების წყების მიმართებაზე, სამანქანო გზის გასწვრივ, მდ.დრამულას მარჯვენა ნაპირზე. სამანქანო ხიდიდან 500-600 მ მანძილზე ხარვეზია გაშიშვლებაში, სადაც ფერდობზე მოჩანს ზედაიურული რიფული კირქვების შვერილები, რომლებიც ჩართულია ოლისტოსტრომებში.



აღნიშნული ხარვეზის შემდეგ, დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით, გზის გასწვრივ შიშვლდება:

1. მუქი-ნაცრისფერი, ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები, რომლებიც გარეგნულად ძლიერ ჰგავს ბაიოსურ ვულკანიტებს. ისინი ბრექჩიული აგებულებისაა, სადაც ნატეხების უმეტესობა პორფირიტებს წარმოადგენს. იშვიათად გვხვდება 5-7 სმ ზომის ზედაიურული კირქვის ნატეხებიც, რომლებიც სუსტი დამუშავების ნიშნებს ატარებს. ეს ვულკანიტები ბაზალტური შედგენილობის ავგიტ-ლაბრადორიანი და ავგიტ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტებითაა წარმოდგენილი, სადაც პირველი მნიშვნელოვნად სჭარბობს. ნატეხების ზომები ცვალებადობს ერთეული სანტიმეტრიდან 15-20 სმ-მდე. დიდი ზომის ნატეხები უმეტესად დაკუთხული ფორმებით ხასიათდება, მაშინ როცა მცირე ზომის კენჭები შედარებით დამუშავებული ფორმებისაა. პორფირიტებს ხშირად ემჩნევათ მანდელშტაინური სტრუქტურა, სადაც პორები უმეტესად კალციტითაა შევსებული. კლასტური მასალა ძირითადად საშუალო და მსხვილნატეხოვანი კრისტალოლითოკლასტური ტუფებითაა შეკავშირებული, რომლებსაც ჭრილის შუა ნაწილში უკვე ავგიტ-ლაბრადორიანი ბაზალტები ცვლის, რომელიც უმეტესად ლიმონიტიზირებულია. იშვიათად მონაწილეობს ავგიტ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტებიც. აღწერილი ლავური ბრექჩია შესამჩნევადაა დამსხვრეული, რის გამოც ხშირად ცემენტის და ჩანართის გარჩევა გაძნელებულია. გაშიშვლების ბოლოში ვულკანიტებში 6x3 მ ზომის ზედაიურული რიფული კირქვის ოლისტოლითი გვხვდება (სურ. 14), რომელიც მოქცეულია 2 მ სიმძლავრის ძლიერ დაფიქლებულ და ტექტონიკურად აშმუშვნილ ვულკანურ ბრექჩიაში. ამ უკანასკნელის ცემენტს უხეშნატეხოვანი, გაკარბონატებული ლითოკლასტური ტუფები წარმოადგენს.

## გამიშვლების სიგრძე - 200 მ.

2. ხარვეზი გამიშვლებაში 150 მ.
3. მერგელებისა და ოლიგომიქტური კარბონატული ქვი-საქეების მორიგეობით აგებული დასტა. ქვიშაქვები ღია ნაცრისფერია, თხელ - და საშუალოშრეებრივი. შრეების სიმძლავრე 5-20 სმ ფარგლებში ცვალებადობს. მერგელები მუქი ნაცრისფერია და 30-50 სმ სიმძლავრისაა. გამიშვლების დასაწყისში აღნიშნული ნალექები ტექტონიკურად შესამჩნევად აშლილი. ქვიშაქვებში ხშირად შეიმჩნევა ბუდინაჟის მოვლენა, რომელთა შუა სივრცეს ტექტონიკურად დამუშავებული მერგელები ავსებს. გამიშვლების უმეტეს ნაწილში აღნიშნულ დასტაში შრეები მიმართებაზე დამრეც ტალღებს ქმნის, რის გამოც დაქანების აზიმუტი მცირე ცვალებადობას განიცდის. კერძოდ, გამიშვლების დასაწყისში დაქ. აზ. NO - 10°, დახრის კუთხე - 30°, ხოლო გამიშვლების ბოლოში დაქ. აზ. NO - 40°, დახრის კუთხე - 35-40°.

## გამოსავლის სიგრძე -50 მ.

4. ხარვეზი გამიშვლებაში - 300 მ.
5. ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები, რომლებიც ზედაიურული კირქვის ნატეხები უკვე მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა. მათი ზომები ზოგჯერ 0,5-0,7 მ აღწევს. პორფირიტის ჩანართები ძირითადად ავგიტ-ლაბრადორიანი სახესხვაობითაა წარმოდგენილი. მათ გარდა გვხვდება ასევე საშუალო შედგენილობის პორფირიტის ნატეხებიც, რომელთა ზომები ერთეული სანტიმეტრიდან 0,4 მ სიდიდის ფარგლებში ცვალებადობს. კირქვისა და პორფირიტის ნატეხები შეკავშირებულია მსხვილ - და უხემნატეხოვანი ტუფიტებითა და ტუფებით, რომელთა შემადგენლობაში იგივე ქანის მცირე ზომის ნატეხები მონაწილეობს.

## გამიშვლების სიგრძე - 180 მ.



*სურ.14. ზედაიურული რიფული კირქვის ოლისტოლითი ტექტონიკურად გადამუშავებულ ლითოკლასტურ ტუფში*

- .6. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 120 მ.
7. ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები, რომლებიც გამოსავლის დასაწყისში მთლიანად ფუძე შედგენილობის ქანებისგან შედგება. მათში კარგადაა გამოხატული სფერული გამოფიტვა (სურ. 15), რაც მსხვილ - და უხეშნატეხოვანმა ტუფებმა განიცადა. 30 მ შემდეგ ვულკანოგენებში გამოერევა ზედაიურული კირქვის 5-10 სმ სუსტად დამუშავებული ჩანართები. ვულკანიტების ნატეხები ძირითადად ბაზალტური ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებითაა წარმოდგენილი. მათი ზომები საშუალოდ 3-5 სმ უდრის, იშვიათად - 10-15 სმ. ერთ შემთხვევაში გვხვდება 15x7 მ სიდიდის ლოდის. აღნიშნული ჩანართები შეცემენტებულია მსხვილ - და უხეშნატეხოვანი ტუფებითა და ტუფიტებით. ამ უკანა-

სკნელში ვულკანიტების და კირქვის იშვიათი მცირე ზომის (0,7-2 სმ) ნატეხებთან ერთად, გვხვდება კვარცის დამუშავებული მარცვლებიც. გამიშვლების ბოლოსკენ შეიმჩნევა კირქვის ჩანართების მატება, როგორც რაოდენობრივად, ასევე ზომებში (0,5-1,5 მ).

გამიშვლების სიგრძე - 110-120 მ.



*სურ.15. სფერული გამოფიტვა ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში*

8. ხარვეზი გამიშვლებაში - 60-70 მ.
9. ოლისტოსტრომების გამოსავალი, სადაც ზედაიურული რიფული კირქვების ოლისტოლითები უკვე გაბატონებული რაოდენობითაა. მათი ზოგიერთი ლოდი განიკვეთში 7 მ აღწევს. რიფულ კირქვებთან ერთად დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ვარდისფერი კირქვების 5-7 სმ ზომის ნატეხებიც. კირქვების უმეტესი ნაწილი კარგადაა დამუშავებული (სურ. 16). ვულკანიტების ჩანართები დამორჩილებული რაოდენობითაა და 10-20 სმ დამუშავებული ნატეხებითაა წარმოდგენილი, ზოგი ოლისტოლითი იდეალურადაა დამუშავებული. გამიშვლების ბოლოს ოლისტოსტრომებში გვხვდება შრ-

ეებრივი მერგელების 1,5 მ, სიმძლავრის დასტა, რომელშიც 2-3 სმ სიმძლავრის კირქვის შუაშრები გამოერევა. საკუთრივ მერგელებში აღინიშნება 5-10 სმ დაკუთხული კირქვის ნატეხები. მერგელების დაქ. აზ. NO – 10 °, დახრის კუთხე - 55°.

ოლისტოლითების შემაკავშირებელი მასა წარმოდგენილია შედარებით წვრილნატეხოვანი (0,3-1 სმ) ბრექჩია-კონგლომერატებით, რომელთა ცემენტს თიხიან-ქლორიტული მასა შეადგენს. ოლისტოსტრომების გარკვეულ უბნებზე ჩანართებს შორის სივრცე გაკარბონატებული ტუფებითა და ტუფიტებითაა შევსებული, სადაც აღსანიშნავია კვარცის დამუშავებული მარცვლების არსებობა, რომლებიც ზოგჯერ მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა.

გაშიშვლების სიგრძე - 300 მ.



*სურ.16. ზედაიურული რიფული კირქვის დამუშავებული ოლისტოლითი ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომში*

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში აღწერილი ჭრილი იმითაა საინტერესო, რომ ყველაზე სრულად და კარგად ჩანს ზედა-



ეოცენური ოლისტოსტრომების შემადგენელი ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები. ჭრილის დასაწყისში ზედაიურული კირქვის ნატეხები მოქცელია ფუძე შედგენილობის ლავებში (დასტა 1), რაც თავის დროზე ალბათ საკმარისი ფაქტი იყო იმისთვის, რომ დაგვეშვა გვიან ეოცენში ვულკანიზმის გამოვლინება, თუმცა შემდგომმა კვლევამ განსხვავებულ დასკვნამდე მიგვიყვანა. აღნიშნული ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების ძირითადი ნაწილი აგლომერატული ტუფებითაა წარმოდგენილი. ოლისტო



*სურ. 17. ვულკანიტის კარგად დამუშავებული ოლისტოლითი*

სტრომების წყებაში მიმართებაზე კლასტური მასალის განაწილებაში შემდეგი სურათი შეინიშნება - აღმოსავლეთიდან დასავლეთის მიმართულებით ოლისტოლითების (ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვების) რაოდენობა მატულობს, რის შედეგადაც ჩვენ გვაქვს გადასვლა ჯერ აგლომერატულ ტუფებში (დასტა 7), ხოლო უფრო დასავლეთით - გადანალექ ოლისტოსტრომებში (დასტა 9). უცხო მასალის ჩანართების მატებასთან ერთად შეიმჩნევა მათი დამუშავების ხარისხის ზრდა, რომელიც ზოგჯერ (ჭრილის დასავლეთ კიდეში) სფერულ ფორმასაც უახლოვდება (სურ.17).

ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებში მოხვედრილი ნორმულ-დანალექი შრეები (დასტა 3), როგორც ჩანს, შუაეოცენურ ნალექებს წარმოადგენს, რომელიც ოლისტოლითის სახითაა მოქცეულ ოლისტოსტრომებში.

ჭრილის უკიდურეს დასავლეთ მონაკვეთზე შეინიშნება გარკვეული ჭიდილი ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებსა და დანალექილ ლოდ-ბრექჩიებს (დასტა 9) შორის, რომლებიც ერთად ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომების წყებას წარმოადგენს.

### 3.1.4. სოფ. შუა-ჭალას მიდამოები

ჭრილი შედგენილია სოფ.შუა-ჭალას მიდამოებში სამხრეთიდან ჩრდილოეთის მიმართულებით, მდ.დრამულას მარცხენა ნაპირზე, იქ სადაც მას ერთვის მარცხენა შენაკადი. აქ ზედაიურულ რიფულ კირქვებს, მცირე ხარვეზის შემდეგ მოყვება:

1. მოყვითალო-ნაცრისფერი კარბონატული ოლიგომიქტური კარგად დაშრევებული 5-10 სმ სისქის ქვიშაქვები, რომლებშიც ზოგჯერ გამოერევა მუქი ნაცრისფერი, 5-7 სმ სისქის დაფიქლებული მერგელების შუაშრეები.

შრეების დაქ. აზიმუტია NO – 40°, დახრის კუთხე - 50°.

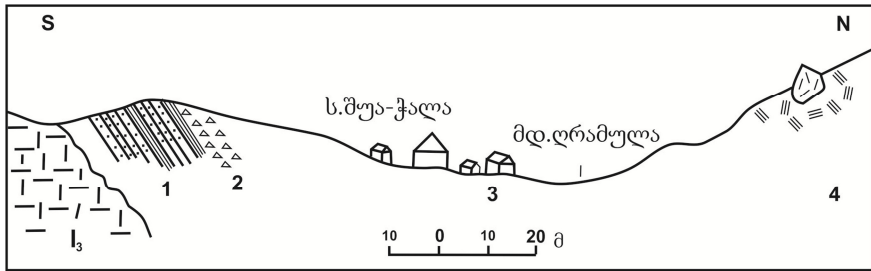
ხილული სიმძლავრე - 20 მ

2. კონგლომერატ-ბრექჩიები, აგებული პორფირიტის და კირქვის ნატეხებით, რომელთა ზომები ცვალებადობს რამდენიმე მილიმეტრიდან 5-10 სანტიმეტრამდე. ნატეხების უმეტესობა დამუშავებულია, რაც აღნიშნულ დასტას ნაწილობრივ კონგლომერატულ ბუნებას უქმნის. მთლიანად კონგლომერატ-ბრექჩიები მომწვანო-მოყვითალო შეფერილობისაა, გამოფიტულია და გაკარბონატებული ტუფებითაა შეცემენტებული.

სიმძლავრე - 5 მ

3. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 100 -120 მ

4. ოლისტოსტრომების დასტა, რომელიც ნიადაგითა და მცენარეული საფარით დაფარულ მდ.დრამულას მარჯვენა ფერდობს აგებს. მოჩანს დიდი ზომის ზედაიურული კირქვების ოლისტოლითების სპორადული შვერილები.



სურ. 18. ჭრილი-ჩანახატი სოფ. შუა-ჭალასთან

აღწერილ ჭრილში ქვიშაქვების დასტა (დასტა 1) შუაეოცენური ნორმულ-დანალექ ქანებს წარმოადგენს. აღმოსავლეთის მიმართულებით ეს ქვიშაქვები მიმართებაზე ფაციესურად უნდა ანაცვლებდეს ფაუნუსტურად დათარიღებულ შუაეოცენურ შრეებრივ კირქვებს. მომყოლი კონგლომერატ-ბრექჩიები (დასტა 2) ზედაეოცენური ნორმულ-დანალექი წყების ფუძეს უნდა წარმოადგენდეს, ხოლო მდ.დრამულას მარჯვენა ფერდობზე არსებული ოლისტოსტრომები (დასტა 4) ხარვეზის შემდეგ ტექტონიკურ შეხებაშია ზედაეოცენურ ნორმულ-დანალექ ავტოქტონურ ნალექებთან.

### 3.1.5. სოფ. ლესორასთან ჩამომავალი მდ. ჯეჯორას მარჯვენა შენაკადები

*პირველი შენაკადი* მდ.ჯეჯორას ერთვის სოფ.ლესორასთან. ჭრილი აღწერილია საურმე გზის გასწვრივ, რომელიც შენაკადს მარჯვენა ფერდობზე მიუყვება. ზედაიურულ რიფულ კირქვებს



100-150 მ მანძილზე მოყვება ალუვიონი. ამ ხარვეზის შემდეგ, სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ შემდეგი სურათია:

1. მოყვითალო-ნაცრისფერი შრეებრივი კარბონატული ოლიგომიქტური ქვიშაქვები. დაქ. აზ. NO – 0<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 40<sup>0</sup>.

სიმძლავრე - 5 მ

2. კონგლომერატ-ბრექჩიები, აგებული ზედაიურული კირქვების და ბაიოსური ვულკანიტების ჩანართებისგან, რომელთა ნაწილი დაკუთხული ფორმისაა, ხოლო ნაწილი დამუშავებულია. მათი ზომები საშუალოდ 3-10 სმ ფარგლებშია.

სიმძლავრე - 4 მ

3. რუხი ფერის, კარგად დაფიქლებული, არაკარბონატული ალევროლითების დასტა, რომელშიც იშვიათად გამოერევა 2-5 სმ წვრილმარცვლოვანი, ოლიგომიქტური, არაკარბონატული ქვიშაქვები. აზ. NO – 0-10<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 40<sup>0</sup>

სიმძლავრე - 5 მ

4. ტექტონიკურ შეხებაში მყოფი ლოდ-ბრექჩიების დასტა, შემდგარი სხვადასხვა ქანის ნატეხებით, რომელთა შორის მკვეთრად ჭარბობს ზედაიურული კირქვების და ბაიოსური ვულკანიტების ნატეხები. კირქვები თითქმის თანაბრადაა გაბნეული მთელ დასტაში. სამხრეთიდან ჩრდილოეთის მიმართულებით შეინიშნება მათი კლება. ამასთან, სამხრეთით კირქვის ზომებია 0,4-0,7 მ, ხოლო ჩრდილო ნაწილში - 0,2-0,3 მ. დიდი ზომის ჩანართების უმეტესი ნაწილი დამუშავების ნიშნებს არ ატარებს, მაშინ როცა მცირე ზომის კირქვის ჩანართები კარგადაა დამუშავებული.

ბაიოსური ვულკანიტების ჩანართები შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა და ზომითაც ისინი უფრო პატარებია (საშუალოდ 0,1-0,2 მ), თუმცა ცა-

ლკეულ შემთხვევაში მათი ლოდები 2 მ აღწევს. პორფირიტების მეტი ნაწილი პიროქსენ-პლაგიოკლაზიანი სახესხვაობებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც მეორადი პროცესებით ძლიერაა შეცვლილი, რაც ძირითადად მათ გაკარბონატებაში, გაპელიტებასა და გაქლორიტებაში გამოიხატა. ამ ჩანართების გვერდით შეგვხვდა 1-1,5 მ სიდიდის ლოდი, რომელიც ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების შემადგენელი ვულკანოგენ-დანალექი წყების ჩანართს უნდა წარმოადგენდეს, რადგან ის ზედაიურული კირქვის ნატეხებს შეიცავს, რომლებიც გაკარბონატებული კრისტალოკლასტური ტუფებითაა შეცემენტებული.

აღწერილი დასტის ქვედა დონეებზე გვხვდება 0,7 მ სიმძლავრის წვრილნატეხოვანი ტუფის დასტა, რომლის დაქ. აზ. NO – 10<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 40<sup>0</sup>. მათ გარდა მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება ასევე თიხაფიქლებისა და ალევროლითების შუაშრეებიც, რომელთა სიმძლავრე 0,3-3 მ ფარგლებში მერყეობს. მათი ამგები შრეები ზოგადად ჩრდილოეთისკენაა დაქანებული სხვადასხვა კუთხით. გარდა ჩამოთვლილი ქანებისა, დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ასევე 5-10 სმ სისქის გრაუვაკული და ოლიგომიქტური ქვიშაქვების და ვარდისფერი (ცარცული) კირქვების ჩანართებიც.

ლოდ-ბრექჩიზში ცემენტი წარმოდგენილია მოყვითალო-ჟანგისფერი წვრილნატეხოვანი (0,1-1 სმ) კონგლომერატ-ბრექჩიებით, რომლებიც იგივე მასალითაა აგებული რაც მთლიანად ლოდ-ბრექჩიების აღწერილი დასტა და, თავის მხრივ, პელიტურ-ქლორიტული მასითაა შეცემენტებული.

გაშიშვლების სიგრძე - 60-65 მ

5. ალევროლითიანი თიხაფიქლებისა და კარბონატული ოლიგომიქტური ქვიშაქვებისაგან აგებული დასტა, რომელშიც კარგად გამოხატული სინკლინური სტრუქტურაა. ნაოჭის სამხრეთი ფრთა კარბონატი ოლიგომიქტური ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების მორიგეობითაა აგებული. ეს უკანასკნელი მოშავო-ნაცრისფერია, ხოლო ქვიშაქვები - მოყვითალო-ნაცრისფერი. მათი დაქ. აზ. NO – 10<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 40<sup>0</sup>. სინკლინის ჩრდილო ფრთა ძირითადად თიხაფიქლებითაა აგებული, რომლებშიც იშვიათად გამოერევა 2-3 სმ სისქის ოლიგომიქტური ქვიშაქვების შუაშრეები. ზოგან თიხაფიქლები კარბონატულია და იშვიათად მერგელებშიც გადადის. ჩრდილო ფრთაში დაქ. აზიმუტია S – 180<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 80<sup>0</sup>. მთლიანად დასტა კარგადაა დაფიქლებული.

სიმძლავრე - 10-11 მ

6. ლოდ-ბრექჩიები მსგავსი მე-4 დასტისა. განსხვავება იმაშია, რომ ამ დასტაში ჩანართების ზომები უფრო მცირეა და 0,1-0,2 მ არ აღემატება. ცემენტი შევსებისაა და აქაც თიხიან-ქლორიტული მასითაა წარმოდგენილი.

გამოსავლის სიგმე - 10 მ

7. ხარვეზი გაშიშვლებაში -130-150 მ

8. ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები, შემდგარი ძირითადად აგლომერატული ტუფებით. ჩანართები მთლიანად პორფირიტებითაა წარმოდგენილი, სადაც ყველაზე მეტად ავგიტ-ლაბრადორიანი სახესხვაობა გვხვდება. მაკროსკოპულად ამ ვულკანიტების გარჩევა ბაიოსური ვულკანოგენური წყებისგან შესაძლებელია მხოლოდ კირქვის ჩანართების არსებობით. აღწერილ დასტაში სწორედ ასეთი 7 სმ ზომის ვარდისფერი კირ-

ქვის ჩანართი შეგვხვდა, რომელიც სავარაუდოდ ცარცული ასაკის უნდა იყოს.

აღნიშნულ ვულკანოგენებს კარგად ემჩნევათ ბრექჩიული აგებულება, სადაც ცემენტი კრისტალო-ლითოკლასტური ტუფებითაა წარმოდგენილი. დასტის ტექტონიკური დამუშავების გამო ხშირად ცემენტის და ჩანართის გარჩევა გართულებულია.

გაშიშვლების სიგრძე - 40-45 მ

9. ძლიერ დაფიქლებული მერგელების დასტა, რომელიც უშუალოდ მოყვება ვულკანოგენ-დანალექ ქანებს. დაქ. აზ. NO – 20<sup>0</sup>, დახრის კუთხე -40<sup>0</sup>

სიმძლავრე - 0.4-0.5 მ

10. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 30 მ

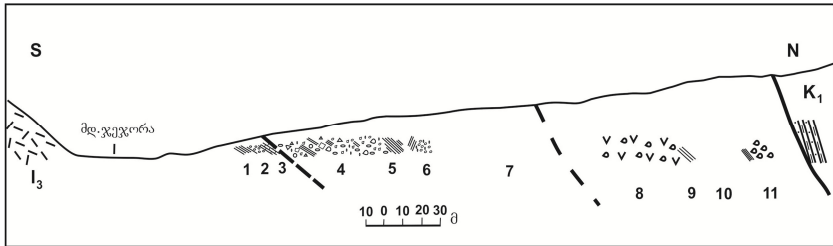
- 11) ძლიერ გამოფიტული ბრექჩიები, რომლებიც აგებულია ძირითადად სუსტად დამუშავებული შეცვლილი პორფირიტების ნატეხებისგან. მცირე რაოდენობით გვხვდება აგრეთვე ვარდისფერი ოლითური 5-15 სმკირქვის ჩანართებიც. ბრექჩიების ცემენტი წარმოდგენილია გამოფიტული პელიტური მასით. ბრექჩიებისთვის დამახასიათებელია 5-7 სმ სიმძლავრის მერგელების და თიხაფიქლების შუაშრეების არსებობა. დასტის დასაწყისში ერთ-ერთი მათგანის სიმძლავრე 2 მ აღწევს, სადაც დაქ. აზ. NO – 20<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 50<sup>0</sup>.

სიმძლავრე - 12-15 მ

მე-11 დასტასთან, 15-20 მ ხარვეზის შემდეგ, ტექტონიკურ შეხებაში იმყოფება ჩრდილოეთიდან შეცოცებული ქვედაცარცული ფლიშური ნალექები, რომელთა დაქ. აზ. NO – 10<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 65-70<sup>0</sup>.

აღწერილ ჭრილში დასტა 1 - შუაეოცენურ ნორმულ-დანალექ ქანებს წარმოადგენს, დასტები: 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9,11 - ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებს, რომლებიც ამ ჭრილში ოდნავ

განსხვავებულია, რაც იმაში მდგომარეობს, რომ ოლისტოსტრომების აგებულებაში მნიშვნელოვანი როლდენობითაა თიხაფიქლების, მერგელების და ქვიშაქვების შუაშრეები და დასტები.



სურ. 19. ჭრილი-ჩანახატი სოფ.ლესორასთან ჩამომავალი მდ.ჯეჯორას პირველი მარჯვენა შენაკადის გასწვრივ

**მეორე შენაკადი** ზემოთ აღწერილი ჭრილის დასავლეთით მდებარეობს და მდ.ჯეჯორას ერთვის მარჯვნიდან სოფ.სოფ. ლესორასა და ჩასავალს შუა. ჭრილი შედგენილია სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ, ასევე საურმე გზის გასწვრივ, რომელიც დასაწყისში ხეობის მარცხენა ფერდობს მიუყვება, რომლის სამხრეთით, მდ.ჯეჯორას მარცხენა ფერდობზე ზედაიურული რიფული კირქვებია გაშიშვლებული. ჩრდილოეთისკენ 100-150 მ მანძილზე მათზე განლაგებულია მდ.ჯეჯორას ალუვიონი, რის შემდეგაცაა შენაკადის ორივე ფერდობზე შემდეგი ჭრილია:

1. ლოდ-ბრეჭიების დასტა, აგებული ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვის ნატეხებით, რომელთა ცალკეული ჩანართის ზომა რამდენიმე მეტრს აღწევს. ბაიოსური პორფირიტების ნატეხები დამორჩილებული როდენობითაა და შედარებით მცირე ზომებით ხასიათდება. აღნიშნული დასტა დამეწყრილია, რის შემდეგადაც მთლიანად აზელილია.

გამოსავლის სიგრძე - 100 მ

2. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 50 მ

3) ბრეჭიების დასტა, აგებული უპირატესად 10-15 სმ ზომის სუსტად დამუშავებული პორფირიტის ნატ-

ეხებით, რომელთაგან ზოგიერთის ზომა 0,3-0,4 მ აღწევს. მათი უმეტესი ნაწილი პლაგიოკლაზიანი პორფირიტებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც მეორადი პროცესებით მნიშვნელოვნადაა შეცვლილი. ცემენტის როლს წვრილნატეხიანი კონგლომერატ-ბრექჩიები ასრულებს, რომლებიც იგივე ქანების ნატეხებითაა აგებული, სადაც თავის მხრივ ნატეხები თიხიან-ქლორიტული მასითაა შეკავშირებული.

გამოსავლის სიგრძე -10 მ

4. მუქი ფერის, მკვრივი აგებულების ოლივინიანი ბაზალტები, რომლებსაც 5-6 მ მანძილზე განფენის სახე აქვს და ჩანართის სახითაა ოლისტოსტრომში. მათ ხშირად კარგად გამოხატული მანდელშტაინური აგებულება ახასიათებს, სადაც რამდენიმე მმ-ის, ზოგჯერ კი სმ-ის რიგის დიამეტრის მქონე მინდალინები კალციტითაა შევსებული. ოლივინიანი ბაზალტი აღმავალ ჭრილში ლავურ ბრექჩიაში გადადის. ეს უკანასკნელი დასაწყისში შეიცავს 5-15 სმ სიდიდის ოლივინიანი ბაზალტების დაუმუშავებელ ნატეხებს. მათთან ერთად გვხვდება 5-7 სმ სიდიდის კირქვის და, ერთ შემთხვევაში, 20 სმ ზომის კარბონატული ქვიშაქვის ნატეხები, რომლებიც დამუშავების სუსტ ნიშნებს ატარებს. იშვიათად გვხვდება 2-3 სმ სიდიდის შავი თიხაფიქლების ნატეხებიც

გამოსავლის სიგრძე -15 მ

5. ხარვეზი გამომვლებაში - 3-5 მ

6. ლოდ-ბრექჩიების დასტა, დასაწყისში შემდგარი მერგელების და კონგლომერატ-ბრექჩიების ჩანართებისაგან. შემდგომში მათში გამოჩნდება რიფული კირქვების ნატეხები, რომლებიც გაბატონებული ხდება და ლოდ-ბრექჩიები ტიპიურ სახეს იღებს. დასტის შუა ნაწილში ერთ-ერთი კირქვის ოლისტოლითი მოცულ-

ობაში რამდენიმე ასეულ კუბურ მეტრს აღწევს, რომელიც დამსხვრეულია და ბრექჩიული კირქვის შთაბეჭდილებას ტოვებს და ხეობის მარჯვენა ფერდობზე ქარაფის სახითაა აღმართული. მას ქვეშ უდევს ძლიერ აშმუშვნილი და დაფიქლებული მერგელები. ამ უკანასკნელში თავის მხრივ აღინიშნება 5-10 სმ კარბონატული ოლიგომიქტური ქვიშაქვების ნატეხები. ჭრილის ზედა ნაწილში გაბატონებულია ვულკანიტების ნატეხები და გახშირებულია თიხაფიქლებისა და მერგელების შუაშრეები და დასტები, რომელთა სიმძლავრე საშუალოდ 5-20 სმ ფარგლებში ცვალებადობს. ერთ-ერთი შრეებრივი დასტის სიმძლავრე 10-12 მ აღწევს. დაქ. აზ. N – 340<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 40<sup>0</sup>.

გამოსავლის სიგრძე - 250-300 მ

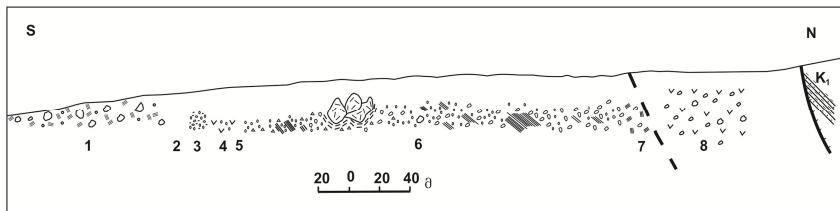
7. ნიადაგითა და მცენარეული საფარით დაფარული 200-250 მ მონაკვეთი, სადაც ცალკეული პატარა გაშიშვლებებია, რომლებიც მიგვითითებს, რომ აქაც უწყვეტად გრძელდება ლოდ-ბრექჩიები.
8. ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები, წარმოდგენილი აგლომერატული ტუფებით, რომლებიც ჰიფსომეტრულად ყველაზე მაღალ დონეებს იკავებს ხეობის სათავეებში. აგლომერატული ტუფების შემადგენლობაში ძირითადად პლაგიოკლაზიანი და, უფრო იშვიათად, პიროქსენ-პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების 5-7 სმ ნატეხები მონაწილეობს. შესამჩნევი რაოდენობით გვხვდება ასევე რიფული და მოვარდისფრო კირქვის ჩანართებიც. ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების ეს გაშიშვლება იმითაა აღსანიშნავი, რომ აქ მრავლადაა მერგელების სხვადასხვა ზომის ჩანართები (სურ. 20). ჩანართების შემაკავშირებელი მასა წარმოდგენილია წვრილნატეხოვანი ბრექჩიებით, რომლებიც შემდგარია ძირითადად იგივე ქანების ნატეხებისგან, რომლებიც

თავის მხრივ შეცემენტებულია ქლორიტ-პელიტური მასით. გამოსავლის სიგრძე -60 მ



სურ. 20. მერგელის ლოდი ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნებში

როგორც აღწერილი ჭრილიდან ჩანს, ეოცენური ნალექები მხოლოდ ზედაეოცენური ოლისტოსტრომებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც სხვადასხვა შედგენილობის და სიმძლავრის ლოდ-ბრექჩიული დასტებითაა აგებული. მათ შორის, როგორც გადალექილი ლოდ-ბრექჩიებით, ისე ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნებით (დასტა 8).



სურ. 21. ჭრილი-ჩანახატი სოფ.ლესორასთან ჩამომამავალი მდ.ჯეჯორას მეორე მარჯვენა შენაკადის გასწვრივ



წარმოდგენილ ჭრილში აღსანიშნავია ოლივინიანი ბაზალტების არსებობა, რომელიც დასაწყისში ლავური ჩანართის სახითაა წარმოდგენილი (დასტა 4), ხოლო შემდეგ - ლავური ბრექჩიის სახით. არასრული გამიშვლების გამო, ოლივინიანი ბაზალტების ჭეშმარიტი წოლის ფორმების დადგენა ვერ ხერხდება და უფრო სავარაუდოა მათი მეორადი განლაგება (გვიანეოცენური ვულკანიზმის შესახებ იხ. ქვეთავი 3.3.3).

### 3.1.6. მწვ. უკივლეთა-კლდებოძალის მიდამოები

ამ მონაკვეთის საინტერესო და რთული გეოლოგიური აგებულებიდან და ასევე, უკივლეთა-კლდებოძალის მწვერვალების მკვეთრი რელიეფიდან გამომდინარე, ის თავიდანვე იპყრობდა მკვლევართა ყურადღებას,

კ ლ დ ე ბ ო ძ ა ლ ი ზედაიურული რიფული კირქვის უზარმაზერ შვერილს წარმოადგენს, რომლის გარშემო ვულკანოგენური ქანებია გავრცელებული. აღნიშნული ზედაიურული რიფული კირქვის შვერილი ზოგ მკვლევარს (კახაძე, ბენდუქიძე, 1950) ლოდ-ბრექჩიაში (ოლისტოსტრომში) გადალექილად მიაჩნდა, ზოგის აზრით კი, რიფული კირქვების სხვა მსგავსი მსხვილი შვერილების მსგავსად, ძირითად გამოსავლად (П.Гамкრелидзе, 1956; Мревლიшвили, 1957; Адамия, 1958). კლდებოძალის შვერილი ვულკანურ ქანებზეა განლაგებული. ჩვენი დაკვირებების თანახმად, კლდებოძალის გარშემო არსებული ვულკანოგენური ქანები, ბაიოსურს უნდა ეკუთვნოდეს, რადგანაც მათ აგებულებაში არ გვხვდება არა მარტო ზედაიურული კირქვის (რაც ასე დამახასიათებელია ზედაეოცენური ოლისტოსტრომებისთვის), არამედ სხვა უცხო ქანის ჩანართი. აღნიშნულიდან გამომდინარე მიგვაჩნია, რომ კლდებოძალის ამგები კირქვები უშუალოდაა განლაგებული ბაიოსური პორფირიტული წყების ვულკანიტებზე და ზედაიურული რიფული ფაციესის რელიქტს წარმოადგენს,

რომლის დიდი ნაწილი მდ. ქვედრულას ხეობაშია ჩაზვავებული დიდი ზომის ლოდების სახით. კირქვებთან ერთად ნაყარში მცირე რაოდენობით გვხვდება ასევე ზედაეოცენური ნალექების ლოდებიც.

უკივლეთა მთლიანად ვულკანოგენური წარმონაქმნებითაა აგებული. მწვერვალის ჩრდილო ფერდობის ქვედა ნაწილები ბრექჩიული აგებულების ბაიოსური პორფირიტული წყების ქანებითაა წარმოდგენილი, რომელსაც აღმავალ ჭრილში უთანხმოების გარეშე მოყვება ისევ ბრექჩიული აგებულების ვულკანოგენი ქანები, სადაც დასაწყისში გამოერევა ზედაიურული რიფული კირქვის ჩანართები, რომლებიც ზედა ნაწილში მნიშვნელოვნად მატულობს, რაც გარკვევით მიუთითებს ამ ვულკანიტების ბაიოსურზე ახალგაზრდა ასაკზე. უკივლეთა იმითაა აღსანიშნავი, რომ აქ ერთმანეთთან უშუალო შეხებაშია ორი სხვადასხვა ასაკის, ვულკანოგენური ქანები, რომელთა ასაკის განსხვავება კირქვების და სხვა უცხო ჩანართების გარეშე ვერ ხერხდება. უკივლეთას ზედაეოცენური ბრექჩიული ნაწილი სამხრეთით ტექტონიკურ შეხებაშია ცხანარის სინკლინის ამგებ ეოცენური ასაკის ნორმულ-დანალექ ნალექებთან.

აქ წარმოდგენილი ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები აგებულია აგლომერატული ტუფებით, რომელიც ზევით აგლომერატულ ტუფიტებში გადადის. მათი ამგები კლასტური მასალის ძირითადი ნაწილი 5-25 სმ ზომის დაკუთხული ან სუსტად დამუშავებული პორფირიტების ნატეხებითაა წარმოდგენილი, რომელთა შორის ყველაზე ფართო გავრცელებით მუქი ნაცრისფერი ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები სარგებლობს. შედარებით დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ღია ნაცრისფერი გაკვარცხული დიაბაზ-პორფირიტის ნატეხები. მათ გარდა ვულკანიტების აგებულებაში მცირე რაოდენობით გვხვდება ავგიტანდეზიტის და ავგიტ-ოლიგოკლაზიანი პორფირიტის ნატეხები. რაც შეეხება ზედაიურული კირქვის ჩანართებს, ისინი დამორჩილებული რაოდენობითაა ვულკანოგენ-დანალექი წყების

აგებულებაში, განსაკუთრებით მის ქვედა ნაწილში. მათი ზომები ცვალებადობს ერთეული სანტიმეტრიდან 10-15 სმ-მდე და ხასიათდება დაკუთხული ან სუსტად დამუშავებული ფორმებით. უკივლეთას მწვერვალი მთლიანად ბრექჩიული აგებულების ზედაიურული რიფული კირქვებითაა აგებული, რომლებიც ოლისტოლითების სახითაა მოქცეული აგლომერატულ ტუფიტებში.

ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების ამგები ზემოთ ჩამოთვლილი ჩანართები შეცემენტებულია საშუალო - და მსხვილნატეხოვანი ტუფებითა და ტუფიტებით, რომლებიც ზოგჯერ მნიშვნელოვნადაა შეცვლილი და გამოფიტული.

კ ლ დ ე ბ ო ძ ა ლ ა ს ს ა მ ხ რ ე თ - ა ღ მ ო ს ა ვ ლ ე თ ი თ, 400-500 მ დაშორებით, უწყლო ხევში, სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ ზედაიურულ რიფულ კირქვებს მცირეოდენი ხარვეზის შემდეგ მოყვება:

1. მომწვანო-ნაცრისფერი, სუსტად შრეებრივი ქარსიანი კარბონატული ქვიშაქვები, რომლის შემადგენლობაშიც თანაბარი რაოდენობით მონაწილეობს კვარცი და პლაგიოკლაზის ნატეხები. ჭრილის ზედა ნაწილში შეინიშნება ქვიშიანი მასალის მატება ეფუზივების ნატეხების ხარჯზე, რის შედეგადაც ქანი კვარც-გრაუვაკულ ქვიშაქვაში გადადის. შემადგენელი მარცვლების ზომები მატულობს სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ (0,1-0,5 მმ ფარგებში). შრეების დაქ. აზ. N – 30°, დახრის კუთხე - 20-25°.

სიმძლავრე - 35-37 მ

2. კონგლომერატ-ბრექჩია, რომელიც დასაწყისში (15-20 სმ) უფრო კონგლომერატული ბუნებისაა. მასთან მორიგეობს წვრილმარცვლოვანი კარბონატული ოლიგომიქტური ქვიშაქვების 3-6 სმ სისქის შუაშრეები. ზევით დასტა ბრექჩიულ ხასიათს იღებს, რომლის აგებულებაშიც პორფირიტების და რიფული კირქვის ნატეხები მონაწილეობს. პორფირიტები გაბატონებული რაოდენ-

ნობითაა, რომლებიც გაკარბონატებულია. პორფირიტის და კირქვის ჩანართები საშუალოდ 3-5 სმ სიდიდის დაკუთხული ან სუსტად დამუშავებული ნატეხებია. მათი შემაკავშირებელი მასა წვრილნატეხოვანი კონგლომერატ-ბრექჩიებია, რომელშიც იგივე ქანების ნატეხებია, რაც მთლიანად აღწერილ დასტაში.

სიმძლავრე - 8-10 მ

3. მომწვანო-ნაცრისფერი, ზოგჯერ მუქი-ნაცრისფერი კარბონატული ქარსიანი ქვიშაქვები, ძირითადად ოლიგომიქტური და გრაუვაკული შედგენილობის. ქარსის ქერცლები მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და წარმოდგენილია. მუსკოვიტით. შრეების დაქ. აზ. N - 30°, დახრის კუთხე - 20-25°.

სიმძლავრე - 5 მ

4. ხარვეზი გამიშვლებში - 6-7 მ
5. ლოდ-ბრექჩიების დასტა, ძირითადად პორფირიტის ნატეხებით აგებული. გამოსავლის მეტი ნაწილი მცენარეული საფარითაა დაფარული, რის გამოც დეტალური აღწერა ვერ ხერხდება. სპორადული გამიშვლებები, კერძოდ ზედაიურული რიფული კირქვის შვერილების გამოსავლები მიუთითებს ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების არსებობაზე.

ლოდ-ბრექჩიების დასტას ჩრდილოეთიდან ტექტონიკურად ეხება ბაიოსური პორფირიტული წყების ვულკანოგენები. აღწერილი ჭრილში დასტა 1 შუა ეოცენურს უნდა ეკუთვნოდეს, ხოლო დასტები 2, 3, და 5 - ზედა ეოცენურს.

იქვე დასავლეთით, ნ.ბენდუქიძეს (1951) აღწერილი აქვს გამიშვლება, რომელიც ჩვენს მიერ აღწერილი ჭრილის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს, გამოყოფილია 3 დასტა: ა) ქვედა - კარბონატული ქვიშაქვები; ბ) შუა - ქარსიანი ქვიშაქვებისა და კონგლომერატ-ბრექჩიების მორიგეობა; გ) ზედა - ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვები. გამიშვლების დასავლეთ ნაწილში ნაპოვნი ფაუ-

ნის საფუძველზე ავტორი ქვედა დასტას შუაეოცენურად ათარიღებს, ხოლო შუა და ზედა დასტებს - ზედაეოცენურად.

საინტერესოა ნ.ბენდუქიძის დაკვირვება ზედაეოცენური ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვების (დასტა გ) დაქანების მიმართულეებით (ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ) ლოდ-ბრექჩიებით ჩანაცვლების შესახებ, რის საფუძველზეც ლოდ-ბრექჩიების წყება ზედაეოცენურად დათარიღდა. ყურადსაღებია ავტორის დაკვირვება იმის შესახებ, რომ „დასაწყისში გადალექილი რიფული მასალა (ქვედა ჰორიზონტები), ისე როგორც ვულკანოგენური (ბაიოსური ასაკის) მასალა, უპირატესად ჩრდილოეთიდან მოდიოდა“. ნ.ბენდუქიძის მიერ აღწერილი ფაციესური გადასვლა ქვიშაქვებსა და ლოდ-ბრექჩიებს შორის ჩვენს მიერ არ დადასტურდა, რაც სავსებით ბუნებრივია, რადგანაც ოლისტორტრომები ჩრდილოეთიდანაა გადაადგილებული ფლიშურ ნალექებთან ერთად და ყველგან ტექტონიკურ შეხებაშია სამხრეთით განლაგებულ სხვადასხვა ასაკის ნალექებზე, მათ შორის - ზედაეოცენურ ნორმულ-დანალექ წარმონაქმნებზე.

### 3.1.7. მდ. გომრულას ხეობა

საკვლევი ტერიტორიის დასავლეთ ნაწიკში ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების საინტერესო გამოსავალი არსებობს მდ. გომრულას ხეობაში (მდ.რიონის მარცხენა შენაკადი). ჭრილი შედგენილია ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისკენ, მდინარის აღმა მიმართულეებით, სადაც ბაიოსურის ვულკანოგენურ წყებას მცირე ხარვეზის შემდეგ მოყვება:

1. ლოდ-ბრექჩიების დასტა, აგებული პორფირიტების და კირქვის ნატეხებით. შედარებით მცირე რაოდენობითაა თიხაფიქლების და მერგელების ჩანართები.

გაშიშვლების სიგრძე - 200-250 მ

2. მდინარის მკვეთრა მოსახვევში, ხეობის ორივე ფერდობი ოლისტოსტრომებითაა აგებული, რომლის შემა-

დგენლობაში ძირითადად კირქვის ჩანართები დომინირებს. ეს კირქვები უმეტესად ვარდისფერია და მაკროსკოპულად მსგავსია ცარცული შრეებრივი კირქვებისა, რომლებიც ტექტონიკურ შეხებაშია ოლისტოსტრომებთან (სურ. 3, 4). ოლისტოსტრომებში შესამჩნევი რაოდენობითაა ასევე ზედაიურული რიფული კირქვების ჩანართებიც, რომლებიც გარეგნულად მკაფიოდ გამოირჩევა ოლისტოსტრომების სხვა ჩანართებისგან. ისინი ცვალებადი ზომებით ხასიათდება (ერთეული სანტიმეტრიდან რამდენიმე მეტრამდე). ცარცული კირქვის ჩანართები დამუშავების უფრო მეტი ხარისხით ხასიათდება, ვიდრე ზედაიურული კირქვებისა. რაოდენობრივად შემდეგი კომპონენტია მერგელების და თიხაფიქლების ნატეხები, რომლებიც დიდი ზომის ოლისტოლითებით გამოირჩევა. ერთ-ერთი მათგანი 20X8 მ აღწევს. დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ასევე მცირე ზომის (20-30 სმ) დაფიქლებული გრაუვაკული ქვიშაქვების ჩანართებიც.

ვულკანიტის ნატეხები დამორჩილებული რაოდენობითაა. მათი ზომები საშუალოდ 10-20 სმ უდრის და წარმოდგენილია დამუშავებული ნატეხებით, რომელთა უმეტესი ნაწილი მეორადი პროცესებითაა შეცვლილი.

ჩანართებს შორის სივრცე გამოფიტული წვრილნატეხოვანი კონგლომერატ-ბრექჩიებითაა წარმოდგენილი, რომელთა აგებულებაში იგივე ქანების მცირე ზომის (0,5-1 სმ) ნატეხები მონაწილეობს, რომლებიც გამოფიტული პელიტური მასითაა შეცემენტებული.

გამოსავლის სიგრძე - 180-200 მ

3. მდინარის აღმა მიმართულებით იგივე შედგენილობის ოლისტოსტრომებია გავრცელებული, რომლებიც ძირითადად ხეობის მარცხენა ფერდობზე შიშვლდება

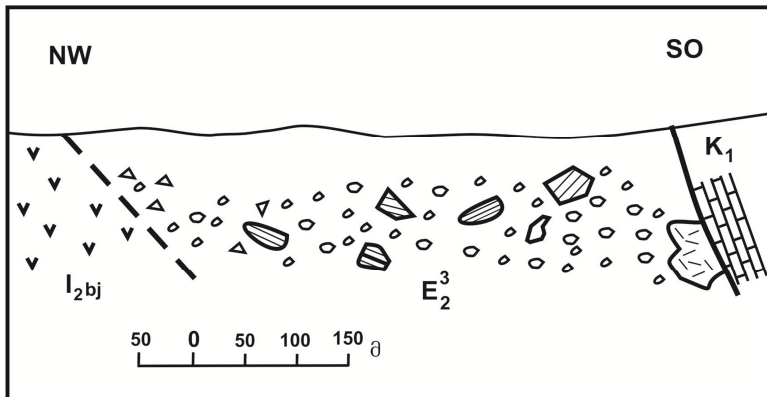
და ისეთივე შედგენილობისაა, რაც ადრე აღვნიშნეთ, ოღონდ აქ შეიმჩნევა პორფირიტის ჩანართების მკვეთრი მატება. ერთ-ერთი მათგანი 2-2,5 მ სიდიდისაა. ნატეხების უმეტესობა შესამჩნევადაა დამუშავებული. ცემენტი ოლისტოსტრომში მე-2 დასტის ანალოგიური მასალითაა წარმოდგენილი

გამოსავლის სიგრძე - 100-120 მ

4. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 30-35 მ

5. ტუფ-ბრექჩიები, რომელიც გარეგნულად ჰგავს ბაიოსის პორფირიტული წყების ქანებს. მათი შემადგენელი ნატეხები თითქმის მთლიანად ვულკანოგენებითაა აგებული. კერძოდ, შეცვლილი პორფირიტებით, ტუფ-ბრექჩიებით და ტუფებით. ზოგიერთი მათგანის ზომა 3-4 მ აღწევს. ზედაიურული კირქვის ჩანართები იშვიათია და მათი ზომა 5-7 სმ არ აღემატება და სუსტადაა დამუშავებული. დასტის ძლიერი ტექტონიკური აშლილობის გამო ცემენტის და ჩანართების გარჩევა ხშირად ვერ ხერხდება.

გამოსავლის სიგრძე - 35-40 მ



სურ. 22. ჭრილი-ჩანახატი მდ.გომრულას ხეობის გასწვრივ

აღწერილი ვულკანოგენებს (დასტა 5) კარგად გამოხატული ტექტონიკური კონტაქტით მოყვება ზედაცარცული შრეებრივი

კირქეები. მათი შეხების ზოლი დამსხვრეულია და ძლიერაა ამ-  
მუშენილი. ამ ზონას უკავშირდება მჟავე მინერალური წყლის გა-  
მოსავალი.

მდ.გომრულას ოლისტოსტრომების (ლოდ-ბრექჩიების) არ-  
სებობა პირველად ი.კუზნეცოვმა (Кузнецов, 1937) აღნიშნა, რომ-  
ელიც ამ წარმონაქმნებს კონგლომერატებად მოიხსენიებს და მათ  
აგებულებაში აღნიშნავს დიდი ზომის პორფირიტის და კირქვის  
ჩანართებს. სოფ.ხვცესთან არსებულ მსგავს ნალექებთან ანალო-  
გიით, მდ.გომრულას აღნიშნულ „კონგლომერატებსაც“ ი.კუზნე-  
ცოვი ეოცენურად ათარილებს.

როგორც ჭრილის აღწერიდან ჩანს, ეოცენური წარმონაქმ-  
ნები ოლისტოსტრომებითაა წარმოდგენილი, რომელიც განსხვა-  
ვებული ბუნებისაა, ვიდრე რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში. მათ  
აგებულებაში ერთ-ერთ წამყვან როლს ვარდისფერი კირქვების  
და ფლიშური ნალექების ჩანართები ასრულებს, რომელთა გად-  
არეცხვის წყარო ჩრდილოეთით იყო განლაგებული. კერძოდ, ვა-  
რდისფერი კირქვების ანალოგი ნალექები, ჩრდილოეთით ტექტ-  
ონიკურ შეხებაში მყოფი ზედაცარცული შრეებრივი კირქვებია  
(Ахвледiani, Гамбашидзе, 1967), რომლებიც ფაციესური თვალსა-  
ზრისით ერთგავარად გარდამავალია ფლიშურსა და სუბპლატფ-  
ორმულ ნალექებს შორის. ფლიშური ნალექები აქ ზედაიურულ-  
ცარცული ასაკისაა. მათი ჩანართები მრავლადაა გაბნეული ოლი-  
სტოსტრომებში დიდი ზომის ლოდების სახით. ისინი აღნიშნე-  
ბა ასევე სოფ.ჯინჭვისთან, სოფ. კვაჟა-გომისაკენ მიმავალ საურმე  
გზაზე. ამ მონაკვეთში განვითარებული ლოდ-ბრექჩიები მდ.გომ-  
რულას ხეობაში აღწერილი ნალექების ანალოგებს წარმოადგენს,  
სადაც ფლიშური ნალექების ლოდები 10x8, 10x6, 6x3, 5x4 მ რიგ-  
ისაა. ცალკეულ ლოდებში კარგად შეიმჩნევა ფლიშისთვის დამა-  
ხასიათებელი რიტმულობა, რომელსაც თიხაფიქლების, ქვიშიანი  
კირქვების და კარბონატული ქვიშაქვების შრეები ქმნის. ოლისტ-  
ოსტრომებში ფლიშური ნალექების ასე მრავლად და დიდი ზო-  
მის ჩანართების არსებობა, გარკვევით მიუთითებს ფლიშური



ქანებით აგებული გადარეცხვის წყაროს სედიმენტაციურ აუზთან სიახლოვეზე.

მდ.გომრულას ლოდ-ბრექჩიების ბუნება და ჩანართების ხასიათი, ისე როგორც ეს პ.გამყრელიძეს მიაჩნდა (ზეპირი გადმოცემა), გვაფიქრებინებს, რომ ეს ლოდ-ბრექჩიები ჩრდილოეთიდან შეცოცებული ფლიშური ნალექებით უნდა იყოს მთლიანად წამოხვეტილი და ამჟამად ალოქთონს წარმოადგენს (შემდგომი წლების კვლევებმა ეს მოსაზრება მთლიანად დაადასტურა), რომელიც თავის მხრივ შეცოცებულია სამხრეთით განლაგებულ ავტოქთონურ წარმონაქმნებზე.

### 3.1.8. მდ. ვარახ-კომის ხეობა

აღნიშნული ჭრილი შედის კვაისას მადნიანი ზონის ფარგლებში, სადაც პალეოგენური წარმონაქმნები წარმოდგენილია შუაეოცენური ნორმულ-დანალექი ქანებით (სამხრეთით) და ზედაეოცენური ოლისტოსტრომებით. აქ მოყვანილია ორი ჭრილი, რომელებიც გამორჩეულია იმით, რომ საკვლევ ტერიტორიაზე ბუნებრივ გაშიშვლებაში პირველადაა დადგენილი ფაუნისტურად დასაფუთებული პალეოცენ-ქვედაეოცენური ასაკის ნორმულ-დანალექი ქანების არსებობა (Майсაძე, 1986), რომელთა არსებობა ადრე კვაისას შტოლნაში იყო დადგენილი (Надирაძე и др., 1976).

პ ი რ ვ ე ლ ი ჭ რ ი ლ ი მდ.ვარახ-კომის ხეობაში (მდ.დრამულას მარცხენა შენაკადი) შედგენილია მდინარის მარცხენა ფერდობზე, საურმე გზის გასწვრივ. აქ შემდეგი სურათია:

1. მასიური ორგანოგენ-დეტრიტული რიფული კირქვები;
2. ლოდ-ბრექჩიები, აგებული ზედაიურული და ცარცული ასაკის კირქვის ჩანართებით, სადაც პირველი ჭარბობს. კირქვის ნატეხები უპირატესად დაკუთხული ფორმებით ხასიათდება და ზომებში 0,2-7 მ ფარ-

გლებში ცვალებადობს. დიდი ზომებით ძირითადად ზედაიურული კირქვები ხასიათდება. ლოდ-ბრექჩიების ცემენტი დაფიქლებული მერგელებითაა წარმოდგენილი, სადაც ნაპოვნია ფორამინიფერების შემდეგი კომპლექსი: *Subbotina eocaenica* (Ferg.), *Subbotina triloculinnoindes* (Plumm.), *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *Acarinina acarinata* Subb., *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globorotalia aragonensis* Nutt. (გ.გოდერძიშვილის განსაზღვრა შლიფებში);

სიმძლავრე - 20-22 მ

3. პლაგიოკლაზ-კვარციანი საშუალომარცვლოვანი კარბონატული ქვიშაქვების და ქვიშიანი მერგელების მორიგეობა. დაქ. აზ. N – 20-25<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 20-30<sup>0</sup>;

სიმძლავრე - 3-4 მ

4. მსხვილნატეხოვანი კონგლომერატი, შემდგარი ძირითადად კირქვის კარგად დამუშავებული ნატეხებისგან, რომლებიც შეცემენტებულია კარბონატული მასით;

სიმძლავრე - 2-2,5 მ

5. პლაგიოკლაზ-კვარციანი წვრილმარცვლოვანი კარბონატული ქვიშაქვების და მკვრივი ქვიშიანი მერგელების მორიგეობა. მერგელებში აღინიშნება 4X8 მ ზომის შრეებრივი კირქვის ლოდის ჩანართი;

სიმძლავრე - 8 მ

6. ხარვეზი გაშიშვლებაში - 20 მ

7. მკვრივი ორგანოგეულ-დეტრიტული ქვიშიანი კირქვები მიკროფაუნიანი მერგელების შუამრეებით, რომელთა დაქანება სამხრეთულია, რაც განპირობებულია სინკლინური ნაოჭის არსებობით, რომლის ჩრდილო ფრთას აღნიშნული დასტა წარმოდგენს. დაქ. აზ. S – 170<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 20-25<sup>0</sup>;

სიმძლავრე - 7-8 მ

8. მკვრივი ქვიშიანი მერგელების სპორადული გამოსავლები, სადაც გვხვდება ქვიშიანი კირქვის შუაშრეები. აქ კარგადაა გამოხატული ანტიკლინური ნაოჭი, რომლის ჩრდილო ფრთის დაქ. აზ. N – 15-20°, დახრის კუთხე - 30-35°. ანტიკლინის თაღური ნაწილის სიგანე შეადგენს 30-35 მ;

სიმძლავრე - 30-35 მ

9. დაფიქლებული ქვიშიანი მერგელები, რომლებშიც აღინიშნება კირქვის ორი ლოდის ჩანართი (1,2X0,6 და 5 X7 მ), რომლებიც ლითოლოგიურად ცარცულ კირქვებს ჰგავს. პირველი მათგანი კაჟის კონკრეციებს შეიცავს. მეორე ჩანართის უშუალო სიახლოვეში აღინიშნება გრაველიტის შუაშრე (5-7 სმ), რომელიც შედგება მხოლოდ ვულკანური ქანების ნატეხებისაგან და კარბონატითაა შეცემენტებული

სიმძლავრე - 10-12 მ

10. ანალოგიური დაფიქლებული მერგელები, რომლებიც შეიცავს 3X5 მ ზომის კირქვის ჩანართს;

სიმძლავრე - 5-6 მ

11. მასიური რიფული კირქვები, რომლებზეც შემორჩენილია სამხრეთისკენ დახრილი იგივე მერგელების სპორადული ნარჩენები.

აღწერილ ჭრილში ლითოლოგიური ნიშნებით 1 და 11 დასტები ზედაიურულ კირქვებს წარმოადგენს, დასტა 2 შეიცავს ქვედა - და შუაეოცენურ მიკროფაუნას. დასტები 3-10, მათი სტრატოგრაფიული მდებარეობით ჭრილში ასევე შუა ეოცენურს უნდა ეკუთვნოდეს, თუმცა ისინი შეიცავს პალეოცენ-ქვედაეოცენურ მიკროფაუნას, რომელებიც მეორად განლაგებაშია.

მ ე ო რ ე ჭ რ ი ლ ი უშუალო სიახლოვეშია ზემოთ მოყვანილ ჭრილთან და შედგენილია მდ.ვარახ-კომის კალაპოტში სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ. აქ ზედაიურულ რიფულ კირქვებზე, მცირე ხარვეზის შემდეგ გამოდის ნორმულ-დანალე-

ქი ქანები, წარმოდგენილი მკვრივი პელიტომორფული თიხიანი კირქვებისა და დაფიქლებული ქვიშიანი მერგელების მორიგეობით, სადაც იშვიათად გვხვდება პლაგიოკლაზ-კვარციანი კარბონატული ქვიშაქვების შუაშრეებიც.

სხვადასხვა სტრატოგრაფიულ დონეზე მერგელებში და კირქვებში განსაზღვრულია პალეოცენური ფორამინიფერების შემდეგი მიკროფაუნა: *Subbotina eocaenica* (Ferq.), *Acaranina acarinata* Subb., *Acaranina* sp., *Globorotalia marginodentata* sbb., *Globorotalia* sp., *Nuttallides trumpyi* Nutt., *Subbotina trisoculinoides* (Plumm.), *Subbotina eicaenica* (Ferq.), *Bulimina* sp., *Globorotalia membranacea* (Fehrenb.). ფორამინიფერების პალეოცენური კომპლექსი აღმოჩენილია კიდეც 14 შლიფში (გ.გოდერძიშვილის განსაზღვრა).

შემდგომში, ჭრილში აღინიშნება ტექტონიკური კონტაქტი აღწერილ ნალექებსა და ზედაიურულ კირქვებს შორის. ეს უკანასკნელი ჩრდილოეთიდანაა შეცოცებული და ფარავს ჭრილის ზედა ნაწილს. შეცოცების სიბრტყის დაქ. აზ. -15°, დახ. კუთხე - 60°.

აღწერილი ნალექების ხილული სიმძლავრე ჭრილში 190-200 მ შეადგენს, რომლის ზედა ნაწილი შესაძლებელია ქვედაეოცენურსაც მოიცავს. ჭაბურღილის მონაცემებით ამ ნალექების ჭეშმარიტი სიმძლავრე მდ.ვარახ-კომის მიდამოებში 250-300 მ აღწევს.

თუ შევადარებთ აღწერილ ჭრილებს ერთმანეთს, შეიძლება აღინიშნოს გარკვეული განსხვავება მათ შორის. კერძოდ, მდ.ვარახ-კომის კალაპოტის ჭრილში კირქვები უფრო მნიშვნელოვან როლს თამაშობს და ამასთან, ქანები მონოკლინური ჩრდილოური დახრით ხასიათდება, მაშინ როცა პირველ ჭრილში (საურმე გზის გასწვრივ) ფიქსირდება კარგად გამოხატული ნაოჭა სტრუქტურები.

ამრიგად, მოყვანილი ახალი ფაქტობრივი მასალიდან დგინდება, რომ საკვლევ ტერიტორიაზე ბუნებრივ გაშიშვლებებში პირველად იქნა დადგენილი ფაუნისტურად დასაბუთებული პალეოცენ-ქვედაეოცენური ნალექების არსებობა.

### 3.1.9. სოფ. ფარავნეშის მიდამოებში

საკვლევ ტერიტორიაზე ეოცენური წარმონაქმნების უკიდურესი დასავლეთი გამოსავალი მდ.რიონის მარჯვენა ფერდობზე, სოფ.ფარავნეშის ჩრდილოეთით გვხვდება, სადაც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ ლიასურ თიხაფიქლებს მცირე ხარვეზის შემდეგ მოყვება:

1. მუქი-ნაცრისფერი თიხაფუქლების დასტა, სადაც გვხვდება კარბონატული საშუალომარცვლოვანი გრაუვაკული 5-25 სმ სიმძლვრის ქვიშაქვის შუაშრეები. მათ შემადგენლობაში, ქანის ნატეხებთან ერთად, მონაწილეობს ტუფების გადანარეცხი მასალაც. მცირე რაოდენობით ქვიშაქვებში გვხვდება ასევე კვარცის სუსტად დამუშავებული მარცვლებიც. თიხაფიქლებს კარგად ემჩნევათ შრეებრიობა. დასტის ზედა ნაწილი ტექტონიკურად შესამჩნევადაა აშლილი, რის გამოც შრეების დახრის კუთხეები ცვალებადია. ზოგადად მათი დაქ. აზ. N – 20°, დახრის კუთხე - 25-60°.

სიმძლავრე - 13-15 მ

2. ტექტონიკურ შეხებაში მყოფი ლოდ-ბრექჩიების დასტა, რომელიც დასაწყისში შედარებით მცირე ზომის ნატეხებითაა აგებული. მათი უმეტესობა დამუშავებულია, რის გამოც ამ დასტის ქვედა ნაწილი ბრექჩია-კონგლომერატული ბუნებისაა. მის აგებულებაში გრაუვაკული ქვიშაქვის, ქვიშიანი კირქვის და გაკარბონატებული პორფირიტის ნატეხები მონაწილეობს. მათი ზომები საშუალოდ 4-8 სმ უდრის. დასტის ზედა ნაწილებში ჩანართების ზომები მატულობს და უკვე გვაქვს ტიპური ლოდ-ბრექჩუები, სადაც წამყვანია პორფირიტების და კირქვის ჩანართები. პორფირიტები მეორადი პროცესებით ძლიერაა შეცვლილი. კირქვის ჩა-

ნართებიდან უმეტესობა ვარდისფერი ცარცული კირქვებია. ზედაიურული რიფული კირქვის ნატეხები დამორჩილებული რაოდენობითაა და მათი ზომები ცვალებადობს ერთეული სანტიმეტრიდან 2-3 მ-მდე. გამიშვლების ზედა ნაწილში გვხვდება 5x2 მ ზომის ზედაიურული კირქვის კარგად დამუშავებული ლოდი (სურ. 23). ოლისტოსტრომების ქვედა და შუა ნაწილში გვხვდება ასევე 2,5-3 მ სიმძლავრის თიხაფიქლების დასტები შუაშრეების სახით, რომელთა დაქ. აზ. N – 20<sup>0</sup>, დახრის კუთხე - 60<sup>0</sup>.



*სურ. 23. ოლისტოსტრომების გამიშვლება  
სოფ. ფარავნეშის ჩრდილოეთით*

ლოდ-ბრეჩიების შემადგენელი ჩანართები შეკავშირებულია წვრილნტეხვანი ბრეჩია-კონგლომერატებით, სადაც ნატეხები თავის პელიტურ-ქლორიტული მასითაა წარმოდგენილი. ლოდ-ბრეჩიები ტექტონიკურად შესამჩნევადაა აშლილი, რაც გამოიხატება მცირე ამპლიტუდიანი რღვევების არსებობით. გამიშვლე-

ბის დასავლეთ ნაწილში კარგად გამოხატული ვერტიკალური რღვევა ფიქსირდება

სიმძლავრე -40-50 მ

ლოდ-ბრექჩიები ზევიდან მცირე სიმძლავრის დელუვიონითაა გადაფარული, რომელზეც თავის მხრივ ფლიშური ნალექებია შემოცოცებული.

აღწერილ ჭრილში თიხაფიქლების ასაკი (დასტა 1) გაურკვეველია, თუმცა თუ გავითვალისწინებთ, რომ მათი გადანარეცხი მასალა (გრაუვაკული ქვიშაქვები) გვხვდება ზედაეოცენურ ლოდ-ბრექჩიებში, მაშინ უფრო სავარაუდოა, რომ ეს თიხაფიქლები ზედალიასური ასაკის უნდა იყოს. რაც შეეხება ვარდისფერი კირქვის ჩანართებს (დასტა 2), ისინი მდ.გომრულას ხეობის ზედაცარცული შრეებრივი კირქვების ანალოგია.

### 3.1.10. სოფ. მუგუთის მიდამოების ჭრილი

სოფ.მუგუთში ოლისტოსტრომების არსებობა პირველად ნ.ვასოვეიჩმა (Вассоевич, 1932) აღნიშნა, რომელმაც მათი ასაკი, ვ.რენგარტენის (Ренгартен, 1932) მიერ გამოყოფილ ანალოგიურ წარმონაქმნებთან შედარების საფუძველზე, ეოცენურად დაათარიდა. ნ.ვასოვეიჩმა სწორად შენიშნა მუგუთის ლოდ-ბრექჩიებზე ტექტონიკის გავლენა, რაც მათი სამხრეთისკენ გადახრაში გამოიხატა.

სოფ.მუგუთის მიდამოები გეოლოგიურად ერთ-ერთი საინტერესო და რთულ უბანს წარმოადგენს. აქ განვითარებულია ლიასური, ბაიოსური, ცარცული, ეოცენური და მიოცენური წარმონაქმნები, რომლებიც უმეტესად ერთმანეთთან ტექტონიკურ შეხებაშია.

ლიასური თიხაფიქლები რღვევითაა ამოტანილი ზედაპირზე და მცირე გამოსავლის სახით შიშვლდება სოფ.მუგუთის წყაროსთან, სადაც ისინი ძლიერ დაფიქლებულია და შრეებრიობა არ ემჩნევა. მათი ხილული სიმძლავრე მერყეობს 10-12 მ ფარ-

გლებში. ლიასური ნალექების ეს გამოსავალი პირველად აღწერა ე.ვახანიამ (Вахания, 1952), რომელმაც მიტილოიდების საშუალებით ისინი ლიასურად დაათარიდა.



*სურ.24. ოლისტოსტრომებით აგებული დადებითი რელიეფი სოფ.მუგუთთან*

თიხაფიქლებს ხილული უთანხმოების გარეშე მოყვება ბაიოსური ტუფბრექციების დასტა, რომელიც მთლიანად პორფირიტის ნატეხებითაა აგებული. მათი სიმძლავრე 20-25 მ არ აღემატება.

ბაიოსური ვულკანოგენურ წყებას თავზე მოყვება ზედაეოცენური ლოდ-ბრექციების წყება, რომელიც აქ შედარებით დიდ ფართობზეა გაშიშვლებული. სოფლის დასახლებასთან ოლისტოსტრომები მკვეთრად გამოხატულ დადებით რელიეფს ქმნის ბორცვის სახით (სურ. 24). მათ აგებულებაში აქაც ძირითადად ვულკანოგენი და ტერიგენული ქანის ჩანართები მონაწილეობს. ვულკანიტები ავგიტ-ანდეზინიანი, რქატყუარიანი და ავგიტ-ლაზურადორიანი პორფირიტების ნატეხებითაა წარმოდგენილი. დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ასევე გაკვარცებული დი-აბაზ-პორფირიტების ჩანართებიც. აღნიშნული ეფუზივების ნა-



ტეხების ზომები 5-15 სმ ფარგლებშია, რომლებიც სუსტადაა დამუშავებული. აქ უნდა გამოვყოთ რქატყუარიანი პორფირიტების ჩანართები, რომლებიც მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და იმითაა აღსანიშნავი, რომ ლოდ-ბრექჩიებში სხვაგან ისინი არ შეგვხვდნენ. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ეს ქანები ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ქვედა ნაწილების გადარეცხვის შედეგია. ეფუზივის ნატეხები ოლისტოსტრომებში არათანაბრადაა გაბნეული და უმეტესად ძლიერაა შეცვლილი მეორადი პროცესებით. ოლისტოსტრომების ზედა ნაწილში განლაგებულია აგლომერატული ტუფების დასტა, რომელიც აგებულია ავგიტ-ლაბრადორიანი, ავგიტ-ანდეზიტის და რქატყუარიანი პორფირიტების ნატეხებისაგან, რომლებიც შეცემენტებულია მსხვილნატეხოვანი ტუფებითა და ტუფიტებით. ნორმულ-დანალექი ქანების ჩანართებიდან მუგუთის ოლისტოსტრომებში მონაწილეობს თიხაფიქლები, ქვიშაქვები და კირქვები.

სოფ.მუგუთის სასაფლაოსთან გამიშვლებულ ოლისტოსტრომებში ფიქსირდება მოშავო ფერის თიხაფიქლების ოლისტოლითი, რომლის ზომაა სიგრძეში 15 მ, ხოლო სიმაღლეში - 8 მ (სურ. 25). თიხაფიქლებში აღინიშნება რქატყუარიანი პორფირიტების დამუშავებული ჩანართები (სურ. 26), რომელთა ზომები 0,2-0,6 მ ფარგლებში ცვალებადობს. თიხაფიქლების ეს ოლისტოლითი მაკროსკოპულად მდ.ხალივ-დონის ლოდ-ბრექჩიებში არსებული ქანების მსგავსია .

ქვიშაქვის ჩანართები ნაცრისფერია და ადვილად გამოირჩევა ოლისტოსტრომებში არსებული სხვა ქანების ჩანართებისგან. მათი უმეტესი ნაწილი არკოზულ-კვარციანი შედგენილობისაა, ნაკლებად გვხვდება კარბონატული ოლიგომიქტური სახესხვაობებიც. ქვიშაქვის ნატეხების უმეტესობა დამუშავებულია და მათი ზომები 5-12 სმ ფარგლებში ცვალებადობს. ლოდ-ბრექჩიებში ქვიშაქვის ჩანართების არსებობას პირველად ნ.ვასოვიჩმა (Вассоевич, 1932) მიაქცია ყურადღება და ისინი ქვედაცარცული ფლიშის გადანარეცხ მასალად მიიჩნია. ზოგადად, ქვიშა-

ქვის ნატეხები ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში, თუ არ ჩავთვლით თითო-ორილა შემთხვევას, საკვლევ ტერიტორიაზე არ გვხვდება.



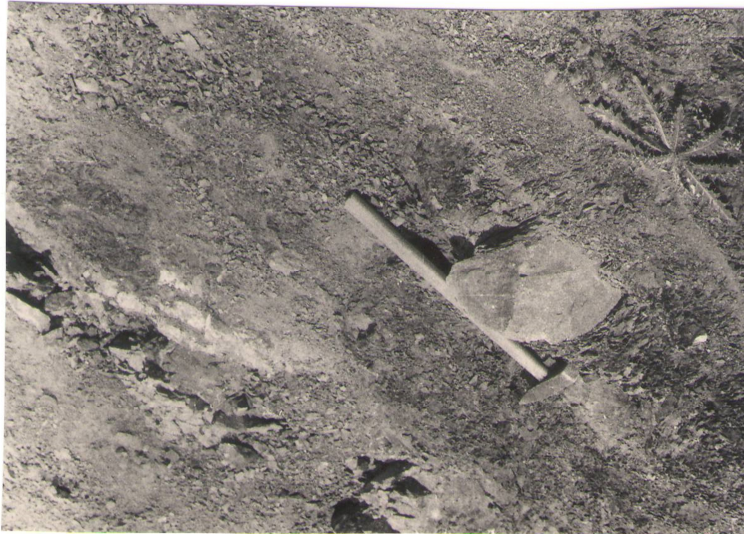
*სურ. 25. თიხაფიქლების ოლისტოლითი სოფ.მუგუთის ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომში*

რაც შეეხება კირქვის ჩანართებს, ისინი ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვებითაა წარმოდგენილი, რომლის 8 სმ ზომის დამუშავებული ჩანართი პირველად სოფ.მუგუთის დასაწყისში გამოჩნდა. დასავლეთისკენ, სოფ.რაროს მიმართულებით, კირქვის ჩანართების რაოდენობა მატულობს. ცალკეული ოლისტოლითის ზომა ერთეულ მეტრსაც აღწევს. საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ მდ.კეშელთადონის აღმოსავლეთით, ზედაიურული კირქვის ჩანართები ოლისტოსტრომებში უმნიშვნელო რაოდენობითაა.

აღნიშნული ჩანართები შეცემენტებულია კონგლომერატ-ბრექჩიებით, რომლებიც 0,2-10 მმ ზომის ნატეხებისგან შედგება. ისინი თავის მხრივ პელიტურ-ქლორიტული მასითაა შეცემენტებული. სოფ.მუგუთის აღწერილი ოლისტოსტრომები ტექტონ-

იკური ქერცლის შემადგენელი ნაწილია, რომელიც სამხრეთით ტექტონიკურ შეხებაშია მიოცენურ ნალექებთან.

აქვე უმდა აღინიშნოს, რომ სოფ. მუგუთის მიდამოები გამოირჩევა რთული აგებულებით, სადაც სხვადასხვა ასაკის და განსხვავებული ფაციესის ნალექებია გავრცელებული, რომლებიც ერთმანეთთან განსხვავებულ ურთიერთობაშია და არ ემორჩილება იმ ზოგად სურათს, რომელიც საკვლევ ტერიტორიაზე არსებობს. ამ მხრივ ეს უბანი შეიძლება შევადაროთ მდ.არყალას (მდ.არაგვის მარჯვენა შენაკადი ანანურის ციხესთან) ხეობის ჭრილს, სადაც ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები ასევე რთულ ტექტონიკურ პირობებში იმყოფება.



*სურ.26. რესტყუარიანი პორფირიტის ჩანართი თიხაფიქლების ოლისტოლითში (სოფ.მუგუთის ოლისტოსტრომები)*

როგორც ადრე იყო აღნიშნული, ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების ერთ-ერთ დამახასიათებელ ნიშანს წარმოადგენს მათი თითქმის უწყვეტი ხაზობრივი გავრცელება და სივრცობრივი კავშირი ფლიშური ნალექების შეცოცების ფრონტალური ხაზთან. საკვლევ ტერიტორიაზე აღნიშნული კანონზომიერება ორ

ადგილას არის დარღვეული (სოფ.რაროს და კვაჟა-ფასრადოს მონაკვეთი), რაზეც ქვემოთ იქნება საუბარი.

### 3.1.11. სოფ. რაროს მიდამოების ჭრილი

სოფ.რაროს მიდამოები, იმთავითვე იპყრობდა მკვლევართა ყურადღებას, განსაკუთრებით მას შემდეგ, რაც იქ სპილენძ-პიროტინული საბადო იქნა აღმოჩენილი. აქ ძირითადად ტუფ-ბრექჩიებია გავრცელებული, რომლებიც „რაროს წყების“ სახელითაა ცნობილი. მის შესახებ პირველი ცნობები მოცემული აქვს ნ.ვა-სოვეიჩს (Вассоевич, 1930, 1932), რომელიც აღნიშნულ ნალექებს, ისევე როგორც სოფ.ქოთანოს ტუფ-ბრექჩიებს, ეოცენურად მიიჩნევდა. უფრო მოგვიანებით, რაროს ტუფ-ბრექჩიების ასაკზე იგივე აზრი გამოთქვა პ.ავალიშვილმა (Авалишвили, 1952). რიგი მკვლევარი რაროს წყებას ბაიოსურად მიიჩნევდა (Канделаки, 1934; Кахадзе, 1935; Ситковский, 1936; მოწენიძე, 1938). მათი შრომებიდან რაროს წყების შესახებ მოვიყვანთ ზოგიერთ მოსაზრებას, რომლებიც ჩვენი აზრით საყურადღებოა. ასე მაგალითად, ი.სიტკოვსკი რაროს სპილენძ-პიროტინული საბადოს განხილვისას აღნიშნავს, რომ მადნის ერთ-ერთი ტიპის (волунчатая руда) დედაქანი კარბონატულია, რადგან ზოგიერთ შლიფში, სადაც ლოდი ჯერ კიდევ მთლიანად არაა ჩანაცვლებული მადნით, შემორჩენილია ქანის პირველადი კარბონატული ბუნება. ი.სიტკოვსკისა და პ.ავალიშვილის აზრით, გამადნებული უბნების დედაქანს კარბონატული ქვიშაქვები წარმოადგენდა, რაც ჩვენი აზრით სიმართლეს უნდა შეესაბამებოდეს. ამის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის ფაქტი, რომ რაროს ტუფ-ბრექჩიებში მრავალი ნაცრისფერი ქვიშაქვის ჩანართი აღმოვაჩინეთ, რომლებიც საშუალომარცვლოვანი მკვრივი ქანებია, შემდგარი კვარცით, პლაგიოკლაზით და კალიშპატით, რომელთა ცემენტი ძირითადად ქლორიტ-პელიტური მასითაა წარმოდგენილი. აღნიშნული ქვიშაქვები, როგორც ჩანს, ლიასური სორის წყების გადანარეცხ მასალას უნდა წა-

რმოადგენდეს, რომელთა ნატეხები ბაიოსურ ვულკანოგენურ წყებაშია მოხვედრილი.

რაროს წყების ტუფ-ბრეჩიების შემადგენელი ჩანართები გ.ძოწენიძის (1938) მონაცემებით წარმოდგენილია ავგიტ-პლაგიოკლაზიანი და, იშვიათად - რქატყუარიანი პორფირიტებით. ავგიტ-პლაგიოკლაზიანი პორფირიტებში პლაგიოკლაზი უმეტესად ლაბრადორის რიგისაა. როგორც გ.ძოწენიძე აღნიშნავს „რაროს ქანების ხასიათი არ განსხვავდება პორფირიტული წყების ქანებისაგან, ხოლო თუ მცირე განსხვავება არსებობს, იგი არ სცილდება ქანების ხასიათის ცვალებადობის ფარგლებს, რაც დამახასიათებელია პორფირიტული წყების სხვადასხვა ადგილისათვის“. ამრიგად, რაროს წყების ასაკზე, მათი პეტროგრაფიული ხასიათის მიხედვით რაიმეს გადაჭრით თქმა არ შეიძლება.

### 3.1.12. სოფ.სოფ. კვაჟასა და ფასრალს შუა მონაკვეთი

როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ეს არის მეორე უბანი საკვლევ ტერიტორიაზე, სადაც ფლიშურ შეცოცებასთან ეოცენური წარმონაქმნები უშუალო შეხებაში არ იმყოფება. აღნიშნული მონაკვეთი ამ სოფლების მერიდიანებს შუაა მოქცეული, სადაც ეოცენური ნალექები მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს (ცხანარის სინკლინი, მწვ.უკივლეთა-კლდებოძალის ზოლი), რომლებიც ფლიშური შეცოცებისგან ბაიოსური ვულკანოგენების წყებითაა გამოყოფილი.

აღნიშნულ მონაკვეთზე ფლიშის ფრონტალური შეცოცების გასწვრივ დეტალური კვლევა ჩატარდა. ქ.ონიდან სოფ.ქვემო კვაასკენ მიმავალ სამანქანო გზის გასწვრივ, არმისული სოფ. ქვემო-კვაჟასთან, ბაიოსური ვულკანოგენურ წყებას მოყვება:

- 1.სქელშრეებრივი მოყვითალო-ნაცრისფერი, საშუალო მარცვლოვანი ოლიგომიქტური ქვიშაქვები, რომლებშიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით აღინიშნება მუსკოვიტისა და ბიოტიტის დეფორმირებული ქერცლები. შრეების სიმძ-

ლავრე 0,7-1 მ ფარგლებშია, რომელთა დაქ. აზ. N – 20<sup>0</sup>,  
დახრის კუთხე - 35<sup>0</sup>.

სოფ.ქვემო კვაჭამდე, სამანქანო გზის გასწვრივ, წყვეტილი გამოსავლების სახით უკვე ფლიშური ნალექები (აპტ-ალბური) გამოდის და შემდგომში ჭრილი გრძელდება მდ.ღარულას ხეობაში, სადაც სოფ.კვაჭას სამხრეთით, ხევის მარჯვენა ფერდობზე დასტა 1-ის ანალოგიური ქვიშაქვები შიშვლდება, წოლის იგივე ელემენტებით. მცირე ხარვეზის შემდეგ, ხევის აღმა ქვიშაქვებს მოყვება:

2. მოშავო-ნაცრისფერი ვულკანოგენური ქანები ტუფ-ბრექჩიებით წარმოდგენილი, რომლებიც ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად დამსხვრეულია, რის გამოც ჩანართის და ცემენტის გარჩევა გაძნელებულია. ვულკანოგენების ნატეხებთან ერთად გვხვდება 5-7 სმ სიდიდის არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვების ნატეხებიც. ერთ შემთხვევაში ნაპოვნი იქნა ნაცრისფერი, სუსტად ქვიშიანი კირქვის პატარა ნატეხი.

აღნიშნული ტუფ-ბრექჩიების ამგები ნატეხები შეკავშირებულია მსხვილნატეხოვანი კრისტალოკლასტური ტუფებით, რომლებიც ნაწილობრივ გაკარბონატებულია.

დანარჩენ ადგილებში გაშიშვლებები იშვიათია და ქანების გადევნება ვერ ხერხდება. მდ.ღარულას უკვე მარცხენა ფერდობზე, მდ.ქვედრულასკენ მიმავალ ბილიკზე, გაშიშვლებულია ზემოაღწერილის (დასტა 2) მსგავსი ტუფ-ბრექჩიები, სადაც გვხვდება მოყვითალო-ნაცრისფერი ქვიშაქვის ჩანართებიც, რომელთაგან ერთ-ერთის ზომა 5X20 სმ უდრის.

მდ.მდ. ქვედრულასა და ღარულას წყალგამყოფზე დასტა 1-ის მსგავსი ქვიშაქვების წყვეტილი პატარა გამოსავლებია, სადაც მათ მოყვება ტუფ-ბრექჩიები. უფრო აღმოსავლეთით მსგავსი ქვიშაქვები და ტუფ-ბრექჩიები ძირითად გაშიშვლებებში აღარ გვხვდება, მაგრამ ნაყარის მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, ისინი უწყ-

ვეტად, ფლიშური შეცოცების გასწვრივ, აქაც გრძელდება სოფ.ფა-სრალის არსებულ მერიდიანულ რღვევამდე.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ფლიშური ნალექების ფრონტალური შეცოცების გასწვრივ გავრცელებულია მოყვითალო-ნაცრისფერი ქვიშაქვები (დასტა 1) და მათზე მომყოლი ვულკანოგენური ბრექჩიები (დასტა 2), რომელიც ქვეშმდებარე ქანის ნატეხებს შეიცავს. ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებებიდან გამომდინარე, აღწერილი ქვიშაქვებიც და ტუფ-ბრექჩიებიც სავარაუდოდ ეოცენური ასაკის უნდა იყოს.

## 3.2. ასაკების შესახებ

როგორც აღწერილი ჭრილებიდან ჩანს, ჩატარებული საველე სამუშაოების შედეგად ეოცენურ წარმონაქმნებში, თუ არ ჩავთვით მდ.ვარახ-კომის ჭრილს (ქვეთავი 3.1.8), ახალი მნიშვნელოვანი ფაუნისტური მასალა ვერ იქნა ნაპოვნი. აღნიშნულიდან გამომდინარე ჩვენი სტრატეგრაფიული დასკვნები ძირითადად ადრეული მკვლევარების მონაცემებს და ამ ნალექების ლითო-ფაციესურ ანალიზს ემყარება.

### 3.2.1. ნორმულ-დანალექი ქანები

განსახილველი წყება საკვლევ რაიონში.ფაუნისტურად შედარებით კარადაა დახასიათებული. პირველი ცნობები ეოცენური ნალექების არსებობის შესახებ ჯერ კიდევ მე-19 საუკუნის მეორე ნახევარში იყო აღნიშნული (Abich, 1865). შემდეგ, ნ.ვასოვიჩმა (Вассоевич, 1932) მდ.კეშელთა-დონის მარჯვენა ნაპირზე, სოფ. ყემულთის მიდამოებში ნაპოვნი ნუმულიტების და დისკოციკლინების საფუძველზე ეს ნალექები პირობითად შუაეოცენურად დაათარიდა.

მწვ.რიბისასა და სოფ.აბანოს შუა არსებულ ქვიშაქვებში, რომლებიც ცალკეული მცირე გამიშვლებების სახითაა, ი.კახაძემ (Кахадзе, 1935) იპოვნა შერეული ფაუნა, რომელშიც აღმოჩნდა ერთადერთი ზედაეოცენური ფორმა - *Nummulites fabiani* Prev. (ი.კაჭარავას განსაზღვრა), რის საფუძველზეც ავტორმა ეს ქვიშაქვები ზედაეოცენურად დაათარიღა და შესწორება შეიტანა ნ.კანდელაკის (Канделаки, 1934) მონაცემებში, რომელიც იგივე ქანებს ფაუნის საშუალებით შუაეოცენურად ათარიღებდა.

მოგვიანებით, ი.კახაძემ და ნ.კანდელაკმა (Кахадзе, Канделаки, 1940) ცხანარის სინკლინის ეოცენურ ნალექებში გამოყვეს ოვერზული და პრიაბონული სართულები და აღნიშნეს მათი ტრანსგრესიული განლაგება ქვეშმდებარე ნალექებზე. ოვერზული სართულის არსებობა დადგინდა მისი შემცველი ნალექების ლითოლოგიური მსგავსებით ლეჩხუმის *Lyrolepis caucasica* Rom.- ის შემცველ ქანებთან, ხოლო პრიაბონული სართული ცხანარის სინკლინში ფაუნისტურადაა დადგენილი.

საკვლევ ტერიტორიაზე არსებულ ეოცენური ნალექებზე დეტალური გეოლოგიური დაკვირვების და შეგროვილი ფაუნის საფუძველზე ნ.ბენდუქიძემ (1951) დამაჯერებლად დაასაბუთა რაიონში ლუტეციური და პრიაბონული სართულების არსებობა. სოფ.წედისიდან მწვ.ველუანთისკენ მიმავალ ბილიკზე გამიშვლებული ნალექების ქვედა ნაწილში მკვლევარმა შეაგროვა ნუმულიტების ლუტეციური ფორმები: *Nummulites murchisoni* Brun., *N. atacicus* Leym. (ი.კაჭარავას და ო.ოქროპირიძის განსაზღვრები). ამ შრეებს კუთხური უთანხმოებით მოყვება ქვიშიანი თიხაფიქლები, ფუძეში მიკროკონგლომერატის თხელი შრით, რომელიც მდიდარია თევზის მალეებით და ქერცლაბით (*Lyrolepis caucasica* Rom). ზევით მათ აგრძელებს შრეებრივი დაფიქლებული ქვიშაქვები და ნუმულიტიანი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები. ამ უკანასკნელთა მსგავს ნალექებში ნაპოვნია პრიაბონული სართულისთვის დამახასიათებელი ნუმულიტები: *Nummulites incrassatus* de la Harpe., *N. fabianii* Prev. ლუტეციურ შრეებზე კუთხური უთა-



ნხმოებით და ფუძეში მიკროკონგლომერატით განლაგებული ნალექები, სტრატოგრაფიული მდებარეობით და შემცველი ფაუნით, ზედაეოცენურად თარიღდება. რაც შეეხება ლუტეციურის ფუძის ფორმაციას, ის კარგად ჩანს მწვ.ველუანთას ჩრდილოდასავლეთით, სადაც წარმოდგენილია რამდენიმე მეტრის სიმძლავრის ბრექჩიით, რომელიც ცარცული ნალექების სხვადასხვა ჰორიზონტებზეა განლაგებული. ბრექჩიის აგებულებაში მონაწილეობს ძირითადად ზედაიურული და დანიური კირქვების გადანარევი მასალა. ცემენტი, როგორც ამას ნ.ბენდუქიძე აღნიშნავს, ნუმულიტიანი კირქვებითაა წარმოდგენილი, რომლებშიც ავტორმა შემდეგი შუაეოცენური ფაუნა იპოვა: *Nummulites murchisoni* Brun., *N. ataticus* Leym. იმავე ავტორის მონაცემებიდან კარგად ჩანს შუა- და ზედაეოცენურის არსებობა ცხანარის ქედის ჩრდილო ფერდობზე, სადაც ისინი ლუტეციური ფუძის ფორმაციით იწყება და წარმოდგენილია მერგელებით, ქვიშიანი კირქვებით და ქვიშაქვებით. მათ ხილული უთანხმოების გარეშე, ფუძეში მიკროკონგლომერატის თხელი შრით, მოყვება პრიაბონული ნალექები შემდეგი ფაუნით: *Nummulites* of. *Bouillei* de la Harpe., *N. budensis* Hant., *Asterodiscus stellaris* Hbrun.

ამრიგად, ცხანარის სინკლინის მაგალითზე ნ.ბენდუქიძემ საკვლევ ტერიტორიაზე დამაჯერებლად აჩვენა შუა - და ზედაეოცენური ნალექების არსებობა, რომლებიც ტრანსგრესიულადაა განლაგებული ქვეშმდებარე ნალექებაზე.

შემდგომში, საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ზედაეოცენური ნალექები შეისწავლა ვ.ეპიტაშვილმა (1965), რომელმაც ახალი ფაუნისტური მასალის საფუძველზე კიდევ ერთხელ დაასაბუთა აქ ზედაეოცენური ნალექების არსებობა.

ცხანარის სინკლინში ეოცენური ნორმულ-დანალექი წყება ყველაზე სრულადაა წარმოდგენილი, სადაც კარგადაა გამოხატული ამ ნალექების ტრანსგრესიული და უთანხმო განლაგება ძველ წარმონაქმნებზე, ჩვენი დაკვირვებებითაც დასტურდება, რომ სოფ.წედისთან, ეოცენური ნალექები კუთხური და სტრა-

ტიგრაფიული უთანხმოებითაა განლაგებულია ბაიოსური ვულკაოგენურ წყებაზე და ზედაიურულ კირქვებზე. ისინი წარმოდგენილია ქარსიანი ოლიგომიქტური ქვიშაქვებით, რომლებიც ბაზალური კონგლომერატებით იწყება. აღნიშნული ქვიშაქვები შემდეგ ფაუნას შეიცავს: *Nummulites murchisoni* Brun., *N. atacicus* Leym. (Гамკრелидзе П., 1956).

ცხანარის სინკლინის გარდა, ფაუნისტურად დახასიათებული ნორმულ-დანალექი წყება გვხვდება ასევე სოფ.ნოგკაუს სამხრეთით, მდ.ღრამულას მარცხენა ფერდობზე, სამანქანო გზაზე არსებულ ხიდთან (სურ. 12), სადაც შრეებრივ კირქვებში არსებული ფაუნის საფუძველზე ეს ქანები შუაეოცენურად თარიღდება (ბენდუქიძე, 1951; Гамკრელიძე П., 1956).

აღნიშნული გამოსავლის აღმოსავლეთით, ერწოს ტბის მიდამოებში, ბაიოსურ პორფირიტებზე უშუალოდაა განლაგებული კირქვები, რომლებიც მსგავსია ზედაიურული კირქვებისა, მაგრამ აღმოჩნდა რომ შეიცავს შემდეგ შუაეოცენურ ფაუნას: *Nummulites murchisoni* Brun. Var *minor* de la Harpe., *N. irregularis* Desh. აღმავალ ჭრილში ამ კირქვებს აგრძელებს ოლიგომიქტური ქვიშაქვები, რომელთა გამოსავლებიც სამანქანო გზაზეც გვაქვს. დასავლეთ გაგრძელებაზე, სოფ.ზამთარეთის სამხრეთით, ისევ სამანქანო გზაზე შიშვლდება ბაიოსურ პორფირიტებზე განლაგებული მერგელებისა და ქვიშაქვების მორიგეობა, სადაც ვ.ეპიტაშვილმა (1965) განსაზღვრა შემდეგი მიკროფაუნა: *Robulus* sp., *Alabamina* sp., *Anomalina granosa* Hant., *Cibicides* cf. *perlucidus* Nutt., *Alabamina* cf. *achalzichensis* M.Katsch., *Spiroplectamina* cf. *Londa* M. Katsch., *Valvulinis* cf. *Palmarealensisformis* M.Katsch., *Cibicides duteplei* d'Orb. მოყვანილი მიკროფაუნა შემცველ ქანებს ზედაეოცენურად ათარიღებს. ამრიგად, ერწოს გადასასვლელსა და სოფ.ნოგკაუს შუა ჩვენ გვაქვს ფაუნისტურად დასაფუთებული შუა - და ზედაეოცენური ნორმულ-დანალექი წყება.

სოფ.ერწოსთან, სამანქანო გზის მკვეთრ მოსახვევთან შიშვლდება ორსაგდულიანებით მდიდარი რიფული ფაციესის მსგა-

ესი ლუმაშელიანი კირქვები, რომლებშიც ექსკურსიის დროს პ.გამყრელიძემ აღმოაჩინა *Nummulites cf. murchinsoni* Brun (ნ. სალუქვაძის განსაზღვრა), რომელიც ქვედა და შუა ეოცენურისთვისაა დამახასიათებელი. ამ შემთხვევაში ეს კირქვები უფრო შუა-ეოცენური უნდა იყოს და ერწოს ტბასთან არსებული მსგავსი კირქვების აღმოსავლეთ გაგრძელებას წარმოადგენს. ლუმაშელიანი კირქვებს ზემოთ მოყვება ოლიგომიქტური ქვიშაქვების დასტა მერგელების შუაშრეებით, რომლებიც ზედაეოცენურს უნდა ეკუთვნოდეს. ლითოლოგიურად ის სოფ.ზამთარეთის სამხრეთით არსებული ზედაეოცენური ქვიშაქვებისა და მერგელების დასტის მსგავსია. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ უნდა მეტყველებდეს ასევე ჩვენს მიერ ქვიშაქვებში ნაპოვნი მიკროფაუნა *Globigerina* sp. Ind. (მ.კაჭარავას განსაზღვრა), რომელიც უფრო ზედაეოცენური ჰაბიტუსისაა.

აღმოსავლეთით, სოფ.ყემულთას მიდამოებში გავრცელებულია ქვიშაიანი კირქვები, რომლებიც მდიდარია ფორამინიფერებით, მაგრამ მათი ერთგვაროვნების გამო არ ხერხდება მათი შემცველი ქანების ზუსტი ასაკის განსაზღვრა. პ.ავალიშვილმა (*Авалишвили, 1952*) აქ შეგროვილი ფაუნის საფუძველზე (*Spondylus buchi* Phil., *Nummulites bouillei* de la Harpe., *Discocyclina sella* Shlum. ი.კაჭარავას განსაზღვრა) ყემულთას ქვიშაიანი კირქვები ზედაეოცენურს მიაკუთნა. ი.კაჭარავა (*Качаравა И., 1961*) ამ ნალექებს ლეჩხუმის აღვის ჰორიზონტის ქანებთან მსგავსების საფუძველზე ასევე ზედაეოცენურად მიიჩნევდა.

ეოცენური ნორმულ-დანალექი წყების უკიდურესი დასავლეთი გამოსავალი გვხვდება სოფ.ჩორდთან, სადაც ბარიტის საბადოსკენ მიმავალ სამანქანო გზის გასწვრივ ძირითადად კვარცგრავაკული და ოლიგომიქტური კარბონატული ქვიშაქვებია გავრცელებული და ნაკლებად - კირქვები. ეს ნალექები მდიდარია მიკრო და მაკრო ფაუნით, რომელიც აღწერილი აქვს ვ.ეპიტაშვილს (1965) და ამ ნალექებს ზედაეოცენურად ათარიღებს.

### 3.2.2. ოლისტოსტრომები

ოლისტოსტრომები (ლოდ-ბრექციების წყება) საკვლევ რაიონში როგორც წესი, ეოცენური ნორმულ-დანალექი ქანების ჩრდილოეთითაა გავრცელებული და თითქმის ყოველთვის ფლიშური შეცოცების ფრონტალურ ხაზს უკავშირდება. ოლისტოსტრომების ასაკი რიგი წლების მანძილზე სადავო იყო, რაც გამოწვეულია მათი ძლიერი ტექტონიკური დამუშავებით და ამ რაიონში ფაუნის არარსებობით.

საკვლევ რაიონში ლოდ-ბრექციების არსებობა პირველად ვ.ბოგაჩოვმა (Богачев, 1928) აღნიშნა მდ.დრამულას გასწვრივ და მათ „ბრექცია-კონგლომერატებს“ უწოდებდა, რომლებსაც ეგზოტექტონიკურ წარმონაქმნად მიიჩნევდა. იქ სადაც „ბრექცია-კონგლომერატები“ მასიური კირქვებით იყო აგებული, ვ.ბოგაჩოვი მათ ურგონულ ფაციესს აკუთვნებდა და ზედაიურულად მიიჩნევდა. ავტორი მართებულად მიუთითებდა ლოდ-ბრექციების ტექტონიკურ კონტაქტზე ფაუნაზე ეოცენურ კირქვებთან, რაც ლოდ-ბრექციების ასაკის არასწორი განსაზღვრით იყო გამოწვეული.

რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში, (სოფ.სოფ. ხვცესა და რაროს შუა) ლოდ-ბრექციების არსებობა პირველად ნ.ვასოვიჩმა (Васоевич, 1930) შენიშნა. ლოდ-ბრექციების შემადგენელი კირქვების ნატეხების (რომელიც ავტორს ზედაიურილად მიაჩნდა) შედარებამ მდ.არაგვის აუზის ანალოგიურ წარმონაქმნებთან, ავტორს საშუალება მისცა საკვლევ რაიონში არსებული ოლისტოსტრომებიც ეოცენურად დაეთარილებინა.

რაიონის დასავლეთ ნაწილში არსებული ლოდ-ბრექციების ასაკი ნ.კანდელაკის (Канделаки, 1934), ი.კახაძის და ნ.კანდელაკის (Кахадзе, Канделаки, 1940) აზრით ზედაიურული იყო (ოქსფორდულ-ლუზიტანური) და რიფული კირქვების თანმხლებ ფაციესად მიიჩნევდნენ.

ლოდ-ბრექჩიების ზედაიურული ასაკი საეჭვო გახდა მას შემდეგ, რაც ი.მარკოზიამ (Маркозия, 1948) ცხანარ-ფასრალის მონადირეებში დანიური ასაკის ზღარბები (ა.ცაგარელის განსაზღვრა) იპოვა იმ კირქვებში, რომლებიც კლდებოძალის ლოდ-ბრექჩიების ქვეშმდებარე ქანების ანალოგიურია.

ამავე უბანზე ჩატარებული კვლევების შედეგად ნ.ბენდუქიძემ (1951) ახლებურად გააშუქა ლოდ-ბრექჩიების ასაკი, რაც ემყარებოდა იმ დაკვირვებას, რომ „მწვერვალ კლდებოძალის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობზე დანიურ კირქვებს ხარვეზის შემდეგ მოყვება რამდენიმე ათეული მეტრის სიმძლავრის მერგელოვანი ქვიშაქვები. მათ ზედა ნაწილში, მიმართებაზე, დასავლეთით 500-იოდე მეტრის მოშორებით, ნაპოვნია *Nummulites* sp. ამ ქვიშაქვებს მოსდევს ქარსიანი მარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და საშუალომარცვლოვანი კონგლომერატ-ბრექჩიების შრეებისაგან შემდგარი 10-12 მ სიმძლავრის დასტა, რომელშიც ნაპოვნია ზედაეოცენური *Nummulites* cf. *Bouillei* de la Harie. აღნიშნულ დასტას საკმაო ხარვეზის შემდეგ მოსდევს ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვები. ქარსიანი ქვიშაქვებისა და ბრექჩია-კონგლომერატების დასტა ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულებით გადადის ლოდ-ბრექჩიულ-კონგლომერატულ წყებაში. აღნიშნულიდან გამომდინარე ავტორი ლოდ-ბრექჩიებს ზედაეოცენურად ათარიღებს.

ლოდ-ბრექჩიული წყების ცემენტში და მის შუაშრეებში, მიუხედავად დეტალური ძებნისა, ჩვენს მიერ საკვლევ რაიონში ფაუნა ვერ იქნა აღმოჩენილი. არც მიკროფაუნაზე 80-მდე ნიმუშის დამუშავებამ მოგვცა შედეგი.

აქ უნდა შევნიშნოთ, რომ დაშვება იმისა, რომ ნორმულ-დანალექი ზედაეოცენური ნალექები ფაციესურად ჩანაცვლებულია ლოდ-ბრექჩიებით, არ უნდა შეესაბამებოდეს სინამდვილეს, რადგანაც ოლისტოსტრომები ტექტონიკურ შეხებაშია მის სამხრეთით განლაგებულ სხვადასხვა ასაკის, მათ შორის ზედაეოცენურ ნალექებთან. ეს კანონზომიერება გაიდევენება კავკასიონის მთელ სამხრეთ ფერდობზე.

როგორც დავინახეთ, საკვლევ ტერიტორიაზე ოლისტოსტრომები ფაუნისტურად სუსტადაა დახასიათებული, რის გამოც პირდაპირი საბუთი მათი ზედაეოცენური ასაკის შესახებ არ არსებობს. მაგრამ თუ გავითვალისწინებთ იმ ფაქტს, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის ოლისტოსტრომების ასაკი ზოგ ადგილას განსაზღვრული იყო ლოდ-ბრექჩიების (ოლისტოსტრომების) ცემენტში ნაპოვნი ნუმულიტების ფაუნით (Ренгартен, 1924; Варенцов, Мордовский, 1954; Качарава, 1955; Мревлишвили, 1960; Леонов, 19751; Майсадзе, 1994), მათი ზედაეოცენური ასაკი, ჩვენი აზრით, საკვლევ რაიონშიც საეჭვო არ უნდა იყოს.

საყურადღებოა, რომ ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები გავრცელებულია აგრეთვე ალპური სარტყლის სხვა ნაწილებშიც: ალპებში, კარპატებში, დინარიდებში და ბალკანიდებში (უფრო დეტალურად იხ. თავი 5). ყველა ამ ნაოჭა სისტემაში ეს ოლისტოსტრომები ზედა ეოცენურის ზედა ნაწილს მიეკუთვნება და მათი წარმოშობა უკავშირდება დანაოჭების პირენეულ ოროგაზის (Майсадзе, 1984). გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ კარპატები, სადაც ოლისტოსტრომები მოიცავს მთელ ზედაეოცენურს (Maisadze, 2008).

აღსანიშნავია, რომ უკანასკნელ დროს ნანოპლანქტონის შესწავლის საფუძველზე კავკასიონის ოლისტოსტრომების, ისევე როგორც მათი შემცავი ნალექების: მერგელების, კიქვების, არგილიტებისა და ქვიშაქვიანი ტურბიდიტების ასაკი განსაზღვრულია როგორც ზედამიოცენურ-ქვედაპლეისტოცენური (Гавтаძე, Мревлишვილი, 2006) ამ შრომის ავტორები თვლიან, რომ ზედაეოცენური ნუმულიტები და ნანოფოსილიები, რომლებიც ბევრ ადგილას იყო ნაპოვნი ამ ნალექებში, ყველგან გადალექილია და მეორად განლაგებაში იმყოფება. მაგრამ ჩვენი აზრით (Гамკრელიძე, Маисадзе, 2016) ოლისტოსტრომების გვიანმიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ ასაკს ეწინააღმდეგება მრავალი უდავო გეოლოგიური ფაქტი. კერძოდ, კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე აღნიშნული ოლისტოსტრომები ზოგან გადაფარულია ქვედაოლ-

იგოცენური ნალექებით. მაგალითად, კახეთის ფარგლებში ტექტონიკურ ფანჯრებში გამოძვალ კინტის წყებაში. ამავე დროს, დუმეთის წყება (რომელიც ქართლის დეპრესიაშია განვითარებული) მისი გეოლოგიურ ჭრილში მდებარეობით და მასში ნაკონი ხმელეთის მტკნარი წყლის მოლუსკებისა და ხერხემლიანების ფაუნის საფუძველზე, დათარიღებულია მეოტურ-პონტურად. ის აგებულია ძირითადად ცარცული ასაკის კირქვის ლოდებითა და ქვარგვალეობით, რაც იმას ნიშნავს, რომ ამ დროს ზღვიური აუზი, რომელშიც ილექებოდა ოლისტოსტრომები და მასთან ერთად ღრმა წყლის ნალექები (მერგელები და ტურბიდიტები), არ შეიძლება არსებულიყო ფიშური აუზი კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე.

ჩვენ ვთვლით, რომ ოლისტოსტრომების და შემცველი ნალექების გვიანმიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ ასაკს კატეგორიულად ეწინააღმდეგება აგრეთვე ფლიშური ზონის დანაოჭებული და უკვე შარირებული ცარცული და პალეოგენური ნალექების, მათ შორის ოლისტოსტრომების, გადაფარვა მძლარი (1600 მ) ალფაგილურ აფშერონული ასაკის (ცივის წყება) კონტინენტური კონგლომერატებით (ნეოავტოქთონი) (Гамкრелидзе, Маисадзе, 2016).

ამრიგად, აღნიშნული ოლისტოსტრომების ზედაეოცენური ასაკი ეჭვს არ უნდა იწვევდეს. ამაზე მიუთითებს ასევე კავკასიონი სამხრეთ ფერდობზე გავრცელებული ეოცენური ნალექების ფაციესების ანალიზი და მათი ჭრილების კორელაცია (Маисадзе, 1984).

### 3.3. პეტროგრაფიული დახასიათება

#### 3.3.1. ნორმულ - დანალექი ქანები

ეოცენური ნორმულ-დანალექი ქანები მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს, და როგორც წესი, ოლისტოსტრომების სამხრეთითაა განვითარებული და ხშირად უშუალო შეხებაშია

მათთან. მცირე მათი ნაწილი გვხვდება უფრო სამხრეთითაც, ძველ ნალექებზე ეროზიული ქუდების სახით შემორჩენილი.

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ნორმულ-დანალექი ქანები მცირე სიმძლავრის შუაშრეებისა და დასტების, ზოგჯერ კი ჩანართების სახით, მონაწილეობს ოლისტოსტრომების აგებულებაშიც.

ნორმულ-დანალექი წყება წარმოდგენილია ქვიშაქვებით, კირქვებით, მერგელებით და თიხაფიქლებით, რომლებიც არათანაბარი გავრცელებით სარგებლობს და განსხვავებულ როლს თამაშობს წყების აგებულებაში.

### ქ ვ ი შ ა ქ ვ ე ბ ი

ქვიშაქვები ეოცენურ ნორმულ-დანალექ წყებაში ყველაზე ფართო გავრცელებით სარგებლობს და მთელი წყების 60-70 % შეადგენს. ისინი კარგად გამოხატული 5-10 სმ სისქის შრეებითაა წარმოდგენილი. მათი უმეტესი ნაწილი მკვრივი, მტკიცედ შეცემენტებული, ზოგჯერ დაფიქლებული ქანებია.

ქვიშაქვების მთავარი შემადგენელი კომპონენტებია კვარცი, მინდვრის შპატები და ქანის ნატეხები. ქანში მათი შემცველობიდან გამომდინარე ჩვენ გვაქვს ოლიგომიქტური და პოლიმიქტური ქვიშაქვები. უკანასკნელნი, არკოზულ-კვარციანი და გრაუვაკულ-კვარციქნი სახესხვაობებითაა წარმოდგენილი. აღნიშნული სახესხვაობები გამოყოფილია გ.ძოწენიძის (1963) ქვიშაქვების კლასიფიკაციის სქემის მიხედვით.

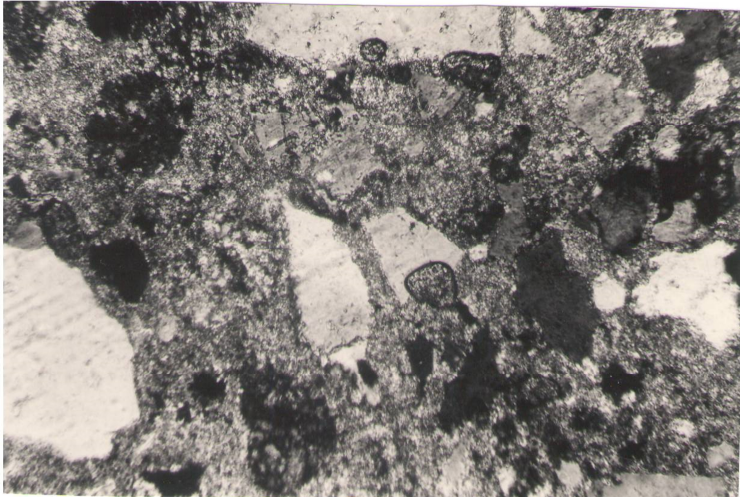
**ოლიგომიქტური ქვიშაქვები** ფართო გავრცელებით სარგებლობს. მათი გამოსავლები აღინიშნება ერწოს ტბის და სოფ.სოფ. ყემულთასა და ცხანარი-ფასრალს მიდამოებში.

მაკროსკოპულად ეს ქვიშაქვები მოყვითალო-ნაცრისფერი, მკვრივი ქანებია, რომლებსაც ზოგჯერ მომწვანო ფერი გადაკრავს. ძირითად შემადგენელ კომპონენტებს კვარცი და პლაგიოკლაზი წარმოადგენს, რომელთა ზომები ძირითადად საშუალო-



მარცვლოვანია. იშვიათად გვხვდება ქანის ნატეხები და ქარსისა და კალიშპატის მინერალები (სურ. 27).

კვარცი ქანში წამყვანი მინერალია და ქარბოზს პლაგიოკლასებს, როგორც რაოდენობრივად, ისე ზომებითაც, მათი მარცვლების დიამეტრი 0,2-0,5 მმ ფარგლებში ცვალებადობს. ისინი იზომეტრული ფორმებით ხასიათდება და უმეტესად დაკუთხულია. გვხვდება როგორც ტალღური, ისე ნორმული ჩაქრობის მქონე მარცვლები. ზოგიერთ შლიფში კვარცის რაოდენობა იმდენად გაზარდილია, რომ ქანს შეიძლება კვარციანი ქვიშაქვაც ვუწოდოთ.



სურ. 27. ოლიგომიქტური ქვიშაქვა კარბონატული ცემენტით  
ნიკ.+, X 50

პლაგიოკლასი დამორჩილებული რაოდენობითაა და წარმოდგენილია ალბიტ-ოლიგოკლასებით. მათი მეტი ნაწილი სალია ან სუსტადაა პელიტიზირებული და გასერიციტებული. ზოგიერთ მარცვალში შეინიშნება წვრილი პოლისინთეტური დამრჩობლება. ქანის ნატეხები მცირე რაოდენობითაა და წარმოდგენილია ეფუზივებითა და კვარციტებით. ეფუზივები, როგორც წესი მეორადი პროცესებითაა შეცვლილი.

ქვიშაქვების ცემენტი ძირითადად ბაზალურია და კარბონატითაა წარმოდგენილი, იშვიათად - თიხოვან-სერიციტული მას-

ით. ქანში ზოგჯერ მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება რკინის ჰიდროქანგები, რომლებიც უსწორმასწორო ფორმის უბნებს ქმნის. ოლიგომიქტური ქვიშაქვების ზოგი ნიმუში გამდიდრებულია ორგანოგენულ-დეტრიტული მასალით.

დასასრულ უნდა აღინიშნოს, რომ აღნიშნულ ქვიშაქვებთან ერთად გვხვდება ალევროლითებიც, რომლებიც შედგენილობით ოლიგომიქტური ქვიშაქვების მსგავსია, ოღონდ მათი შემადგენელი კომპონენტების ზომები უფრო მცირეა და ცვალებადობს 0,01-0,1 მმ ფარგლებში.

*პოლიმიქტური ქვიშაქვებიდან* აღსანიშნავია *არკოზულ-კვარციანი სახესხვაობა*, რომელიც მცირე გავრცელებით სარგებლობს. მათი ძირითადი გამოსავლები გვხვდება სოფ.ყემულთას ქვიშიანი კირქვების ზოლში შუაშრეების სახით.

აღნიშნული ქვიშაქვები უმეტესად საშუალო - და მსხვილმარცვლოვანია. მაკროსკოპულად ისინი ღიანაცრისფერი მკვრივი ქანებია, რომელთა შემადგენლობაში მონაწილეობს კვარცი, მინდვრის შპატი და ქანის ნატეხები. მათი ზომები საშუალოდ 0,2-0,8 მმ ფარგლებშია. კვარცი და მინდვრის შპატი უმეტესად დაუმუშავებელია, მაშინ როდესაც ქანის ნატეხებს დამუშავება კარგად ემჩნევა (სურ. 28).

კვარცი დიდი რაოდენობითაა და ქანის წამყვან მინერალს შეადგენს. ის არასწორი დაკუთხული ფორმებით ხასიათდება ან სუსტად დამუშავებული მარცვლებით, რომელთა ზომები აღემატება ქანის შემადგენელ სხვა კომპონენტების ზომებს. კვარცის უმეტეს ნაწილს ტალღური და მოზაიკური ჩაქრობა ახასიათებს.

პლაგიოკლაზი ასევე მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა, თუმცა კვარცთან შედარებით ნაკლებია. ის სუსტად გაპელიტებული და გასერიციტებულია და ალბიტ-ოლიგოკლაზითაა წარმოდგენილი.

კალიშპატი შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა. მათი არსებობა შლიფში კარგად დგინდება მიკროკლინის მარცვლების არსებობით, რომელთაც ზოგჯერ მათთვის დამახასიათებელი

ბელი მესერი (სურ. 29) და პერტიტული შენაზარდები ემჩნევა. იშვიათად კალიშპატებში რეგენერაციის მოვლენაც შეიმჩნევა.



*სურ.28. არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვა  
ნიკ.+ X 50*

ქანის ნატეხები ქვისაქვებში მცირე რაოდენობითაა და ძირითადად ეფუზივებითაა წარმოდგენილი. მათი უმეტესი ნაწილი თიხოვან-სერიციტულ მასაშია გადასული. იშვიათად მათი რაოდენობა მომატებულია ქანში და მაშინ ის გრაუვაკულ-არკოზულ სახესხვაობაში გადადის.

არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვების ცემენტი შევსების ტიპისაა, რომელსაც ავსებს ქლორიტ-ჰიდროქარსული მასა. ზოგჯერ ქანი კალციტის ძარღვებითაა დასერილი, რის შედეგადაც ცემენტის ნაწილი გაკარბონატებულია. აღწერილი ქვიშაქვების ნატეხები აღმოჩენილი იქნა მხოლოდ სოფ.მუგუთის მიდამოებში, სადაც ისინი მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება.

**გრაუვაკულ-კვარციანი ქვიშაქვები** მომწვანო-ნაცრისფერი ან მუქი ნაცრისფერი ქანებია, რომლებიც მცირე გავრცელებით ხასიათდება. მათი შემადგენელი მინერალები წარმოდგენილია კვარციტ, მინდვრის შპატით და ქანის ნატეხებით, რომელთა ზო-

მეზო 0,3-1,8 მმ ფარგლებში ცვალებადობს და, შესაბამისად გვაქვს მათი საშუალო- და მსხვილმარცვილმარცვილოვანი სახესხვაობები. ეს უკანასკნელნი სჭარბობს და უპირატესად მინერალებითაა აგებული და ქანის ნატეხები დამორჩილებულია.



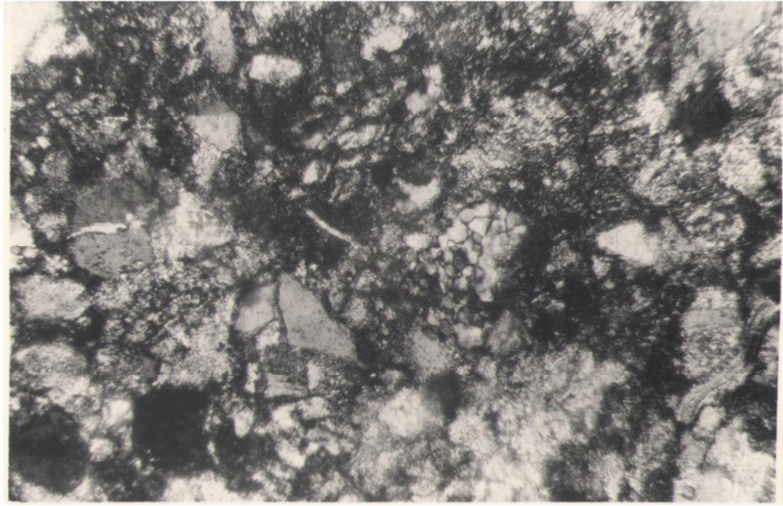
*სურ. 29. მიკროკლინის კრისტალი მესრისებური ბადით  
ნიკ.+, X 130*

კვარცი ქანის წამყვანი კომპონენტია, რომელიც 0,2-0,4 მმ დიამეტრის დაკუთხული ან სუსტად დამუშავებული ფორმებით ხასიათდება. მათი ნაწილი ეფუზური წარმოშობისაა, ხოლო ნაწილი ტალღური ჩაქრობით ხასიათდება, რომელთა თანაფარდობა ქანში ხშირად ცვალებადია. მინდვრის შპატი ალბიტ-ოლიგოკლ-აზის პლაგიოკლასითაა წარმოდგენილი, რომელთა ნაწილი გასოსურიტებული, გასერიციტებული და გაკარბონატებულია, ნაწილი კი შედარებით საღია და, ზოგჯერ, პოლისინთეტური მრჩობლები ახასიათებს. მცირე რაოდენობით გვხვდება ასევე მუსკოვიტისა და ბიოტიტის დეფორმირებული ქერცლებიც.

ქანის ნატეხები უმეტესად ეფუზივებია, რომელიც დამორჩილებული რაოდენობითაა. ისე როგორც კვარციტისა და პელ-



იტოლითის ნატეხები, რომელთა საერთო რაოდენობა ქანის მოცულობის 30 % არ აღემატება.

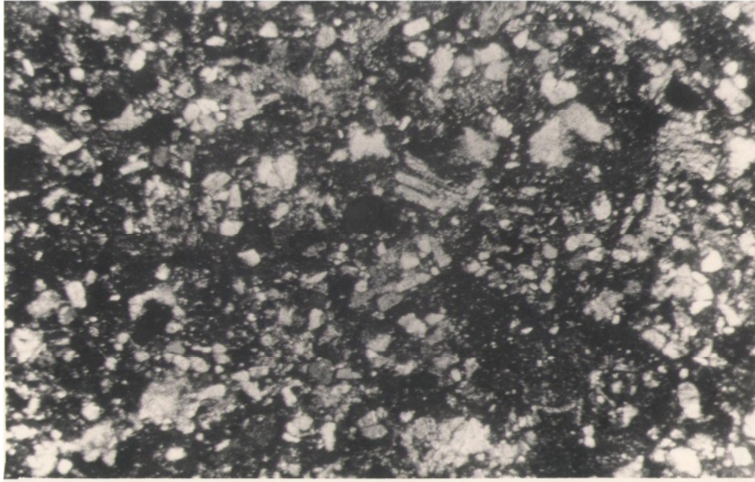


*სურ.30. მსხვილმარცვლოვანი გრაუვაკულ-კვარციანი ქვიშაქვა  
ნიკ.+, X 50*

ქვიშაქვების ცემენტი უპირატესად ბაზალური ან შვესების ტიპისაა და წარმოდგენილია ქლორიტჰიდროქარსული მასით. ზოგჯერ ქანი კალციტის მარდვებითაა დასერილი, რის შედეგადაც ცემენტის როლს უკვე კარბონატი ასრულებს.

ქვიშაქვების ცალკეული სახესხვაობა არაერთგვაროვანი შედგენილობისაა და ზოლებრივი ტექსტურით ხასიათდება. შლიფის ერთი ნაწილი ფსამიტური ზომის მარცვლებითაა აგებული, ხოლო მეორე ნაწილი - ალევროლითს წარმოადგენს.

გამონაკლისის სახით გვხვდება გრაუვაკული ქვიშაქვებიც, რომელთა მსხვილმარცვლოვან სახესხვაობაში წამყვანი როლი უკავია პელიტომორფული კირქვების და პორფირიტის ნატეხებს. მინერალები ქანის აგებულებაში დამორჩილებული რაოდენობითაა და წარმოდგელობს კვარციტს და პლაგიოკლაზით. ცემენტი ქლორიტ-ლიმონიტური მასითაა წარმოდგენილი. აღწერილი ქვიშაქვები თავისი შედგენილობიდან და სტრუქტურიდან გამომდინარე, მიკსტ-გრაუვაკულ ქვიშაქვებს მიეკუთვნება.



სურ. 31. საშუალომარცვლოვანი გრაუვაკულ-კვარციანი ქვიშაქვა  
ნიკ.+, X 17

### კ ი რ ქ ვ ე ბ ი

კირქვები ეოცენურ წარმონაქმნებში, განსაკუთრებით ოლისტოსტრომებში, მნიშვნელოვან როლს თამაშობს. მათი ჩანართები ხშირად წამყვანი კომპონენტია ლოდ-ბრექჩიების აგებულებაში. აქ ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვების ოლისტოლითები იგულისხმება, რომლებიც გამოირჩევა როგორც რაოდენობით, ისე ზომების მიხედვით. დამორჩილებული რაოდენობით ლოდ-ბრექჩიებში გვხვდება ასევე სუბპლატფორმული ცარცული კირქვის ჩანართებიც.

ჩვენი განხილვის ობიექტს ეოცენური ნორმულ-დანალექი წყების კირქვები წარმოადგენს, რომლებიც ქვიშაქვებთან შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა და წარმოდგენილია ქვიშიანი და პელიტომორფული სახესხვაობებით.

ქვიშიანი კირქვები ნაცრისფერი, მკვრივი ქანებია, გამოფიტულ ზედაპირზე მომწვანო ფერი გადაკრავს. მაკროსკოპულად ხშირად მათი გარჩევა კარბონატული ქვიშაქვებისგან გაძნელებულია.

ქვიშიანი კირქვების ძირითადი ნაწილი წვრილმარცვლოვანი, იშვიათად პელიტომორფული კარბონატითაა წარმოდგენილი. ისინი როგორც წესი, მეტ-ნაკლები რაოდენობით (10-40 %) შეიცავს ტერიგენულ მინარევს კვარცის, მინდვრის შპატისა და ქანის ნატეხების სახით. ამათგან კვარცი ყველაზე მეტი რაოდენობითაა და საშუალოდ 0,1-0,3 მმ ზომისაა, იშვიათად ზოგი მათგანის ზომა 0,4-0,5 მმ აღწევს. მინდვრის შპატი 0,1-0,2 მმ ზომის ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზებითაა წარმოდგენილი. ზოგ ინდივიდში პოლისინთეტური მრჩობლებიც შეინიშნება. რაც შეეხება ქანის ნატეხებს, ისინი უმნიშვნელო რაოდენობითაა და უპირატესად გაქლორიტებული ეფუზივებითაა წარმოდგენილი.

სოფ.ყემულთას გაშიშვლებაში სამანქანო გზის გასწვრივ (სურ. 32) კარგად ჩანს ჩანართის ფორმის რამდენიმე მეტრის სიგრძის სხეული, რომელიც მთლიანად ორგანოგენულ კირქვას წარმოადგენს, რომელიც გაჭედილია დისკოციკლინებით და, მცირე რაოდენობით - ნუმულიტებით.

*პელიტომორფული კირქვები* მცირე გავრცელებით სარგებლობს. მათი გამოსავლები აღინიშნება მდ.ღრამულას ხიდთან სამანქანო გზაზე (სურ. 12), ერწოს ტბასთან და სოფ.ერწოსთან სამანქანო გზის მკვეთრ მოსახვევთან. აღნიშნული კირქვების უმეტესი ნაწილი ფორამინიფერებს შეიცავს. ხშირად ეს კირქვები მაკროსკოპულად მსგავსია ზედაიურული კირქვებისა. ზოგან ისინი კარსტული რელიეფითაც ხასიათდება (ერწოს ტბასთან).

პელიტომორფულ კირქვების შლიფებში დიდი რაოდენობით აღინიშნება მაკრო - და მიკროფაუნის დეტრიტუსი. ზოგ შლიფში მცირე რაოდენობით გვხვდება კვარცისა და მინდვრის შპატის მინარევები. იშვიათად მათში გვხვდება კირქვის დამუშავებული ნატეხებიც. ზოგან შეინიშნება ქალცედონის სფეროლიტები. კირქვები ხშირად დასერილია კალციტის ძარღვებით.



*სურ. 32. ქვიშიანი კირქვების გამოსავალი სოფ.ყემულთასთან  
(სამანქანო გზის გაწვრივ)*

### მერგელები და თიხაფიქლები

ეოცენური ასაკის ნორმულ-დალექ წყებაში ამ ჯგუფის ქანები უმნიშვნელო რაოდენობითაა, რომლებიც ძირითადად შუაშრეების სახით გვხვდება როგორც ნორმულ-დანალექ წყებაში, ისე ოლისტოსტრომებში. ამ უკანასკნელში მათი დიდი ზომის ჩანართებიც გვხვდება.

მაკროსკოპულად მერგელები მოყავისფრო-ნაცრისფერი, ზოგჯერ მომწვანო-ნაცრისფერი ქანებია, რომლებშიც კვარცის და მინდვრის შპატის მინარევია 10-20 % რაოდენობით.

მაკროსკოპულად თიხაფიქლები მუქი-ნაცრისფერი, ზოგჯერ - მოშავო-ნაცრისფერი, დაფიქლებული ქანებია და ძლიერ ჰგავს ლიასური ასაკის თიხაფიქლებს. აღნიშნული ქანების ჩანართები ოლისტოსტრომებში აღინიშნება სოფ.მუგუთის ქრილში (სურ. 25).



## ფლიშოიდური ნალექები

ამ სახელწოდებით გამოყოფილია ქანების გარკვეულ ჯგუფი, რომელიც განსხვავდება ზემოაღწერილ ნორმულ-დანალექი ნალექებისაგან. პირველ რიგში ამ ჯგუფში გაერთიანებულ ქანებს ახასიათებს მკაფიოდ გამოხატული რიტმულობა, რასაც ქვიშაქვებისა და მერგელების შრეები ქმნის. სწორედ ეს გარემოება განაპირობებს მათ მსგავსებას ფლიშურ წარმონაქმნებთან. ვინაიდან ფლიშური ნალექებისთვის დამახასიათებელ სხვა ნიშნებს (ფლიშური ფიგურები, ინტენსიური დანაოჭება და სხვ.) არ ატარებს, ამიტომ მათ პირობითად ფლიშოიდურ ნალექებს ვაკუთვნებთ.

ფლიშოიდური ნალექები მცირე გავცელებით სარგებლობს და საკვლევი რაიონის მხოლოდ ერთ ადგილზე - სოფ. ზემო ყემულთასთან გვხვდება (სურ. 33), სადაც ისინი 150-200 მ მანძილზე, მცირე ხარვეზით (15-20 მ), ორ დამოუკიდებელ გამიშვლებას ქმნის.

აღნიშნული ნალექების აგებულებაში მონაწილე ქვიშაქვები საშუალო და - მსხვილმარცვლოვანია და ოლიგომიქტური შედგენილობისაა. მისი შრეები 5-20 სმ სიმძლავრისაა, რომელთა მეტი ნაწილი კარბონატულია.

მერგელები, რომლებიც ქვიშაქვებთან 10-15 სმ სიმძლავრის დასტებს სახით მორიგეობს, შესამჩნევი ფიქლეობრით ხასიათდება. მათ ხშირად ზოლებრივი ტექსტურა ემჩნევა და დასერილია სხვადასხვა სიმძლავრის კალციტის ძარღვებით. აღწერილი ფლიშოიდური ქანების ელემენტებია:  $\text{NO} - 10^\circ$ , დაქანების კუთხე -  $40^\circ$ .  
გამიშვლების სიმძლავრე - 10-12 მ.

ფლიშოიდურ ნალექებში მონაწილე ქვიშაქვები მსგავსია ნორმულ-დანალექი წყების ოლიგომიქტური ქვიშაქვებისა. აქაც წამყვანი მინერალებია კვარცი და მინდვრის შპატი. განსხვავება მათ შორის ისაა, რომ ფლიშოიდურ ქვიშაქვებში შესამჩნევადაა მომატებული ქარსის (მუსკოვიტის) შემადგენელი. ამასთან, დამორჩილებული რაოდენობით მონაწილეობს გლაუკონიტი და ცირკონი. ქვიშაქვის ცემენტი შევსების ტიპისაა და წარმოდგენილია

კარბონატით, რომელიც ხშირად რკინის ჰიდროქსიდითაა გამდი-  
დრებული.



*სურ.33. ფლიშოიდური ნალექების გაშიშვლება  
სოფ. ზემო ყემულთასთან სამანქანო გზის გასწვრივ*

აღწერილი ფლიშოიდური ნალექები მიმართებაზე ოლის-  
ტოსტრომებს აწყდება. თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას,  
რომ საკვლევ ტერიტორიაზე მსგავსი ფლიშოიდური წარმონა-  
ქმნები არსად არ შეგვხვედრია, ბუნებრივია დავუშვათ, რომ ეს  
ფლიშოიდური ნალექები წარმოადგენს დიდი ზომის ჩანართს  
(ოლისტოპლაკს) ოლისტოსტრომში. სხვანაირად ძნელია იმის  
წარმოდგენა, რომ ასეთ მცირე მანძილზე (300-400 მ) გვექნოდა  
ორი მკვეთრად განსხვავებული სედიმენტაციური აუზი, სადაც  
ერთის მხრივ ფლიშოიდური წარმონაქმნები ილექებოდა, ხოლო  
სიახლოვეში - ოლისტოსტრომები.

### **3.3.2. ვულკანოგენ - დანალექი წარმონაქმნები**

როგორც ჭრილების აღწერიდან დავინახეთ, საკვლევ ტერი-  
ტორიაზე გავრცელებულ ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომების

აგებულებაში ოლისტოლითების და ოლისტოპლაკების სახით მონაწილეობს ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები, რომლებიც მაკროსკოპულად ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ქანების მსგავსია. საველე პირობებში მათი გარჩევა შესაძლებელია ბაიოსურზე ახალგაზრდა ასაკის ჩანართების (ძირითადად ზედაიურული კირქვების) საშუალებით. ეს ვულკანოგენები, წარმოადგენდა რა ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების (ლოდ-ბრექჩიების) შემადგენელ კომპონენტს, ბუნებრივად მიიჩნეოდა გვიანეოცენური ვულკანიზმის პროდუქტად (მაისაძე, 1969).

ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები, მათ შორის ეს ვულკანოგენებიც, შეუსწავლელი იყო. ამ ნაშრომით პირველად მოხდა მათი კომპლექსურური დეტალური შესწავლა, მათ შორის ვულკანიტების პეტროგრაფიული შესწავლა, რომლის შედეგებიც სრულად პირველად ამ წიგნში ქვეყნდება.

საველე სამუშაოების ჩატარების დროს, ოლისტოსტრომებში ჩვენი ყურადღება მიიქცია ორმა ერთმანეთისაგან საკმაოდ განსხვავებულმა ფაციესმა.

პირველი მათგანი გადანალექი წარმოშობის ლოდ-ბრექჩიებით არის წარმოდგენილი, რომელიც აგებულია სხვადასხვა ზომის და შედგენილობის ქანის ნატეხებისაგან. მათ შორის წამყვან როლს ზედაიურული რიფული კირქვების და ბაიოსური ვულკანიტების ჩანართები ასრულებს, რომელთა ზომები ხშირად ათეული მეტრებით გაიზომება და ოლისტოპლაკებს წარმოადგენს. ჩანართები შეცემენტებულია ძლიერ გამოფიტული თიხოვანი მასით.

რაც შეეხება მეორე ფაციესს, ის მუქი ნაცრისფერი, შედარებით ერთგვაროვანი აგებულების მკვრივი ქანებითაა წარმოდგენილი, სადაც წამყვანი როლი ვულკანოგენ წარმონაქმნებს უკავია, რომელთა ნატეხები დაკუთხულია ან სუსტადაა დამუშავებული. რაც შეეხება კირქვებს და სხვა უცხო ქანის ნატეხებს, ისინი დამორჩილებული რაოდენობითაა ან სულაც არ აღინიშნება. კირქვის ჩანართების ზომები 1-1,5 მ არ აღემატება.

როგორც კვლევამ გვიჩვენა, ეს მეორე ფაციესი ფუძე ვულკანიზმის პროდუქტს წარმოადგენს და ბაზალტური შედგენილობის ვულკანოკლასტოლითებით და ეფუზივებითაა წარმოდგენილი (იხ. ცხრ. 5, 7), სადაც ვულკანოკლასტოლითები გაბატონებულია და აგლომერატული ტუფებითა და აგლომერატული ტუფიტებითაა წარმოდგენილი. თავისი ქიმიზმით აღნიშნული ვულკანოგენები სილიციუმით სუსტად გაჯერებულ, ტუტეებით ღარიბ კირ-ტუტე სერიის. ქანების ჯგუფს მიეკუთვნება (სურ. 40).

ბაიოსური ვულკანოგენური წყებისგან განსხვავებით, ოლისტოსტრომების ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებს, გარდა კირქვების ჩანართების არსებობისა, გარკვეული ნიშნებიც ახასიათებს. კერძოდ, მათ ხაზობრივი გავრცელება აქვს და. სივრცობლივად თითქმის ყოველთვის ფლიშური ნალექების შეცოცების ხაზს უკავშირდება. გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ მწვ.უკივლეთა-კლებოძალის მიდამოები.

ვულკანოკლასტოლითებში წამყვან როლს ფუძე შედგენილობის ბაზალტური სხვადასხვა პორფირიტის ნატეხები ასრულებს. მათგან ყველაზე უფრო ფართო გავრცელებისაა ავგიტ-ლაბრადორიანი და ავგიტ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტები. ვულკანოგენ წარმონაქმნებში უცხო ქანის ჩანართები დამორჩილებული რაოდენობითაა. მათი ზომები 5-20 სმ ფარგლებში ცვალებადობს, იშვიათად გვხვდება ერთეული მეტრის სიდიდის ლოდებიც. ვულკანოგენის ნატეხებთან შედარებით უცხო ქანის ნატეხები დამუშავების ნიშნებს ატარებს (სურ. 34), თუმცა ხშირად დაკუთხული და უსწორმასწორო ფორმებიც ახასიათებს (სურ. 35).

იმის მიხედვით, თუ რა რაოდენობითაა ვულკანოგენურ წარმონაქმნებში უცხო ქანის ნატეხების ჩანართები, გამოიყოფა აგლომერატული ტუფები (5 %-მდე) და აგლომერატული ტუფიტები (50 %-მდე).

ვულკანოგენურ წარმონაქმნების შემადგენლობაში ეფუზივები დამორჩილებულ როლს თამაშობს. საკვლევ ტერიტორიაზე

მათი მხოლოდ ორი გამოსავალი შეგვხვდა (ერთი - სოფ.ლესორასთან, მდ.ჯეჯორას მეორე მარჯვენა შენაკადის ხევში და მეორე - სოფ.სოფ. ნოგკაუსა და შუა-ჭალას შუა, სამანქანო გზის გასწვრივ). არაა გამორიცხული, რომ ისინი უფრო ფართო გავრცელებით სარგებლობდეს, მაგრამ იქ სადაც ძლიერი ტექტონიკური მსხვრევის ზონებია, მათ ვერ გავარჩევთ. განსაკუთრებით ეს ეხება მდ.ხალივ-დონის და მდ.ღრამულას ხეობებში არსებულ გამოსავლებს.



*სურ. 34. ზედაიურული ქირქვის დამუშავებული ჩანართი ვულკანოგენ-დანალექ ქანში (მდ.ღრამულას მარცხენა ნაპირი)*

ეფუზივების პირველი გამოსავალი (სოფ.ლესორასთან) წარმოდგენილია ოლივიანიანი ბაზალტების 5-6 მ სიმძლავრის ლავური განფენის სახით, რომელიც ზევით ლავურ ბრექჩიაში გადადის. რაც შეეხება მეორე გამოსავალს (სოფ. სოფ. ნოგკაუსა და შუა-ჭალას შორის), ის ლავურ ბრექჩიას წარმოადგენს, რომლის ნატეხები და შემაცემენტებელი ლავა ავგიტ-ლაბრადორიანი და ავგიტ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტებითაა წარმოდგენილი (იხ. შესაბამისი ჭრილების აღწერები).



*სურ.35. ზედაიურული კირქვის დაკუთხული ნატეხი  
ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნში  
(მდ.ღრამულას მარცხენა ნაპირი)*

ეოცენური და ბაიოსური ვულკანოგენების ერთმანეთისაგან გარჩევა, როგორც უკვე ითქვა, ზედაიურული და ცარცული კირქვების არსებობის საშუალებით ხდება. სხვა შემთხვევაში მათი გარჩევა შეუძლებელია. განსაკუთრებით კარგად ეს ჩანს მდ.მდ. ხალივ-დონის, ჯეჯორას მარჯვენა შენაკადის ჭრილში და მწვ. უკივლეთას გამოსავლებში. განსაკუთრებით ძნელია ამის გარჩევა ამ უკანასკნელში, რადგანაც აქ ეოცენური ვულკანოგენები უშუალო შეხებაშია ბაიოსური პორფირიტული წყების ვულკანოგენებთან და თავზე მოყვება მათ. მხოლოდ ზედა ვულკანოგენებში რიფული კირქვების ჩანართების აღმოჩენის შემდეგ შესაძლებელი ხდება მათი გაყოფა. სხვა ზემოაღნიშნულ ადგილებში ისინი უშუალო შეხებაში არ იმყოფება.

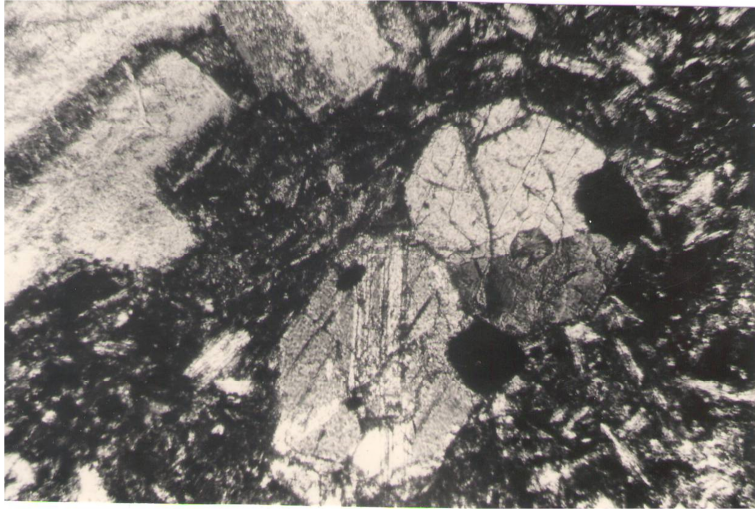
ვულკანოგენების პეტროგრაფიული მონაცემებიდან ირკვევა, რომ ბაიოსური ვულკანოგენური წყების შემადგენლობაში ავგიტ-ლაბრადორიანი და ავგიტ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტები მცირე გავრცელებით სარგებლობს (ძოწენიძე, 1938), მაშინ როდესაც ოლისტოსტრომების ვულკანოგენებში აღნიშნული პორფი-



რიტები წამყვანია (რასაც ერთ შემთხვევაში ოლიგინიანი ბაზალტების არსებობაც ემატება). არაა გამორიცხული, რომ ფუძე შედგენილობის ეფუზური ქანის ნატეხების ნაწილი, რომლებიც ოლისტოსტრომების ვულკანოგენებში გვხვდება, ბაიოსურ პორფირიტულ წყებას ეკუთვნოდეს. ანალოგიურად, ავგიტ-ანდეზინიანი, ავგიტ-ოლიგოკლაზიანი, რქატყუარიანი და გაკვარცებული დიაზ-პორფირიტების ნაწილიც ასევე ბაიოსურ ვულკანოგენებს წარმოადგენდეს.

**ავგიტ-ლაზრაღორიანი ბაზალტური პორფირიტები.** ამ ჯგუფის ქანები ეოცენურ ვულკანოგენურ-დანალექი წყების აგებულებაში ყველაზე ფართო გავრცელებით სარგებლობს და სხვადასხვა ზომის ნატეხებითაა წარმოდგენილი. მხოლოდ ერთ შემთხვევაში, სოფ.სოფ. ნოგკაუსა და შუა-ჭალას შორის, სამანქანო გზის გასწვრივ აღინიშნა მათი არსებობა ლავურ ბრეჩიაში. მაკროსკოპულად ეს პორფირიტები მკვრივი, მუქი-ნაცრისფერი, ზოგჯერ მოყავისფრო ქანებია მანდელშტაინური აღნაგობით. ფენოკრისტალები პლაგიოკლაზებითა და პიროქსენებითაა წარმოდგენილი (სურ. 36), ხოლო ძირითადი მასა - ჰიალოპილიტური, ზოგჯერ - ვიტროფირული სტრუქტურით ხასიათდება.

**პლაგიოკლაზები** კარგად გამოხატული კრისტალოგრაფიული ფორმებით ხასიათდება. მათი ზომა 0.2-2 მმ ფარგლებში ცვალებადობს. მათი უმეტესი ნაწილი გასერიციტებული, გაკარბონატებული და გასოსურიტებულაა, ზოგჯერ კი - გაცეოლითებული. მათში აღინიშნება მადნეული მინერალის და პიროქსენის ჩანართებიც. გვხვდება აგრეთვე ქლორიტის უბნები, რომლებიც, როგორც ჩანს, ვულკანური მინის შეცვლის შედეგია. მიუხედავად ძლიერი შეცვლისა, მინერალში ზოგჯერ შემორჩენილია პლაგიოკლაზების საკმაოდ საღი ფენოკრისტალებიც, რომლებსაც კარგად ემჩნევა პოლისინთეტური დამრჩობლება და ზონალური აგებულება.



*სურ. 36. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი  
ცენტრში ჩანს პიროქსენის ბაზალური კვეთი.*

*ნიკ. +, X 50.*

პიროქსენები, რომლებიც ასევე წამყვან მინერალს წარმოადგენს, უპირატესად ხასიათდება მოკლეპრიზმული კრისტალებით, რომელთა ზომები 0.3-1.2 მმ ფარგლებშია. იზომეტრიული ჩანართების სახით მათში გვხვდება მადნეული მინერალები, ზოგჯერ ეპიდოტ-ცოიზიტი და კარბონატი. პიროქსენები უმეტესად საღია და ძირითადად ღია-მწვანე ფერისაა, ხოლო როცა მათში რკინის შემცველობა გაზრდილია, მათ უფრო მუქი ტონალობა ახასიათებს.

ოპტიკური მაჩვენებლებით (ცხრილი 2) მინერალი ავგიტს შეესაბამება, რომელშიც ზოგ შემთხვევაში გაზრდილია ჰედენბერგიტის მოლეკულის შემცველობა.

ქანის ძირითადი მასა წარმოდგენილია პლაგიოკლაზებით, პიროქსენებით და მადნეული მინერალებით. პლაგიოკლაზი უმეტესად პრიზმული აგებულების კრისტალებს და ლეისტებს წარმოშობს, რომლებიც ფენოკრისტალების მსგავსად შეცვლილია. პიროქსენები ძირითად მასაში მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და გვხვდება იზომეტრული ფორმის უსწორმასწორო მარცვლ-



ების სახით, რომლებიც არათანაბრადაა გაბნეული ქანში და მოქცეულია პლაგიოკლასის მიკროლითებსა და ლეისტებს შუა.

*ცხრილი 1<sup>3</sup>*  
*პლაგიოკლასების გაზომვების შედეგები*

ნიმუშის ნომერი	DoNg	DoNm	DoNp	მრჩობ- ლის კანონი	პლაგიო- კლასის ნომერი
465	25	72	73	I 010	56
468	29	61	71	I 010	54
473	60	60	44	[001]	54
488	63	55	45	[001]	52
495	31	65	71	010	60
496	30	63	75	I 010	57
500	72	60	54	I [001] 010	59

მადნეული მინერალი ხშირად ქანში მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და ჰემატიტით და ლიმონიტითაა წარმოდგენილი. ისინი იზომეტრული ფორმის ჩანაწინწკლების და აგრეგატული აგებულების სახითაა. აღნიშნულ ავგიტ-ლაზრადორიან პორფირიტებს განცდილი აქვს მნიშვნელოვანი ჰიდროთერმული შეცვლა, რის გამოც ძირითადი მასა ზოგჯერ მთლიანად ლიმონიტით და ჰემატიტითაა ჩანაცვლებული. ვულკანური მინა, , როგორც წესი გაქლორიტებულია, ზოგჯერ კი - დელესიტშია გადასული.

აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება აპატიტი და მადნეული მინერალი. აპატიტს ახასიათებს მოკლე პრიზმული კრისტალები, რომლებიც არათანაბრადაა გაბნეული შლიფში. პორფირიტებში ბევრია განსხვავებული ზომის და ფორმის პორები, რომლებიც ამოვსებულია კარბონატით, ქლორიტით და კვარცით. ავგიტ-ლაზრადორიანი პორფირიტების უმეტესი ნაწილი ვულ-

<sup>3</sup> მოყვანილ და შემდგომ ცხრილებში გაზომვები შესრულებულია ფედოროვის მაგიდაზე

კანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში ნატეხების სახითაა წარმოდგენილი და ხშირად წამყვან როლს თამაშობს.

მაკროსკოპულად ეს პორფირიტები მოყავისფრო-ნაცრისფერი, მკვრივი ქანებია, რომლებსაც კარგად გამოხატული პორფირული სტრუქტურა და, ხშირად მანდელშტაინური აღნაგობა ახასიათებს.

ძირითადი მასა ჰიალოპილიტურია, იშვიათად ჰიალინური. ფენოკრისტალები აქაც პლაგიოკლაზებითა და პიროქსენებითაა წარმოდგენილი

პლაგიოკლაზი ქანის ერთ-ერთ წამყვანი მინერალია, ახასიათებს 0.3-1.5 მმ ზომის კრისტალები. ხშირად მათ კარგად ემჩნევა პოლისინთეტური დამრჩობლება და ზოგჯერ - ზონალური აღნაგობა. პლაგიოკლაზის უმეტესი ნაწილი გასერიციტებული, გაკარბონატებული და გასოსურიტებულია, ზოგჯერ გაპრენიტებული ან გაალბიტებული.

პიროქსენი პლაგიოკლაზთან შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა, ახასიათებს 0.5-1.5 მმ ზომის მოკლე პრიზმული კრისტალები. მათი ძირითადი ნაწილი საღია, ახასიათებს მწვანე შეფერვა. რიგ შემთხვევაში პიროქსენი ჩანაცვლებულია კარბონატითა და მაგნეტიტით, ზოგჯერ გვხვდება გაქლორიტებული ვულკანური მინის უბნებიც. ქანის ძირითადი მასა პლაგიოკლაზებით, პიროქსენებით, მაგნეტიტით და გაქლორიტებული მინითაა წარმოდგენილი. პლაგიოკლაზები გრძელ პრიზმული კრისტალების სახითაა, რომლებიც ფენოკრისტალების მსგავსად მეორადი პროცესებით მნიშვნელოვნად შეცვლილია. პიროქსენი უსწორმასწორო ფორმის მარცვლების სახითაა. მაგნეტიტი იზომორფული ფორმის ქსენომორფული მარცვლების სახით არათანაბრადაა გაბნეული. ქლორიტი, რომელიც ვულკანური მინის ხარჯზეა წარმოქმნილი, ძირითად მასაში მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და ავსებს მინერალთა შორის სივრცეს. ქანში არსებული პორები კვარცით, კარბონატით, ქლორიტით და, ზოგჯერ დელესიტითაა შევსებული.

ცხრილი 2<sup>4</sup>

## პიროქსენების გაზომვის შედეგები

ნიმუშის ნომერი	CNg	2V
468	48	+ 56 (x)
469	50	+ 60 (x)
474	42	+ 54 (x)
488	55	+ 64 (x)
501	40	+ 60 (x)
520	52	+ 64 (x)
750	35	+ 57 (xx)

## ცხრილი 3

## პლაგიოკლაზების გაზომვის შედეგები

ნიმუშის ნომერი	DoN g	DoN m	DoN p	ΠcN g	ΠcN m	Πc Ng	მრჩობ- ლის კანონი	პლაგიო- კლაზის ნომერი
210	33	66	72				I 010	61
446				34	57	81	I 010	52
589	61	60	44				[001]	54
605	35	59	78				I 010	56
606	34	59	81				I 010	52
686	60	71	38				I 010	63
769	72	32	66				[001] 010	51

პიროქსენი პლაგიოკლაზთან შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა, ახასიათებს 0.5-1.5 მმ ზომის მოკლე პრიზმული კრისტალები. მათი ძირითადი ნაწილი საღია, ახასიათებს მწვანე შეფერვა. რიგ შემთხვევაში პიროქსენი ჩანაცვლებულია კარბონა-

<sup>4</sup> მოყვანილ და შემდგომ ცხრილებში (x) მიუთითებს პიროქსენების 2V გაზომვას ერთი გამოსავლით, ხოლო (xx) - ორი გამოსავლით

ტითა და მაგნეტიტით, ზოგჯერ გვხვდება გაქლორიტებული ვულკანური მინის უბნებიც. ქანის ძირითადი მასა პლაგიოკლაზები-  
ცხრილი 4

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების რიცხვითი მაჩვენებლები

ნიმ უში ს ნომე რი	ძირითადი I					დამატებითი						
	a	c	b	s	f <sup>1</sup>	m	c <sup>1</sup>	n	f	t	Q	$\frac{a}{c}$
160	9,7	8,3	22,6	59, 4	53, 9	45, 7	0,3	84, 6	23, 6	2, 0	-9	1, 1
467	13, 4	2,9	23,1	60, 6	42	50, 3	7,7	97	32, 1	1, 1	- 8,5	4, 6
473	8,5	5,7	28,1	57, 7	35, 4	42, 4	22, 2	59, 6	29, 3	1, 4	- 7,3	1, 5
476	11, 6	10, 4	21,9	56, 1	42, 4	53, 5	4,1	57, 1	30, 1	1, 5	- 21, 4	1, 1
501	10	6,4	19	64, 6	36, 6	45, 5	17, 9	40	21, 1	1, 1	- 2,8	1, 6
502	6,3	5,8	24,4	63, 5	27, 1	37, 1	35, 8	58	6,9	0, 7	+8, 6	1, 1
717	7,3	6,4	35,5	50, 8	19, 8	40, 8	39, 6	81, 6	5	1, 3	- 19, 4	1, 1
769	7,3	7,9	22,2	62, 6	31, 5	46, 9	21, 5	60, 7	9,6	1, 2	2,7	0, 9

ით, პიროქსენებით, მაგნეტიტით და გაქლორიტებული მინითაა წარმოდგენილი. პლაგიოკლაზები გრძელპრიზმული კრისტალების სახითაა, რომლებიც ფენოკრისტალების მსგავსად მეორადი პროცესებით მნიშვნელოვნად შეცვლილია. პიროქსენი უსწორმასწორო ფორმის მარცვლების სახითაა. მაგნეტიტი იზომორფული ფორმის ქსენომორფული მარცვლების სახით არათანაბრა-

## ცხრილი 5

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ქიმიური ანალიზის  
შედეგები  
ნიმუშის ნომრები

ქანგულ - ები	160	467	473	476	501	502	717	760
SiO <sub>2</sub>	46,8 4	52,1 9	45,4 9	44,3 4	53,8 6	49,6 3	40,5 6	51,8 6
Ti O <sub>2</sub>	1,30	0,80	0,92	0,92	0,58	0,72	0,70	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,8 0	14,1 9	13,6 0	14,9 2	13,0 8	15,0 6	13,8 4	16,4 3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,71	8,59	8,76	7,01	1,93	4,10	1,97	2,40
FeO	6,44	2,35	1,64	2,47	4,80	2,47	4,95	4,72
MnO	0,19	0,09	0,11	0,14	0,16	0,17	0,16	0,16
MgO	5,58	6,80	6,44	6,26	5,22	4,46	7,88	5,86
CaO	6,29	3,78	8,87	8,43	11,6 4	7,12	15,4 2	9,89
Na <sub>2</sub> O	3,44	5,77	2,10	2,75	1,56	1,56	2,53	1,87
K <sub>2</sub> O	0,90	0,28	2,18	3,10	1,80	3,69	0,79	1,93
S O <sub>3</sub>	0,27	0,38	0,24	0,11	0,11	0,06	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,42	0,59	0,37	0,32	0,41	0,33	0,47
H <sub>2</sub> O	1,10	1,22	2,30	1,52	0,88	2,40	1,14	0,76
b. ნ	3,4	2,98	6,72	7,52	3,94	8,00	9,26	2,64
ჯამი	99,8 9	99,8 4	99,9 6	99,8 6	99,8 6	99,8 5	99,9 3	99,9 6

ანალიტიკოსი - ქ. მთიულიშვილი

ნიმუშის ალების ადგილები: 160 - სოფ.მუგუთი; 167, 473, 476, 501, 502 - სოფ.სოფ. ნოგაყუსა და შუა-ჭალას შორის; 717 - მდ.ღრამულას ხეობა; 769 - მწვ.უკივლეთა.

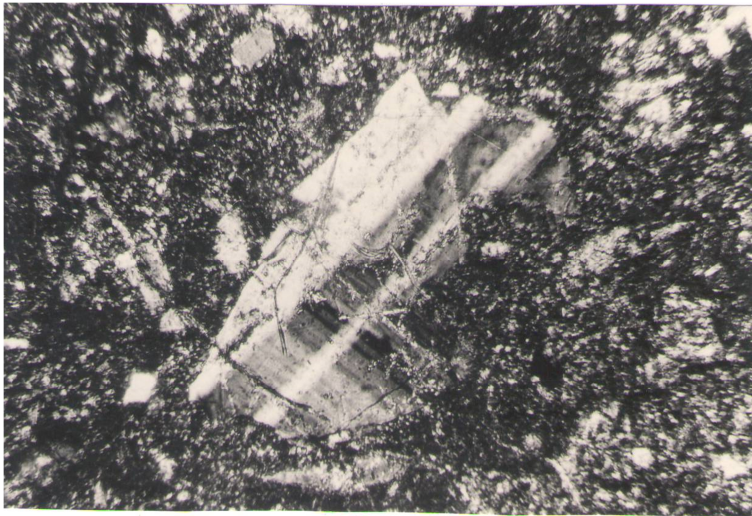
დაა გაბნეული. ქლორიტი, რომელიც ვულკანური მინის ხარჯზეა წარმოქმნილი, ძირითად მასაში მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და ავსებს მინერალთა შორის სივრცეს. ქანში არსებული პორები

კვარცით, კარბონატით, ქლორიტით და, ზოგჯერ დელესიტითაა შევსებული.

*ავგიტ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტური პორფირიტები*, მსგავსად ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა, ძირითადად ნატეხების სახით გვხვდება ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში. მათი მცირე ნაწილი მონაწილეობს ლავურ ბრეჩიებში ცემენტის სახით.

ამ ჯგუფის ქანები თავისი შედგენილობით მსგავსია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა. განსხვავება ძირითადად გამოიხატება იმაში, რომ პლაგიოკლაზი უფრო ფუძეა და ბიტოვნიტს შეესაბამება. ამასთან ისინი გაცილებით მცირე რაოდენობითაა, ვიდრე ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში.

მაკროსკოპულად ავგიტ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტური პორფირიტები მოყავისფრო-ნაცრისფე რი, მკვრივი ქანებია, რომლებსაც ახასიათებს პორფირული სტრუქტურა, სადაც ძირითადი მასა ჰიალოპილიტურია. ფენოკრისტალები აქაც პლაგიოკლაზითა და პიროქსენითაა წარმოდგენილი.



*სურ.37. ავგიტ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტი  
ნიკ. +, X 50.*

პლაგიოკლაზი დამორჩილებული რაოდენობითაა და 0,3-1,5 მმ ზომის ფირფიტისებური კრისტალებითაა წარმოდგენილი.

მათი უმეტესი ნაწილი გასერიციტებული, გაპრენიტებული და ნაწილობრივ, გაკარბონატებული ან გაცეოლითებულია. პლაგიოკლასის საღ ინდივიდებში აღინიშნება პოლისინთეტური დამრჩობლება და ზონალური აღნაგობა. ერთ-ერთ ასეთ ინდივიდში გაზომილი იქნა ზონების ნომრები (ცხრილი 6). პლაგიოკლასებში შეიმჩნევა დეანორთიტიზაციის მოვლენა.

*ცხრილი 6*

*პლაგიოკლასების გაზომვის შედეგები*

ნიმუშის ნომერი	DoN g	DoN m	DoN p	ΠcN g	ΠcN m	ΠcN g	მრჩობ- ლის კანონი	პლაგ- იო- კლას- ის ნომე- რი
499	59	76	35				[001]	72
587	39	61	65				I [001] 010	74
587	72	34	60				I [001] 010	66
587	73	36	58				I [001] 010	63
594	73	31	66				I [001] 010	75
720				12	78	90	I 010	32
729	7218	90					I 010	33
751	12	80	82				010	12
754	73	19	83				I 010	30

პიროქსენი პლაგიოკლასთან შედარებით მეტი რაოდენობითაა და წარმოდგენილია 0,2-2 მმ ზომის მწვანე ფერის კრისტალებით, რომლებიც ზოგჯერ მუქ ტონებშია შეფერილი, რაც რკინის გაზრდილი შემცველობით უნდა იყოს განპირობებული. პიროქსენები უმეტესად საღია, ნაწილობრივ კი ჩანაცვლებულია კარბონატით და მაგნეტიტით. საინტერესოა ერთი მინერალის ოპტიკური მახასიათებლები (ნიმუშში 520), რომელიც ავგიტს შე-

ესაბამება, სადაც გაზრდილია ჰედენბერგიტის შემცველობა ( $2V = +64 (X) \text{ CNg} = 52$ )

ავგიტ-ბიტოვნიტიან პორფირიტებში ძირითადი მასის აგებულება მსგავსია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა, ოღონდ აქ პლაგიოკლაზების მიკროლითებთან ერთად ვხვდებით სფენსაც. უკანასკნელი იზომეტრული ფორმის მარცვლების სახით დამორჩილებული რაოდენობითაა გაბნეული ქანში.

**ოლივინიანი ბაზალტების** არსებობა ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში და საერთოდ, ოლისტოსტრომებში პირველად იქნა დადგენილი და აღმოჩნდა მხოლოდ ერთ ჭრილში - სოფ. ლესორასთან, მდ.ჯეჯორას მეორე მარჯვენა შენაკადის ხევში, სადაც ის 5-6 მ სიმძლავრის ლავური განფენის ჩანართის სახითაა წარმოდგენილი, რომელიც ზედა ნაწილში ლავურ ბრექჩიაში გადადის

მაკროსკოპულად ოლივინიანი ბაზალტი მოშავო-ნაცრისფერი, მკვრივი ქანია მანდელშტაინური სტრუქტურით. ახასიათებს პორფირული სტრუქტურა, მიკროდოლერიტული ძირითადი მასით, სადაც პლაგიოკლაზების, პიროქსენების და ოლივინის პორფირული გამონაყოფებია.

პლაგიოკლაზი პიროქსენთან შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა და წარმოდგენილია 1-1,5 მმ ზომის თითო-ოროლა კრისტალის სახით, რომლებიც ძლიერაა შეცვლილი (გაკარბონატება, გასერიციტება, გაქლორიტება), რის გამოც მათი შედგენილობის დადგენა ვერ ხერხდება.

პიროქსენი ერთ-ერთი წამყვანი მინერალია. ახასიათებს მოკლე პრიზმული 1,5-3 მმ ზომის კრისტალები (სიგრძე-სიგანეში შეფარდება - 2:1, 4:1 ფარგლებში მერყეობს). იშვიათად გვხვდება მათი ქსენომორფული მარცვლებიც, რომელთაც ღია-მწვანე ფერი აქვს.

$2V = +(56-58) (X)$ ,  $\text{CNg} = 49-52$  - ამ ოპტიკური მახასიათებლებით მინერალი ავგიტს შეესაბამება, რომელშიც რამდენადმე გაზრდილია ჰედენბერგიტის შემცველობა (Tperep, 1958). ჩანართის



სახით პიროქსენში გვხვდება მაგნეტიტის იზომეტრული ფორმის მარცვლები, აპატიტის პრიზმები და ქლორიტის უბნები. ეს უკანასკნელი ვულკანური მინის ხარჯზეა წარმოქმნილი. პიროქსენები უმეტესად საღია, ზოგჯერ ჩანაცვლებულია ეპიდოტ-ციოზიტითა და კალციტით.

*ოლივინი* ქანში დამორჩილებული რაოდენობითაა და ჩამოუვარდება პიროქსენს. გაშიშვლების ქვედა ნაწილიდან აღებულ ნიმუშებში მისი რაოდენობა ქანის მთელი მოცულობის 10-15 % უდრის. ოლივინი როგორც წესი შეცვლილია. რიგ შემთხვევაში ის კარბონატითა და რკინის ჟანგითაა ჩანაცვლებული, მაგრამ მიუხედავად ძლიერი შეცვლისა, მის კრისტალებს შემორჩენილი აქვს ოლივინისთვის დამახასიათებელი ტიპიური ფორმები - მოკლე პრიზმები ბიპირამიდული დაბოლოებებით (სურ. 38).

ოლივინი უმეტესად ჩანაცვლებულია მომწვანო ფერის აგრეგატული სტრუქტურის სერპენტინით, რომელიც რიგ შემთხვევაში ბოვლინგიტშია გადასული. ეს უკანასკნელი სერპენტინის მარცვლების გარშემო არშიებს წარმოშობს (სურ. 39).

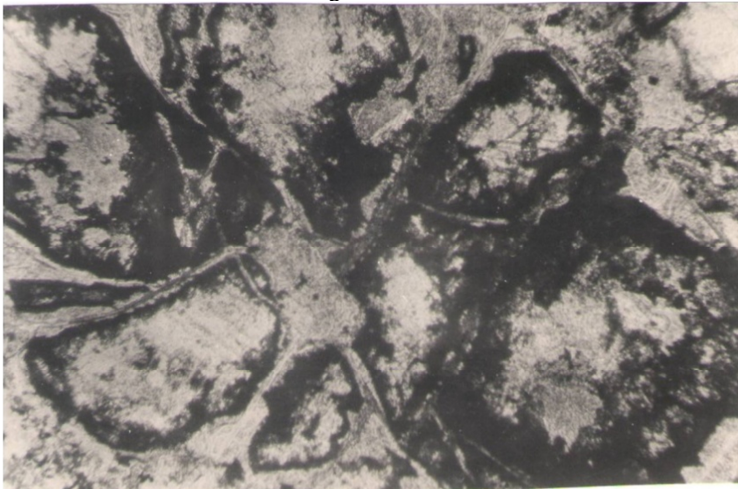
უმრავლეს შემთხვევაში ოლივინის კრისტალოგრაფიული ფორმები მკაფიოდ გამოხატული არაა. მათი ზომები ცვალებადობს 0,4-1,5 მმ ფარგლებში. ფსევდომორფოზები წაგრძელებული, ზოგჯერ იზომეტრული ფორმის მარცვლებითაა წარმოდგენილი. აღსანიშნავია, რომ გაშიშვლების ზედა დონეებზე ოლივინის ფსევდომორფოზების რაოდენობა მკვეთრად კლებულობს, რაც გრავიტაციული დიფერენციაციით უნდა იყოს გამოწვეული, რამაც განაპირობა ოლივინის აკუმულაცია ლავური განფენის საგებ ნაწილში.

ქანის ძირითადი მასა პლაგიოკლაზით, პიროქსენით და მაგნეტიტით არის წარმოდგენილი, რიგ შემთხვევაში გვხვდება გაქლორიტებული უბნებიც. პლაგიოკლაზის მიკროლითები წაგრძელებულია, ზოგჯერ ლეისტების სახითაა. შედგენილობით პლაგიოკლაზი ბიტოვნიტს (№ 73-№ 74) შეესაბამება (მაქსიმალური

ჩაქრობის კუთხე  $001=47^{\circ}$ ). უმრავლეს შემთხვევაში მათში აღინიშნება ქლორიტის ჩანართები.



*სურ.38. ოლივინიანი ბაზალტი  
ნიკ. +, X 17*



*სურ. 39. ოლივინის კრისტალი ჩანაცვლებული სერპენტინით,  
კარბონატით და ნაწილობრივ - ბოვლინგიტით  
ნიკ. II, X 130*

ქანისთვის დამახასიათებელია მრავალი სხვადასხვა ზომის და ფორმის პორები, რომლებიც ძირითადად მწვანე ფერის ქლორიტითა და კარბონატითაა შევსებული. რიგ შემთხვევაში მათ ზონალური აგებულება ახასიათებს, სადაც გარე ზონები ქლორიტით, ხოლო შიდა - კარბონატითაა წარმოდგენილი.

ძირითადი მასის პიროქსენი შედარებით მუქ ტონებშია შეფერილი, ვიდრე მათი ფენოკრისტალები, რაც როგორც ჩანს, რკინის გაზრდილი შემცველობით უნდა იყოს განპირობებული. ისინი წარმოდგენილია იზომეტრული ფორმის ქსენომორფული მარცვლებით, რომლებიც პლაგიოკლაზის მიკროლითების და ლე-

*ცხრილი 7*

*ოლივინიანი ბაზალტების ქიმიური ანალიზის შედეგები*

*ნიმუშის ნომრები*

ქანგეულები	721	724	727
SiO <sub>2</sub>	45,86	45,84	43,47
Ti O <sub>2</sub>	0,77	0,90	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,94	14,49	13,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,01	4,25	5,38
FeO	2,05	5,32	3,90
MnO	0,22	0,20	0,27
MgO	7,40	9,55	8,73
CaO	9,65	10,47	11,84
Na <sub>2</sub> O	0,78	1,54	1,20
K <sub>2</sub> O	3,90	0,90	2,29
S O <sub>3</sub>	0,13	0,10	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,25	0,32
H <sub>2</sub> O	2,41	1,92	1,90
ბ. ნ	5,41	4,38	6,20
ჯამი	99,87	100,14	100,05

ანალიტიკოსები: ქ. მთიულიშვილი; ბ.კობიაშვილი (721, 727).

ნიმუშის აღების ადგილი - მდ.ჯეჯორას მარჯვენა შენაკადი.

ისტების შუაა მოქცეული. აღსანიშნავია, რომ ამ უკანასკნელთანაა სივრცობლივად დაკავშირებული მწვანე ფერის, დაბალი შუქტების აგრეგატული ქლორიტი, რომელიც ვულკანური მინის შეცვლის შედეგია. მაგნეტიტი დიდი რაოდენობითაა და წარმო-

დგენილია იზომეტრული ფორმის მარცვლების სახით, რომლებიც არაერთგვაროვნადაა ქანში განაწილებული.

*აქცესორული მინერალებიდან* გვხვდება აპატიტი და მაგნეტიტი. აპატიტი ორი გენერაციისაა. პირველი მათგანი წარმოდგენილია მოკლე პრიზმული კრისტალებით, რომლებსაც ბიპირამიდული დაბოლოება ახასიათებს. ისინი გვხვდება პიროქსენის ფენოკრისტალებში და ასევე, პლაგიოკლაზის მიმართ განვითარებულ კარბონატ-სერიციტ-ქლორიტის ფსევდომორფოზებში. რაც შეეხება აპატიტის მეორე გენერაციას, ის წარმოდგენილია გრძელ პრიზმული ნემსისებრი კრისტალების სახით და ქანის შემადგენელ ყველა კომპონენტში გვხვდება.

შესწავლილი ვუკანოგენ-დანალექი ქანების ქიმიზმის დასახასიათებლად ჩატარდა 11 სრული სილიკატური ანალიზი (ცხრ. 5,7), რომელთა მონაცემებიც გადაითვალა ა.ზავაროცკის რიცხვით მახასიათებლებზე (ცხრ. 4, 8) და დატანილია შესაბამის დიაგრამაზე (სურ. 40).

აღნიშნული დიაგრამის ანალიზი ცხადყოფს, რომ შესწავლილი ვულკანოგენურ ქანთა ფიგურატული წერტილები ერთმანეთისგან განცალკავებულ ორ დაჯგუფებას იძლევა და პარამეტრ B-ს დიდი მნიშვნელობების არეში ექცევა.

პირველ დაჯგუფებას ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები შეადგენს, რომელიც ა.ზავარიცკის (1944) ქიმიური კლასიფიკაციის მიხედვით, მიეკუთვნება  $\text{SiO}_2$ -ით სუსტად გაჯერებულ, ზოგჯერ გაჯერებულ ( $Q = -21,4$ -დან  $+ 8,6$  -მდე), ტუტეებით ღარიბ ( $a:c = 0,9-1,6$ ), მელანოკრატულ ( $B = 19-35,5$ ), ნორმულ ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ის შემცველობის მიხედვით) ქანების ჯგუფს. დიაგრამის ორივე პროექციაზე მათი ფიგურატული წერტილები საგრძნობლადაა გაბნეული, რაც აღნიშნულ ქანებში ერთის მხრივ მინდვრის შპატის  $\text{CaO}$ -ს (პარამეტრი - c) და ტუტეების, ხოლო მეორეს მხრივ - ფერადი კომპონენტები ძირითადად ფერადი შემადგენლის მეტალური კათიონების გაზრდილი შემცველობით გამოირჩევა.

## ცხრილი 8

ოლივინიანი ბაზალტის რიცხვითი მაჩვენებლები  
ძირითადი I დამატებითი

ნიმუშის ომერი	a	c	b	s	f <sup>1</sup>	m <sub>1</sub>	c <sup>1</sup>	n	f	t	Q	$\frac{a}{c}$
721	7, 9	5, 3	30, 2	56, 6	31, 7	44, 3	23, 9	24, 1	24, 2	1, 3	- 7,9	1, 5
724	5, 0	4, 2	35, 3	55, 5	26, 5	47, 0	26, 5	70, 6	10, 5	1, 4	- 3,2	1, 2
727	6, 3	6, 5	33, 5	53, 7	27, 2	46, 9	25, 9	44, 2	14, 7	2, 2	- 11, 7	0, 9

დიაგრამის CSB სიბრტყეზე, როგორც ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების, ისე ოლივინიანი ბაზალტების ვექტორები არათანაბრადაა დახრილი BS ღერძის მიმართ, რაც ტუტეების (K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O) სხვადასხვა შემცველობითაა გაპირობებული და შესაბამისად, ჩვენ გვაქვს, როგორც K-ანი, ისე Na-ანი სახესხვაობები

შედარებისთვის, დიაგრამაზე დატანილია ვულკანურ ქანთა როგორც ბუნებრივი ასოციაციები, ასევე საქართველოს შუაიურული, შუა - და ზედაეოცენური ვულკანოგენური წყებების ღერძული ხაზები (მოწენიძის მიხედვით, 1948)

დიაგრამიდან კარგად ჩანს, რომ შესწავლილი ვულკანოგენების ფიგურალური წერტილები დაჯგუფებულია ძირითადად პელესა და იელოუსტონის პარკის ღერძულ ხაზებს შუა, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ განხილული ვულკანური ქანები კირტუტე სერიის წარმონაქმნებს მიეკუთვნება, თუმცა მათში გამოერევა ტუტე ვულკანურ ასოციაციებთან გარდამავალი სახესხვაობებიც (ნიმ. 467, 476). რაც შეეხება ზოგიერთ ქანში (ნიმ. 502, 721) კალიუმის მომატებას, ის გამოწვეული უნდა იყოს პლაგიოკლაზის ინტენსიური გასერიციტებით.

ამრიგად, როგორც დიაგრამიდან ჩანს, შესწავლილი ვულკანოგენები თავისი ქიმიზმით ახლოს დგას აჭარა-თრიალეთის ეო-

ცნურ ვულკანოგენურ წარმონაქმნებთან, მაშინ როდესაც შუა-იურული ვულკანოგენების ღერძული ხაზი მკვეთრადაა მათგან მარჯვნივ გადანაცვლებული.

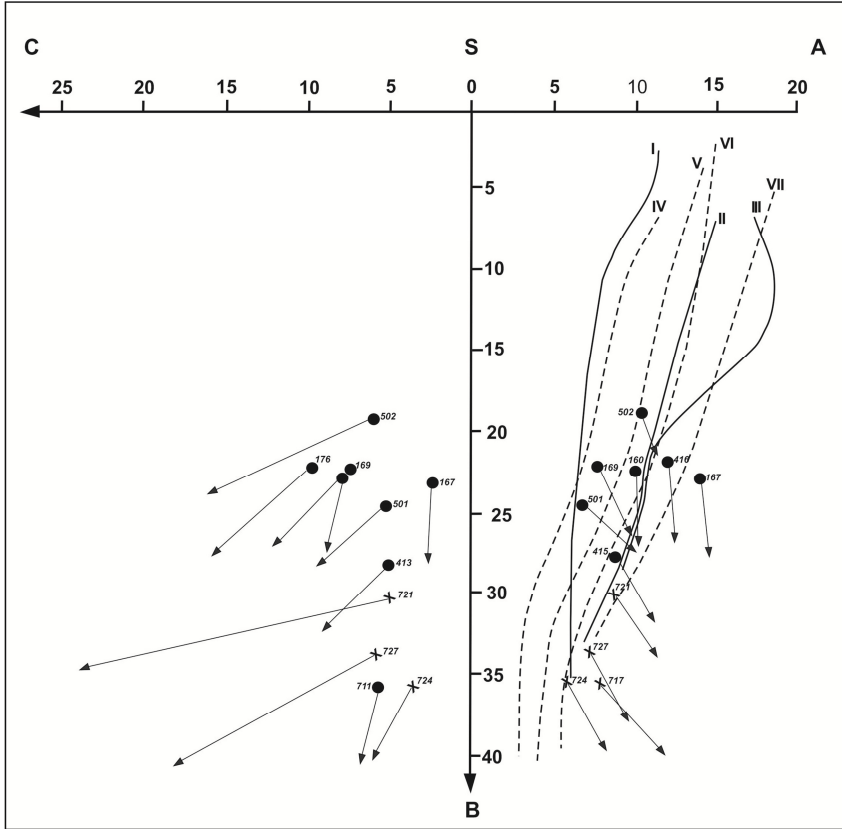
**გაკვარცებული დიაბაზ-პორფირიტები** ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში უმნიშვნელო რაოდენობით მონაწილეობს. მათი ჩანართები გვხვდება მწვ.უკივლეთა-კლდებოძალის და სოფ.მუგუთის მიდამოებში, სადაც მათ შორის გარკვეული განსხვავებაც აღინიშნება.

მწვ.უკივლეთა-კლდებოძალის ზოლში გაკვარცებული დიაბაზ-პორფირიტის ნატეხები ღიანაცრისფერი, მკვრივი პორფირული ქანია, რომელიც გაკვარცებული მიკროდიაბაზური ძირითადი მასით ხასიათდება. პორფირული გამონაყოფები პლაგიოკლაზითა და პიროქსენითაა წარმოდგენილი (სურ. 41).

პლაგიოკლაზი წამყვანი მინერალია და 0,4-2,5 მმ ზომის პრიზმული აგებულების კრისტალებითაა წარმოდგენილი, რომელთაც კარგად ემჩნევათ პოლისინთეტური დამრჩობლება და ზონალური აგებულება. მათი უმეტესი ნაწილი გასერიციტებული და გაკარბონატებულია, ზოგჯერ შეინიშნება გაალბიტება და პიროქსენის იზომეტრული ფორმის ჩანართები.

პიროქსენი შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა და 0,2-1,5 მმ ზომის ღია მწვანე ფერის კრისტალებითაა წარმოდგენილი. მათი უმეტესი ნაწილი საღია, შეინიშნება მაგნეტიტის და ქლორიტის ჩანართები. პიროქსენის ერთი ნიმუშის (ნიმ. 768) გაზომვის შედეგია -  $CNg - 45, 2V - + 40 (X)$ . ეს ოპტიკური მახასიათებელი მინერალ ავგიტს შეესაბამება.

ძირითადი მასის პლაგიოკლაზები გრძელ პრიზმული კრისტალები და ლეისტებია, სადაც უკანასკნელი წამყვან როლს თამაშობს. პიროქსენი აქაც დამორჩილებული რაოდენობითაა და თანაბრადაა გაბნეული ძირითად მასაში. რაც შეეხება კვარცს, ის



სურ. 40. ვულკანოგენ-დანალექი ქანების ქიმიზმი

● - ავგიტ - ლაბრადორიანი პორფირიტები; X - ოლივინიანი ბაზალტები;

I - შუაიურული ქანების ღერძული ხაზი

(კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ფარგლებში);

II - შუაეოცენური ქანების ღერძული ხაზი; -

(აჭარა-თრიალეთის ზონა)

III - ზედაეოცენური ქანების ღერძული ხაზი; -

(აჭარა-თრიალეთის ზონა)

IV - პელეს ტიპი;

V - ლასენ-პიკის ტიპი;

VI - იელოუსტონის პარკის ტიპი;

VII - ეტნას ტიპი.

მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა და წარმოდგენილია აგრეგატული აგებულების იზომორფული ფორმის მარცვლებით. მაგნეტ-



იტი ასევე უსწორ-მასწორო ფორმის, ზოგჯერ აგრეგატული აგებულების მარცვლების სახითაა ქანში გაბნეული. უმნიშვნელო რაოდენობით გვხვდება ვულკანური მინაც, რომელიც როგორც წესი, გაქლორიტებულია.

სოფ.მუგუთის მიდამოებში არსებული გაკვარცებული დიაბაზ-პორფირიტები მცირედ განსხვავდება ზემოთ აღწერილი ამავე ჯგუფის ქანებისაგან. ეს განსხვავება გამოიხატება იმაში, რომ აქ გვაქვს მათი რქატყუარიანი სახესხვაობები, სადაც რქატყუარა წარმოდგენილია როგორც პორფირული გამონაყოფების სახით, ასევე ძირითად მასაში. დანარჩენი ნიშნებით სოფ. მუგუთის გაკვარცებული დიაბაზ-პორფირიტები მსგავსია ადრე აღწერილი ანალოგიური ჯგუფის ქანებთან.



სურ. 41. გაკვარცებ ული დიაბაზ-პორფირიტი

ნიკ. +, X 50

რქატყუარა 0,5-1 მმ ზომის პრიზმული აგებულების პორფირული გამონაყოფების სახითაა და პლაგიოკლაზებს რაოდენობით ჩამოუვარდება. ზოგი მისი კრისტალი 2 მმ აღწევს. რქატყუარის ნაწილს კარგად ემჩნევა ოპაციტიზაციის მოვლენა. მათი უმეტესი ნაწილი ჩანაცვლებულია მაგნეტიტით და კარბო-



ნატით, ნაწილობრივ, ქალცედონით, რომელიც რქატუარის შიდა უბნებს იკავებს. აღწერილი გაკვარცებული დიაბაზ-პორფირიტები შედგენილობით ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს შეესაბამება.

*ცხრილი 9*

*პლაგიოკლაზების გაზომვის შედეგები*

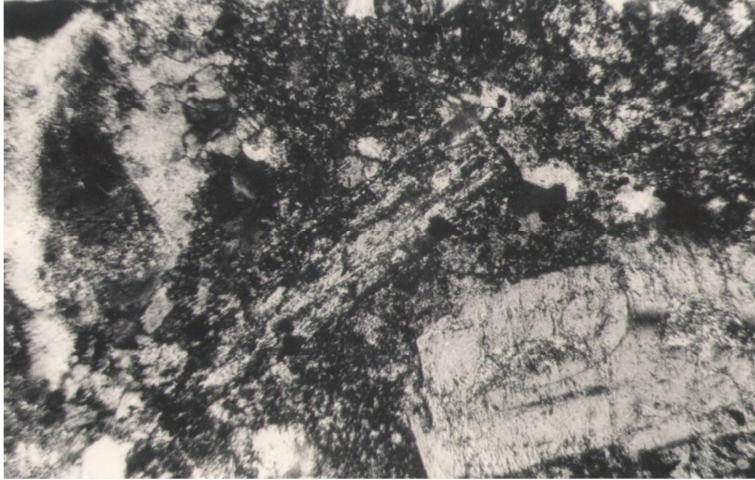
ნიმუშის ნომერი	DoNg	DoNm	DoNp	მრჩობ- ლის კანონი	პლაგიო- კლაზის ნომერი
210	36	60	78	I 010	56
210	33	66	72	I 010	61
211	32	58	80	I 010	50
440	76	30	65	I 001	3

*რქატუარიანი პორფირიტები* მცირე გავრცელებით სარგებლობს. ყველაზე მნიშვნელოვანი რაოდენობით ისინი სოფ. მუგუთის მიდამოებში გვხვდება ლოდ-ბრექჩიებში. მათი ჩანართი გვხვდება ასევე მდ.მდ.ხალივ-დონის და ღრამულას გაშიშვლებებშიც.

მაკროსკოპულად ისინი მსხვილმარცვლოვანი, ღია ნაცრისფერი მკვრივი ქანებია, რომლებსაც ახასიათებს ნათლად გამოხატული პორფირული სტრუქტურა და, ჰიალინური და ვიტროფირული ძირითადი მასა. ამ უკანასკნელში, პლაგიოკლაზის მიკროლითებთან ერთად მონაწილეობს მაგნეტიტის უფორმო ჩანაწინწკლები და პიროქსენის ცალკეული იზომეტრული ფორმის მარცვლები.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რქატუარით და პიროქსენით, სადაც პლაგიოკლაზი ქანის წამყვანი მინერალია. მისი კრისტალები ხასიათდება როგორც პრიზმული, ისე უფორმო კრისტალებით, რომელთა ზომები ცვალებადობს 0,4-2,5 მმ ფარგლებში. ზოგ მათგანში აღინიშნება პოლისინთე-

ტური დამრჩობლება და ზონალური აგებულება. მათი უმეტესი ნაწილი გაპრენიტებული, გაკარბონატებული და გაალბიტებულია.



სურ. 42. რქატყუარიანი პორფირიტი

ნიკ. +, X 50

რქატყუარა შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა და წარმოდგენილია 0,2-1,5 მმ ზომის წაგრძელებული პრიზმებით. ზოგჯერ გვხვდება ექვსკუთხა კვეთის მქონე ინდივიდებიც, მათთვის დამახასიათებელი პრიზმული ტკეჩვადობით. რქატყუარების უმეტესი ნაწილი დაშლილია ან ჩანაცვლებულია კარბონატითა და მაგნეტიტით, ზოგჯერ - ქლორიტით. შემორჩენილ საღ ინდივიდებში კარგად ჩანს პლეოქროიზმი. უმეტეს მათგანში კარგადაა ასევე გამოხატული ოპაციტიზაცია.

პიროქსენი თით-ოროლა 0,3-0,7 მმ ზომის იზომეტრული ფორმის კრისტალითაა წარმოდგენილი, რომელშიც გვხვდება მაგნეტიტის ჩანართები. ქანის ძირითადი მასის შემადგენლობაში პლაგიოკლაზთან, მაგნეტიტთან და პიროქსენთან ერთად მონაწილეობს კვარცის მარცვლებიც. ქანში არსებული პორები ამოვსებულია კარბონატით და კვარცით.

## პლაგიოკლაზების ზომების შედეგები

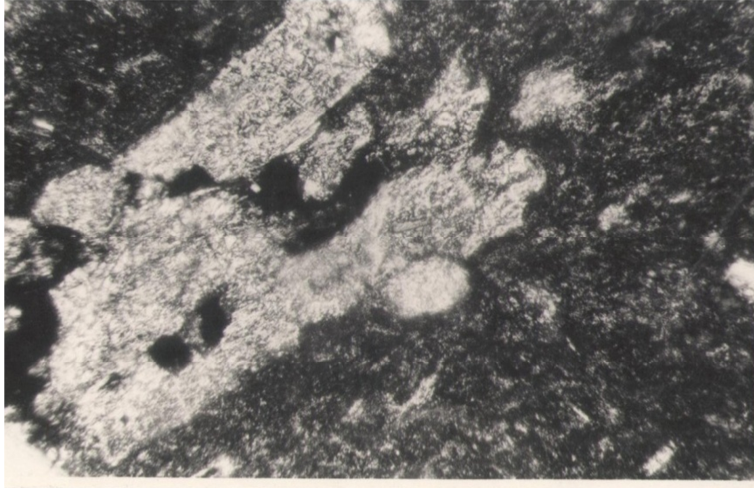
ნიმუშის ნომერი	DoNg	DoNm	DoNp	მრჩობ- ლის კანონი	პლაგიო- კლაზის ნომერი
210	36	60	78	I 010	56
210	33	66	72	I 010	61
211	32	58	80	I 010	50
440	76	30	65	I 001	3

**ავგიტ-ანდეზინიანი პორფირიტები** უმნიშვნელო რაოდენობით გვხვდება. მათი შედარებით შესამჩნევი რაოდენობა სოფ. ჩასავალთან ჩამომავალი ხევის სათავეებში გვხვდება, სადაც ისინი ცალკეული ნატეხების სახითაა ვულკანოგენებში.

პორფირიტები გამოფიტული, მომწვანო-ნაცრისფერი, ზოგჯერ მუქი-ნაცრისფერი ქანებია, რომლებშიც ზოგჯერ მანდელშტაინური სტრუქტურა აღინიშნება. ძირითად მასას ახასიათებს ჰიალინური და ჰიალოპილიტური, ზოგჯერ ვიტროფირული სტრუქტურა. ვულკანური მინა ძირითადად გაქლორიტებულია ან გათიხებულია, ნაწილობრივ - დელენიტშია გადასული.

პლაგიოკლაზი ქანის წამყვანი მინერალია და წარმოდგენილია 0,4-1,5 მმ ზომის წაგრძელებული ფორმის ფირფიტებით, რომელთა უმეტესი ნაწილი გასერიციტებული და გაკარბონატებულია.

პიროქსენის პორფირულ გამოწყოფები უმნიშვნელო რაოდენობითაა 0,3-0,8 მმ ზომის კრისტალების სახით, რომელთა დიდი ნაწილი დაშლილია ან ჩანაცვლებულია კარბონატით, ქლორიტით და ქალცედონით. ზოგჯერ ეს პროცესი ისე შორსაა წასული, რომ მხოლოდ კრისტალოგრაფიული ფორმაა შემორჩენილი. ოპტიკური მახასიათებლების მიხედვით მინერალი ავგიტს შე-



სურ. 43. ავგიტ-ანდეზინიანი პორფირიტი

ნიკ. +, X 50

ცხრილი 11

პლაგიოკლასების გაზომვის შედეგები

ნიმუშის ნომერი	DoN g	DoN m	DoN p	PlcN g	PlcN m	PlcN g	მრჩობ- ლის კანონ ი	პლაგიო- კლასის ნომერი
214	35	56	82				<u>[010]</u>	49
591	31	59	82				<u>—[010]</u>	46
592	58	51	50				<u>—[010]</u>	50
596	70	20	90				<u>I 001</u>	34
659	72	20	80				<u>I 010</u>	38
666	16	74	90				<u>I 010</u>	35
681				77	13	90	<u>I 001</u>	31
685	63	50	54				<u>[001]</u>	46
772	56	37	78				<u>I 001</u>	46

ცხრილი 12

პროქსენების გაზომვის შედეგები

ნიმუშის ნომერი	CNg	2V
621	42	+ 52 (x)
767	58	+ 54 (x)

ესაბამება (ცხრ. 12). გვხვდება ისეთი ნიმუშებიც, სადაც პიროქსენი საერთოდ არაა და ქანი შედგენილობით ანდეზინიან პორფირიტს შეესაბამება.

მადნეული მინერალი უწყესრიგოდაა გაბნეული შლიფში და იზომეტრული ფორმები აქვს. აქცესორული მინერალებიდან აღსანიშნავია აპატიტი, რომელიც თითო-ოროლა ეგზემპლარის სახით გვხვდება. ქანის პორები კარბონატითა და ქლორიტითაა შევსებული.

*პიროქსენ-ოლიგოკლაზიანი პორფირიტები*—ასევე მცირე რაოდენობითაა. მათი ნატეხები ძირითადად მდ.მდ. ღრამულას და ხალივ-დონის ხეობების ვულკანოგენებშია. ისინი მომწვანონაცრისფერი პორფირული აგებულების ქანებია, რომელთა ძირითადი მასა ჰიალოპილიტურია, სადაც ვულკანური მინა გაქლორიტებული და გაკარბონატებულია. მადნეული მინერალი ჩანაწინწკლების სახით თანაბრადაა გაბნეული ძირითად მასაში.



*სურ. 44. ტუფის და კირქვის ჩანართის კონტაქტი, სადაც კირქვა გადაკრისტალებულია. ნიკ. +, X 30*

ფენოკრისტალები—წარმოდგენილია პლაგიოკლაზითა და პიროქსენით, სადაც პლაგიოკლაზი იმდენად წამყვანია, რომ ზო-

გჯერ ქანი პლაგიოკლაზიანი პორფირიტის შთაბეჭდილებას ტოვებს. მისი კრისტალები უმეტესად 0,3-2 მმ ზომის წაგრძელებული ფირფიტებითაა წარმოდგენილი. კრისტალების ნაწილში აღინიშნება პოლისინთეტური დამრჩობლება და ზონალური აგებულება. მათი უმეტესი ნაწილი გასერიციტებული, გაკარბონატებული და გაქლორიტებულია. ცალკეულ შემთხვევაში შეინიშნება კრისტალის კიდურა ნაწილების გააღბიტება.

პიროქსენი 0,2-0,4 მმ ზომის თითო-ოროლა იზომეტრული ფორმის კრისტალის სახითაა გაბნეული ქანში. შეიცავს ქლორიტის ჩანართებს და მეორადი მინერალებითაა ჩანაცვლებული, რის გამოც მათი გაზომვა ვერ ხერხდება. ქანში არსებული პორები ამოვსებულია კარბონატით და, ნაწილობრივ - ქლორიტითა და ქალცედონით.

### ცხრილი 13

#### პლაგიოკლაზების გაზომვის შედეგები

ნიმუშის ს ნომერი	DoN g	DoN m	DoN p	IlcN g	IlcN m	IlcN g	მრჩობ- ლის კანონ ი	პლაგიო- კლაზის ნომერი
445	77	13	90				<u>I 001</u>	30
722				77	74	85	<u>—I 001</u>	29
757	13	77	90				<u>—[010]</u>	30

**ვულკანოკლასტოლითები** ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში წამყვანია, რომელსაც მათი მთელი მოცულობის 90-95 % უკავია. ეფუზივები, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, მხოლოდ ორ ჭრილში აღინიშნება.

ეფუზივები, რომლებიც დიდი ზომის ჩანართების სახითაა, პიროკლასტოლითებთან ერთად აგებს ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებს. მათთან ერთად დამორჩილებული რაოდენობით მონაწილეობს ასევე ნორმულ-დანალექი ქანების ნატეხებიც (ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვები), რომლებიც ხშირად

ერთად-ერთი საშუალებაა მათი ბაიოური ვულკანოგენური წყებისგან გასარჩევად. შესწავლილ ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნების ამგები ნატეხოვანი მასალა შეცემენტებულია ტუფებითა და ტუფიტებით, რომელთა აგებულებაში კლასტური მასალა იგივე ქანებითაა წარმოდგენილი, რაც მთლიანად ვულკანიტები. განსხვავება მხოლოდ იმაშია, რომ ამ უკანასკნელში შემადგენელი ნატეხების ზომები გაცილებით მცირეა.

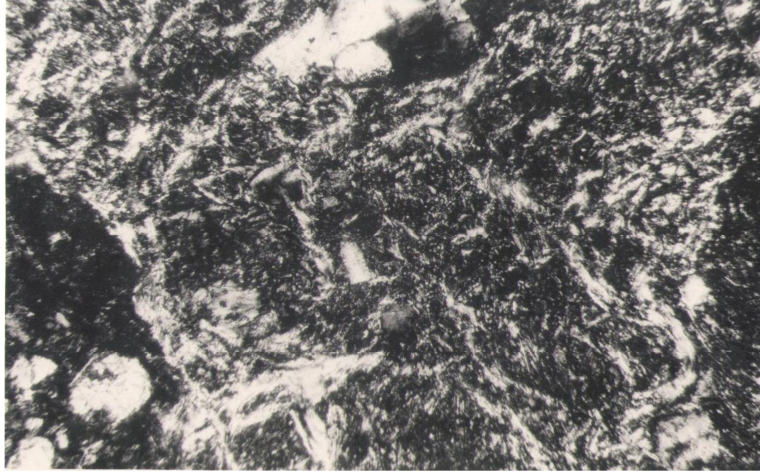
ტუფების და ტუფიტების ჩანართები დაახლოებით თანაბარი რაოდენობითაა, თუმცა ცალკეულ ჭრილებში ერთ-ერთი მათგანი შეიძლება წამყვან როლს ასრულებდეს. ასე მაგალითად, მდ.მდ. ხალივ-დონის, ღრამულას და სოფ.ლესორასთან არსებულ გაშიშვლებებში, ტუფები წამყვანია. მაკროსკოპულად ისინი მომწვანო-ნაცრისფერი, ზოგჯერ მუქი-ნაცრისფერი ქანებია. ტუფები ძირითადად კრისტალო-ლითოკლასტური სახესხვაობითაა წარმოდგენილი.

*კრისტალო-ლითოკლასტური ბაზალტური ტუფები* უპირატესად მსხვილნატეხოვანია, სადაც ქანის ნატეხების ზომები 2-10 მმ ფარგლებში ცვალებადობს, იშვიათად ცალკეული ნატეხის ზომა 10 მმ მეტია. ქანის ნატეხები ძირითადად ეფუზივებით (პიროქსენპლაგიოკლაზიანი პორფირიტები) არის წარმოდგენილი. ცალკეული ჩანართების სახით გვხვდება კირქვის ნატეხებიც.

ქანის ნატეხები ხასიათდება როგორც დაკუთხული, ისე დამუშავებული ფორმებით. გვხვდება ისეთი შლიფები, სადაც კარგად ჩანს შემაცემენტებელი ტუფების ტემპერატურული გავლენა კირქვის ჩანართზე, რაც მათი შეხების ზოლში კირქვის გადაკრისტალებაში გამოიხატება (სურ. 44).

მინერალთა ნატეხები განსახილველი ტუფების შემადგენლობაში შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა და წარმოდგენილია 0,5-1,3 მმ ზომის პლაგიოკლაზებით, პიროქსენებით და, ნაკლებად - კვარცით. ცემენტი შევსებისაა და წარმოდგენილია ქლორიტით, ნაწილობრივ - ბენტონიტური თიხით. იშვიათად ცემენტში აღინიშნება ფლუიდალობის ნიშნებიც.

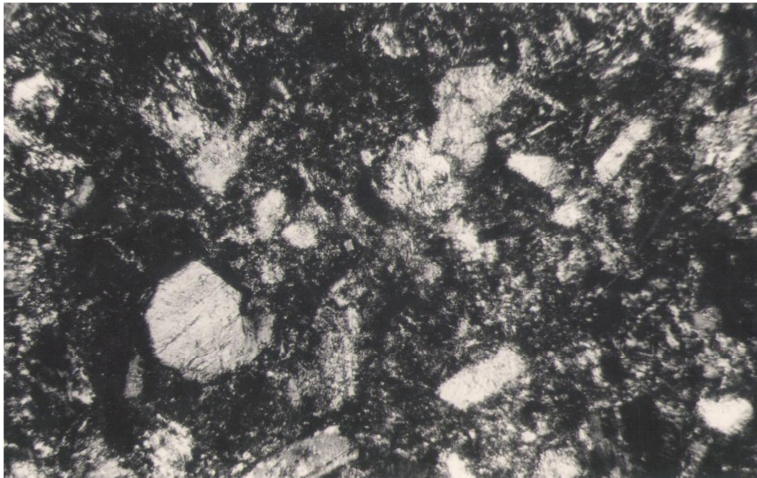




სურ. 45. კრისტალო-ლითოკლასტური ტუფი

ნიკ. +, X 50

ლითო-კრისტალოკლასტური ბაზალტური ტუფები უმეტესად მსხვილნატეხოვანი სახესხვაობითაა წარმოდგენილი, სადაც წამყვან როლს უკვე მინერალები თამაშობს, კერძოდ - პირ-



სურ. 46. ლითო-კრისტალოკლასტური ტუფი

ნიკ. +, X 50

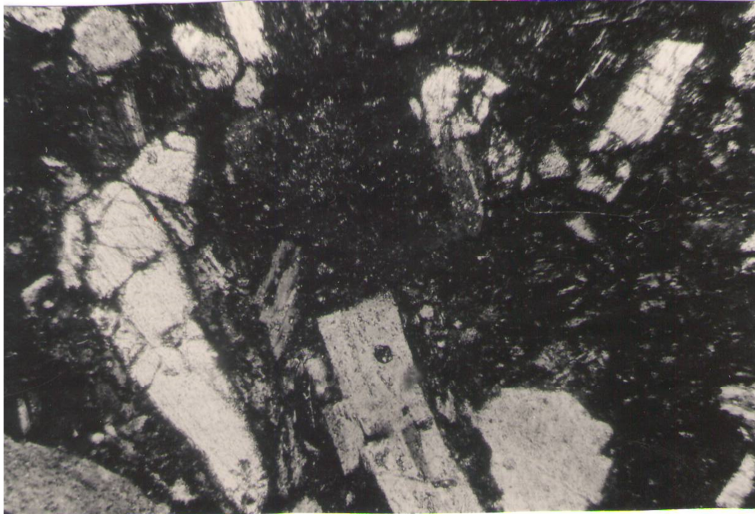
ოქსენი და კვარცი. ქანის ნატეხები დამორჩილებული რაოდენობითაა ეფუზივების და გაქლორიტებული ამორფული მინის



სახით (სურ. 46). პლაგიოკლაზების უმეტესი ნაწილი გაკარბონატებული და, ნაწილობრივ - გათიხებულია. მათთან შედარებით პიროქსენები ნაკლები რაოდენობითაა და ახასითებს როგორც კარგად გამოხატული კრისტალოგრაფიული, ისე იზომეტრული ფორმის მარცვლები.

*კრისტალოკლასტური ტუფების* როლი ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების ცემენტის აგებულებაში, ყველაზე მცირეა. მათ შემადგენლობაში წამყვანი მინერალებია 0,1-0,8 მმ ზომის პლაგიოკლაზი, პიროქსენი და კვარცი. წარმოდგენილი. ქანის ნატეხები უმნიშვნელო რაოდენობითაა და ძირითადად გაქლორიტებული ვულკანური მინის ნამსხვრევებითაა წარმოდგენილი (სურ. 47).

მინერალებში წამყვანია პლაგიოკლაზები, რომელთა უმეტესი ნაწილი შესამჩნევადაა გაქლორიტებული და გათიხებული, რის გამოც მათი გაზომვა ვერ ხერხდება. მხოლოდ ცალკეულ შემთხვევაში მოხერხდა იმის დადგენა, რომ მათი გარდატეხის მაჩვენებელი მეტია კანადის ბალზამის მაჩვენებელზე.

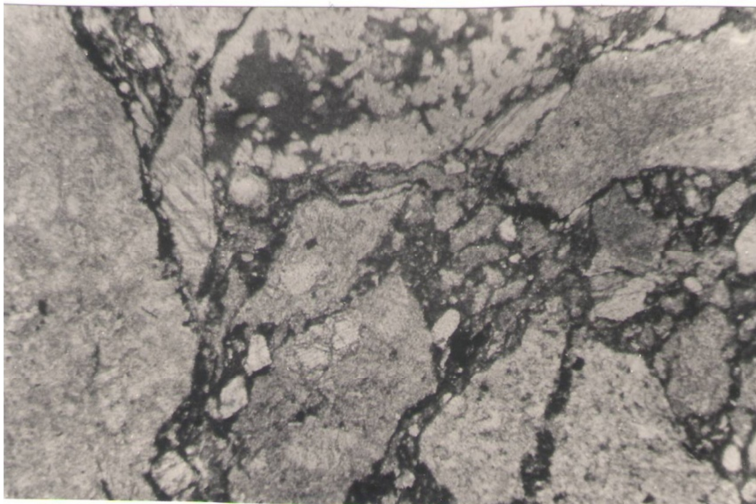


სურ. 47. კრისტალოკლასტური ტუფი. ნიკ. +, X 50

პიროქსენი მონოკლინური სახესხვაობითაა წარმოდგენილი და ხშირად კარგად გამოხატული კრისტალოგრაფიული ფორმებით ხასიათდება. კვარცი უმნიშვნელო რაოდენობითაა და გვხვდება დამუშავების სხვადასხვა ხარისხის მქონე მარცვლებით.

ტუფის ცემენტი შევსების ტიპისაა და ქლორიტ-თიხიანი მასითაა წარმოდგენილი, სადაც იშვიათად სათვალისებრი სტრუქტურა შეინიშნება. ქანში არსებული პორები შევსებულია დელიტით, კარბონატით და, იშვიათად აგრეგატული აგებულების კვარცით.

**ტუფიტები** წარმოდგენილია საშუალო, მსხვილ- და უხეშნატეხოვანი სახესხვაობებით, რომელთა აგებულებაში სხვადასხვა სახის პორფირიტების და ნორმულ-დანალექი ქანის ნატეხები მონაწილეობს. მათი საერთო რაოდენობა ქანის მთელი მოცულობის 50 % არ აღემატება. ტუფებისაგან განსხვავებით ტუფიტებში შემადგენელი კომპონენტებს დამუშავების ნიშნები მეტად ახასიათებს. ქანის ნატეხებთან ერთად, ტუფიტების აგებულებაში დამორჩილებული რაოდენობით მონაწილეობს ასევე კვარცის მარცვლებიც.



სურ. 48. მსხვილნატეხოვანი ტუფიტი  
ნიკ. II, X 17

ტუფიტებში ნატეხების შემაცემენტებელი მასის როლს ქლორიტ-თიხიანი მასა ასრულებს, რომელიც ხშირად გაკარბონატებულია. ქანში მრავლად შეინიშნება კალციტის ძარღვები.

ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებზე ჩატარებული კომპლექსური კვლევების და ფაქტობრივი მასალის ანალიზის საფუძველზე შესაძლებელია ზოგიერთი დასკვნის გაკეთება:

&-აღნიშნული ვულკანიტები აგებულია ბაზალტური შედგენილობის ვულკანოკლასტოლითებით და ეფუზივებით. თავისი ქიმიზმით აღნიშნული ვულკანოგენები სილიციუმით სუსტად გაჯერებულ, ტუტეებით ღარიბ კირტუტე სერიის ქანების ჯგუფს მიეკუთვნება;

&-ვულკანოკლასტოლითები მკვეთრად სჭარბობს ეფუზივებს და წარმოდგენილია აგლომერატული ტუფებით და ტუფიტებით. ეფუზივები წარმოდგენილია ავგიტ-ლაბრადორიანი და ავგიტ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტური პორფირიტებით და ოლივინიანი ბაზალტებით, რომლებიც, როგორც ჩანს, ცარცული ასაკის უნდა იყოს (იხ. ქვეთავი 3.3.3);

&-სხვა შედგენილობის ვულკანოგენები დამორჩილებული რაოდენობითაა და სავარაუდოდ ბაიოსურ პორფირიტულ წყებას უნდა ეკუთვნოდეს;

&-ოლივინიანი ბაზალტების არსებობა საკვლევ ტერიტორიაზე პირველად იქნა დადგენილი. მისი ასაკი ბაიოსურზე უფრო ახალგაზრდაა, რადგან კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ბაიოსურ პორფირიტულ სერიაში ოლივინიანი ბაზალტები არსად არ აღინიშნება;

&-ვულკანოკლასტოლითებში შემაკავშირებელი მასა სხვადასხვა სახის ბაზალტური ტუფებითა და ტუფიტებითაა წარმოდგენილი, რომელთაგან ყველაზე უფრო გავრცელებულია კრისტალო-ლითოკლასტური სახესხვაობა;

&-ვულკანიზმის ხასიათი ცენტრული ტიპისაა, რაზეც ნათლად მოწმობს ვულკანოკლასტოლითების მკვეთრი სიჭარბე ეფუზივებთან შედარებით;

&-შესწავლილი ვულკანიტების და ბაიოსური პორფირიტული წყების ქანების შეცვლის ხასიათი მეტ-ნაკლებად მსგავსია, რის გამოც ასაკობრივად ამ ორი განსხვავებული ვულკანიტების გარჩევა საველე პირობებში გამძლეებულია.

### 3.3.3. გვიანეოცენური ვულკანიზმის შესახებ

ვულკანიზმის გამოვლინება გვიან ეოცენურში და მათი პროდუქტების არსებობა ლოდ-ბრეჩიებში ადრეც იყო შემჩნეული. ჯერ კიდევ პ.გამყრელიძემ (1949) მწვ.მწვ. უკივლეთა-კლდებოძალის ზოლში ყურადღება მიაქცია ლოდ-ბრეჩიების წყებაში ზედაიურული და ცარცული ასაკის კირქვის ცალკეული ნატეხების არსებობას. ამასთან, პორფირიტების ჩანართები სუსტად იყო დამუშავებული, ან საერთოდ არ ეტყობოდათ. ამის საფუძველზე პ.გამყრელიძემ გამოთქვა მოსაზრება აღნიშნულ მონაკვეთზე გვიანეოცენური ვულკანიზმის პროდუქტების არსებობის შესახებ. ამასთან იგი არ გამორიცხავდა ამ ვულკანოგენებში ბაიოსური პორფირიტების გადანარეცხი მასალის არსებობასაც.

მკვლევართა უმეტესობა (Вассоевич, 1932; Кахадзе, Канделაკი, 1943, 1946., ბენდუქიძე, 1951; Вахания, 1952 და სხვ.) მიუთითებდა, რომ საკვლევი ტერიტორიის გარკვეულ უბნებზე, ლოდ-ბრეჩიების წყების შემადგენლობაში აღინიშნებოდა ბაიოსის ვულკანოგენური გადანარეცხი მასალის სიჭარბე, რის გამოც ზედაეოცენური ვულკანოგენების გარჩევა ბაიოსური პორფირიტული წყების ქანებისაგან გამძლეებული იყო. ამ ორი ასაკობრივად განსხვავებული ვულკანოგენების გარჩევა შესაძლებელია მხოლოდ ზედაიურული და ცარცული კირქვების ჩანართების საშუალებით.

განსაკუთრებით გაიზარდა ინტერესი ამ ახალგაზრდა ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების მიმართ მას შემდეგ, რაც 1965 წელს, საკვლევ ტერიტორიაზე ჩატარდა საერთაშორისო გეოლოგიური ექსკურსია, რომელშიც ევროპის გამოჩენილი გეოლოგები მონაწილეებდნენ და, რომლის დროსაც ამ ვულკანოგენებმა განსაკუთრებული ყურადღება მიიქცია.

სამოციანი წლების ბოლოს, ეს ვულკანოგენები, როგორც უკვე ითქვა, ზედაეოცენურად თარიღდებოდა, თუმცა არსებობდა რიგი გარემოება, რომელიც ამ მოსაზრებას ეჭვის ქვეშ აყენებდა. კერძოდ, გვიან ეოცენურის ბოლოს, მთელ ალპურ ნაოჭა სარტყელში, მათ შორის კავკასიაში, ადგილი ჰქონდა ძლიერ პირენეულ დანაოჭებას, რომლის დროსაც, როგორც წესი, ვულკანების ამომყვანი არხები იხურება და ვულკანიზმი სუსტდება, ან საერთოდ წყდება. ამას შემდგომში ისიც დაემატა, რომ კავკასიონის მთელ სამხრეთ ფერდობზე გვიანეოცენური ვულკანიზმის პროდუქტები არსად არ აღინიშნა, მათ შორის, ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში (Маїсаძე, 1984, 1999), რამაც მიგვიყვანა იმ მოსაზრებამდე, რომ შესწავლილი ვულკანოგენები უფრო ძველი ასაკის უნდა იყოს, ვიდრე ზედაეოცენური და, რომ ისინი ოლისტოლითების ან ოლისტოპლაკების სახითაა მოხვედრილი ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში (Маїсаძე, 1987).

კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ეოცენზე უფრო ძველი ვულკანოგენური წარმონაქმნები აღინიშნება სენომანში (მდ.ქსნის ტექტონიკური ფანჯარა) და ბაიოსურში.

შესწავლილი ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების ბაიოსურ ასაკად მიჩნევა გამოირიცხულია იმის გამო, რომ ისინი შეიცავს ზედაიურული და ცარცული კირქვების ჩანართებს. საინტერესოა მათი შედარება მდ.ქსნის ვულკანიტებთან, სადაც აღინიშნება სენომანური ასაკის ფუძე ვულკანოგენების არსებობა (И.Гамкრелидзе, 1970), რომლებიც ოლივინიანი ბაზალტებით, ტუფებითა და ტუფბრექჩიებითაა წარმოდგენილი (Канчавели, 1978). ეს ვულკანოგენები თავის ქიმიზმით, ისე როგორც ჩვენს მიერ შეს-

წავლილი ვულკანოგენები, მიეკუთვნება ვულკანოგენების ასოციაციის კირ-ტუტე რიგს. ამასთან ერთად, გაგრა-ჯავის და მესტია-თიანეთის ზონებში აღინიშნება ალბ-სენომანური ასაკის ვულკანიტების სპორადული გამოსავლები (Канчавели, 1978).

ამრიგად, უნდა ვივარაუდოთ, რომ მესტია-თიანეთისა და გაგრა-ჯავის ზონებს შორის არსებული სიღრმული რღვევის გასწვრივ, რომელიც დღეს ფლიშური ნალექების შეცოცებითაა გადაფარული, ალბ (?) - სენომანურში ადგილი ჰქონდა ცენტრული ტიპის ვულკანიზმის გამოვლინებას, რომლის შედეგადაც ამოიფრქვა ფუძე შედგენილობის ვულკანიტები. აღნიშნული სიღრმული რღვევის გასწვრივ შესაძლებელია არსებობდა რამოდენიმე ვულკანური ცენტრი, რომელთა გარშემოც აგლომერატული ტუფები და ტუფ-ბრექჩიები ილექებოდა.

თუ აღვადგენთ იმ პალეოგეოგრაფიულ ზოგად სურათს, თუ როგორ მოხვდა აღნიშნული სენომანური ვულკანოგენები ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში, უნდა ვივარაუდოდ, რომ გვიან ეოცენურის მეორე ნახევარში, პირენეული დანაოჭების შედეგად ადგილი ჰქონდა რეგრესიას და პალეოგენური აუზის ჩრდილო ნაწილში, რომელიც დღეს მთლიანად გადაფარულია. ტექტონიკური და მეწყრული მოვლენების შედეგად, ადგილი ჰქონდა კატასტროფულ პროცესებს და ოლისტოსტრომების წარმოქმნას. სხვადასხვა ასაკისა ოლისტოლიტებთან და ოლისტოპლაკებთან ერთად, ეოცენურ აუზში მოხვდა ალბ (?) - სენომანური ვულკანიტების ჩანართებიც.

მოყვანილი მასალიდან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების შემადგენელი ვულკანოგენ-დანალექი ქანები უნდა წარმოადგენდეს ალბ (?) - სენომანური ვულკანიზმის პროდუქტს, რომელიც, ისე როგორც, ბაიოსური ვულკანიტები, ზედაიურული რიფული კირქვები და სხვა ასაკის ქანები, ჩანართების სახით მონაწილეობს ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების აგებულებაში.

#### 4. პალეოგენური დროის პალეოგეოგრაფია

მოყვანილი ფაქტობრივი მასალიდან გამომდინარე და ეოცენური წარმონაქმნების კომპლექსური შესწავლის შედეგების ანალიზის გათვალისწინებით, იმდროინდელი პალეოგეოგრაფიული და ტექტონიკური პირობები შემდეგნაირად წარმოგვიდგენია.

ცარცული პერიოდის ბოლოს მიმდინარე პალეოგეოგრაფიული და ტექტონიკური ცვლილებების შედეგად, რაც ლარამული დანაოჭებით იყო გამოწვეული, გარკვეულად შემცირდა სედიმენტაციური აუზების, მათ შორის მესტია-თიანეთის ფლიშური აუზის, კონფიგურაცია.

გაგრა-ჯავის ზონის ფარგლებში პალეოცენ-ადრე ეოცენში შემორჩა მცირე ზომის სედიმენტაციური აუზი (კვაისას მადნიანი ველი), სადაც გრძელდებოდა ნორმულ-დანალექი ქანების დალექვა.

ლარამული დანაოჭების შედეგად, გაგრა-ჯავის ზონის უკიდურეს ჩრდილო ნაწილში, კიდევ უფრო გამოიკვეთა კორდილიერული ზონა (რაჭა-ვანდამის ხმელეთი), რომლის არსებობაც განსაკუთრებთ კარგად გამოჩნდა გვიან ეოცენურის ბოლოს ოლისტოსტრომების წარმოქმნისას.

შუა ეოცენურის დასაწყისში გაგრა-ჯავის ზონის უმეტესი ნაწილი პენეპლენიზირებული რელიეფით ხასიათდებოდა და თხელი ეპიკონტინენტური ზღვით დაიფარა, რაც დასავლეთ საქართველოში კარგად ცნობილი პალეოცენური ტრანსგრესიის გარძელებას წარმოადგენდა. საკვლევ ტერიტორიაზე აღნიშნული ტრანსგრესია კარგადაა გამოხატული ცხანარის სინკლინში. აუზის სამხრეთ ნაწილში, შუა ეოცენურში ადგილი ჰქონდა ქვიშაქვების, ქვიშიანი კირქვების, ფაუნით მდიდარი მასიური და შრეებრივი კირქვების დალექვას (ერწოს ტბასთან, სოფ. ნოგ-კაუს სამხრეთით, სოფ. ერწოსთან).

აუზის ჩრდილო ნაწილში, რომელიც დღეს ფლიშური ნალექებითაა გადაფარული, როგორც ჩანს, თიხების და მერგელების დალექვა მიმდინარეობდა. ეს დაშვება გამომდინარეობს ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში აღნიშნული ქანების ნატეხების არსებობით (მდ.ხალივ-დონის და სოფ.მუგუთის ჭრილები).

შუაეოცენურ, ისე როგორც ზედაეოცენურ ნორმულ-დალექ ქანებში აღინიშნება კვარც-არკოზული მასალის არსებობა, განსაკუთრებით რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში. ამ მასალის სავარაუდოდ წყარო შესაძლებელია ყოფილიყო როგორც ზემოთ ნახსენები რაჭა-ვანდამის ხმელეთი, ასევე გაგრა-ჯავის ზონაში არსებული ზედაიურული და ცარცული ნალექების ფუძის ფორმაციები.

გვიან ეოცენურის დასაწყისში, გაგრა-ჯავის ეპიკონტინენტური ზღვის სამხრეთ ნაწილში, ადგილი ჰქონდა ზღვის ტრანსგრესიას. რაჭა-ვანდამის კორდილიერულ ზოლში, რომელიც ძირითადად ზედაიურული რიფული კირქვებით და ბაიოსური პორფირიტებით იყო აგებული (სურ.49), გვიან ეოცენურის მეორე ნახევარში, პირენეული დანაოჭების შედეგად მოხდა ფლიშური აუზის დასავლეთი ნაწილის (მდ.დიდ ლიახვამდე) ხმელეთად გადაქცევა, რასაც თან ახლდა ზღვის ინგრესია. ამ დროს რაჭა-ვანდამის კორდილიერული ხმელეთი უფრო მკვეთრად ჩამოყალიბდა და გახდა ძირითადი მკვებავი წყარო გვიანეოცენური აუზისთვის უხეშნატეხოვანი მასალით (ოლისტოსტრომები, ოლისტიპლაკები) მომარაგებაში. სამხრეთით, ამ დროს, საშუალო - და მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების დალექვა მიმდინარეობდა.

სანამ მოკლედ განვიხილავთ ოლისტოსტრომების წარმოშობის პალეოგეოგრაფიულ და ტექტონიკურ პირობებს, აუცილებელია აღვნიშნოთ, რომ წარმოდგენილი დისერტაცია იყო პირველი კომპლექსური ნაშრომი ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების შესახებ, რომელიც მაშინ „ლოდ-ბრეჟიებად“ იწოდებოდა. როგორც შემდგომში გაირკვა, ეს წარმონაქმნები ფართო გავრცელებით სარგებლობს არა მარტო კავკასიაში, არამედ მთელ ალპურ ნაოჭა სისტემაში და ერთგვარად სამარკირო ნალექებს წარმოად-



გენს, რომლებიც თითქის სინქრონულად (გვიან ეოცენის მეორე ნახევარი) და მსგავს პალეოგეოგრაფიულ და ტექტონიკურ პირობებში წარმოიქმნა (იხ. თავი 5).

ფაქტობრივი მასალის ანალიზიდან გამომდინარე შეიძლება დავუშვათ, რომ გვიან ეოცენურში ფლიშური აუზის დიდი ნაწილი საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში უკვე ხმელეთს წარმოადგენდა და ირეცხებოდა. ამაზე მეტყველებს ფლიშური ნალექების ნატეხების არსებობა ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომების შემადგენლობაში (მდ.გომრულას ხეობა, საქართველოს სამხედრო გზა). ტერიგენული მასალის ტრანსპორტირებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობდა წყალქვეშა მეწყრული პროცესები. არსებული ხმელეთების დეზინტეგრაცია განსაკუთრებით ძლიერი იყო კატასტროფული მოვლენების პერიოდში, რომლებიც თან ახლდა პირენეული დანაოჭებით გამოწვეულ ძლიერ მიწისძრებს. შედარებით სიმშვიდის პერიოდებში აუზში ადგილი ქონდა ლოდბრექჩიებში მერგელების, თიხებისა და ქვშაქვების დალექვას შუაშრეების სახით.

საინტერესოა და მნიშვნელოვანია ოლისტოსტრომების ტერიგენული მასალით მკვებავი წყაროს საკითხი, რომელიც ახლებურადაა გაშუქებული წარმოდგენილ ნაშრომში. კერძოდ, ადრე ითვლებოდა, რომ ეს წყარო გვიანეოცენური აუზის სამხრეთით უნდა ყოფილიყო განლაგებული, მაგრამ მოპოვებული ახალი ფაქტობრივი მასალა და ჩვენი დაკვირვებები ადასტურებს პ.გამყრელიძის მოსაზრებას (ზეპირი გადმოცემა, 1965 წ.) იმის შესახებ, რომ ოლისტოსტრომების ტერიგენული მასალით მკვებავი ხმელეთი განლაგებული უნდა ყოფილიყო სედიმენტაციური აუზის ჩრდილოეთით, გაგრა-ჯავის ზონის ჩრდილო კიდეში, რომელიც დღეს მთლიანად შეცოცებული ფლიშური ნალექებითაა გადაფარული (სურ. 49). აღნიშნული ჰიპოთეტური ხმელეთის არსებობის დაშვება, შემდგომში სხვა მკვლევარების მიერაც იქნა გაზიარებული (Mañсадзе., 1970,1999., Гамკრелидзе, Гамკრелидзе, 1977 და სხვ.).

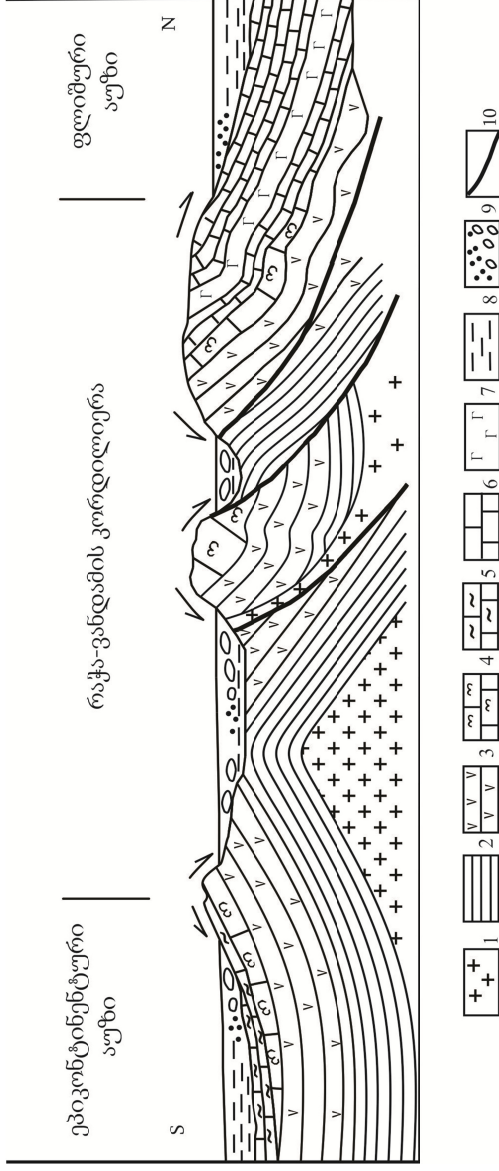
ამ ხმელეთის არსებობაზე, რომელიც დღეს „რაჭა-ვანდამის კორდილიერის“ სახელითაა ცნობილი, გარკვევით მიუთითებს ზედაეოცენური ნალექების ფაციესური ანალიზიც. კერძოდ, მთელ საკვლევ ტერიტორიაზე ზედაეოცენური წარმონაქმნებში ნათლად შეიმჩნევა ტერიგენული მასალის სიმსხოს ზრდა სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ. როგორც წესი, უხეშნატეხოვანი წარმონაქმნები ლოდ-ბრექჩიების სახით რაიონის მხოლოდ ჩრდილო ნაწილებშია გავრცელებული, ხოლო იმავე ასაკის ნორმულ-დანალექი ქანები, მათ სამხრეთითაა გავრცელებული. თუ იმასაც გავითვალისწინებთ, რომ რაიონის დასავლეთ ნაწილში (მდ.გომრულას ხეობა) ოლისტოსტრომების აგებულებაში მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობს ზედაიურულ-ცარცული ასაკის ფლიშური ნალექების ლოდები, რომლებიც გვიან ეოცენურში აუზის ჩრდილოეთით იყო გაშიშვლებული და იმასაც დავუმატებთ, რომ ოლისტოსტრომების შემადგენლობაში არსებული ზედაიურული კირქვების (საქართველოს სამხედრო გზა, კახეთი) და კრისტალური ფუნდამენტის ქანების (მდ.არაგვის აღმოსავლეთით) ეგზოტიკური ჩანართების არსებობა ახსნას ითხოვდა, მაშინ ოლისტოსტრომების მკვებავი წყაროს ჩრდილოეთით არსებობა, კიდევ უფრო დამაჯერებელი ხდება.

ოლისტოსტრომების შემადგენელი ნატეხების ხასიათი მიუთითებს იმაზე, რომ აღნიშნული კორდილიერული ზონა აგებული უნდა ყოფილიყო ძირითადად მეზოზოური და, ნაწილობრივ, ქვედაპალეოგენური ნალექებით, ხოლო მდ.არაგვის აღმოსავლეთით, ასევე იურულისწინა ფუნდამენტის კრისტალური ქანებით. ეს ხმელეთი წარმოადგენდა სედიმენტაციური აუზის ტერიგენული მასალით მთავარ მომმარაგებელს არა მარტო პალეოგენურში, არამედ ცარცულ პერიოდშიც (Гамкрелидзе, Гамкрელიдзе, 1977; Майсадзе, 1999). გვიან ეოცენურის მეორე ნახევარში, პირენეული დანაოჭებისას, ფლიშური აუზის სამხრეთი ნაპირის გასწვრივ, ტექტონიკური ზეწრების (შარიაჟების) წარმოშობის დაწყებასთან ერთად, ადგილი ჰქონდა რაჭა-ვანდამის კორდი-

ლიერული ზონის ინტენსიურ ნგრევას და დეზინტეგრირებული მასალის გადაადგილებას სამხრეთი მიმართულებით, გაგრა-ჯავის ზონის ეპიკონტინენტურ აუზში, სადაც კორდილიერების გარშემო დაიწყო ოლისტოსტრომების დაგროვება. აღნიშნული კორდილიერული ზონა, სავარაუდოდ ბათური ოროფაზისის დროს ჩამოყალიბდა და გვიან ეოცენურის ჩათვლით არსებობდა.

ეოცენურის შემდგომ პერიოდში საკვლევ ტერიტორიაზე, ისე როგორც მთელ კავკასიაში, ადგილი ჰქონდა მნიშვნელოვან პალეოგეოგრაფიულ ცვლილებებს, რის შედეგადაც ოლისტოსტრომების პირველადი გავრცელების სურათი მნიშვნელოვნად შეიცვალა. კერძოდ, ფლიშური ნალექების შეცოცებამ, რომლის ამპლიტუდა აღმოსავლეთი მიმართულებით მატულობს, ოლისტოსტრომების მნიშვნელოვანი ნაწილი მთლიანად ან ნაწილობრივ გადაიფარა, რის შედეგადაც ისინი დღეს შემორჩენილია იზოლირებული გამოსავლების სახით ფლიშური შეცოცების ფრონტალური ხაზის გასწვრივ და ცალკეული სინკლინის გულებში (ჩორდი, ვალ-ხობი და სხვ.). აღნიშნული შეცოცების შედეგად ოლისტოსტრომები ამჟამად ტექტონიკურ შეხებაშია მის სამხრეთით განლაგებულ სხვადასხვა ასაკის, მათ შორის შუა- და ზედაეოცენურ ნორმულ-დანალექ ქანებთან.

დასარულს გვინდა აღვნიშნოთ, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე არსებული ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების წარმოშობის პალეოგეოგრაფიულ-ტექტონიკური პირობები გაშუქებულია მთელ რიგ შრომებში, სადაც გათვალისწინებულია ოლისტოსტრომების დეტალური შესწავლის შედეგები (Maisadze, 1970, 1994, 1999, 2006, 2008., Леонов, 1975., Щербა, 1975., Гамкрელიдзе, Гамკრელიдзе, 1977., Gamkrelidze I., Maisadze, 2010, 2016 და სხვ.).



სურ. 49. პალეოგეოგრაფიული პროფილი გვიან ეოცენურის ბოლოს

1-ალპურისწინა კრისტალური ფუნდამენტი; 2-ქვედაიურულ-აალენური ქვიშაქვა-ფიქლების წყება; 3-ბაიოსური ვულკანოგენური წყება; 4-ზედაიურული რიფული კირქვები; 5-ცარცული კირქვები (გაგრა-ჯავის ზონის ფაციესი); 6-აპტ-პალეოგენური (ფლიშური ნალექები); 7-ალბ (?)–სენომაზური ვულკანოგენები; 8-ზედაეოცენური ნორმულ-დანალექი და ფლიშიოიდური წყებები; 9-ზედაეოცენური ოლოსტო-სტრომები; 10-შეცოცება.

## 5. ოლისტოსტრომების გავრცელება და მათი კავშირი „მოვლენათა ნალექებთან“

შესწავლილი ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების ანალოგიური წარმონაქმნები ფართო გავრცელებით სარგებლობს არა მარტო კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, არამედ ალპური ნაოჭა სარტყლის მნიშვნელოვან ნაწილში.

ვიდრე აღნისნულ საკითხზე გადავიდოდეთ, გვინდა შევეხოთ ოლისტოსტრომების ადგილს დანალექი წარმონაქმნების კლასიფიკაციაში, სადაც ისინი, ისე როგორც კონგლომერატები და ბრექჩიები, ფსეფიტების ჯგუფს მიეკუთვნება, მიუხედავად იმისა, რომ თავისი აგებულებით, გენეზისით და სხვა ნიშნებით განსხვავებულია ამ ჯგუფში შემავალი სხვა დანალექი წარმონაქმნებისგან.

როგორც ცნობილია, სედიმენტაციურ აუზებში მიმდინარე ნალექთდაგროვების პროცესი, რომლის დროსაც ნორმულ-დანალექი ქანები წარმოიქმნება (თიხები, ქვიშკვები, მერგელები, კირქვები და სხვ.), შედარებით იშვიათად ირღვეოდა სხვადასხვა გეოლოგიური მოვლენებით, რაც მნიშვნელოვნად ცვლიდა სედიმენტაციის ხასიათს და შესაბამისად აისახებოდა ქანების ლითოლოგიურ ხასიათზე.

ნორმულ-დანალექი ქანების მრავალრიცხოვან სახესხვაობებს შორის არსებობს გარკვეული ჯგუფი ქანებისა, რომლებიც თავისი ტექსტურით, სტრუქტურით და გენეტიკური ნიშნებით მკაფიოდ განსხვავდება სხვა ნორმულ-დანალექი ქანებისაგან. სწორედ აღნიშნულმა გარემომებამ განაპირობა ამ განსხვავებული ქანების გამოყოფა დამოუკიდებელი ერთეულის - „მოვლენათა ნალექების“ სახელით. როგორც გაირკვა, ამ ნალექების წარმოშობის ერთ-ერთ ძირითად ფაქტორს კონსედიმენტაციური კატასტროფული მოვლენები წარმოადგენს, რომლებიც იმპულსურად ვლინდება და გეოლოგიური დროის ხანმოკლე მონაკვეთებს მოიც-

ავს. გაირკვა, რომ აღნიშნულ ჯგუფში შეიძლება გაერთიანდეს განსხვავებული გენეზისის ქანები.

ცნობილია, რომ გეოლოგიური კატასტროფული მოვლენები (განსხვავებით კოსმოსური და ტექნოლოგიურისგან) ბუნებაში ვლინდება მიწისძვრების, ვულკანური ამოფრქვევების, სელური და სიმღვრივის ნაკადების, წყალდიდობების, მეწყრული მოვლენების და სხვ. სახით. ამ პროცესების შედეგად დალექილი ქანები წარმოადგენს სწორედ „მოვლენათა ნალექებს“, რომლებიც სპეციფიკური სტრუქტურულ-ტექსტურული და ლითოლოგიური თავისებურებებით ხასიათდება.

პირველად მოვლენათა ნალექების არსებობა აღინიშნა ციკლური (რიტმული) აგებულების წარმონაქმნებში, რომლებსაც მთელი რიგი საინტერესო გამოკვლევები მიემდგნა (Цикл. и соб. Сед., 1985). ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებში მოვლენათა ნალექების არსებობა კავკასიაში პირველად ზედაეოცენურ ნალექებში დადგინდა კავკასიონის სამხრეთი ფერდობზე (Maisadze, 1999).

მოცემულ თავში განხილულია მოვლენათა ნალექები და მათი მნიშვნელობა წარსული გეოლოგიური პროცესების, მათ შორის კატასტროფული მოვლენების დადგენაში.

სანამ უშუალოდ ამ საკითხზე გადავალთ, მოკლედ გავეცნოთ იმ კრიტერიუმებს, რომელთა მიხედვითაც გამოიყო მოვლენათა ნალექები ციკლურ წარმონაქმნებში. ისინი, როგორც წესი, აგებულია შრეებრივი, ერთნაირი ან მსგავსი შედგენილობის რიტმებისაგან, რომლებიც ჭრილში კანონზომიერად მრავალჯერ მეორდება. სტრუქტურული და ტექსტურული ნიშნებით ეს წარმონაქმნები „ციკლიტების“ სახელით გამოიყო. ამ ჯგუფში გაერთიანებულია ტურბიდიტები, შტორმული ნალექები, კირქვიან-მერგელოვანი რიტმები, წყალდიდობით გამოწვეული ნალექები და სხვ. მას შემდეგ, რაც მათ კლასიფიკაციაში გათვალისწინებულ იქნა გენეტური ნიშანიც, ციკლიტები სამ ჯგუფად დაიყო: პერიოდიტები, ტემპესტიტები და ტურბიდიტები. პერიოდიტები ნორმულ-დანალექ წარმონაქმნებს მიეკუთვნება, ხოლო ტემპესტ-

იტები და ტურბიდიტები - „მოვლენათა ნალექებს“ (Цикл. и собр. сед., 1985). ეს უკანასკნელნი (ნიჟარებიანი შრეები, კონდენსირებული შრეები, შტორმული ქვიშაქვები, ბრტყელნატეხოვანი კონგლომერატები, ტურბიდიტები და სხვ.) დანალექი წარმოშობის გეოლოგიურ სხეულებს წარმოადგენს (Зейлахер, 1985), რომლებიც ერთჯერადი კატასტროფული მოვლენების შედეგია.

პერიოდიტებს მიეკუთვნება ციკლიტები, რომლებიც აუზის ღრმა ნაწილებში (ტალღების ბაზისის ქვემოთ) ილექება. ისინი დალექვის გარკვეული პერიოდულობით და ფაციესური ცვალებადობით ხასიათდება. მათ აგებულებაში მონაწილეობს არატურბიდიტული პელაგური და ჰემიპელაგური კირქვიან-მერგელოვანი რიტმები (Эйнзеле, 1985), რომელთა დალექვა შეიძლება გაგრძელდეს რამდენიმე ათეული და ასეული ათასი წლის განმავლობაში.

ტემპესტიტები წარმოიქმნება შტორმული და ნორმალური ტალღების ბაზისებს შორის, ხოლო ტურბიდიტები - ძირითადად კონტინენტურ ბექობზე. პერიოდიტებისგან განსხვავებით, ტემპესტიტების და ტურბიდიტების დალექვა სწრაფად ხდება, კატასტროფული მოვლენების შედეგად, რაც მათი წარმოქმნის ძირითად ფაქტორს შეადგენს.

მოყვანილი მაგალითებიდან კარგად ჩანს, თუ რამდენად მრავალფეროვანია სედიმენტაციური პროცესი სტრუქტურულად მსგავს, მაგრამ გენეტურად განსხვავებულ ციკლურ წარმონაქმნებში.

ბუნებაში არსებობს ასევე სხვა ქანების ჯგუფი, რომელშიც გაერთიანებულია ერთგვაროვანი სტრუქტურულ-ტექსტურული აგებულების, მაგრამ გენეტურად მკვეთრად განსხვავებული ქანები. საქმე ეხება ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებს, კერძოდ, დანალექი წარმოშობის კონგლომერატებს და ბრექჩიებს, ოლისტოსტრომებს, ველურ ფლიშს, ჩანართებიან ჰორიზონტებს, ვულკანოგენურ ბრექჩიებს, ტექტონიკურ ბრექჩიებს (მელანჟი), მყინვარულ ბრექჩიებს და სხვ.

გენეტურად განსხვავებული ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებს შორის ჩვენი კვლევის ობიექტს წარმოადგენდა მხოლოდ მათი ის სახესხვაობები, რომლებიც ზღვიურ აუზებში დაილექა. ასეთებს მიეკუთვნება ბრექჩიები, კონგლომერატები, ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში, ჩანართებიანი ჰორიზონტები და რიფული ბრექჩიები, რომლებიც აგებულია სხვადასხვა ზომის და შედგენილობის ქანის ნატეხებისა და ქვარგვალეებისგან, რომელთა ზომები ცვალებადობს ერთეული სანტიმეტრიდან (კონგლომერატები, ბრექჩიები) დაწყებული და რამდენიმე ასეული და ათასი კუბური მეტრის ჩანართებით დამთავრებული (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში).

რიფული ბრექჩიები, გამომდინარე მათი წარმოშობის სპეციფიური პირობებიდან, განსხვავდება სხვა დანალექი ბრექჩიებისგან. კერძოდ, ისინი წარმოიქმნება ზღვის ტალღების მოქმედების შედეგად, რიფული ნაგებობების გარშემო და მარჯნიანი ნაგებობების მსხვრევის პროდუქტს წარმოადგენს. ისინი მჭიდროდ ერწყმის მასიურ ან სუსტად შრეებრივ რიფულ სხეულებს. ნატეხების ტალღებით გადამუშავების შემთხვევაში, წარმოიქმნება კონგლომერატების შრეები, რომლებშიც, ისე როგორც ბრექჩიებში, ჩანართები და ცემენტი კირქვებითაა წარმოდგენილი.

ჩანართებიანი ჰორიზონტის შემთხვევაში ქანის ძირითადი ნაწილი ნორმულ-დანალექი წარმონაქმნია, ხოლო ჩანართები დამორჩილებული რაოდენობითაა. ლითოლოგიურად ეს ქანები ერთგვარად გარდამავალია ნორმულ-დანალექ და ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებს შორის.

რაც შეეხება კონგლომერატებს და ბრექჩიებს, ისინი ფაქტობრივად იდენტური წარმონაქმნებია, რომლებიც მხოლოდ შემადგენელი ჩანართების დამუშავების ხარისხით განსხვავდება. გენეტურად ასევე იდენტურია ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში. ძირითადი განსხვავება მათ შორის მდგომარეობს წარმოშობის განსხვავებულ ფაციესურ პირობებში. კერძოდ, ოლისტო-



სტრომები წარმოიქმნებოდა ეპიკონტინენტურ ზღვიურ აუზში, ხოლო ველური ფლიში - ფლიშურ აუზებში.

დანალექი ქანების წარმოქმნაში სხვადასხვა ფაქტორთან ერთად (კლიმატური ცვლილებები, ორგანიზმების მოქმედება, ზღვის მოქცევა და უკუქცევა, ფაციესური პირობები და სხვ.), მნიშვნელოვან და, ზოგჯერ გადამწყვეტ როლს, ტექტონიკური მოვლენები თამაშობს, რომლის კარგ მაგალითს ქაოსური აგებულების ნალექები წარმოადგენს.

ტრანსგრესიული და რეგრესიული ნალექები, რომელთა უმეტეს ნაწილს კონგლომერატები და ბრექჩიები წარმოადგენს, ხმელეთის აზეცებასა და დაძირვას უკავშირდება, რომლის დროსაც ტექტონიკური მოძრაობები გარკვეული კანონზომიერებით მიმდინარეობს კატაკლიზმების გარეშე. ამ დროს სედიმენტაციის პროცესი არ ირღვევა და ნორმულ-დანალექი უხეშნატეხოვანი ქანები ილექება (კონგლომერატები, ბრექჩიები, გრაველიტები, ქვიშაქვები). მაგრამ იმ შემთხვევებში, როცა ტექტონიკური მოძრაობები მკვეთრად ძლიერდება, ადგილი აქვს კატასტროფულ მოვლენებს, რომლის დროსაც, სათანადო პალეოგეოგრაფიული და ფაციესური პირობების შემთხვევაში, ხელსაყრელი პირობები იქმნება ოლისტოსტრომების და ველური ფლიში წარმოქმნისათვის.

ამგვარად, ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებში, გენეტიკური ნიშნით შეიძლება ორი ჯგუფი გამოვყოთ: ნორმულ-დანალექი (კონგლომერატები, ბრექჩიები) და მოვლენათა ნალექები (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში და სხვ.).

ქაოსური აგებულების მოვლენათა ნალექების ერთ-ერთ თვალსაჩინო მაგალითს წარმოადგენს ალპურ ნაოჭა სარტყელში გავრცელებული ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში, რომლებიც მრავალი წელია მკვლევართა ინტერესის საგანს წარმოადგენს (Beck P.1911; Lugeon M.1916; Tercier J.1928, 1947; Krus E.1932; Clapp F. 1940; Bruckher W.1956; Gansser A.1959; და სხვ.). ეს წარმონაქმნები მნიშვნელოვან ინფორმაციას შეიცავს რე-

გიონის პალეოგეოგრაფიისა და ტექტონიკის შესახებ, განსაკუთრებით დროის იმ მონაკვეთზე (ეოცენისა და ოლიგოცენის საზღვარი), რომელიც ალპური ნაოჭა სარტყლის გეოლოგიური განვითარების ისტორიის ერთ-ერთ საკვანძო მონაკვეთს წარმოადგენს.

ამ სარტყლის უმეტეს ნაწილში ოლისტოსტრომები ფლიშური ნალექების ნაწილს შეადგენს, რამაც საშუალება მისცა ფ.კაუფმანს (Kayfman, 1889) გამოეყო ისინი „ველური ფლიშის“ სახელით, თუმცა ზოგი მკვლევარის აზრით ისინი განსხვავდება ტიპური ფლიშური ნალექებისგან (Tercier, 1947) ან საერთოდ არ წარმოადგენს ფლიშს (Bruckner, 1957). მ.ლეონოვის აზრით (Леонов, 1975) ზედაეოცენური ველური ფლიში ალპური ნაოჭა სარტყლის ფლიშური ნალექების ორგანულ ნაწილს წარმოადგენს, რომლის ფლიშურ სედიმენტაციას იგი ამთავრებს. ამავე ავტორის აზრით, კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე გავრცელებული ზედაეოცენური ოლისტოსტრომებიც ველურ ფლიშს წარმოადგენს (Леонов, 1975), რაც მთელი რიგი ნიშნების მიხედვით სინამდვილეს არ შეესაბამება (Maïсадзе, 1994).

ტერმინი „ოლისტოსტრომი“ (შრე-მეწყერი) გამოჩნდა გაცილებით მოგვიანებით (Flores, 1955) და დასაწყისში გულისხმობდა მხოლოდ ქაოსურად აგებულ მეწყრულ ნალექებს. მაგრამ შემდგომში, როგორც ეს ხშირად ხდება, ტერმინის პირველადი მნიშვნელობა კარგავს თავის აზრს და იყენებენ სტრუქტურულად და ლითოლოგიურად მსგავსი ყველა ქანის აღსანიშნავად. გამონაკლისს არც ტერმინი „ოლისტოსტრომი“ წარმოადგენს. როგორც შემდგომში გაირკვა, მათ წარმოშობაში გარდა მეწყრული მოვლენებისა, მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ტექტონიკა და რაც მთავარია, ოლისტოსტრომების წარმოქმნა დროში უმეტესად ალპური ტექტოგენეზის პიკებს ემთხვევა (Marshetti, 1957).

ვიდრე ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების და ველური ფლიშის პალეოგეოგრაფიისა და ფორმირების საკითხებზე გადავიდოდეთ, გავეცნოთ ალპური ნაოჭა სარტყლის იმ სეგმენტებს,

სადაც აღნიშნული წარმონაქმნები ფართოდაა გავრცელებული და კარგადაა შესწავლილი.

**შვეიცარიის ალპები.** ალპური ნაოჭა სარტყკის განსახილველ სეგმენტში ველური ფლიში გავრცელებულია ულტრაჰელვეციურ ტექტონიკურ ზეწარში (შარიაჟში), რომელიც განლაგებულია ჰელვეციდების შარიაჟების ზემოთ. საკუთრივ ულტრაჰელვეციური განფენი შედგება ინტენსიურად დეფორმირებული ფლიშიური ნალექებისგან, რომლებშიც მცირე სიმძლავრის რამდენიმე შარიაჟია განვითარებული.

ველური ფლიში მონაწილეობს ყველაზე ქვედა განფენის - პლენტ-მორტის აგებულებაში (Руттен, 1972). ეს უკანასკნელი ვიწრო ზოლის სახითაა გავრცელებული ალპურ მოლასასა (ჩრდილოეთით) და ჰელვეციური და ალპურისწინა შარიაჟების ამგებ ნალექებს შორის და გეოგრაფიულად მოიცავს ტერიტორიას ჟენევის ტბიდან (სამხრეთ-დასავლეთით) ავსტრიის ალპებამდე (ჩრდილო-აღმოსავლეთით) (სურ. 50).

ველური ფლიშის ყველაზე საინტერესო გამოსავლები ჰაბკერნის ზონაში აღინიშნება, რომელიც ცენტრალურ შვეიცარიაში მდებარეობს ნუნის და ფირვალდშტეტის ტბებს შორის. აქ ფლიშიური ნალექები სინკლინის მულდას აგებს და წარმოდგენილია ჰაბკერნის ფლიშით, შარიაჟის კლიპით (ნარჩენით) და შლირული ფლიშით. ჩვენ ინტერესს წარმოადგენს ჰაბკერნის ფლიში, რომელიც სტრუქტურულ-ლითოლოგიური ნიშნებით სამ ნაწილად იყოფა. ისინი დამოუკიდებელ ტექტონიკურ ქერცლებს წარმოადგენს (Gigon, 1952). ბაზალური ქერცლის ყველაზე ქვედა ნაწილი ფლიშითაა წარმოდგენილი, რომელსაც მოყვება ლაიმერნის შრეების და ველური ფლიშის შემცველი ფლიშიური ნალექები. ბოლო ორი ქერცლი იმითაა საინტერესო, რომ ისინი სინქრონული ნალექებითაა აგებული, მაგრამ განსხვავებული მოვლენათა სედიმენტაციის პირობებში არიან წარმოქმნილი.

ბაზალური ქერცლის ტექტონიკური ფირფიტა ძირითადად მერგელებითაა აგებული, რომლებთანაც მონაწილეობს ქვიშაქვე-

ბი, კონგლომერატები და ბრექჩიები, ასევე ლინზები და შუაშრეები ფორამინიფერებიანი ნიჟარების ნატეხებით. ბაზალურ ქერცლში არსებული ფაუნის მიხედვით, შემცველი ქანების ასაკი განისაზღვრა როგორც ზედაეოცენური (პრიაზონული) (Gigon, 1952 და სხვ.). აღნიშნული ქერცლი ტექტონიკურადაა შეცოცებული ჰელვეციური შარიაჟის უფრო ძველ ნალექებზე, მათ შორის - ზედაეოცენურ წარმონაქმნებზე.

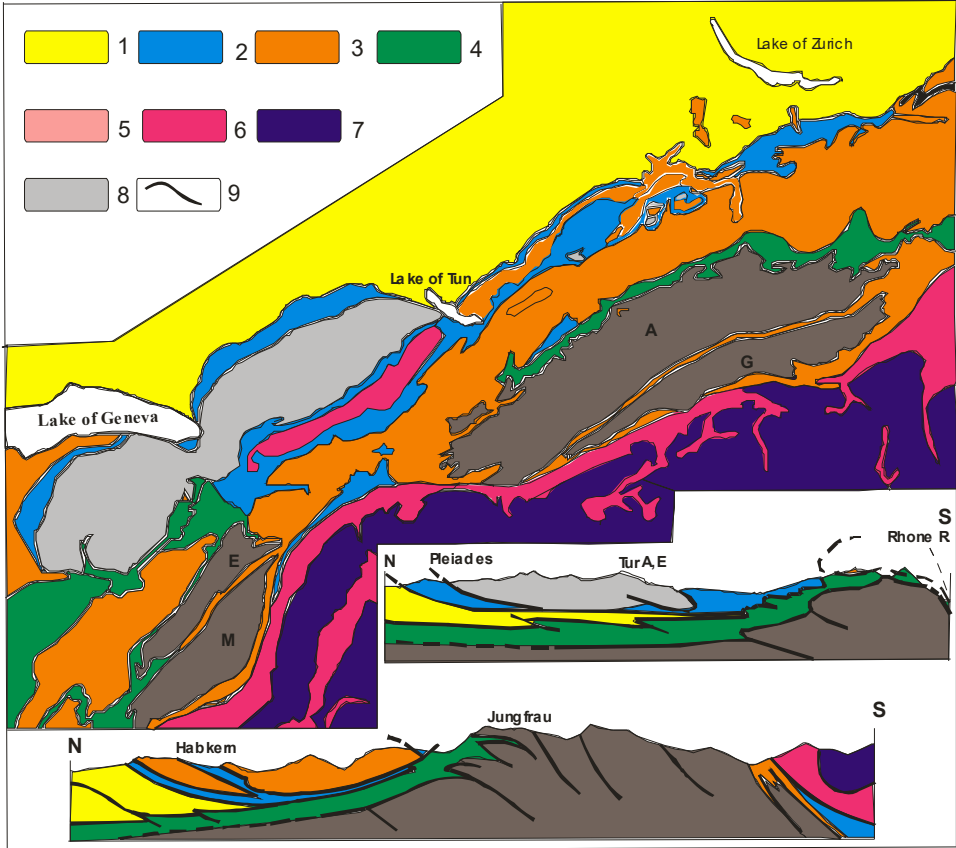
თავის მხრივ, ბაზალური ქერცლის ფირფიტა სამხრეთიდან ასევე ტექტონიკურადაა გადაფარული მეორე ქერცლით, რომელიც აგებულია ლაიმერნის შრეების პაკეტების შემცველი ფლიშით. ფლიშური წარმონაქმნები, რომლებიც აღნიშნულ ქერცლს აგებს, ლითოლოგიურად მსგავსია ბაზალური ქერცლის ქანებისა და წარმოდგენილია მერგელებით, ალევროლითებით, ქვიშაქვებით და ბრექჩიებით. განსხვავება მათ შორის იმაში მდგომარეობს, რომ განსახილველი ქერცლის აგებულებაში მონაწილე ფლიშური ნალექები შეიცავს ზედაცარცული და პალეოცენური კირქვების ჩანართებს, რომელთა ზომები ზოგჯერ რამდენიმე ათეულ მეტრს აღწევს. ფლიშის ძირითადი მასის ასაკი, რომელშიც კირქვებია ჩართული, ფაუნისტური მონაცემებით, მათ შორის ნუმულიტებით, განსაზღვრულია როგორც ზედა ეოცენური (პრიაზონული) (Gigon, 1952 და სხვ.).

მომდევნო ტექტონიკური ქერცლი წარმოდგენილია საკუთრივ ველური ფლიშით, რომელიც დამოუკიდებელ ფაციესად იქნა გამოყოფილი (Gigon, 1952) და შედგებოდა ძირითადად მუქი მერგელებისა და მერგელოვანი ფიქლებისაგან, რომლებშიც გვხვდება ქვიშაქვების, კირქვების, კონგლომერატების და ბრექჩიების შუაშრეები და ლინზები. ამ ძირითად მასაში მონაწილეობს კრისტალური და დანალექი ქანის ჩანართები, რომელთა სტრატოგრაფიული დიაპაზონი განისაზღვრება ტრიასულიდან დაწყებული ეოცენურით დამთავრებული. კრისტალურ ქანებს შორის, მოცულობითა და რაოდენობით ჭარბობს ჰაბკერნის გრანიტები, ხოლო დანალექი ქანებიდან - ლაიმერნის კირქვები. ნატეხო-

ვანი მასალის ზომები ცვალებადობს დაწყებული ერთეული სანტიმეტრიდან და დამთავრებული რამდენიმე ათასი კუბური მეტრით. კერძოდ, ჰაბკერნის გრანიტების ცალკეული ბლოკი 1300 კუბურ მეტრს, ხოლო ლაიმერნის კირქვა - სიგრძეში 100 მ აღწევს (Soder, 1949, Трюмпи, 1965). კონგლომერატების და ბრექჩიების ლინზებსა და შუაშრეებში ნატეხოვანი მასალა ძირითადად იგივე ქანებითაა წარმოდგენილი, რაც ველური ფლიშის ოლისტოლითებში. ბრექჩიების ცალკეულ შუაშრეებში აღინიშნება ლოკოკინის ნიჟარების მრავალრიცხოვანი ნატეხები. მათთან ერთად გვხვდება კონდენსირებული შრეებიც (ტემპესტიტები), რომლებიც სხვადასხვა ასაკის გადანალექი ფაუნის ელემენტებისაგან შედგება. ეს უკანასკნელი, ველურ ფლიშთან ერთად ორი გენერაციის მოვლენათა ნალექებს წარმოადგენს.

ველური ფლიშის ასაკი ფაუნისტურად დამაჯერებლადაა დადგენილი, როგორც ზედაეოცენური (პრიაბონული) (Soder, 1949., Gigon, 1952 და სხვ.). თუ გავიზიარებთ იმ დაშვებას, რომ ველური ფლიშის წარმოქმნა შარიაჟების წარმოქმნას უკავშირდება, რომელიც გვიან ეოცენურის ბოლოს დაიწყო (Bruckner, 1956). ეს ფაქტიც ველური ფლიშის ზედაეოცენური ასაკის სასარგებლოდ მეტყველებს ჰაბკერნის ზონის შემადგენელი ტექტონიკური ქერცლების ამგები ფლიშური ნალექების ლითოლოგიური მსგავსება და სინქრონულობა, მიუთითებს იმაზე, რომ ისინი ერთიან ფლიშურ აუზშია დალექილი, რომლის დროსაც ადგილი ქონდა სხვადასხვა მასშტაბის და სიძლიერის კატასტროფულ მოვლენებს, რის შედეგადაც წარმოიქმნა მოვლენათა ნალექები. ძლიერი კატასტროფული პროცესების შედეგად წარმოიქმნა ლაიმერნის პაკეტების და ჰაბკერნის გრანიტების შემცველი ველური ფლიში, ხოლო შედარებით სუსტი გამოვლინების დროს - ტემპესტიტები (ნიჟარებიანი ბრექჩიები, კონდენსირებული შრეები) და ტურბიდიტები. მკვლევართა შორის სადავო საკითხს წარმოადგენს ველურ ფლიშში არსებული ეგზოტიკური ლოდების და

ნატეხების დედაქანების ადგილმდებარეობა, რადგანაც მათი ძირითადი გამოსავლები დღემდე არაა საბოლოოდ დადგენილი.



სურ. 50. შვეიცარიის ალპების ჩრდილო ნაწილის ტექტონიკური სქემა (საფუძველი - Carte geologique de la Suisse, 1951)

1-მოლასური ზონა; 2-ულტრაჰელვეციური შარიაჟი (ველური ფლიშის ჩათვლით); 3-ჰელვეციური შარიაჟი; 4-ჰერცინული მასივების ავტოქთონური და პარავტოქთონური ნაწილები; 5-ჰერცინული მასივების კრისტალური გული (A-აარის, G-გოტარდის, E-ეგიურ-რუჟის, M-მონბლანის); 6-შარიაჟის ქანები; 7-კრისტალური ფუძის ქანები; 8-პრე-ალპური შარიაჟი; 9-შარიაჟების საზღვარი.

ეს პირველ რიგში ეხება ჰაბკერნის გრანიტებს, კრისტალურ ფიქლებს და ლაიმერნის შრეებს. ამ უკანასკნელთა ჩანართები,

როგორც უკვე ითქვა, გამოირჩევა თავისი დიდი ზომებით. ეგზოტიკური ლოდების არსებობას ველურ ფლიშში სამხრეთიდან მოძრავი პენინის და ავსტრიულ-ალპური ტექტონიკური ზეწერების (შარიაჟების) ფრონტალური ნაწილების მსხვრევას უკავშირებენ (Schardt, 1898., Lueon, 1916., Gigon, 1952 და სხვ.). ჰაბკერნის გრანიტების ჩანართების ასახსნელად დაუშვეს ჰიპოთეტური გრანიტული ბარიერის არსებობა ულტრაჰელვეციურ და პენინის რაიონებს შორის (Lueon, 1916). როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ანალოგიური დაშვება გვაქვს ასევე იმ ეგზოტიკური ჩანართების (ზედაიურული რიფული კირქვები, ბაიოსური ვულკანოგენები, იურულისწინა კრისტალური ქანები) ასახსნელად, რომელიც კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებში გვაქვს.

*საფრანგეთის ალპები (დასავლეთი ალპები).* აქ ქაოსური აგებულების მოვლენათა ნალექები ოლისტოსტრომებითაა წარმოდგენილი, რომლებიც გავრცელებულია ვალენსოლის მესამეული აუზის ფარგლებში. ეს უკანასკნელი შედის სუბალპური ჯაჭვის შემადგენლობაში და აგებს დოფინეს გარე დანალექ ზეწარს. ოლისტოსტრომები აქ ორ ადგილასაა გავრცელებული, სადაც ისინი ვიწრო ზოლის სახით გაიდევნება რამდენიმე ათეულ კილომეტრზე. ოლისტოსტრომების პირველი გამოსავალი დინბარლეს შეცოცებას უკავშირდება, რომლის ჩრდილო ნაწილი სუბალპური ჯაჭვის შიგნით გადის, ხოლო სამხრეთი - სუბალპური ჯაჭვისა და პროვანსის ნალექებს შორის. აღნიშნულ შეცოცებას ჩრდილო ნაწილში მეტ-ნაკლებად მერიდიანული მიმართულება ახასიათებს, ხოლო სამხრეთ ნაწილში - რკალისებური.

აღნიშნული შეცოცების შედეგად მეზოზოური (ტრიასული) ალოქტონური ნალექები აღმოსავლეთიდან დასავლეთისკენ შეცოცებულია ავტოქტონურ მოლასურ წარმონაქმნებზე. შეცოცების ზონა ტექტონიკურად ძლიერადაა გადამუშავებული და აგებულია რამდენიმე ტექტონიკური ქერცლისგან, რომლებიც სხვადასხვა ასაკის ქანებითაა აგებული.

ერთ-ერთი ასეთი ქერცლი ოლისტოსტრომებითაა აგებული, რომლის მატრიკსი წითელი ფერის ნალექებითაა წარმოდგენილი. ამ ოლისტოსტრომებში, განსხვავებით დასავლეთის ანალოგიური წარმონაქმნებისაგან, ცარცულ ნალექებთან ერთად მონაწილეობს ზედაიურული კირქვის ოლისტოლითებიც, რომელთა ზომები ცვალებადობს 20-80 მ ფარგლებში (Gigot, 1973).

დინ-ბარლეს შეცოცების დასავლეთით გავრცელებულია ოლისტოსტრომების მეორე გამოსავალი, სადაც ისინი წითელი მოლასას აგებულებაში მონაწილეობს და მის ქვედა ჰორიზონტებს იკავებს. საკუთრივ წითელი მოლასა თავის მხრივ, ავტოქტონური მოლასის ქვედა ნაწილს წარმოადგენს. აღმავალ ჭრილში მათ კონტინენტური მოლასა ცვლის. ეს უკანასკნელი თავის მხრივ გადაფარულია მიოცენური მოლასით და მიო-პლიოცენური ვალენსოლის კონგლომერატებით.

წითელი მოლასას ოლისტოსტრომები შედგება ქაოსური აგებულების ბრექჩიების ცალკეული ჰორიზონტებით და ცარცული ქანების ოლისტოლითებით, რომელთა ზომები მიმართებაზე რამდენიმე ასეულ მეტრს აღწევს. მაქსიმალური ზომა ერთი მათგანის 1 კმ აღწევს (Gigot, 1973).

ვალენსოლის აუზის ოლისტოსტრომების სტრუქტურის, ტექტონიკურის განლაგებისა და მათი შემადგენლობის შესწავლამ მკვევარები მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ ეს ოლისტოსტრომები მსგავს პალეოგეოგრაფიულ პირობებში ფორმირდებოდა და მათი წარმოშობის ძირითად ფაქტორს ტექტონიკა წარმოაგენდა, რომელმაც გამოიწვია ქანების დეზინტეგრაცია და ოლისტოსტრომებით აგებული ტექტონიკური ზეწრის ფორმირება (Gigot, 1973, Gigot, Haccerd, 1972).

წითელი ფერის მოლასას ასაკი ბრაზიოპოდების და წყალმცენარეების, ასევე მათი სტრატეგრაფიული განლაგებით მიოცენური ზღვიური მოლასას ქვეშ, განისაზღვრება როგორც ქვედა ოლიგოცენური, ხოლო ოლისტოსტრომების ასაკი, რომელიც წი-



თელი მოლასის ქვედა ნაწილს იკავებს - პირობითად ზედაეოცენურადაა მიჩნეული.

**გარე დინარიდები.** ამ ნაოჭა სისტემაში ველური ფლიში ალბანეთის იონურ ზონაში და საბერძნეთის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილშია გავრცელებული. აქ ისინი განლაგებულია ოლიგოცენურ და ზედაეოცენურ ფლიურ ნალექებს შუა. ყველაზე ფართო გავრცელებით ისინი იონური ზონის აღმოსავლეთი განაპირა ნაწილის გასწვრივ სარგებლობს, საბერძნეთის საზღვარსა და ალბანეთის შუა ნაწილს (გავროვოს ზონას) შორის. აღსანიშნავია, რომ ველური ფლიშის შემადგენელ ნატეხებს შორის, გარდა მკვრივი ქვიშაქვებისა და კირქვისა, მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობს მეზოზოური ოფიოლიტების (სერპენტინიტები, პერიოდიტები, გაბროები, დიაბაზები და სხვ.) ნატეხები (Белостоцкий, 1964).

დინარიდების ამ ნაწილის ფლიშურ ნალექებში (ისე როგორც მოლასებში და სხვა ტერიგენულ ნალექებში) უპირატესად განლაგებულია კირქვის ეგზოტიკური ლოდები (ოლისტოკლაკები), რომელთა ზომები ათეულ მილიონ კუბურ მეტრს აღწევს. მათ მოხვედრას სედიმენტაციურ აუზში უკავშირებენ ძლიერ კონსედიმენტაციურ ტექტონიკურ მოძრაობებს, რომლებსაც ადგილი ჰქონდა გვიან ეოცენურის ბოლოს (Белостоцкий, 1964).

ველური ფლიშის დაგროვება დროის მოკლე პერიოდებში ხდებოდა, რასაც მოწმობს ველური ფლიშის საგებ და სახურავ შრეებში არსებული ფორამინიფერების კომპლექსები, რომლებიც ფაქტიურად ერთი კომპლექსია (Обух, 1965), რომელიც შემცველ ქანებს ზედაეოცენის ზედა ნაწილად ათარიღებს.

**კავკასიონის ნაოჭა სისტემაში,** როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ზედაეოცენური მოვლენათა ნალექები კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ფართო გავრცელებით სარგებლობს და ოლისტოსტრომებითაა წარმოდგენილი. მათი მცირე ნაწილი აზერბაიჯანის ტერიტორიაზეც გადადის (დაშბულაგის და ტალისტანის გამისავლები, ტალისტანის და შაბიანის „შვერილები“).

განსახილველი ოლისტოსტრომები, მიუხედავად მათი ძლიერი ტექტონიკური გადამუშავებისა და დიდ მანძილზე (20-50 კმ) გადაადგილებისა (შარირებისა), მნიშვნელოვან ინფორმაციას შეიცავს რეგიონის პალეოგეოგრაფიაზე და ტექტონიკაზე, მათ შორის იმ კატასტროფულ მოვლენებზე, რომლებსაც ადგილი ჰქონდა გვიან ეოცენურის მეორე ნახევარში. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ოლისტოსტრომები არათანაბარი გავრცელებით სარგებლობს და ორ ადგილზეა გავრცელებული (სურ. 51).

მათი უმნიშვნელო ნაწილი, რომელიც ნაოჭა სისტემის დასავლეთ სეგმენტშია გავრცელებული (აღლერის დებრესია), რეგრესიული მაცესტის წყების შემადგენლობაში, „ჩანართებიანი ჰორიზონტის“ სახით (Келлер, Меннер, 1945). მაცესტის წყების ჭრილის სისრულე, მათში ნუმულიტების არსებობა, მკვეთრი საზღვრები საგებ და სახურავ წყებებთან (არგვეთის და ხოსტის წყებები), საშუალებას იძლევა დავადგინოთ პირენეული ოროფაზისის დაწყება და ხანგრძლივობა (Maisadze, 2016). ამ უკანასკნელის მაქსიმალური გამოვლინების პერიოდში დაილექა „ჩანართებიანი ჰორიზონტი“, რომელიც თავისი ბუნებით ტიპიურ ტექტონო-გრავიტაციული წარმოშობის ოლისტოსტრომებს წარმოადგენს და კავკასიონის აღმოსავლეთი სეგმენტის ოლისტოსტრომების სინქრონულია (Маїсაძე, 1984).

ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების ძირითადი ნაწილი კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის აღმოსავლეთ სეგმენტშია გავრცელებული, ისინი, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ვიწრო ზოლის სახით სამხრეთიდან მიუყვება მესტია-თიანეთის ზონის ფლიშური ნალექების შეცოცების ხაზს, დაწყებული მდ.რიონის მერიდიანიდან აღმოსავლეთისკენ (სურ. 51). აღნიშნული შეცოცების შედეგად ეს წარმონაქმნები ნაწილობრივ და ზოგან მთლიანად, ტექტონიკურადაა გადაფარული ცარცულ-პალეოგენური ფლიშური ნალექებით. ოლისტოსტრომები თავის მხრივ ჩრდილოეთიდან შეცოცებულია გაგრა-ჯავის ზონის სხვადასხვა ასაკის

ნორმულ-დანალექ ავტოქტონურ ქანებზე, მათ შორის - ზედაეოცენურზეც.

როგორც ადრე იყო აღნიშნული, ოლისტოსტრომები ძირითადად აგებულია გაგრა-ჯავის ზონის მეზოზოური და, ნაწილობრივ, პალეოგენური ქანების ოლისტოლითებით. მათ შორის წამყვანია ზედაიურული რიფული კირქვები და ბაიოსური ვულკანიტები. ამასთან, აღნიშნული ოლისტოლითები ხასიათდება დიდი ზომებით, განსაკუთრებით ზედაიურული კირქვები, რომელთა ოლისტოპლაკები მოცულობაში ცალკეულ შემთხვევაში რამდენიმე ასეულ და ათას კუბურ მეტრს აღწევს (ორბოძალა და ალევის-კლდის მასივები, საქართველოს სამხედრო გზა და სხვ.). ამ ოლისტოლითების დიდი ზომების გამო მათი ნაწილი ზედაიურული კირქვების ძირითად გამოსვლებად ითვლებოდა.

რაც შეეხება კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოლისტოსტრომების ფორმირების საკითხს, მკვლევართა უმეტესი ნაწილი აღნიშნავდა ტექტონიკის წამყვან როლს და მათ წარმოშობას უკავშირებდნენ დანაოჭების პიკურ პერიოდს და შარიაჟების მოძრაობის დაწყებას. ოლისტოსტრომების წარმოშობის კავშირი ტექტონიკური ზეწრების ფრონტალური ნაწილის მსხვრევასთან, პირველად ვ.რენგარტენმა (Ренгартен, 1924) აღნიშნა.

ოლისტოსტრომებში მრავლად შეინიშნება მცირე ამპლიტუდიანი რღვევები და სხლეტები, რაც მიუთითებს მათ ძლიერ ტექტონიკურ გადამუშავებაზე. ოლისტოსტრომების მატრიკსი ძირითადად კარბონატული პელიტოლითებით და ალევროლითებითაა წარმოდგენილი. ოლისტოსტრომების სიმძლავრე ცვალებადობს რამდენიმე ათეულ და ასეულ მეტრს შორის.

როცა ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში ტექტონიკურ-გრავიტაციული წარმოშობისაა, მათ ახასიათებს რეგიონული გავრცელება, დიდი სიმძლავრეები, სხვადასხვა ასაკის პოლიგენური ქანების ოლისტოლითები, მათ შორის ეგზოტიკური ლოდები. რაც შეეხება მხოლოდ წყალქვეშა-მეწყრული პროცესების შედეგად წარმოქმნილ ანალოგიურ მოვლენათა ნალექებს, ისინი შეზ-

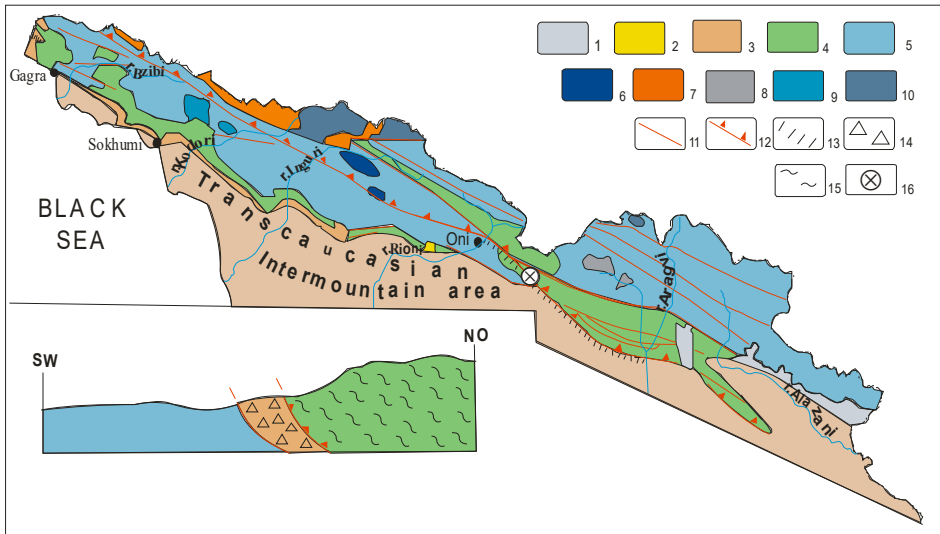
ლუდული გავრცელებით და ჩანართების შედარებით ერთგვაროვანი შემადგენლობით ხასიათდება.

გრავიტაციული წარმოშობის ოლისტოსტრომები ციკაბორღვევების გასწვრივ ვერტიკალური მოძრაობების გაძლიერების მაჩვენებელია, ხოლო ტექტონიკურ-გრავიტაციული ოლისტოსტრომები - ჰორიზონტალური გადაადგილების მაჩვენებელია, რომლის შედეგად ტექტონიკური ზეწრები (შარიაჟები) ფორმირდებოდა (Леонов, 1981; Хаин. Ломизе, 2005). აღსანიშნავია, რომ ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების საშუალებით კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე რეტროშარიაჟების არსებობის დადგენაც მოხერხდა (Майсадзе, 1984., Гамკრელიძე, Майсадзе, 2016).

კატასტროფული მოვლენების პოზიციიდან თუ განვიხილავთ ველური ფლიშის წარმოშობას, მაშინ მათ ჩამოყალიბებაში შემდეგი თანმიმდევრობა შეიძლება ვივარაუდოთ. ფლიშურ აუზში, როდესაც ფონური ნალექების დაგროვება ხდებოდა, დროის ცალკეულ მონაკვეთებში სუსტი კატასტროფული ძალების გამოვლენისას ხდებოდა ტურბიდიტების დალექვა, ხოლო როდესაც ტექტონიკური მოძრაობები თავის მაქსიმუმს აღწევდა, ძლიერი კატასტროფული პროცესების შედეგად ადგილი ჰქონდა ველური ფლიშის წარმოქმნას.

როცა ერთმანეთს ვადარებთ ციკლურ (ტემპესტიტები, ტურბიდიტები) და ქაოსური აგებულების (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში) მოვლენათა ნალექებს, მიუხედავად მათ შორის მკაფიო ლითოლოგიური და სტრუქტურული განსხვავებისა, მათ ერთიდაიგივე გენეზისი აქვთ და განსხვავება მათ შორის კატასტროფული პროცესების სიძლიერითაა განპირობებული. კერძოდ, თუ ტემპესტიტები და ტურბიდიტები ერთჯერადი ხანმოკლე კატასტროფული მოვლენების შედეგია, ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში - მრავალჯერადი კატასტროფული მოვლენების შედეგია. ზოგადად, მოვლენათა ნალექების წარმოქმნა დროის ხანმოკლე პერიოდებში ხდება. რაც შეეხება კავკასიონის სამხრეთ ფერდობს, აქ ზედაეოცენური ველური ფლიში მხოლოდ

მცირე სიმძლავრის ცალკეული გამოსავლების სახით გვხვდება (მდ.მდ. ალეურა, მეჯუდა) (Маїсалае, 1999).



სურ. 51. საქართველოს ჩრდილო ნაწილის სქემატური გეოლოგიური რუკა

1-მეოთხეული; 2-ნეოგენური; 3-პალეოგენური; 4-ცარცული; 5-იურული; 6-შუაპალეოზოურ-ტრიასული; 7-ნეოპროტეროზოულ-ქვედაპალეოზოური; 8-ნეოგენ-მეოთხეული სუბაერული ვულკანიტები; 9-იურული გრანიტოიდები; 10-ნეოპროტეროზოური და პალეოზოური გრანიტები; 11-რღვევები; 12-შარიაჟის ფრონტალური ხაზი; 13-ოლისტოსტრომების გავრცელების ზონა; 14-ოლისტოსტრომები; 15-ფლიში; 16-ჭრილის ადგილმდებარეობა.

ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების და ველური ფლიშისადმი დიდი ინტერესს განაპირობებს ის გარემოებაც, რომ ისინი ერთგვარ სამარკირო ნალექებს წარმოადგენს, რომლებიც საშუალებას იძლევა დავადგინოთ პირენეული ოროგაზის დაწყების დრო და ხანგრძლივობა და მოვახდინოთ ტექტონიკური პროცესების კორელაცია ალპურ ნაოჭა სარტყელში და მის ფარგლებს გარეთაც.

ალპური ნაოჭა სარტყლის განხილული მოვლენათა ნალექები, წარმოადგენს რა სინქრონულ წარმონაქმნებს, მკაფიოდ მიუ-

თითებს მათ გენეტიკურ კავშირს ერთიდაიგივე გეოლოგიურ მოვლენასთან. ასეთ მოვლენა შეიძლება ყოფილიყო კოლიზია, რომელმაც გამოიწვია კავკასიონის ნაოჭა სისტემის ჩამოყალიბება, რომელიც გვიან ეოცენურის ბოლოს დაიწყო და თავის მაქსიმუმს გვიან მიოცენურში მიაღწია, როდესაც არაბეთის ფილაქანი მოწყდა აფრიკას და დაიწყო მოძრაობა ჩრდილოეთისკენ (I.Gamkrelidze, 1986, Хайн, 1994).

დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ მოვლენათა ნალექების კლასიფიკაცია, ჩვენი აზრით, უნდა ხდებოდეს იმ კატასტროფული მოვლენების სიძლიერისა და გავრცელების მასშტაბის გათვალისწინებით, რომლის შედეგადაც ფორმირდებოდა ესა თუ ის მოვლენათა ნალექი. ამ თვალსაზრისით, ქაოსური აგებულების ნალექები (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში) უფრო მაღალი რანგის წარმონაქმნებია, ვიდრე რიტმული აგებულების ანალოგიური ნალექები (ტემპესტიტები, ტურბიდიტები).

## 6. Extended abstract

The monograph deals with a number of issues of geological structure of the Southern slope segment of the Greater Caucasus fold system, which includes the adjacent parts of the Mestia-Tianeti (to the north) and Gagra-Java (to the south) zones between the Rioni and Liakhvi rivers (Fig.1).

The author had to study the geological structure of this area in the second half of the 60s of the last century. The main focus was on the complex study of Eocene formations and especially on the reconstruction of the paleogeographic and tectonic conditions of the origin of olistostromes. It should be noted that within the South Caucasus, Upper Eocene olistostromes are best distributed in the study area.

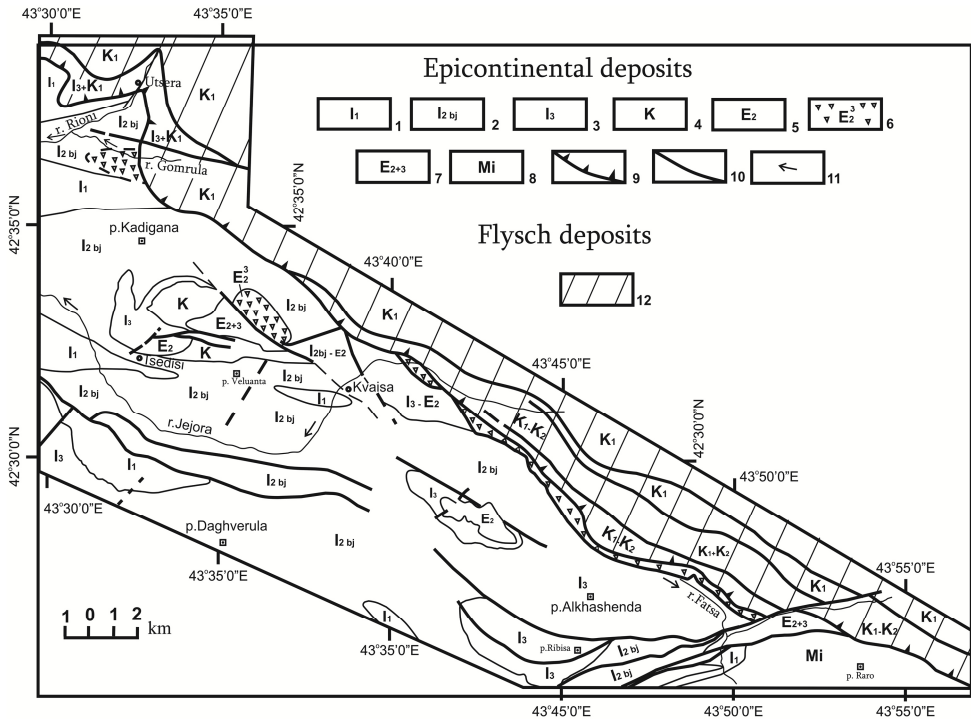


Fig. 1. Schematic geological map of the study area

1-clays, sandstones (the Sori suite); 2-volcanogenic porphyritic series; 3-reef-ogenic limestones, marls, clays, sandstones; 4- limestones, marls; 5- limestones, sandstones, marls; 6-olistostromes; 7-sandstones, Maikop clays; 8-conglomerates, sandstones; 9-frontal line of flysch thrust; 10-faults; 11-river direction; 12-flysch sediments.

Despite the passage of considerable time, the publication of the monograph was determined by a number of factors. In particular, most of the factual material in the book is published for the first time. In addition, the book contains the results of new investigations obtained in the following years in the research area (the study of the Kvaisa ore-bearing structure, the question of the age of volcanogenic-sedimentary formations, the place of olistostromes and wild flysch in the classification of sedimentary rocks, etc.). Besides, it should be taken into account that most of the mentioned territory (Tskhinvali region) is currently occupied and inaccessible for geological works.

In the **stratigraphic part**, the characterization of the formations spread in the area is given briefly. The oldest sediments are represented by clay shales and sandstones of the Upper Liassic "Sori Suite".

Formations of the Bajocian age are the most widespread in the region and are represented by calc-alkaline basalts, andesites and more rarely by dacitic and rhyolitic lavas and their pyroclastoliths. In the literature it is known as "the Bajocian porphyritic suite", also as "the Bajocian porphyritic series" and "the Bajocian volcanogenic suite"

In the study area two distinctly differing facies of Upper Jurassic and Cretaceous deposits - flysch (in the north) and epicontinental (in the south) deposits are distinguished.

Upper Jurassic epicontinental facies sediments transgressively and with angular unconformity follow the Bajocian porphyritic series and are represented by terrigenous and carbonate rocks.

The terrigenous part is of Callovian-Lower Oxfordian age is represented by clays and sandstones. They start with conglomerates and change to rudaceous in ascending section.

As for the Upper Jurassic deposits facies, it is widely spread and mainly represented by massive reef limestones, sandy limestones and marls.

Upper Jurassic deposits of the flysch facies are found only in the extreme western part of the area and are represented by carbonate sediments - alternation of limestones, sandstones and marls.

Epicontinental facies sediments of the *Cretaceous age* have a relatively insignificant distribution and are mainly represented by stratified limestones.



The flysch facies deposits are uninterruptedly spread in the study area and include both the lower and upper parts of the Cretaceous; they overthrust from the north the sub-platform formations of different age.

Eocene *formations* are widely spread, especially in the western part of the region, where they are well and completely exposed. In the study area, they are represented by two different facies - normally sedimentary and olistostrome suites. Normally sedimentary suite is represented by limestones of Middle and Upper Eocene age.

Olistostromes (the block-breccia suite) are of Upper Eocene age. Some of the olistostromes were previously thought to be the product of Early-Late Eocene volcanism, which raised some questions. Further researches shed light on the mentioned issue in a new way - these volcanogens should be the product of Cretaceous (Albian (?) – Senonian) volcanism, which occurred in the form of olistoplaque in the Upper Eocene olistostromes

One of the characteristic features of olistostromes is their linear distribution and spatial connection with the frontal line of the flysch deposits overthrust.

Upper Eocene olistostromes are widely spread both on the Southern slope of the Greater Caucasus and in the great part of the Alpine folded belt. They are somehow a marker horizon that records precisely the time of manifestation of the Pyrenean orogeny.

Oligocene deposits can be found in two localities in the study area, one - in the extreme southwestern part of the district, in the vicinity of village Chordi, and the other - in the east, on the left slope of the river Keshelta-Don where they are represented in the form of narrow outcrops and are constituent part of the Miocene syncline.

Oligocene deposits are transgressively located on the underlying rocks. Lithologically they are represented by clays typical for the Maikop series, in which thick and thin non-carbonate sandstones are observed sporadically as interlayers.

Miocene deposits are found only in the eastern part of the area, where they form a well-expressed syncline. In the Miocene, all three stratigraphic units are distinguished.

The lower Miocene is mainly represented by clays of the Maikop series. The Middle Miocene part is built of carbonate sandstones and sandy clays. In the Upper Miocene, the Sarmatian stage is distinguished,

the lower and middle part of which contains a rich mollusc fauna. The upper part is represented by conglomerates of continental origin without fossils.

**In the tectonic chapter** the fold and fault structures of the study area are described in detail. The study area, as already mentioned, includes the adjacent areas of two tectonic units of the southern slope of the Greater Caucasus - Gagra-Java (to the south) and Mestia-Tianeti (to the north) zones, which are separated from each other by the frontal line of the flysch overthrust. The mentioned fault has a regional character and starts from the meridian of village Utsera and continues to the east, within the entire southern slope of the Greater Caucasus.

The Shovi-Pasanauri sub-zone of the Mestia-Tianeti zone is built up of Upper Cretaceous, intensively folded flysch sediments, where asymmetric, overturned to the south folds are spread.

Flysch sediments from the north thrust over the Gagra-Java zone sub-platform formations of different age including Upper Eocene olistostromes. It should be assumed that the overthrust amplitude, which increases from west to east, should reach 10-15 km in the extreme eastern part of the study area.

The study area is one of the complex and interesting sections of the southern slope of the Greater Caucasus from the point of view of tectonic structures, where by their complex tectonics three areas are distinguished: Utsera, Kemulta and Kvaisa.

**Utsera tectonic knot** (Fig. 3, 4) is characterized by a complex geological and tectonic structure. Here, in the north-western part, *Utsera anticline* is spread, which is represented only by the southern limb and is built up of southward overturned Liassic shales. The northern part of the structure is overlapped with flysch deposits. From the south, they are in tectonic contact with the Bajocian porphyritic series, and from the east, it is bounded by the Utsera submeridional fault.

*The Gomrula syncline*, which is not expressed geometrically in nature, and its existence is determined by the spatial relationship of the rocks, follows the Utsera anticline to the southeast. Here we have only the southern limb of the syncline built up of Upper Eocene olistostromes. From the east, it is covered by thrust Upper Cretaceous layered limestones and Upper Jurassic-Lower Cretaceous flysch deposits.

On the right bank of the Rioni river, a sub-latitudinal fault can be observed, which is intersected with the previously mentioned sub-meridional fault in the east, and in the west, it is gradually lost in the Bajocian porphyritic series and is no longer visible. Along this fault, the Liassic clay shales of the Utsera anticline are upthrown southwards over the Bajocian porphyritic rocks.

The next large fault, having sublatitudinal direction, is observed on the right slope of the river Gomrula. To the east it cuts the line of flysch overthrust and gradually disappears in the flysch formations, while in the west it seems to continue to the river Rioni.

To the south, the Gomrula syncline, which is involved in the structure of the Utsera tectonic knot, is followed by *the Gharula anticline*, the arch of which is built up of the upper Liassic Sori suite and the limbs – of the Bajocian porphyritic series.

The next structural unit, which is spread south of the Gharula anticline, is *the Tskhanari syncline*. The mentioned structure is well expressed in nature. To the east, it passes on the Ukivleta-Kldebodzali strip and then is covered by flysch thrust.

The Skhanari syncline is followed to the south by the *Tsedisi-Agsarjina anticline*, which starts in the extreme western part of the study area and continues to the east to the Ghramula river.

To the south of the Tsedisi-Agsarjina anticline *the Val-Khokhi syncline* is distinguished, which is composed of Upper Jurassic limestones and Upper Eocene sandstones and limestones. Syncline has a short propagation along the strike. Its western part passes into the southern limb of the Tsedisi-Pasragho anticline, while the eastern part undergoes rapid flattening.

The next important structural unit is *the Ribisa syncline*. In nature, it is well expressed in the eastern part of the district, where Upper Jurassic reef limestones and rocks of the Bajocian porphyritic series participate in its structure. In the western part, the syncline is completely built up of the Bajocian porphyritic series that is why it is no longer possible to trace the fold in this direction

**The vicinity of Kemulta** village is also characterized by a complex tectonic structure (Fig. 5). Here, the right slope of the river Keshelta-Don is built up of Upper Jurassic and Upper Eocene deposits, and the left slope - with Liassic and Bajocian rocks. The mentioned rocks are covered by

flysch sediments from the north. The Upper Jurassic reef limestones on the right slope of the river tectonically (upthrust) contact the Upper Eocene sandy limestones of Kemulta. At the beginning, it follows the right slope of the river Keshelta-Don, and it cuts the line of flysch overthrust. In the north-eastern direction it is gradually lost in flysch deposits.

The Chordi-Sokhta anticline to the south of the Ribisa syncline is covered by overthrust flysch deposits. The mentioned anticline is built up of Liassic clays and rocks of the Bajocian porphytic series. It is distinguished by the fact that in the western part it is markedly overturned to the north, and in the eastern part – to the south.

In the eastern part, between the rivers Keshelta-Don and Didi Liakhvi, to the south of the Chordi-Sokhta anticline, the *Miocene syncline* is spread, which goes beyond the boundaries of the study area to the east. In its northern limb, along with Miocene deposits, it is exposed in a narrow strip of Oligocene deposits (Maikop series), and the core of the syncline is built up of Sarmatian conglomerates.

The general characteristic feature of the fold structures spread in the research area is their latitudinal strike and at the same time, uplifting of the fold axes in the western direction and the sinking - to the east.

Among the regional disjunctive dislocations, besides the overthrust of flysch deposits, the fault along the southern edge of the olistostrome suite should be noted, which has almost continuous distribution in the study area and is sometimes well expressed morphologically.

Apparently, before the thrusting of flysch deposits, within the study area and to the north of it (today completely covered by overthrust flysch), there was a rather wide syncline fold, the southern limb of which was composed of normal-sedimentary rocks (Middle and Upper Eocene), and the northern limb - was built of normal- sedimentary rocks (Middle Eocene) and olistostromes (Upper Eocene). Subsequently, as a result of thrusting of the flysch sediments, the northern facies shifted to the south.

The Kvaisa ore-containing zone, where lead-zinc and barite deposits and ore occurrences are found, is connected to mutually parallel condensed sedimentary faults of sub-latitudinal direction. In the ore-bearing zone, there are two approached northern and southern Kvaisa faults (Fig. 8), which are traced along the northern limb and, partially, along the arched part of the Tsedisi-Aghsarjina anticline. Between the mentioned faults there is a 100-250 m wide narrow plate of Upper Jurassic and partially

Lower Cretaceous limestones in the form of the Kvaisa-Khokhi mountain, which has a lens-like shape in the top view, and a wedge-like in the vertical section (Fig. 9), and is known as the Kvaisa limestone wedge.

The Kvaisa ore-bearing zone is a structure similar to a sedimentary graben, which in its modern form was formed as a result of intense and multi-phase tectonic squeezing and crushing in the Jurassic, Cretaceous and, partially - Paleogene periods.

The main part of the work is devoted to the Eocene formations, especially the Upper Eocene olistostromes are characterized in detail, which is conditioned with the fact that these formations contain important information about the paleogeography and tectonics of that time.

12 detailed litho-structural sections of Eocene sediments have been compiled, issues of their age, including those of volcanogenic-sedimentary formations constituting olistostromes, have been discussed.

On the basis of detailed petro-chemical study, it was found that the mentioned volcanites built up of basalt volcanic clastolites and effusives. According to their chemistry, they belong to the group of rocks of the calc-alkaline series, weakly saturated with silicium, poor in alkalis. They occur in olistostromes as olistoliths or olistoplaques and must be of Albian (?) - Senomanian age.

Based on the given factual material and taking into account the analysis of the results of the complex study of the Eocene formations, the main moments of the paleogeography and geological development of the Paleogene period can be presented as follows:

At the end of the Cretaceous period, as a result of the paleogeographic changes caused by the Laramian folding, the configuration of the sedimentary basins, including the Mestia-Tianeti flysch basin, was somewhat reduced.

Within the Gagra-Java zone, a small sedimentary basin (Kvaisa ore field) preserved in the Paleocene-Early Eocene, where sedimentation of normal-sedimentary rocks continued. In the extreme northern part of the basin, the cordillera zone (Racha-Vandam land) was even more distinct, the presence of which was particularly evident during the formation of olistostromes at the end of the Late Eocene.

At the beginning of the Middle Eocene, most of the Gagra-Java zone was characterized by peneplainized dryland and was covered by a shallow epicontinental sea, which represented the continuation of the

well-known Paleocene transgression in western Georgia. In the study area, the mentioned transgression is well expressed in the Skhanari syncline. In the southern part of the basin, sedimentation of sandstones and limestones took place at that time. As for the northern part of the epicontinental basin, there seems to take place sedimentation of clays and marls, which olistoliths are observed in Upper Eocene olistostromes.

Based on the analysis of the actual material, it can be assumed that in the Late Eocene, a large part of the flysch basin within the study area was already dryland and was being washed away. This is indicated by the inclusions of flysch sediments in the Upper Eocene olistostromes.

At the beginning of the Late Eocene, marine transgression and deposition of normal-sedimentary rocks took place on the entire slope of the Gagra-Java epicontinental sea.

In the second half of the Late Eocene, as a result of the Pyrenean folding in the Racha-Vandam cordillera strip, which was mainly built up of Upper Jurassic reef limestones and Bajocian volcanogens (Fig. 49), catastrophic earthquakes took place, which led to the disintegration of the mentioned cordillera and the formation of olistostromes.

The issue of the feeding source of olistostromes with terrigenous material is important, which is elucidated in a new way in the present work. Previously, it was believed that this source was located in the south of the epicontinental basin. Based on the new factual material, it is clear that the mentioned dryland was the Racha-Vandam cordillera, which was located in the northern margin of the epicontinental basin and which today is completely covered by overthrust flysch deposits.

As for the general issues of paleogeography and genesis of olistostromes and a wild flysch it can be said that for their origination, except for catastrophic events, the presence of dissected topography in the form of cordilleras and salients that would supply the basin with terrigenous material is necessary. Movement of disintegrated material in the sedimentary basins took place mainly by means of tectonic and, associated with it, landslide processes pointing to tectonic-gravitational origin of these formations

A separate chapter is devoted to the characterization of Upper Eocene olistostromes and their place in the classification of sedimentary rocks. It should be noted that olistostromes, as well as conglomerates and breccias, belong to the psephytes group. Due to the different structure,

genesis and other characteristics of olistostromes and a wild flysch, we believe that these formations should belong to a special group of sedimentary rocks - "event deposits", which should be classified according to the strength and extent of the catastrophic events that formed this or that event deposit.

## ლიტერატურა - References

- ადამია შ. 1958. მასალები კავკასიონის წინამთების გეოლოგიური აგებულების შესახებ მდ.პატარა ლიახვის აუზსა და ქ.დუმეთის მერიდიანს შუა / საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის შრომები. თბილისი.
- ანანიაშვილი გ. 1968. სამხრეთ-ოსეთის მიოცენური ნალექების ფაუნა და სტრატეგრაფია // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის შრომები..
- ბენდუქიძე ნ. 1949. რაჭისა და სამხრეთ-ოსეთის ზედაიურული მარჯნები // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის შრომები, ტ. V(X).
- ბენდუქიძე ნ. 1951. წედის-ფასრალის მიდამოების მესამეული ნალექების სტრატეგრაფიისთვის // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის შრომები, ტ. XII, № 9.
- გამყრლიძე პ. 1949. ზემო რაჭის გეოლოგიური ექსპედიციის წინასწარი ანგარიში // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის ფონდი.
- გამყრლიძე პ. 1950. ახალი მონაცემები კვაისას რაიონის ტექტონიკის შესახებ // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე, ტ. XI, № 2.
- ეპიტაშვილი ვ. 1965. რაჭა-ლეჩხუმის ზედაეოცენური ნალექების ფაუნა და სტრატეგრაფია // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის ფონდი.
- კახაძე ი. 1952. ფლიშური და ბაქურისებური ცარცული ნალექების ურთიერთობა მდ. ჯეჯორის აუზში // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე, ტ. XIII, № 7.
- კახაძე ი., კანდელაკი ნ. 1943. ცხანარის სინკლინის მეზოზოური ნალექების სტრატეგრაფიისთვის // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე, ტ. IV, № 2.
- კახაძე ი., ბენდუქიძე ნ. 1950. მდ. ჯეჯორის შუა წელის გეოლოგიური აგებულება // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის ფონდი.



- მაისაძე ვ. 1969. ვულკანიზმის გამოვლინების შესახებ ზედაეოცენურ დროში (მდ.მდ. რიონსა და ლიახვს შუა) // საქ. მეცნ. აკადემიის „მომბე“, 55 № 3. 605-608.
- მრევლიშვილი ნ. 1953. დუშეთის რაიონის პალეოგენის ფაუნა და სტრატეგრაფია // საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ის ფონდი.
- ძოწენიძე გ. 1938. მასალები ზემო-რაჭისა და სამხრეთ-ოსეთის პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისთვის // საქ. გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე, ტ. III, ნაკვ. 3.
- ჯანელიძე ა. 1926. მასალები რაჭის გეოლოგიისათვის // თბილისის უნივერსიტეტის მოამბე.
- ჯანელიძე ა. 1952. ფხოველის რაიონის ტექტონიკური ადგილი კახეთის ქედში // თსუ ფონდები.
- Abich H. 1865. Apercu de mes voyages en Transcaucassien en 1865 // Bull. Soc. Imp. Des Natur de Moscou;
- Beck P. 1911. Geology der Gerbiegs nordlich von Interlken // Beitr: Geol. Karte Schweiz N.F. Lief.29(59);
- Bruckner W. 1956. Globigerinenmergal und Flysch // Verhandl. Naturforsch. Gess. Basel, BD. 63, 1, pp. 227-294
- Bruckner W. 1957. On the nature of “Flysch” // XX session Congreso geologico international Resumenes, de los trabajos presentades. Mexico;
- Clapp F. 1940. Geology of Eastern Iran // Bull. Geol. Sos. America. 51, 1, p. 63-81;
- Flores G. 1955, Disscution: World Petrol. Congr. 4 th. Rome;
- Gamkrelidze I. 2003. Tectonic Map of Georgia // Tbilisi;
- Gamkrelidze I. 1986, Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time // Tectonophysics. N 127, pp. 261-277;
- Gamkrelidze I., Maisadze F. 2010. Same New considerations on the Age, Composition, Geological Position and Genesis of Olistostromes of the Southern Slope of the Greater Caucasus (within Geo-

- rgia) // Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences, vol. 4, no 2, pp. 103-116;
- Gamkrelidze I., Maisadze F. 2016. Formation Conditions of Upper Eocene Olistostromes and Retro-Overthrusts at the Southern Slope of the Greater Caucasus // *Geotectonics.*, no 6, pp. 598-607;
- Gansser W. 1959. Ausseralpine Opholithprobleme // *Ecologiae geol. helv.* Vol. 52, № 2, pp. 137-157;
- Gigon W. 1952. Geologie des Habkerntales und des Oullgebietes des Grossen Emme – Verhandl, naturforsch. Ges. Basel. BD. 63, 1, pp. 137-160;
- Gigot P. 1973. Sure la presence de klippen sedimentaires et de megabreches dans la partie des formations continentales d'age Eocene superieur Oligocene du bassin tertiaire de Digne, dans la region de Vollone (Alpes de Haute-Provence) // *Bull. Bur. rech. geol. et miners.* Sec. VI, ser. 2, 1, p. 17-25;
- Gigot P., Haccard D. 1972. Nouvelles donnees sur l'origine des lambeaux exotiques de Courbons a la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence). Considerations morphotectoniques // *Bull. Bur. rech. geol. et miners.* Sec. 1, ser. 2, pp.12-19;
- Kaufman F. 1889. Emmen and Schlierengenden // *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, Lief, 24 p.;
- Krus E. 1932. Uber den Schweizerflysch // *Ecologiae geol. helv.*, 25, pp. 240-261;
- Lugeon M. 1916. Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch prealpin // *Ecologiae geol. helv.*, v. 14, № 2, pp. 328- 340;
- Maisadze F. 1998. Principal Stages in the Geologic History of Georgia in the Paleogene // *Stratigraphy and Geological Correlation*, 6, 3, pp. 303-313;
- Maisadze F. 2006. On the Mechanism of olistostromes Genesis (on the example of Eocene sediments of Georgia) // *Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences*, vol. 174 № 1, pp. 99-102;

- Maisadze F. 2008. Event Deposits in Chaotically Built Formations // Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences, vol. 2, № 3. Pp. 79-87;
- Maisadze F. 2016. Some Data on the Rate of Sedimentation//Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences, vol.10, №2. Pp.79-87;
- Marshetti M. 1957. The Occurrence of Slide and Flowage Materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily // In: Congr. Geol. Intern. 20 th Sess. Mexico, pp. 209-225;
- Schardt H. 1898. Les region exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Prealpes du Chable et Stockhorn et les Klippes) // Bull. Soc. vaud. sci. nature, 128, pp. 114-219;
- Soder P. 1949. Ecologie geol. Hely 42 // Pp. 338-367;
- Tercier J. 1928. Nouvelles observations geologique dans la partie mediane de la chaine u Gurnigel (Prealpes externs) // Ecologiae geol. hely., 21, pp. 38-48;
- Tercier J. 1947. Le flysh dans la sedimentation alpin // Ecologiae geol. hely., 40, 2, pp. 128-150;
- Авалишвили П.И. 1952. Геологическое описание Джавского, Сталининского и Знаурского районов Южной Осетии в пределах листов К-38-52-Г и К-38-64-Б // Фонды Геол. ин-та.
- Адамиа Ш.А.,Ахвледиани Д.Г. 1966. О возрасте глыбовых брекчий и конгломератов бассейна р.Арагви // Сообщ. АН ГССР, т. XI IV, № 2.
- Ахвледиани Д.Г.,Гамбашидзе Р.А. 1967. К вопросу о стратиграфии верхнемеловых отложений ущелья р.Гомрула // Сообщ. АН ГССР т. XI VII, № 3.
- Белостоцкий И.И. 1964, О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части Центральных Динарид // Бюлл. МОИП. Отд. геол. XXXIX(1), 27-48.
- Богачев В.В. 1928. Нефть в юре Южной Осетии // Азерб. Нефт. Хоз. 12/84, Баку.

- Богачев В.В. 1928г. Геологические исследования в Юго-Осетии // Фонды ГГУ.
- Булейшвили Д. А. 1960. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии // Гостоптехиздат.
- Варенцов М.И., Мордовский В.Г. 1954. Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии // Изв. АН СССР.
- Вассоевич Н.Б. 1930. Геологические исследования в районе Джавской группы минеральных источников // Доклады АН СССР.
- Вассоевич Н.Б. 1930г. Геологические исследования в Джавском районе произведенные в 1930 г.//Юго-Осетинский сборник. Тр. ПЕТРИН АН СССР, вып. I.
- Вассоевич Н.Б. 1931. Краткий геологический очерк нефтепроявлений в центральной части Южного склона Главного Кавказского хребта // Тр. НИГРИ, сер. Б., вып. I.
- Вассоевич Н.Б. 1932. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии // Тр. СОПС АН СССР, сер. Зак. Вып. 4, сбор. II.
- Вассоевич Н.Б. 1934. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии // Тиф. Гостехиздат. „Техника да шрома“.
- Вассоевич Н.Б. 1940. О строении Аргунского покрова (Восточная Грузия) // Бюлл. Гос. Музея Грузии. X-A.
- Вахания Е.К. 1949. Тектоника нефтеносных районов Рачи и Юго-Осетии // Бюлл. Грузнефти, № I(4).
- Вахания Е.К. 1952. Геологическое строение части междуречья Квирилы и Бол. Лиахви. Отчет по работам 1951г. // Трест – Грузнефть, Гр. Отд. ВГФ.
- Гавтадзе, Мревлишвили, 2006. Биостратиграфия палеогенового флиша Местиа-Тианетской зоны по нанопланктону.// Труды Тбилисского гос. университета Т 345. С. 76-108
- Гамкрелидзе И.П. 1970. Тектоническое окно в ущелье р.Ксани // Сообщ. АН СССР. Т. 59. № 3. С.613-616

- Гамкредидзе И.П., Майсадзе Ф.Д. 1987. Структура Квайсинской рудоносной зоны (Грузия) // Известия АН СССР, № 1. 96-105.
- Гамкредидзе И.П., Майсадзе Ф.Д. 2016. Условия формирования верхнеэоценовых олистостромов и ретрошарьяжей на южном склоне Большого Кавказа // Геотектоника, № 6, с. 75-86
- Гамкредидзе П.Д. 1956. Геологическое строение среднего течения р.Джеджора и верховьев рек Квирила и Паца // Фонды Грузуглерудразведка.
- Гамкредидзе П.Д. 1965. Схема тектонического строения Грузии // Путеводитель Экскурсии межд. Коллоквиума по тект. Альпийской склад. Области Европы и Малой Азии.
- Гамкредидзе П.Д., Бендукидзе Н.С., Эристави М.С. 1952. К стратиграфии меловых отложений окрестностей Цхинвали // Сообщ. АН ГССР, т. XIII, № 6.
- Гамкредидзе П.Д., Гамкредидзе И.П. 1977. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа - Тр. ГИН АН ГССР, нов. Серия, вып. 57, 80.
- Джанелидзе А.И. 1940. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума // Изд. Груз. Фил. АН СССР.
- Джанелидзе А.И. 1946. О возрасте сорской свиты Рачинского лейаса // Сообщ. АН ГССР, т. VII, № 5.
- Джапаридзе М.Н. 1958. Сводный отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1:10000 в районе среднего течения р.Джеджора // Грузуглерудразведка.
- Джапаридзе М.Н. 1963. Структура Квайсинского свинцово-цинкового рудного поля // Автореферат дис. на соиск. Уч. Степени канд. Геол. Мин. Наук.
- Дзоценидзе Г.С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии // Ин-т геологии и минералогии АН ГССР, монография № I.
- Дзоценидзе Г.С. 1963. К вопросу классификации песчаников // Изв. Геологического об-ва Грузии, т. III, вып. I.

- Ейнзеле Г. 1985. Известково-мергелистые ритмы и фациальные изменения, обусловленные климатомю В кн.: Циклическая и событийная седиментация//М. Недра, 11-16.
- Жабин А.Г., Тамазашвили Н.А., Астахов Г.Н. 1980. Новые данные о генезисе карбонатного клина Квайсинского месторождения // Сообщ. АН ГССР, т. 100 № 2, с. 361-363.
- Жабин А.Г., Тодриа В.А., Самсонова Н.С., Тамазашвили Н.А., 1982. Барьерный риф в основе структуры Квайсинского свинцово-цинкового месторождения (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР, т. 262, № 2, с. 404-408.
- Жабин А.Г., Тамазашвили Н.А., Тодриа В.А., Гунава В.Д., Андрейчев В.А., Астахов Г.Н. 1982. Новые данные о молодом возрасте полиметаллического оруденения Квайсинского рудоносного поля // Сообщ. АН ГССР, т. 107, № 2, с. 333-336.
- Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Тодриа В.А. 1984. Квайсинский барьерный риф и его роль в рудолокализации (Грузия) // Изв. АН СССР. Сер. Геол., № 8, с. 88-100.
- Заварицкий А.Н. 1944. Введение в петрохимию изверженных горных пород // Изд-во АН СССР.
- Зейлахер А. 1985., Событийная седиментация. Известковые и кварцево-песчание темпеститы. В кн.: Циклическая и событийная седиментация // М.: Недра, 161-173.
- Канделаки Н.А. 1934. Геологические исследования в Юго-Осетии // Отчет Джавской ГСП. Фонды ГГУ.
- Канделаки Н.А. 1934. Геологическая съемка в Юго-Осетии на участках полиметаллических месторождений Раро и угольного месторождения Цона // Фонды ГГУ.
- Канчавели А.Л. 1978. Об альб-сеноманском вулканизме в геосинклинали южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып. 59. С.80-83.
- Кахадзе И.Р. 1935. Отчет Юго-Осетинской г/о партии // Фонды ГГУ.

- Кахадзе И.Р. 1947. Грузия в юрское время // Тр. Геол. Ин-та АН ГССР, сер. Геол. Т. III (V III).
- Кахадзе И.Р., Канделаки Н.А. 1940. Отчет Юго-Осетинской ГСП по работам 1939 г. // Фонды Геол. Ин-та АН ГССР.
- Кахадзе И.Р., Канделаки Н.А. 1941. Геологическое описание листа К-38-XIV (Чиатура) // Фонды ГГУ.
- Кахадзе И.Р., Канделаки Н.А. 1946. Геологическое описание листа К-38-XV (Душети) // Фонды ГГУ.
- Качарава И.В. 1955. Палеоген Картлийской депрессии с смежных снейю регионов // Труды Геологич. Института АН ГССР. Сер. Геологическая. Т 8, N 13. С. 113-179
- Качарава И.В. 1961. Палеоген Грузии. Т. I. // Фонды Геол. Ин-та АН ГССР.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. 1945, Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползны // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. XX(1-2), 83-102.
- Кузнецов И.Г. 1930. Заметки о так называемой юрской нефти в Юго-Осетии и Рачинском уезде // Изв. ГГРУ, т. XIX, № 6. Ленинград.
- Кузнецов И.Г. 1937. Геологическое строение Верхней Рачи и части Шорапани // Фонды ГГУ.
- Кузнецов И.Г. 1937. Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии // Межд. Геол. Конгресс, XVII сессия, экскурсия по Кавказу.
- Лалиев А.Г. 1936. Годовой отчет Юго-Осетинской геолого-разведочной партии за 1935 г. // Тр. Грузфил. ГПК Азнефтеразведка, № 1.
- Леонов М.Г. 1970. Характер разрывных нарушений в зонах надвигов // Геотектоника, № 1.
- Леонов, М.Г. 1975. Дикий флиш Альпийской области // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 199. М.: Наука. 138 с.

- Леонов М.Г. 1981, Олисторомы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344. М.: Наука. 172 .
- Майсадзе Ф.Д. 1970. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви // Автореф. Дис. на соиск. Уч. Степени канд. Геол.-минер. Наук. Изд. „Мецниереба„ 19 с
- Майсадзе Ф.Д. 1984. О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 7. С.148-152.
- Майсадзе Ф.Д. 1986. Новые данные об эоценовых нормально-осадочных образованиях Квайсинского района // Сообщ. АН ГССР. Т.121. № 1. С.129-132.
- Майсадзе Ф.Д. 1987<sup>1</sup>. Палеогеография Абхазии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып. 92. 91 с.
- Майсадзе Ф.Д. 1987. О возрасте вулканогенно-осадочных образований из верхнеэоценовых олисторомов Южного склона Большого Кавказа // Сообщ. АН ГССР. Т. 121, № 1.. С.573-575
- Майсадзе Ф.Д. 1994. О верхнеэоценовых олисторомах Южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия, геологическая корреляция, РАН, т. 2, № 1. 95-102
- Майсадзе Ф.Д. 1999. Палеогеография и геологическое развитие Грузии в палеогеновое время // Изд-во Интеллект. Тбилиси, 214 с.
- Маркозия И.А. 1948. Отчет Верхне-Рачинской ГСП по работам 1947 г. // Фонды ГГУ.
- Мревлишвили Н.С. 1957. Геологическое строение предгорий Б.Кавказа в Душетском районе // Тр. Геол. Ин-та АН ГССР, геол. Сер. Т. X(XV).
- Мревлишвили Н.С. 1960. Стратиграфия палеогена Душетского района // Тр. Геол. Ин-та АН ГССР, геол. Сер. Т. XI (XVI).
- Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Тедиашвили Х.А. 1976. Условия формирования и закономерности размещения рудных



- месторождений Юго-Осетии.-Эндогенные рудные формации Юго-Осетии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып. 51, с. 5-85.
- Обуен Ж. 1965. Итало-Динарская система и ее соотношение с Альпийской дугой. В кн.: Тектоника Альпийской области.// М.: Мир, 187-257.
- Паичадзе Т.А. 1969. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений верховьев реки Квирила // Автореф. Дис. На соиск. Уч. Степени канд. Геол.-минер. Наук. Изд. „Мецниереба„ 20 с.
- Ренгартен В.П.1924, Геологическое исследование в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. // Изв. Геол. Комитета. XLIII, 2, 70-74.
- Ренгартен В.П. 1932. Геологический очерк р-на Восточно-Грузинской дороги // Тр. ВГО ВСНХ СССР, вып. 148. М-Л.
- Ренгартен В.П. 1937. Военно-Грузинская дорога // Межд. Геол. Конгресс, XVII сессия, экскурсия по Кавказу. Ростов-Тбилиси, т. II.
- Руттен М.Г. 1972. Геология Западной Европы // М.,445.
- Ситковский И.Н. 1936. Отчет Рарской партии на медь // Гр. Отд. ВГФ. Фонды ГГУ.
- Твалчрелидзе Г.А.,1961. Эндогенная металлогения Грузии // М.: Госгеолтехизд. 344 с.
- Трюмпи Р. 1965. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. В кн.: Тектоника Альпийской области.// М.: Мир, 9-121.
- Хаин В.Е. 1994 Краткий комментарий к статье Ф.Д.Майсадзе // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 2, № 1, 101-102.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.2005. Геотектоника с основами геодинамики // М.: Мир, 560.
- Химшиашвили Н.Г. 1957. Верхнеюрская фауна Грузии // Сектор палеонтологии АН СССР.
- Цагарели А.Л. 1964. Геоморфология // Геология СССР, т. X. Грузинская ССР.М. 655.

Циклическая и событийная седиментация.1985 // М. Недра, 501.

Щерба И.Г. 1987. Олигостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа // М.: Наука, 191-200.



