

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

# შრომათა კრებული



A. JANELIDZE INSTITUTE OF GEOLOGY OF I. JAVAKHISHVILI TBILISI STATE UNIVERSITY

**PROCEEDINGS**

2020

ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის  
ალექსანდრე ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტის  
შრომათა კრებული. ახალი სერია. ნაკვ. 132

ALEXANDRE JANELIDZE INSTITUTE OF GEOLOGY  
OF IVANE JAVAKHISHVILI TBILISI STATE UNIVERSITY  
PROCEEDINGS. NEW SERIES. VOL. 132

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ИМ. АЛЕКСАНДРА ДЖАНЕЛИДZE  
ПРИ ТБИЛИССКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
ИМ. ИВАНЕ ДЖАВАХИШВИЛИ  
СБОРНИК ТРУДОВ. НОВАЯ СЕРИЯ. ВЫП. 132

## შრომათა კრებული

*მიძღვნილი ალექსანდრე ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტის  
დაარსებიდან 95 წლისთავისადმი*

## PROCEEDINGS

dedicated to 95-th anniversary of Alexandre Janelidze Institute of Geology

## СБОРНИК ТРУДОВ

посвященный 95-летию со дня основания Института геологии  
им. А. Джanelidze

Tbilisi თბილისი Тбилиси  
2020

ISSN 2667-9213

რედაქტორი ე. გამყრელიძე

სარედაქციო კოლეგია:

თ. წუწუნავა, დ. შენგელია, მ. კაკაბაძე, ფ. მაისაძე, მ. კეკელია, ვ. გვახარია,  
გ. ბერიძე

Editor I. Gamkrelidze

Editorial Board:

T. Tsutsunava, D. Shengelia, M. Kakabadze, F. Maisadze, M. Kekelia,  
V. Gvakharia, G. Beridze

Редактор И. Гамквелидзе

Редакционная коллегия:

Т. Цуцунავა, Д. Шенгелиа, М. Какабадзе, Ф. Маисадзе, М. Кекелия,  
В. Гвахария, Г. Беридзе

რეცენზენტები: გეოლ.-მინერ. მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი თ. ლომინაძე  
გეოლ.-მინერ. მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი გ. მაღალაშვილი

Reviewers: Doctor of Geol. Sci., Prof. T. Lominadze

Doctor of Geol. Sci., Prof. G. Magalashvili

Рецензенты: доктор геол.-минер. наук, проф. Т. Ломинадзе

доктор геол.-минер. наук, проф. Г. Магалашвили

ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის  
ალექსანდრე ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი, 2020

## სარჩევნო

<b>თ. წუწუნავა.</b> ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტი 95 წლისაა!.....	6
<b>I.P. Gamkrelidze.</b> ONCE MORE ON THE CHARACTER AND VELOCITY OF NEWEST (NEOTECTONIC) AND RECENT MOVEMENTS OF THE EARTH'S CRUST ON THE TERRITORY OF GEORGIA.....	13
<b>დ. შენგელია, გ. ჭიჭინაძე, თ. წუწუნავა, გ. ბერიძე, ი. ჯავახიშვილი.</b> ბეშთისა და მთა კამენისტიას შვერილების ვარისკულამდელი ოროგენების რეგიონული გეოგრაფიის შესახებ.....	26
<b>მ. კაკაბაძე, მ. შარიქაძე, ი. კაკაბაძე, შ. კელეკტიშვილი, გ. ლანჩავა.</b> ახალი მონაცემები დასავლეთ საქართველოს აკტივის ბიოსტრატობრაფიისა და სელიმენტური სექვენსების შესახებ.....	37
<b>ფ. მაისაძე.</b> კატასტროფული მოვლენები და მათთან დაკავშირებული დანალექი წარმონაქმნები.....	52
<b>ს. კველია, მ. კველია, გ. ასათიანი, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენიერაძე, კ. ლობჯანიძე, ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი.</b> კავკასიონის სამხრეთი შერღობის ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამაღნება და ოქროს კოტენციალი (საქართველოს ფარგლებში).....	66
<b>ს. კველია, მ. კველია, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენიერაძე, კ. ლობჯანიძე, ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი</b> კენტიანი მოღელი ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამაღნებისთვის (კავკასიონის სამხრეთი შერღობი, საქართველო).....	78
<b>ც. მინაშვილი, გ. ანანიაშვილი.</b> საქართველოს მაიკოკური სერიის ნამარხი ორბანიუმების ბანვითარების ციკლურობა.....	88
<b>გ. ვაშაკიძე, მ. ტოგონიძე, ვ. ლებედევი, კ. ლობჯანიძე.</b> ეოცენური მაგმატიზმი ლოქის მასივის ფარგლებში.....	103
<b>ე. ვარსიმაშვილი, ნ. კობახიძე.</b> კავკასიონის სამხრეთი შერღობის ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების წარმოშობის პირობები.....	110
<b>თ. გიორგობიანი, დ. ზაქარაია.</b> კავკასიონის ბაბრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის ნაოჭა სტრუქტურა მდინარეების ცხენისწყლისა და რიონის ხეობების გასწვრივ.....	117
<b>ლ. ბაშელეიშვილი, მ. კუმელაშვილი, ნ. თევდორაშვილი, თ. რაზმაძე-ბროკიშვილი.</b> ტექტონიკური ინტენსივობა და მასთან დაკავშირებული სტრუქტურების მორფო-კინემატიკა.....	135



**გ. მაისურაძე, მ. ტოგონიძე, ქ. გაბარაშვილი.** ვულკან კატარა ტყარშეთის (ყაზბეგის ვულკანური მასივი) სტრატობრაფია და პალეოგეოგრაფია.....145

**ი. ჯავახიშვილი, გ. ბერიძე.** ღიზის სერიის (კავკასიონი) ბათური მაგმატიზმის პეტროგეოქიმიკა.....157

**ა. მიქაბერიძე, ვ. გვახარია, ტ. ადამია, გ. ჟორჯოლიანი.** ქ. თბილისის საბურთალოსა და ვაკის რაიონების ზოგიერთი ძირითადი მახასტრალის საავტომობილო ტრანსპორტის ხმაურით დაბინძურების ხარისხის შეფასება.....169

**ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის  
ინსტიტუტი 95 წლისაა!**

**თ. წუწუნავა**

*ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტმა გრძელი გზა განვლო დღიდან დაარსებისა დღემდე და, მიუხედავად იმისა, რომ გამოიარა პოლიტიკური კატაკლიზმებისა და ეკონომიკური კრიზისების, რეფორმებისა და რეორგანიზაციების რთული პერიოდები, იგი ყოველთვის რჩებოდა სამეცნიერო კვლევისა და გეოლოგიის ფუნდამენტური დისციპლინების განვითარების ცენტრად - კლასიკურ სამეცნიერო-კვლევით დაწესებულებად გეოლოგიის დაგში. იგი გეოლოგიური პროფილის პირველი სამეცნიერო-კვლევითი დაწესებულება იყო ყოფილ სსრკ-ში.

ყოველ ხუთ წელიწადში, ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტის მორიგ საიუბილეო თარიღთან დაკავშირებით, გამოდის ინსტიტუტის სამეცნიერო შრომათა კრებული, სადაც ძალიან დეტალურადაა მოთხრობილი ინსტიტუტის ვრცელი ისტორია. მინდა გადავუხვიო ამ ტრადიციას და მკითხველის ყურადღება ინსტიტუტის შესახებ ბოლო ათიოდე წლის პერიოდზე გავამახვილო. თუმცა, მოკლედ მაინც შევეხები ინსტიტუტის წარსულთან დაკავშირებულ ძირითად მოვლენებსა და თარიღებს.

დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებს კარგად მოეხსენებათ, თუ გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით, რამდენად რთულ, მრავალფეროვან და საინტერესო პოლიგონს წარმოადგენს ხმელთაშუა ზღვის მობილური სარტყლის კავკასიის სეგმენტი. ამ რეგიონმა, ჯერ კიდევ მე-19 საუკუნის დასაწყისში მიიქცია ევროპელი ბუნებისმეტყველების ყურადღება. გასული საუკუნის 20-იანი წლებიდან კი საქართველოსა და მისი მომიჯნავე ტერიტორიების გეოლოგიური აგებულების სისტემატურ შესწავლას ქართველი გეოლოგებიც შეუდგნენ.

ქვეყნის ეკონომიკის განვითარებამ მთელი რიგი პრაქტიკული საკითხის გადაჭრის საჭიროება წარმოშვა. მათ შორის, ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ამოცანა სასარგებლო წიაღისეულის მოპოვებას ეხებოდა, რაც, თავის მხრივ, მოითხოვდა გეოლოგიურ მიმართულებათა ფართო სპექტრის მქონე სამეცნიერო ბაზის შექმნას. წამოჭრილი გამოწვევის კვალდაკვალ, პროფ. ალექსანდრე ჯანელიძის ინიციატივით, 1925 წლის 25 დეკემბერს, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედის ბაზაზე, დაფუძნდა კიდევ გეოლოგიის ინსტიტუტი. მან გრძელი და ნაყოფიერი გზა განვლო, ვიდრე ისევ თავის მშობლიურ უნივერსიტეტს დაუბრუნდებოდა - 1941 წლიდან იყო საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის სისტემაში, 2006 წლიდან ექვემდებარებოდა საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს, ხოლო 2010 წლიდან კი ისევ ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შემადგენლობაშია.

გეოლოგიის ინსტიტუტის პირველი მეცნიერ-თანამშრომლები იყვნენ ალექსანდრე ჯანელიძე, რომელიც ასევე ინსტიტუტის პირველი დირექტორი იყო, კალისტრატე გაბუნია, გიორგი სმირნოვი, ნოე ყიფიანი და გრიგოლ წულუკიძე. შემდგომ წლებში, ინსტიტუტი თანდათან

ივსებოდა ახლგაზრდა კადრებით და, შესაბამისად, ფართოვდებოდა სამეცნიერო-კვლევითი მუშაობის მასშტაბებიც. სწორედ გეოლოგიის ინსტიტუტის წიაღში შეიქმნა ცნობილი თვითმყოფადი ქართული გეოლოგიური სკოლა.

გეოლოგიის ინსტიტუტის ხანგრძლივი ისტორიის განმავლობაში, გეოლოგიის მეცნიერების განვითარებას ემსახურებოდა მეცნიერთა დიდი არმია, რომელთა ჩამოსათვლელად, მათი ღვაწლის აღწერისა და მიღწევების მნიშვნელობის შესაფასებლად, ალბათ, ცალკე შრომის მიძღვნაა საჭირო. გეოლოგიის ინსტიტუტის თანამშრომლები ყოველთვის დიდი მოწიწებითა და მაღლიერებით მოიხსენიებენ მათ სახელებს და ღირსეულად აფასებენ მათ მიერ მეცნიერებაში შეტანილ უდიდეს წვლილს.

ინსტიტუტში სამეცნიერო-კვლევითი მუშაობა იმთავითვე მიმდინარეობდა გეოლოგიის დარგის ფართო სპექტრით. გასული საუკუნის 40-იან წლებში, ინსტიტუტში უკვე არსებობდა 15 ლაბორატორია და სხვადასხვა დამხმარე სახელოსნო, ინსტიტუტის თანამშრომელთა მიერ შექმნილი უნიკალური მონოგრაფიული პალეონტოლოგიური მუზეუმი და მდიდარი სპეციალური ბიბლიოთეკა.

ალექსანდრე ჯანელიძე სამეცნიერო კვლევებს სტრატეგრაფიასა და პალეონტოლოგიაში იმთავითვე განსაკუთრებულ ყურადღებას უთმობდა. ამ მიმართულებით ინსტიტუტის მეცნიერთა მიღწევები ძალიან მნიშვნელოვანი იყო. შემდგომში, სამეცნიერო-კვლევითი ამოცანების გაფართოების გამო, კვლევა დაიწყო სხვა დარგებშიც. საქართველოსა და მთლიანად კავკასიის ტექტონიკური აგებულების შესწავლას და მისი ჩამოყალიბების გეოდინამიკური პირობების განსაზღვრას ასევე პირველხარისხოვანი მნიშვნელობა მიენიჭა. ინსტიტუტში ჩამოყალიბდა ძლიერი პეტროლოგიური სკოლა; ამ მიმართულებით სამეცნიერო ნაშრომები უდაოდ დიდი მონაპოვარია კავკასიის კრისტალინიკუმის შესწავლის საქმეში. გასული საუკუნის 30-იანი წლებიდან ინსტიტუტში განვითარდა ახალი მიმართულება - პალეოგეოლოგია, ხოლო 40-იანების დასაწყისიდან დაიწყო სისტემატური ფუნდამენტური კვლევები მინერალოგიაში. პარალელურად ინტენსიურად წარმოებდა ლითოლოგიური კვლევები. მოგვიანებით, სამეცნიერო კვლევები სასარგებლო წიაღისეულის გეოლოგიის, საბადოების გეოქიმიისა და იზოტოპური გეოლოგიის მიმართულებითაც განვითარდა.

95 წლის მანძილზე, ინსტიტუტის მეცნიერ-თანამშრომლებმა მაღალ დონეზე შეისწავლეს საქართველოსა და მიმდებარე რეგიონების გეოლოგია და მიღებული შედეგებით მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანეს ზოგადად გეოლოგიური მეცნიერების განვითარების საქმეში. კერძოდ, მრავალრიცხოვანი სამეცნიერო ნაშრომი მიემდგვნა ცარცული ნალექების სტრატეგრაფიას და პალეონტოლოგიას; დეტალურად იქნა შესწავლილი პალეოგენური და ნეოგენური ნალექების სტრატეგრაფია და პალეონტოლოგია; საქართველოს მეზოზოური და კაინოზოური ნალექების ფაუნისტური კვლევების საფუძველზე, შედგა რეგიონული და ზონალური სტრატეგრაფიული სქემები; მნიშვნელოვანი კვლევები ჩატარდა ლითოლოგიის სფეროში; შესწავლილ იქნა საქართველოს ფანეროზოური ვულკანიზმი და დადგენილ იქნა მისი განვითარების კანონზომიერებანი; შესწავლილ და დათარიღებულ იქნა პლიოცენურ-მეოტხეული ნალექების პროდუქტები; პეტროლოგიურად და მინერალოგიურად დეტალურად იქნა შესწავლილი საქართველოში ძირულის, ლოქის, ხრამისა და კავკასიონის კრისტალური მასივები და

აგრეთვე, სხვა მასივები საქართველოს მომიჯნავე ტერიტორიებზე. გამოკვლეულ იქნა მეზო-კაინოზოური მაგმური ინტრუზივების ნივთიერი შედგენილობა, პეტროგეოქიმიური და გენე-ტური თავისებურებები და ასაკი, დადგენილ იქნა მეტამორფიზმის დრო და ხასიათი. შედგა 1:200 000 მასშტაბის „კავკასიონის რეგიონული მეტამორფიზმისა და ალპურამდელი გრანიტოიდების“ და „კავკასიონის მეტამორფული ფორმაციების“ რუკები. მიღებული იქნა მნიშვნელოვანი შედეგები რეგიონული გეოლოგიის, ტექტონიკისა და სეისმოტექტონიკის მიმართულებით; ახალი გეოლოგიური თეორიის – ფილების ტექტონიკის საფუძველზე, შეიქმნა კავკასიისა და მომიჯნავე რეგიონების გეოდინამიკური ევოლუციის მოდელები; შედგა 1:500 000 მასშტაბის საქართველოს გეოლოგიური რუკა და ამავე მასშტაბის საქართველოს ტექტონიკური რუკა (ციფრული ვერსიები, ქართულ და ინგლისურ ენებზე); დეტალურად იქნა შესწავლილი სასარგებლო წიაღისეულის საბადოები და მადანგამოვლინებები საქართველოს ტერიტორიაზე; თანამედროვე ტექნოლოგიების გამოყენებით, შედგა 1:500 000 მასშტაბის კავკასიის მეტალოგენური რუკა, აგრეთვე სხვადასხვა მასშტაბის ციფრული გეოლოგიური, მეტალოგენური და პალეოვულკანური რუკები სხვადასხვა საბადოებისა და მადნის რაიონებისთვის. მრავალი წლის განმავლობაში, ინსტიტუტში მიმდინარეობდა კვლევა მადნებში ოქროს, ვერცხლისა და ბარიტის შემცველობისა და კონდიციურობის საკითხებთან დაკავშირებით.

ინსტიტუტი გამოსცემს საკუთარ პერიოდულ ნაბეჭდ პროდუქციას - 1932 წლიდან დღემდე გამოიცა გეოლოგიის ინსტიტუტის შრომების 132 ტომი. გეოლოგიის ინსტიტუტმა არაერთხელ უმასპინძლა საერთაშორისო და ადგილობრივ კონფერენციებსა და სიმპოზიუმებს. თავის მხრივ კი, ინსტიტუტის მეცნიერ-თანამშრომლები აქტიურად მონაწილეობდნენ სხვადასხვა სამეცნიერო ღონისძიებაში.

გეოლოგიის ინსტიტუტის რამდენიმე თაობის მიერ ჩატარებულმა სამეცნიერო კვლევებმა ქართულ გეოლოგიურ სკოლას საერთაშორისო აღიარება მოუპოვა. მსოფლიოში ცნობილმა მეცნიერმა, აკადემიკოსმა ვიქტორ ხაინმა აღნიშნა, რომ: „მნელია შეაფასო ქართული გეოლოგიური სკოლის, მისი სამი თაობის მიერ არა მარტო საქართველოს, არამედ კავკასიისა და მთელი ალპურ-ჰიმალაური სარტყლის გეოლოგიაში შეტანილი წვლილის მნიშვნელობა“.

მაგრამ გეოლოგიის ინსტიტუტის არსებობის ისტორიაში განვითარების, წარმატებებისა და მიღწევების გარდა, მძიმე პერიოდებიც იყო. საბჭოთა კავშირის დაშლის შემდეგ წარმოქმნილი ხანგრძლივი ეკონომიკური და პოლიტიკური კრიზისი ნეგატიურად აისახა ინსტიტუტის განვითარებაზე. ინსტიტუტის ბიუჯეტი მხოლოდ მწირ ხელფასებსა და კომუნალურ გადასახადებს ითვალისწინებდა. შესაბამისად, მატერიალურ-ტექნიკური ბაზისა და ინფრასტრუქტურის განვითარება, საერთაშორისო ურთიერთთანამშრომლობის დამყარება და, რაც მთავარია, ახალგაზრდა კადრების მოზიდვა ფაქტობრივად შეუძლებელი იყო. ამ არც თუ მოკლე პერიოდში, თითქმის მთლიანად მოიშალა ის ძირითადი კარკასი, ის საყრდენი, რასაც გეოლოგიის ინსტიტუტის მრავალწლიანი მუშაობა და განვითარება ეყრდნობოდა. მორალურად დაძველდა და, ზოგ შემთხვევაში, საერთოდ გამოვიდა მწყობრიდან ხელსაწყო-დანადგარები, ჩამოიშალა ინფრასტრუქტურა, არ იყო საველე სამუშაოების ჩატარების საშუალება. მაგრამ, რაც ყველაზე უფრო მძიმე იყო, ეკონომიკური მდგომარეობის გამო, ინსტიტუტმა



დაკარგა ახალგაზრდა პერსპექტიული კადრების მნიშვნელოვანი ნაწილი. მიუხედავად ამისა, ინსტიტუტი მაინც აგრძელებდა მუშობას თავისი დარგის მოყვარული და ინსტიტუტის პატიოტი ენთუზიასტების ხარჯზე.

ამჟამად, გეოლოგიის ინსტიტუტში კვლევები მიმდინარეობს გეოლოგიური მეცნიერების თითქმის ყველა მიმართულებით. ინსტიტუტში ფუნქციონირებს 6 სამეცნიერო სტრუქტურული ერთეული: 1. ტექტონიკისა და რეგიონული გეოლოგიის, 2. სტრატиграფიისა და პალეონტოლოგიის, 3. პეტროლოგიის, ვულკანოლოგიის, მინერალოგიისა და ლითოლოგიის, 4. სასარგებლო წიაღისეულის გეოლოგიისა და გეოქიმიის და 5. გარემოს დაცვის განყოფილებები და 6. გეოლოგიური კვლევის კომპლექსური ლაბორატორია.

2015 წლიდან, ინსტიტუტის თანამშრომლები მუშაობენ საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს მიერ დამტკიცებული 10-წლიანი სამეცნიერო პროექტის - „საქართველოს დედამიწის ქერქის აგებულების, შედგენილობისა და ტექტონიკური დეფორმაციების კვლევა და მადანწარმოშობის კანონზომიერებათა გამოვლენა კავკასიის გეოდინამიკურ ევოლუციასთან კავშირში“ განსახორციელებლად. აღნიშნული პროგრამის ფარგლებში კვლევა ხორციელდება რამდენიმე ქვეპროექტის მიხედვით. კემოდ, ხორციელდება კავკასიის რეგიონის ალპურამდედი და ალპური გეოდინამიკური ევოლუციის, ტექტონიკური სტრუქტურების, მათ შორის შარიაჟების, წარმოშობის მექანიზმის, დედამიწის ქერქის უახლესი და თანამედროვე ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მოძრაობების მიმართულების, სიჩქარისა და სეისმოგენირებადი რღვევების შესწავლა; გრძელდება მაკრო და მიკრო ნამარხი ორგანიზმების სისტემატიკისა და სტრატиграფიული მნიშვნელობის შესწავლის საფუძველზე, საქართველოს ფანეროზოური ნალექების დეტალური ბიოსტრტიგრაფიული დანაწილება და მათი პალეოგეოგრაფიული კვლევა; ხორციელდება რეგიონული მეტამორფიზმისა და გრანიტწარმოშობის პროცესების პეტრომინერალოგიური, გეოქიმიური და გეოქრონოლოგიური შესწავლა, ქანების წარმოშობის გეოდინამიკური პირობების განსაზღვრა; უცხოელ კოლეგებთან ერთად, თანამედროვე აპარატურისა და ანალიზის უახლესი მეთოდების გამოყენებით, მიღებულია დაზუსტებული ასაკობრივი მინაცემები კავკასიის სხვადასხვა რეგიონისთვის; მიმდინარეობს დანალექი და ვულკანური ქანების პეტროლოგიური და ლითოლოგიური კვლევა; ხორციელდება მაგმური და მადანწარმოშობის პროცესების გეოქიმიური თავისებურებების და მეტალური და არამეტალური საბადოების გეოლოგიის კვლევა. უკანასკნელ ხანებში, განსაკუთრებული ყურადღება ეთმობა ოქროს საბადოებისა და მადანგამოვლინებების შესწავლას. შექმნილია და ამჟამადაც გრძელდება ფერადი და კეთილშობილი მეტალების გეოლოგიურ-გენეტური და საძიებო მოდელების შემუშავება, ზუსტდება იშვიათი და გაფანტური ელემენტების გავრცელების კანონზომიერებები დანალექ და მაგმურ ქანებში და დგინდება მადნეული ნივთიერების წყაროს ბუნება. ბოლო ათეული წლის განმავლობაში, ინსტიტუტში განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა ეკოლოგიის პრობლემებს. ინტენსიურად მიმდინარეობს ეკოლოგიურად ცხელი წერტილების შესწავლა, რომლებიც სამთო-გამამდიდრებელ მრეწველობასთან - სასარგებლო წიაღისეულის მოპოვებასა და გადამუშავებასთანა დაკავშირებული. სხვადასხვა ორგანიზაციებთან თანამშრომლობის საფუძველზე, ჩატარებულია მნიშვნელოვანი კვლევები საქართველოს სამთამადნო წარმოების ნარჩენების გაუვნე-

ბელყოფისა და მათი მეორეული ნედლეულის სახით გამოყენების გზების შემუშავებასთან დაკავშირებით. 2000 წლიდან დღემდე, მიმდინარეობს საქართველოს აკვატორიის, ასევე მდინარეების აუზის წყლისა და ფსკერული ნალექების მიმღე მეტალებისა და ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობისა და განაწილების კვლევა. სამრეწველო ათვისების მიზნით, სპეციალურად შეისწავლება მიწისქვეშა წყლების რესურსები, მათი ჰიდროქიმია და ეკოლოგია. ჰიდროგეოლოგიური, ფიზიკურ-ქიმიური და ეკოლოგიური მონაცემების საფუძველზე, შექმნილია მონაცემთა ბანკი. ინსტიტუტში დამუშავდა შავი ზღვის აუზის გოგირდწყალბადის პერსპექტივები და მისი ამოღების ეფექტური მეთოდი. 2013 წლიდან, გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური კვლევის განყოფილების თანამშრომელთა ჯგუფი ქ. თბილისის ტერიტორიის სხვადასხვა ზონაში ხმაურის დონეებს იკვლევს.

გარდა სამეცნიერ-კვლევითი საქმიანობისა, ინსტიტუტის თანამშრომლები მუდმივად მონაწილეობენ მასშტაბურ სახელმწიფო პროექტებში, რაც დღესაც გრძელდება. ინსტიტუტის თანამშრომლები აქტიურად არიან ჩართული საერთაშორისო სამეცნიერო ღონისძიებებში და აქვთ პროფესიული კავშირები მსოფლიოს არაერთ უნივერსიტეტთან და სამეცნიერო ცენტრთან. ინსტიტუტის თანამშრომლების მიერ მოპოვებულია მრავალი საერთაშორისო და ეროვნული სამეცნიერო გრანტი; მეცნიერებს მიღებული აქვთ სახელმწიფო და სახელობითი პრემიები და ჯილდოები. თანამშრომლების ნაწილი ეწევა პედაგოგიურ მოღვაწეობას თბილისის სხვადასხვა უნივერსიტეტში და ხელმძღვანელობს სამაგისტრო და სადოქტორო თემებს.

ამჟამად, გეოლოგიის ინსტიტუტში მოღვაწეობს 11 მეცნიერებათა დოქტორი (მათ შორის 2 აკადემიკოსი და საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული აკადემიის 3 წევრ-კორესპონდენტი) და 27 მეცნიერებათა კანდიდატი/აკადემიური დოქტორი. ტრადიციულად, ინსტიტუტში იზრდებიან ახალგაზრდა კადრები.

2010 წელს ინსტიტუტი შევიდა ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შემადგენლობაში. მაშინ, მეცნიერების შესახებ ახალი კანონით განისაზღვრა სახელმწიფო პოლიტიკის ერთ-ერთი მთავარი ამოცანა - სამეცნიერო სისტემის თანამედროვე მოდელის შესაბამისად განვითარება. იგი მიზნად ისახავს მეცნიერების განვითარებას უმაღლეს საგანმანათლებლო დაწესებულებებში, რაც კვლევისა და სასწავლო პროცესის ინტეგრაციას ეფუძნება და უმაღლესი განათლების პროგრამების საერთაშორისო სისტემასთან თავსებადობის ხარისხის გაუმჯობესებას ითვალისწინებს. თსუ-ს დაქვემდებარებაში გადასვლამ გარკვეული ცვლილებები გამოიწვია ინსტიტუტის შიდა სტრუქტურულ მოწყობაში, თუმცა სამეცნიერო-კვლევითი საქმიანობის წარმართვაში აბსოლუტური დამოუკიდებლობა შეუნარჩუნა.

გეოლოგიის ინსტიტუტის ისტორიაში ერთ-ერთი მძიმე პერიოდი ეხება 2012 წელს მის გადაყვანას პირვანდელი შენობიდან პ. მელიქიშვილის სახ. ფიზიკური და ორგანული ქიმიის ინსტიტუტის შენობაში. ინსტიტუტი განთავსდა ყოფილი ქიმიური ლაბორატორიების მწყობრიდან გამოსულ, უმეტეს შემთხვევაში, სამუშაოდ აბსოლუტურად გამოუსადეგარ ოთახებში. გარდა ამისა, დემონტაჟისა და ტრანსპორტირების პროცესში მნიშვნელოვნად დაზიანდა ან საერთოდ გამოვიდა მწყობრიდან დარჩენილი ხელსაწყო-დანადგარები და აპარატურის ნაწი-

ლი, დაზიანდა ინსტიტუტის ბიბლიოთეკაც. ეს ცვლილება ნეგატიურად აისახა აგრეთვე, თანამშრომელთა მორალურ მდგომარეობაზეც.

მიუხედავად უმძიმესი პირობებისა, ინსტიტუტმა გააგრძელა სამეცნიერო თემატიკაზე მუშაობა. მას შემდეგ, რაც 2015 წლიდან საგრძნობლად გაიზარდა ინსტიტუტის ბიუჯეტი, მისი სახსრებით გარემონტდა სამუშაო ფართობი და აღიჭურვა თანამედროვე კომპიუტერული და საოფისე ტექნიკით. გარემონტდა და მოეწყო 4 ლაბორატორია, შეძენილ იქნა ხელსაწყო-დანადგარების თანამედროვე მოდელები, მაღალი რეზოლუციის ელექტრონული პოლარიზაციული და მინერაგრაფიული მიკროსკოპები, უახლესი ტიპის საშლიფე დაზგა, ანალიტიკური აპარატურა, სრულად აღიჭურვა გამამდიდრებელი ლაბორატორია. ამის საფუძველზე, ჩამოყალიბდა ახალი სტრუქტურული ერთეული - გეოლოგიური კვლევის კომპლექსური ლაბორატორია, სადაც ანალიტიკური კვლევები მიმდინარეობს თანამედროვე სტანდარტების შესაბამის დონეზე. აღნიშნული ლაბორატორია საუკეთესო სასწავლო-პრაქტიკულ ბაზას წარმოადგენს სტუდენტების, მაგისტრანტებისა და დოქტორანტებისთვის. გეოლოგიის ინსტიტუტში მუდმივად მიმდინარეობს მატერიალურ-ტექნიკური ბაზის განახლება და ინფრასტრუქტურის გაუმჯობესება.

ბოლო 10 წლის განმავლობაში, ინსტიტუტმა აღნიშნა 4 იუბილე და ჩაატარა 2 საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია. ის რეგულარულად ატარებს სამეცნიერო სემინარებს და აქტიურად მონაწილეობს თსუ-ს მიერ ორგანიზებულ ყველა ღონისძიებაში.

ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტის აქტიურ სამეცნიერო საქმიანობაზე მიუთითებს ბოლო 5 წლის მონაცემები: მეცნიერ-თანამშრომელთა მიერ მიღებულია 9 შოთა რუსთაველის ეროვნული სამეცნიერო ფონდისა და 5 საერთაშორისო სამეცნიერო ფონდების გრანტები; განხორციელდა 34 სამეცნიერო კვლევა; საერთაშორისო რეფერირებად ჟურნალებში გამოქვეყნდა 93 სტატია, 2 საერთაშორისო რუკა, 7 მონოგრაფია, 1 ლექსიკონი; თანამშრომლებმა მონაწილეობა მიიღეს 108 საერთაშორისო კონფერენციაში.

გარდა სამეცნიერო საქმიანობისა, ინსტიტუტი აწარმოებს სხვა ხასიათის სამუშაოებსაც. კერძოდ, იგულისხმება: საქართველოს ტერიტორიის სხვადასხვა პროფილისა და მასშტაბის, მათ შორის საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული მეტალური და არამეტალური სასარგებლო წიაღისეულის სპეციფიკური დეტალიზებული მსხვილმასშტაბიანი ციფრული რუკების შედგენა; თბილისის მიდამოების ახალგაზრდა რღვევების შესწავლა სეისმურ დარაიონებასთან დაკავშირებით; გეოტურისტული მეგზურების შედგენა საქართველოს ტერიტორიისთვის; დარგობრივი ტერმინოლოგიური და განმარტებითი ლექსიკონების შედგენა და სხვ. ინსტიტუტი ახორციელებს მრავალპროფილიან ანალიტიკურ მომსახურებას მომხმარებელთა ფართო სპექტრისთვის.

ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტის წინაშე ჯერ კიდევ დგას რიგი პრობლემა, მაგრამ ინსტიტუტის ხელმძღვანელობასა და სამეცნიერო საბჭოს გააჩნია მკაფიო სტრატეგია ინსტიტუტის შემდგომ განვითარებასთან დაკავშირებით. გარდა მიმდინარე სამეცნიერო პროგრამისა, დარგის წინაშე გაჩენილი გამოწვევების კვალდაკვალ, ინსტიტუტი მუშაობს ახალი, აქტუალური სამეცნიერო თემატიკის გამოკვეთაზე, რომელიც ორიენტირებული იქნება ქვეყნის ეკონომიკის განვითარებაზე; ინსტიტუტი ცდილობს მაღალი

სამეცნიერო პოტენციალის გათვალისწინებით, დანერგოს ერთობლივი სამეცნიერო თემატიკის შესრულების პრაქტიკა უცხოურ და ადგილობრივ სამეცნიერო წრეებთან; ის ხედავს საჭიროებას, რომ ურთიერთობა ხორციელდებოდეს გეოლოგიის დარგის ყველა სტრუქტურასთან და აგრეთვე, კერძო სექტორთან, რაც გარდა სამეცნიერო მნიშვნელობისა, დადებითად იმოქმედებს ინსტიტუტის ეკონომიკური შემოსავლების გაზრდაზე.

ინსტიტუტის ხელმძღვანლობა და სამეცნიერო საბჭო მზადაა მოისმინოს, განიხილოს და, საჭიროების შემთხვევაში, ფინანსურადაც დაუჭიროს მხარი თანამშრომელთა მიერ შემოთავაზებულ ყველა ინოვაციურ თუ საინტერესო წინადადებას ან პროექტს, ხელი შეუწყოს ნებისმიერი იდეისა თუ ქმედების განხორციელებას, რაც მიმართული იქნება გეოლოგიის დარგის განვითარებისკენ.

გეოლოგიის ინსტიტუტში ყოველთვის დიდი ყურადღება ექცეოდა ახალგაზრდა კადრების მომზადებას. უნდა აღინიშნოს, რომ ფუნდამენტურ კვლევებში ახალგაზრდა კადრების ამჟამად არსებული დეფიციტის პირობებში, ინსტიტუტში მუშაობენ ახალგაზრდა მეცნიერები, არაერთი დოქტორანტი და მაგისტრანტი. ამ მიმართულებით, მუდმივად ხორციელდება ქმედებები ინსტიტუტის ახალგაზრდა კადრებით უზრუნველსაყოფად. ინსტიტუტი ხელს უწყობს მეცნიერ-თანამშრომლებს, რათა აქტიური მონაწილეობა მიიღონ მაგისტრანტებისა და დოქტორანტების მომზადებაში როგორც ზოგადი, ასევე ვიწრო სპეციალობების მიხედვით; ასევე მზადაა ჩართოს დაინტერესებული სტუდენტები ინსტიტუტის სამეცნიერო მუშაობაში, რის საფუძველზეც მათი შესაძლებლობებისა და ინტერესების გათვალისწინებით, მოხდება შემდგომში მათი დასაქმება ინსტიტუტში, სამეცნიერო საგრანტო პროექტებში ჩართვა და სხვ.; თანამშრომლები მზად არიან ჩართონ სტუდენტები და მაგისტრანტები სავსე სამუშაოებში, სადაც ისინი კონკრეტული სპეციალობების მიხედვით გაივლიან პრაქტიკას.

ალექსანდრე ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტის არსებობის ისტორია ვრცელი და საინტერესოა, მდიდარია წარმატებებითა და მიღწევებით, გამოჩენილი მეცნიერების სახეებითა და მათი ფასდაუდებელი ღვაწლით. სავსებით ნათელია, რომ იგი უცვლელად რჩება საქართველოში გეოლოგიის დარგის სამეცნიერო-კვლევით ცენტრად, განაგრძობს მუშაობას, ვითარდება და გეზი მომავლისკენ აქვს აღებული.



ONCE MORE ON THE CHARACTER AND VELOCITY OF NEWEST  
(NEOTECTONIC) AND RECENT MOVEMENTS OF THE  
EARTH'S CRUST ON THE TERRITORY OF GEORGIA

I.P. Gamkrelidze

*Alexandre Janelidze Institute of Geology of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University*

კვლავ დედამიწის ქერქის უახლესი (ნეოტექტონიკური) და თანამედროვე მოძრაობების ხასიათისა და სიჩქარის შესახებ საქართველოს ტერიტორიაზე. ე. გამყრელიძე. *თსუ, აღ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. არსებული და ახალი მონაცემების საფუძველზე, კვლავ განხილულია დედამიწის ქერქის უახლესი და თანამედროვე ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მოძრაობების ხასიათი და სიჩქარე საქართველოს ტერიტორიაზე.

**Once more on the character and velocity of newest (neotectonic) and recent movements of the Earth's crust on the territory of Georgia. I.P. Gamkrelidze. *Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU.*** Based on the available and newest data, the character and velocity of the newest (neotectonic) and recent horizontal and vertical movements of the Earth's crust on the territory of Georgia are again considered.

**Вновь о характере и скорости новейших (неотектонических) и современных движений земной коры на территории Грузии. И.П. Гамкrelidze. *Институт Геологии им. Ал. Джanelidze, ТГУ.*** На основании имеющихся и новых данных вновь рассмотрены характер и скорость новейших (неотектонических) горизонтальных и вертикальных движений земной коры на территории Грузии.

**Extended Georgian Abstract**

ჰორიზონტალური მოძრაობები და ტექტონიკურ ძაბვათა ხასიათი საქართველოს ტერიტორიაზე შესწავლილ იქნა დეტალური და რეგიონული სტრუქტურული ანალიზის საშუალებით (Gamkrelidze et al., 2013). დადგენილია აქტიური რღვევები და მათ კინემატიკა. გარდა ამისა, რეგიონული სტრუქტურული ანალიზის საშუალებით, კერძოდ, სხვადასხვა რღვევათა ზედაპირების და პირველი რიგის ნაოჭების შესწავლის საფუძველზე, გამოვლენილია მაქსიმალური ჰორიზონტალური კუმშვის ძაბვათა ღერძების ორიენტაცია. ამასთან ერთად, მცირე-მასშტაბიანი რღვევების, ნაპრალოვანი ანალიზისა და მეორე რიგის ნაოჭების შესწავლის საშუალებით, გამოვლენილია ჰორიზონტალური კუმშვის ძაბვათა მეორე რიგის ღერძების ორიენტაცია. ნაჩვენებია აგრეთვე, ნეოტექტონიკურ ეტაპზე დედამიწის ქერქის მოძრაობის სავარაუდო მიმართულებები. ისინი დადგენილ იქნა დანაოჭების ხასიათის საფუძველზე. კერძოდ, რეგიონის დასავლეთ ნაწილში ე.წ. გარდაქმნილი (ინტერფერენციული) ნაოჭების არსებობით, რომლებიც გვიანალპურ დროს საქართველოს ბელტის ჩრდილოეთისკენ მოძრაობაზე მიუთითებს. აღმოსავლეთ ნაწილში კი მნიშვნელოვანი გადაადგილება ხდება ჩრდი-

ლო-აღმოსავლეთისკენ (Gamkrelidze, Giorgobiani, 1985; 1990). ქერქის მოძრაობის მიმართულების ასეთი ცვლა მთელი რიგი ავტორის აზრით, ბორჯომ-ყაზბეგის მარცხენა ნაწევის არსებობით იყო განპირობებული. მაგრამ ამჟამად, ეს მოსაზრება უარყოფილია (Chelidze, 2018). ეს ავტორი ასაბუთებს, რომ მთავარი ტრანსკავკასიური რღვევა მართლაც უნდა არსებობდეს, მაგრამ 150-200 კმ-ით უფრო აღმოსავლეთით. აღსანიშნავია, რომ საქართველოს ბელტის ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ მოძრაობაზე და მის სუბდუქციაზე გაგრა-ჯავის ზონასთან ერთად, კავკასიონის აღმოსავლეთი ნაწილის ქვეშ (კონტინენტური სუბდუქცია) მიუთითებს კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის შარიაჟული სტრუქტურების ანალოზი და GPS მონაცემებიც. ამგვარ სუბდუქციაზე მიუთითებს აგრეთვე, ჩრდილოეთისკენ დახრილი სეისმოფოკალური ზონის არსებობა აღმოსავლეთ კავკასიაში.

სპეციალურ ინტერესს იწვევს დედამიწის ქერქის თანამედროვე ჰორიზონტალური მოძრაობა საქართველოს ტერიტორიაზე. აქტიური რღვევების თანამედროვე კინემატიკა, რომელიც მიღებულია მიწისძვრათა ფოკალური მექანიზმების განსაზღვრის საფუძველზე, ზოგადად ნეოტექტონიკური ეტაპისთვის მიღებული პალეოკინემატიკური სურათის მსგავსია. მაგრამ, მთავარ რღვევებს შორის მოქცეულ არეებში უფრო რთული ძაბვათა ველებია დაფიქსირებული. მიწისძვრათა ფოკალური მექანიზმების მონაცემები, ასევე მიუთითებს ამჟამად საქართველოს ტერიტორიის აღმოსავლეთ ნაწილში დედამიწის ქერქის მოძრაობის ჩრდილო-აღმოსავლურ მიმართულებაზე, განსხვავებით დასავლეთ ნაწილისგან, სადაც ეს მოძრაობა ძირითადად ჩრდილოურია. პირდაპირი GPS გაზომვები, ბუნებრივია, იძლევა მოძრაობის უფრო დეტალურ და ზუსტ სურათს. ზოგადად, ამ მონაცემებითაც ირკვევა, რომ საქართველოს ბელტი მოძრაობს ჩრდილოეთისკენ, მაშინ, როდესაც გაგრა-ჯავის რღვევის ჩრდილოეთით კავკასიონის ნაოჭა სისტემაში მოძრაობები საწინააღმდეგოთი იცვლება. ეს ადასტურებს საქართველოს ბელტის ქვეცოცებას კავკასიონის ქვეშ თანამედროვე დროშიც. აღსანიშნავია, რომ ამავ დასკვნამდე მიდიან ტრიპი და სხვები (Triep et al., 1995), რაჭის მიწისძვრის აფტერშოკების ეპიცენტრებისა და ჰიპოცენტრების სივრცული განლაგების და აგრეთვე მთავარი მიწისძვრისა და ძირითადი აფტერშოკების ფოკალური მექანიზმების ხასიათის მიხედვით. მათ წარმოადგინეს მთავარი ქვეცოცების ორი შესაძლო ინტერპრეტაცია, რომელთაგან ირკვევა, რომ იურულამდელი კრისტალური ფუნდამენტი განიცდის ქვეცოცებას, მაგრამ მისი დანალექი საფარი ასევე ჩართულია ამ პროცესში და განიცდის ქვეცოცებას გაგრა-ჯავის ზონის ქვეშ. ამასთან ერთად, ქვეცოცებას დასავლეთ ნაწილში განიცდის გაგრა-ჯავის ზონაც. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ საქართველოს ბელტის ბლოკური აგებულების გამო, მისი ცალკეული ბლოკები განიცდის დიფერენცირებულ მოძრაობას (Gamkrelidze, 1969). უფრო აღმოსავლეთით, გაგრა-ჯავის ზონა მთლიანად გადაფარულია ფლიშური ზონის შარიაჟებით, სადაც მასთან ერთად მოწყვეტილია და სამხრეთისაკენ შარირებულია საქართველოს ბელტის დანალექი საფარიც (P. Gamkrelidze, I. Gamkrelidze, 1977). ამრიგად, ბუნებრივია, გავიზიაროთ ფილიპის და სხ. (Philip et al., 1989) მოსაზრება, რომ აღმოსავლეთ კავკასიაში ჩვენ საქმე გვაქვს კონტინენტური კოლიზიის უფრო მომწიფებულ სტადიასთან, ვიდრე მის დასავლეთ ნაწილში.

გ. სოხადისა და სხვ. (Sokhadze et al., 2018) უახლესი GPS მონაცემები ზოგადად ადასტურებს ადრინდელ შეხედულებას საქართველოს დასავლეთ ნაწილში დედამიწის ქერქის ჩრდილოეთისკენ მოძრაობის შესახებ და მის გადაადგილებას ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ უფრო დიდი სიჩქარით მის აღმოსავლეთ ნაწილში. ამავე დროს, ეს ავტორები მიუთითებენ რიონის აუზში კავკასიონისა და მცირე კავკასიონის კონვერგენციას კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ჩრდილოეთისკენ დაქანებული რღვევათა სისტემის გასწვრივ და, ამის საპირისპიროდ, თბილისის სეგმენტში ამ კონვერგენციის კონცენტრაციას მცირე კავკასიონის ჩრდილო კიდის სამხრეთისკენ დაქანებულ შეცოცებებში. ჩვენი აზრით, კონვერგენციის ზონის ასეთი გადაწვევა გამოწვეულია სწორედ, ჩვენს მიერ ზემოთ აღნიშნული, შორს წასული კოლიზიის არსებობით კავკასიონის აღმოსავლეთ ნაწილში.

დედამიწის ქერქის ვერტიკალური მოძრაობები შესწავლილია სხვადასხვა სტრუქტურულ-გეომორფოლოგიური მეთოდების საშუალებით. მოსწორების ზედაპირის დეფორმაციის რუკა ავლენს ვერტიკალური მოძრაობების საერთო ამპლიტუდას აქჩაგილურის ბოლოდან (უკანასკნელი 2 მლ.წლის განმავლობაში) დაწყებული. რუკა აგებულია ს. ყულოშვილის მიერ (იხ. Caputo et al., 2000) გვიანპლიოცენური (პოსტაქჩაგილური) მოსწორების ზედაპირის თანამედროვე პოზიციის საფუძველზე. ვინაიდან ამ ზედაპირის ფორმირება ხდებოდა დაბალ სიმაღლეზე, მათი თანამედროვე პოზიცია, ძირითადად შეესაბამება უახლესი მოძრაობების ვერტიკალურ ამპლიტუდას. დაწყებული გვიან სარმატულიდან, ქერქის დეფორმაციის რეკონსტრუქცია ხდება სხვადასხვა მეთოდებით: გეოლოგიური პროფილების დასრულების გრაფიკული მეთოდით, დენუდირებული მასალის მოცულობის გამოთვლით და სხვ. მიოპლიოცენური ასაკის მოლასური ფორმაციის შესწავლა გვიჩვენებს, რომ იგი თითქმის მთლიანად აგებულია ზედაიურული და ცარცული კირქვებით. ეს ფაქტი მიუთითებს იმაზე, რომ დანალექი საფარი განვითარებული იყო მთელი კავკასიონის ფარგლებში. ვინაიდან აქ, კავკასიონის ღერძულ ნაწილში, ამჟამად შიშვლდება ქვედაიურული და უფრო ძველი ქანები დენუდირებული ფენის სიმძლავრე უნდა აღწევდეს 3-4 კმ-ს და უნდა იზრდებოდეს მისი პერიფერიებისკენ. პოსტაქჩაგილურ-მეოთხეული პერიოდის ვერტიკალური მოძრაობების საშუალო სიჩქარეები შეესაბამება მეოთხეულისას. ისინი ნაოჭა ზონების ღერძულ ზოლებში და რღვევების გასწვრივ იცვლება შესაბამისად <1 მმ და 1-2 მმ/წელიწადში. თანამედროვე ვერტიკალური მოძრაობების უფრო მაღალი სიჩქარეები (3-15 მმ/წ.) მიღებულია განმეორებითი ნიველირების მონაცემების საფუძველზე (Rastvorova, 1973). მიღებული შედეგები შემდეგია: კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში - 10-13 მმ/წ, მისი ცენტრალური ნაწილის ღერძულ ზოლში - 10-13 მმ/წ, ხოლო მის აღმოსავლეთ ნაწილში - 15 მმ/წ-ზე მეტი. კავკასიონის მთავარი შეცოცების გასწვრივ თანამედროვე მოძრაობის სიჩქარე აღწევს 1.5 მმ/წ; ძირულის გარდიგარმო ახევა ხდება 3-5 მმ/წ სიჩქარით; აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის ღერძული ნაწილი განიცდის ახევა 2-3 მმ/წ სიჩქარით. დამირვის სიჩქარეები არის: რიონის დეპრესიის ცენტრალურ ნაწილში 2-4 მმ/წ (ქ. ფოთის სიახლოვეს - 6.5 მმ/წ), მის ჩრდილო ნაწილში კი - 1-3 მმ/წ, ხოლო მტკვრის დეპრესიაში - 1.5 მმ/წ. ზედნადები ალაზნის დეპრესია, ახევების ფონზე, განიცდის დამირვას სიჩქარით 6-8 მმ/წ (Lilienberg, Shirinov, 1977). ახევებულ არეში დათარიღებული ზღვიური ნალექების საშუალებით დადგენილია, რომ ახევების სიდიდე 10 მლნ. წლის გან-

მავლობაში 4 კილომეტრს აღწევდა (Zakharov, 2006). ფილიპის და სხვ. (Philip et al., 1989) და მოსარის და სხვ. (Mosar et al., 2010) მონაცემებით, აზევება ყველაზე მაღალი სიჩქარით (10-12 მმ/წ) ხდება კავკასიონის დასავლეთი ნაწილის ღერძულ ზოლში, ხოლო დაძირვა – მტკვრის დებრესიაში (6-2 მმ/წ) და რიონის დებრესიაში (4-2 მმ/წ).

## **Introduction**

Despite the creation of a universal theory of plate tectonics, in order to establish the causes of the deformation of the Earth's crust and the mechanism of formation of tectonic structures, it is necessary to continue their careful study at all levels of the structure of the Earth's crust. Such studies in young fold belts imply the study of the nature of Late Alpine deformations of the Earth's crust and genesis and the mechanism of the formation of completely different fold and fault structures, as well as the determination of the nature, direction and velocity of movement of the crust using detailed and regional structural analysis. It is in this aspect that we have analyzed obtained and existing data on the nature and velocity of the newest (neotectonic) and recent horizontal and vertical movements of the Earth's crust.

## **Stress vectors orientation and horizontal movements of the Earth's crust**

The study of neotectonic stress conditions implies to establish the kinematics of different scale deformation structures on the basis of structural analysis (Gamkrelidze et al., 2013). The character of the horizontal movements and stress conditions of the Earth's crust in the territory of Georgia has been investigated by means of detailed and regional structural analyses. Figure 1 shows the active faults and their kinematics, revealed with the help of regional structural analysis. Besides, in the same map we report the orientations of the sub-horizontal maximum compressive stress axis given by regional structural analysis and, in particular, on the basis of kinematics of different surface faults and major folds. On the map, the orientations of the sub-horizontal compressive stress axis of the second order are also plotted. They were ascertained by revealing the kinematics of small-scale faults, the jointing analysis, and minor folding. Besides, presumable directions of the Earth's crust motion during the neotectonic stage proceeding from the regional structural analysis are also shown. The directions of the crust motion are in the first place determined on the basis of the folding character, in particular, in the western part of the region by the existence of the so-called transform folds, which show the northward motion of the Georgian block and the absence of such folds in the eastern part of the Caucasus, where the motion is directed to the NE (Gamkrelidze, Giorgobiani, 1985, 1990; Philip et al., 1989). According to a number of researchers, such a change in the direction of movement of the Earth's crust is caused by the existence of Borjomi-Kazbegi left lateral slip. However, this opinion is disputed now and it is believed (Chelidze, 2018) that Main Trans-Caucasian fault should exist, but its trace should be different from the Borjomi-Kazbegi fault. It is parallel to the latter, but is located approximately 150-200 km to the East of it (Chelidze, 2018). Besides, the northward motion of the Georgian block and its subduction, together with Gagra-Java zone, under the Greater Caucasus



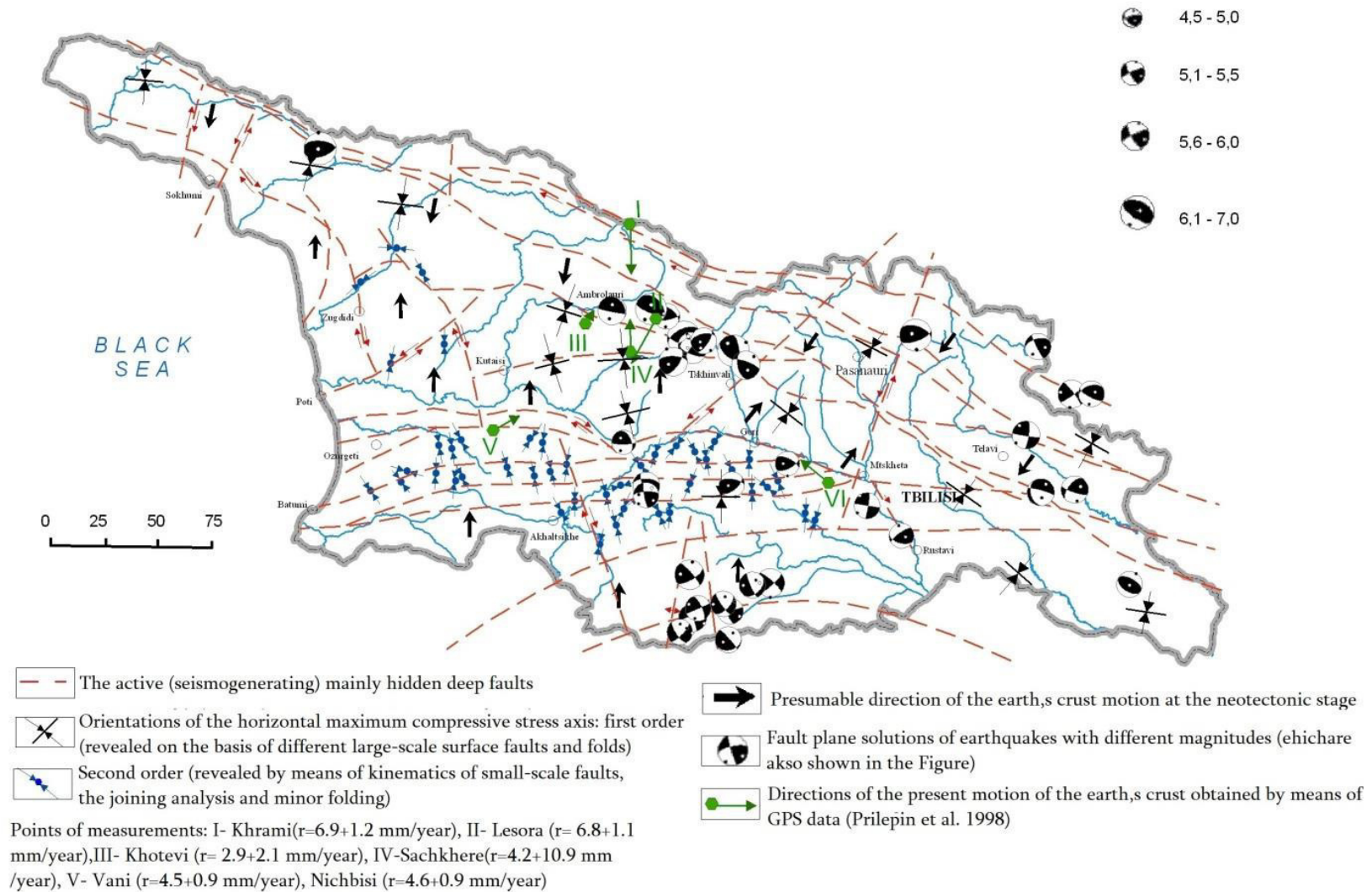


Fig. 1. Stress vector orientations and horizontal movement of the Earth's crust on the territory of Georgia at the neotectonic stage (Gamkrelidze, Kuloshvili, 1998; Gamkrelidze et al., 2013)

(continental subduction) established by the analysis of the nappe structures of the southern slope of the Greater Caucasus (P. Gamkrelidze, I. Gamkrelidze, 1977; Gamkrelidze, 1982, 1991). This is also vindicated by the analysis of GPS data (Caputo et al., 2000; Sokhadze et al., 2017). In addition to this, subduction indicates the presence of a north-inclined seismofocal zone in the Eastern Caucasus (Kropotkin, Larionov, 1976; Khalilov et al., 1987; Mumladze et al., 2015; Cowgill et al., 2016).

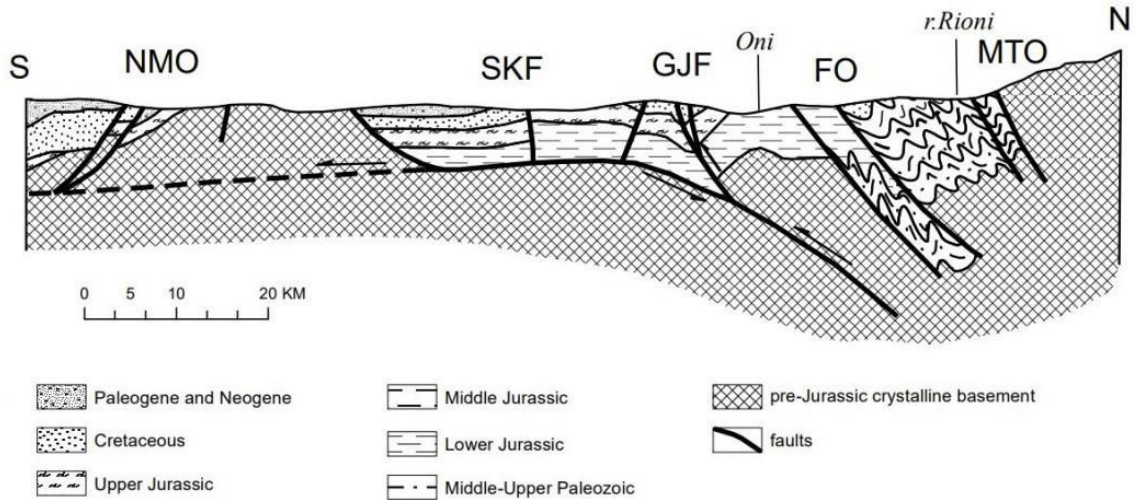
A special interest arose for the recent deformation of the Earth's crust, as testified by the present seismic activity of the region. The seismicity was taken from the newest Catalogue of the Caucasian Earthquakes, lately processed and specified by Georgian seismologists. In particular, we associated the seismic activity with the faults just on the basis of specific and careful earthquake-hypocenter determinations. Naturally, we connected the hypocenters with faults taking into account the position of the fault planes.

The recent kinematics of active faults, obtained from earthquake fault-plane solutions (Fig. 1), is similar on the whole to the picture of paleokinematics obtained for the neotectonic stage. But in the areas, which are situated between the major faults, more complicated stress fields are measured.

The average neotectonic and Quaternary rates of displacement are calculated from the neotectonic and Quaternary vertical separation, horizontal throw of faults, and the time of their activity. The fault's "degree of trustworthiness" was determined by the number of different geological and geophysical signs of fault existence (Gamkrelidze et al., 1998). The more such signs are present, the higher degree of their trustworthiness is. Whereas the "degree of importance for seismic hazard assessment" was determined by summarizing such important fault parameters as the average rates of neotectonic and Quaternary displacement and level of seismic activity, that were obtained on the basis of as more as possible objective data (Gamkrelidze et al., 1998; Caputo et al., 2000).

A regional GPS network in the Caucasus and a local GPS network in the Racha earthquake area, which consisted of 5 points (Fig. 1), were realized. Data of direct measurements confirmed the supposed directions of the horizontal movement of the Earth's crust occurred during the neotectonic stage. Direct measurements give naturally a more detailed and precise picture of the movement (Prilepin et al., 1998). In particular, the southernmost points within Georgia – Vani and Nichbisi – are moving to the NW and NE, respectively, at a relatively low velocity ( $4.5 \pm 0.9$  mm/year and  $4.6 \pm 0.9$  mm/year, respectively). The meridional direction of movement under the influence of the Arabian plate that is characteristic of point Garni situated to the south (outside the country), is distorted within the Adjara-Trialeti folded zone because of the irregular horizontal compression. To the north, in the Racha earthquake area the GPS points of the local network are situated. Here, Khotevi and Sachkhere are moving accordingly to the NE and N with the rate  $2.9 \pm 2.1$  mm/year and  $4.2 \pm 0.9$  mm/year, respectively. On the contrary, Khuruti and Lesora are moving to the S and SW with the rate  $6.9 \pm 1.1$  mm/year and  $6.8 \pm 1.2$  mm/year, respectively. Therefore, it is obvious that the Georgian block (Dzirula sub-terrane) is moving to the north, whereas the northward of the Gagra-Java fault movement (within the fold system of the Greater Caucasus) changes in the opposite direction. This corroborates the opinion of continuing underthrusting of the Georgian block under the Greater Caucasus. It is interesting to note that Triep et al., (1995) also came to the same conclusion, on the

basis of the spatial location of aftershock epicenters and hypocenters, and of local mechanisms of the main shock and four larger aftershocks of the Racha earthquake. They gave two possible interpretations of the main underthrust fault (see Caputo et al. 2000).



NMO - Northern marginal overthrust of Adjara-Trialeti, SKF-Sachkhere-Kutaisi fault, GJF-Gagra-Java fault, FO-Frontal overthrust of the Greater Caucasus nappes, MTG-Main thrust of the Greater Caucasus.

Fig 2. The present continental subduction zone of the southern slope of the Greater Caucasus (according to Caputo et al., 2000)

All the above-mentioned data suggest a slightly new interpretation of the recent continental subduction zone along the southern slope of the Greater Caucasus. Apparently, the pre-Jurassic crystalline basement undergoes the main underthrusting. Nevertheless, the sedimentary cover is also involved in this process and undergoes underthrusting along the Gagra-Java fault that was testified by GSP data. Comparatively, the fast northward motion of the Georgian block causes not only the underthrusting of the latter, but also that of the Gagra-Java zone (sub-terrane). At the same time, because of the block structure of the Georgian block, during such a move its separate blocks experienced differentiated movement (Gamkrelidze, 1969). This zone eastwards is completely overlapped by nappes of the flysch zone. Here, besides the Gagra-Java zone, within the Kura depression, the molassic cover is detached from older sediments and shifted to the south along with the nappes of the Greater Caucasus (P.Gamkrelidze, I.Gamkrelidze, 1977) (Fig. 3).

As is shown in Figure, pre-Jurassic basement underwent underthrusting, but its sedimentary cover is also included in this process and subjected to underthrusting under the Gagra-Java zone, that is confirmed by GPS data. Besides, in western Georgia the Gagra-Java zone also suffered underthrusting, which in the east is completely overlapped by nappes of Flysch zone, where along with them is detached the sedimentary cover of the Georgian block (P. Gamkrelidze, I. Gamkrelidze, 1977;

Gamkrelidze, 1991) (Fig. 3). Thus, it seems natural to share an opinion of Philip et al., (1989) that in Eastern Caucasus we have more mature stages of collision than in the Western one.

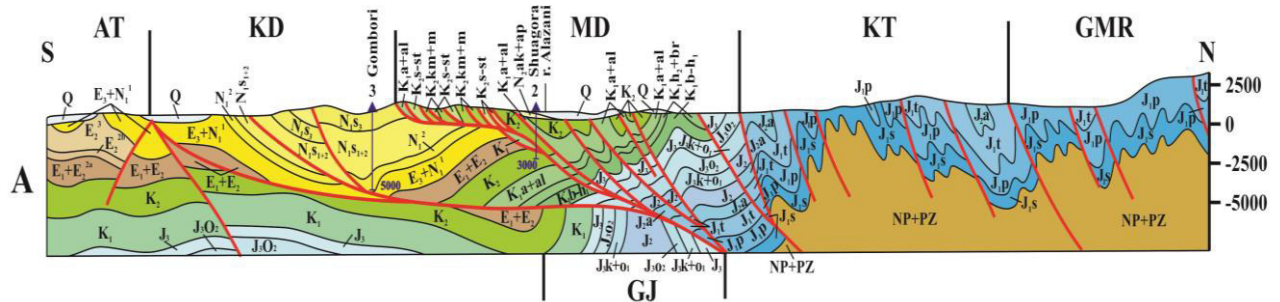


Fig. 3. Geological cross-section through the eastern part of Georgia. Stratigraphic signs in the section: Q – Quaternary, N2ak+ap – Akchagilian and Apsheronian, Nm+p – Meotian and Pontian, N1S1+2 – Lower and Middle Sarmatian, N1S – Sarmatian, N12 – Middle Miocene, E23+E3 – Upper Eocene-Oligocene, E23 – Upper Eocene, E2 – Middle Eocene, E1+E2 – Paleocene and Eocene, E1+E21 – Paleocene and Lower Eocene, K2 – Upper Cretaceous (undismembered), K2km+m – Campanian-Maastrichtian, K2t2-m – Upper Turonian - Maastrichtian, K2s-st – Cenomanian-Santonian, K1al-K2t1 – Albian and Lower Turonian, K1a-al – Aptian and Albian, K1h2-br – Upper Hauterivian-Barremian, K1b-br – Berriasian-Barremian, J3 – Upper Jurassic (undismembered), J2bt – Bathonian, J2b – Bajocian, J1-J2a – Lower Jurassic-Aalenian, J2a – Aalenian, J1t – Toarcian, J1p – Pliensbachian, J1s – Sinemurian, NP+PZ – Proterozoic and Paleozoic crystalline basement.

Tectonic zones: AT – Adjara-Trialeti zone, KD – Kura depression, MD – Mestia-Dibrar zone, KT – Kazbeg-Tphani zone, GMR – Greater Caucasus Main Range zone, GJ – Gagra-Java zone.

Very interesting new GPS data are obtained recently by Sokhadze et al. (2018), which generally corroborated earlier conclusions about north directed movement of the Earth's crust in the western part of the Georgian territory and its north-east directed movement with greater velocity in the eastern part of one (Figs. 4 and 5). Simultaneously these authors indicate that convergence between the Lesser and Greater Caucasus along the eastern Rioni Basin is primarily disposed on a north-dipping fault system along the southern margin of the Greater Caucasus. In contrast, principal convergence between the Lesser and Greater Caucasus across the Tbilisi segment, immediately east of the Rioni segment, occurs along the northern boundary of the Lesser Caucasus. They suggest that the southward offset of convergence along strike of the range is related to the incipient collision of the Lesser-Greater Caucasus, and closing of the intervening Kura Basin, which is most advanced along this segment of the collision zone. In our opinion, displacement of the region of convergence from the southern edge of the Greater Caucasus to the northern thrust zone of the Lesser Caucasus is caused just by the presence of far-gone collision currently in the eastern part of the Greater Caucasus.



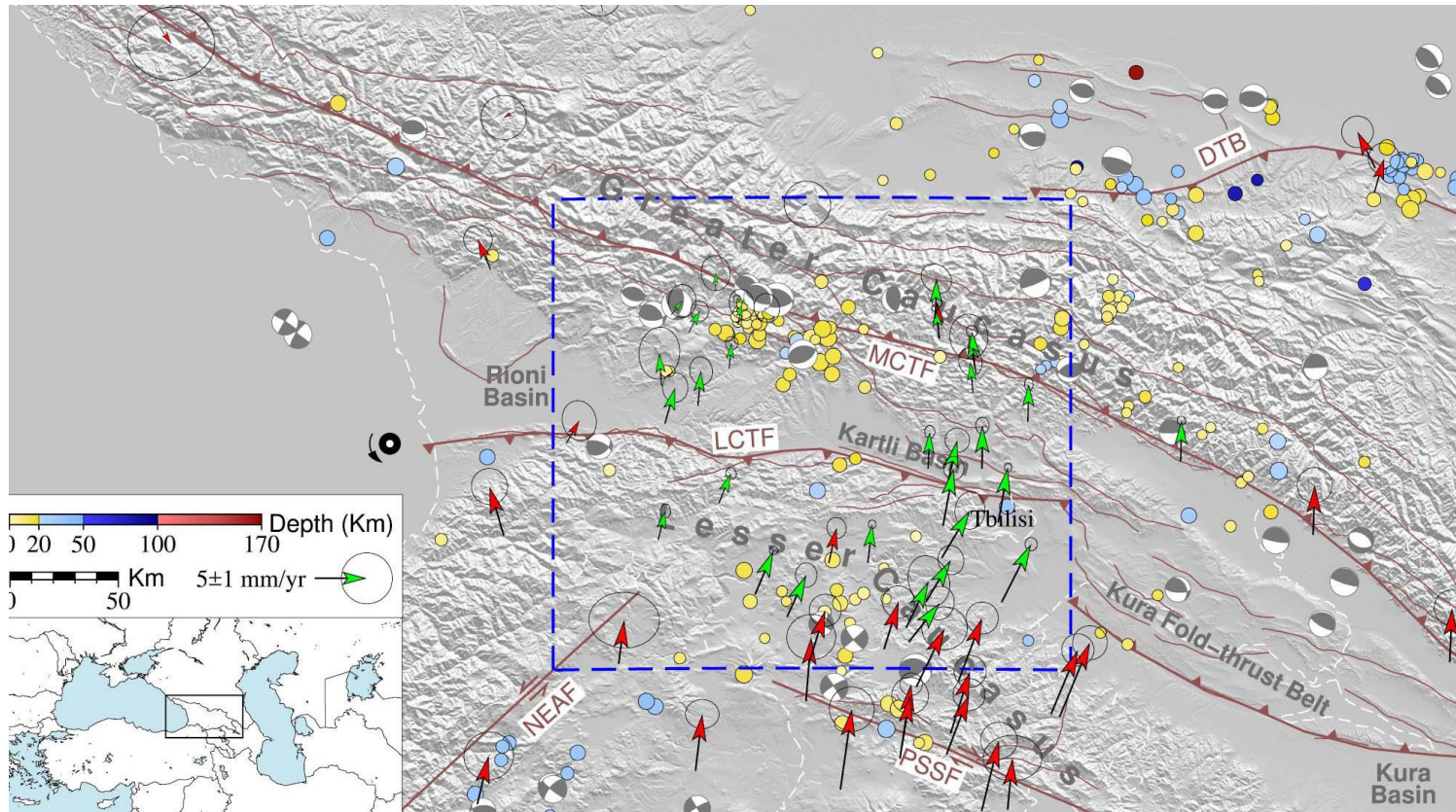


Fig. 4. Map showing GPS velocities relative to Eurasia with 95% confidence ellipses (according to Sokhadze et al., 2018) where red vectors are published (Reilinger et al., 2006; Karakhanian et al., 2013) and green vectors are new velocities presented here. Black circles with white dot and arc with the arrowhead shows the location and rotation direction of the western Lesser Caucasus Euler pole (see text for discussion). Earthquakes greater than  $M_w5$  are plotted with focal mechanisms from the Global CMT project and as circles (colored by depth) for events between  $M4-5$  from the EHB catalog before 2009 (International Seismological Centre, 2014 and the ISC catalog since 2009 (International Seismological Centre, 2014b)). The cluster of focal mechanisms and shallow (yellow) earthquakes near  $42.5^\circ N, 43.5^\circ E$  includes the Racha  $M_w6.9$  event (largest focal mechanism) and aftershocks  $>M4$ . Red lines schematically show faults, with heavier line weights for selected faults mentioned in the text (Gamkrelidze et al., 1998; Forte et al., 2014); paired arrows indicate relative motion for strike-slip faults; barbed lines indicate thrust faults, with triangles on hanging wall block. Abbreviations are – Main Caucasus Thrust Fault (MCTF), Lesser Caucasus Thrust Fault (LCTF), and North-East Anatolian Fault (NEAF), Daghestan Thrust Belt (DTB), Pambak–Sevan–Sunik Fault (PSSF).

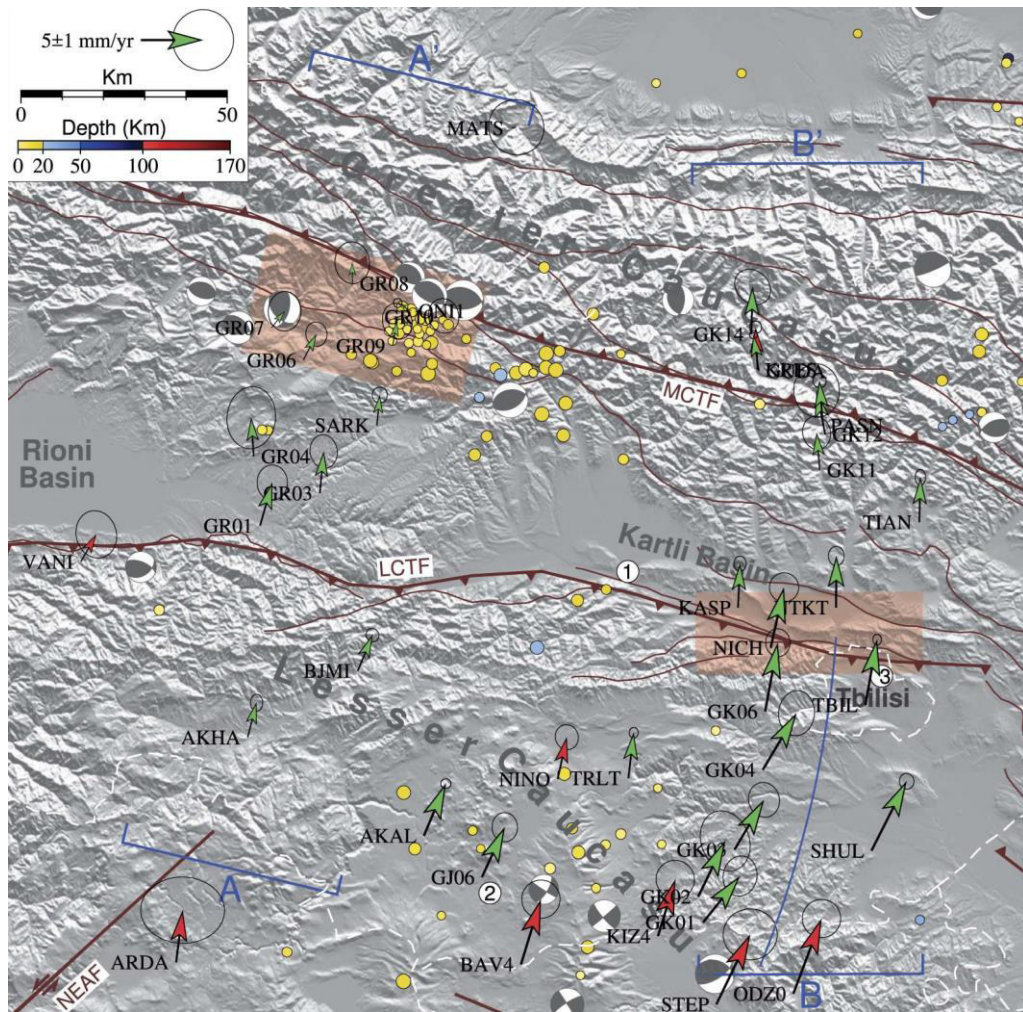


Fig. 5. GPS velocities, faults, focal mechanisms as in Fig. 1 (according to Sokhadze et al., 2018). White numbered circles indicate epicenters of significant earthquakes: 1–1920, MW6.2, Gori; 2– 1990, MW5.4, depth 41km, Javakheti (Myers et al., 2010); 3– 2002, MW4.5, Tbilisi; A–A - represents the Rioni Profile oriented N15°E and B–B - the Tbilisi Profile oriented north–south. The pink rectangles indicate the location of maximum strain rate along the profile. Blue arc on Profile B–B - is a segment of the small circle around the western Lesser Caucasus Euler pole shown in Fig. 4; GPS site velocities projected onto the profiles are shown in Fig. 4.

### Vertical movement of the Earth's crust

Vertical movements can be studied by means of different structural-geomorphic methods. Here we report the results obtained on the basis of planation surface analysis. Erosion surfaces are developed within the Greater Caucasus and the Adjara-Trialeti zone, where the united planation surface reconstructed by many researchers is dated as the Upper Pliocene. The map of deformation of this surface, compiled by S. Kuloshvili (see Gamkrelidze, Kuloshvili, 1998 and Caputo et al., 2000) exhibits the total amplitude of the vertical movements, which occurred since the end of the Aghchagil (for the last 2Ma). The map is constructed on the basis of the present position of the Upper Pliocene (post-Aghchagil) planation surface. Since the formation of the surfaces (abrasion surfaces, accumulative plains and others) took place at the



low altitudes, their present position approximately corresponds to the vertical amplitude of the newest movements.

The analysis of the planation surface deformation character exhibits the arch-block nature of the newest uplift of the Greater Caucasus, which is less manifested in the Adjara-Trialeti zone.

The deformation map since the Upper Sarmatian compiled by S. Kuloshvili (see Gamkrelidze, Kuloshvili, 1998 and Caputo et al., 2000) was constructed on the basis of actual data only for the depression area. In spite of the elevation area, the corresponding surfaces are almost not preserved in relief and have to be reconstructed by means of different methods: graphic method of completion of geological profile, calculation of denuded material volume, thickness of denudation cut, etc.

The study of molassic formation of the Mio-Pliocene age shows that it consists almost completely of Upper Jurassic and Cretaceous flysch limestones. This fact indicates that, as far back as in early Pliocene-Upper Mesozoic, the sedimentary cover had spread within the whole Greater Caucasus. Because here, at present, crop out Lower Jurassic and Paleozoic deposits, the thickness of denuded layer must equal roughly 3-4 km in the axial part of the Greater Caucasus, decreasing to its peripheries

The vertical movements for the post-Aghchagil-Quaternary period pointed out not high average rates when compared with the corresponding ones of the Quaternary. They turned out to be between a fraction of mm/year and 1-2 mm/year for the axial part of the fold zones and along the faults, respectively. Higher rates (3-15 mm/year) of present vertical movements were obtained according to the data of repeated leveling, as well as for the last 10-20 thousand years according to the data obtained by terrane analysis (Rastvorova, 1973; Lilienberg, Shirinov, 1977) - 2 mm/year for the uplifting of the western part of the Greater Caucasus, ~ 10-13 mm/year in the axial zone of its central part, and over 15 mm/year in its eastern part. The gradients of the present movement along the main thrust of the Greater Caucasus reach 1.5 mm/year by 1 km. The transversal Dzirula uplift rises with a rate of 3-5 mm/year. The axial part of the Adjara-Trialeti folded zone undergoes uplifting with a rate of 2-3 mm/year. The rates of sinking are from -2 to -4 mm/year in the central part of the Rioni depression (in the neighborhood of Poti 6.5 mm/year), in its northern part from -1 to -3 mm/year, and in the Kura depression -1.5 mm/year. The superimposed Alazani depression undergoes relative sinking against the background of general uplifting of the region, which is from -6 to -8 mm/year (Lilienberg, Shirinov, 1977). According to the data of Kasyanova (2001), the axial zone of the Greater Caucasus rises at a speed of 15 mm/year, and the Lesser Caucasus - from 2 to 4 mm/year. According to the 1986 data, the same author points to the rise of the western and eastern parts of the Greater Caucasus at a speed of 2 mm/year, and in its central part lowering at the same speed, while the Lesser Caucasus rose in the same year at a speed of 2-8 mm/year. The magnitude of the uplift is determined by the presence of dated marine sediments in the raised area (Zakharov, 2006). The elevation of most of the Greater Caucasus calculated in this way amounts to 4 km in 10 million years. According to Philip et al. (1989) and Mosar et al. (2010) the highest uplift rates of 10-12 mm/year are found in the central part of the western

Greater Caucasus. But highest subsidence occurs in the Kura Basin (from -6 to -2 mm/year) and the Rioni depression (from 4 to - 2 mm/year).

## Conclusions

The orientation of the maximum tectonic stress axis of the first and second order on the territory of Georgia shows on the whole submeridional compression of the region, but also a change in the direction of compression to the northeast in the plate situated in Eastern Georgia. About the same indicates the existence in the western part of the region of so-called transform folds, which show the northward motion of the Georgian block and the absence of such folds in the eastern part of the Caucasus, where the motion is directed to the NE. Such a movement of the Georgian block in the eastern part of this block and its subduction, together with the Gagra-Java zone, under the Greater Caucasus (continental subduction) causes formation of nappe structures of the eastern part of the Greater Caucasus. Here, convergence between the Lesser and Greater Caucasus displaced to the northern boundary of the Lesser Caucasus because in the eastern part of the Greater Caucasus apparently we have more mature stage of collision than in the western one.

The neotectonic vertical movements, revealed mainly on the basis of planation surface analysis, envelope mainly the Greater Caucasus and Adjara-Trialeti folded zone. Relatively small average rates of vertical movements for the neotectonic stage on the whole and for post-Akchagil-Quaternary period were observed. But the rates of the present vertical movements are significantly higher.

## References

- Caputo M, Gamkrelidze I, Malvezi V, Sgrigna V, Shengelaia G. and Zilpimiani D. (2000). Geostructural basis and geophysical investigations for the seismic hazard assessment and prediction in the Caucasus. *IL NUOVO CIMENTO*. 23. N 32. P. 191-215.
- Chelidze T. L. (2018). New GPS and seismic data position on the Main Trans-Caucasian fault and implications for seismic hazard. *Bull. Georgian National Acad. of scien.* 13. N 2. P. 85-89.
- Cowgill E., Forte A.M. et al. (2016). Relict Basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: an example from Caucasus sediment provenance. *Tectonics*. 35 (12). P. 2918- 2947.
- Forte, A., Cowgill, E., Whipple, K. (2014). Transition from a singly vergent to doubly vergent wedge in a young orogen: the Greater Caucasus. *Tectonics* 33 (11). TC003651. P. 19-29.
- Gamkrelidze I.P. (1969). Structure and development of the western part of the southern slope of the Greater Caucasus and Georgian block. *Geotectonika* N4. Pp. 72-84 (in Russian).
- Gamkrelidze I. P. (1982). Mobilizm and problems of Caucasus tectonics. In: *Problems of geodynamics of the Caucasus*. Moscow, Nauka. P. 4-8 (in Russian).
- Gamkrelidze I. P. (1991). Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust in the Mediterranean belt (Carpathians, Balkanides and Caucasus). *Tectonophysics*. 196. P. 385-396.
- Gamkrelidze I. P., Giorgobiani T.V. (1985). Peculiarities of Alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas. *Bulletin of AN Georgian SSR*. 120, N 1. P. 113-115 (in Russian).

- Gamkrelidze I. P., Giorgobiani T.V. (1990). Kinematics of the Alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas. In: Mechanics of jointed and faulted rock. Balkema-Rotterdam (Brookfield). P. 183-186.
- Gamkrelidze I. P., Kuloshvili S. (1998). Stress vector orientations and movement of the Earth's crust of the territory of Georgia at the neotectonic stage. Bull. Georg. Acad. Sci. 158. N . P. 283-287.
- Gamkrelidze I., Pruidze M., Gamkrelidze M., Loladze M. (2013). Tectonic Map of Georgia (1:500 000). Publ. House "Meridiani".
- Gamkrelidze I. et al. (2015). New tectonic map of Georgia (explanatory note). Bull. Georgian Nat. Acad. of Sci. 9. N 1. P. 112-116.
- Gamkrelidze P. D., Gamkrelidze I. P. (1977). Tectonic nappes of the southern slope of the Greater Caucasus. Proceedings of Geological Institute. 57. P. 1-82 (in Russian).
- Gamkrelidze I., Giorgobiani T., et al. (1998). Active deep faults map and catalogue of the territory of Georgia. Bull. Georgian Acad. Sci. 157. N1. P. 80-85.
- International Seismological Centre, (2014a). EHB Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>. Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom.
- International Seismological Centre, (2014b). On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom.
- Karakhianian A., Vernant P. (2013). GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. Tectonophysics. 592. P. 39-45.
- Kasianova N. A. (2000). The influence of modern geodynamic processes on the level regime of the Caspian Sea. Bull. MOIP, Geol. Series. 76. P. 6-14 (in Russian).
- Khalilov E. N., Mekhtiev Sh. F., Khain V. E. (1987). Geotectonics. N 2. P. 54-61.
- Kropotkin P. N., Larioniv K. A. (1977). Dokl. AN SSSR. 230. P. 311-317 (in Russian).
- Lilienderg M. L., Shirinov K. A. General characteristic of the history of evolution of Caucasus relief. Moscow, Nauka. P. 45-59 (in Russian).
- Mosar J., Kangarli T., Bochud M. et al. (2010). Cenozoic-Recent tectonics and uplift in the Greater Caucasus: a perspective from Azerbaijan. Geology Society, London, Special Publications. 340. P. 261-280.
- Mumladze T., Forte A., Cowgill E. et al. (2015). Subducted, detached and torn slabs beneath the Greater Caucasus. GeoRes. 5. P. 36-46.
- Philip H., Cisternas A. et al. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. Tectonophysics. 161. P. 1-21.
- Rastvorova V. A. (1973). The formation of mountain relief, Moscow, Nauka. P. 1-148 (in Russian).
- Triep E., Abers M. et al. (1995). Geophys. Res. 100. P. 4011-4019.
- Reilinger E., MucClusky M. et al. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journ. Geophys. Res. Bo 5411.
- Reilinger E., MacClusky M. (2011). Nubia-Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics. Geophys. J. Lat. 186. P. 971-979.
- Sokhadze G., Floyd M., Godoladze T., King R., Cowgill E., Javakhishvili Z., Hahubiad G., Reilinger R. (2018). Active convergence between the Lesser and Greater Caucasus in Georgia: Constraints on the tectonic evolution of the Lesser–Greater Caucasus continental collision. Earth and Planetary Science Letters. 481. P. 154-161.
- Zakharov N. (2006). Recent movements of the Earth's crust. In: Recent global changes of natural environment. 8.3. Moscow, Nauchni Mir. P. 626-643 (in Russian).

**ბეშთისა და მთა კამენისტიას შვერილების ვარისკულამდელო  
ორთოგნეისების რეგიონული მეტამორფიზმის შესახებ**

**დ. შენგელია, გ. ჭიჭინაძე, თ. წუწუნავა, გ. ბერიძე, ი. ჯავახიშვილი**

*თსუ, ალექსანდრე ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

ბეშთისა და მთა კამენისტიას შვერილების ვარისკულამდელო ორთოგნეისების რეგიონული მეტამორფიზმის შესახებ. დ. შენგელია, გ. ჭიჭინაძე, თ. წუწუნავა, გ. ბერიძე, ი. ჯავახიშვილი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. დეტალური პეტრომინერალოგიური კვლევის საფუძველზე დადგენილია, რომ ბეშთისა და მთა კამენისტიას ორთოგნეისები და აჯარკისა და ლაშტრაკის ტექტონიკური ფირფიტები შარირებულია გვიანსილურულ დროს. შემდგომში, გვიანკალედონური ტექტოგენეზის (ორკადული ფაზისი) დროს, მათ ერთდროულად აქვს განცდილი კიანტი-სილიმანიტური ბარული ტიპის მწვანე ფიქლების ფაციესის გრანატული სუბფაციესის და სტავროლითური ფაციესის რეგიონული მეტამორფიზმი. გვიანბრეტონული ტექტოგენეზის დროს კი მოხდა ამ ერთეულების შარირება კავკასიონის მთავარი ქედის ზონის საუღელტეხილო ქვეზონიდან წინა ქედის ზონაში.

**On the Regional Metamorphism of pre-Variscan Orthogneisses of Beshta and Mount Kamenistaia Inlier.** D. Shengelia, G. Chichinadze, T. Tsutsunava, G. Beridze, I. Javakhishvili. *Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU*. Based on a detailed petro-mineralogical study, it has been established that the rocks of Beshta and Mount Kamenistaia inliers and of the Ajarka and Lashtrak tectonic sheets were overthrust during the Late Silurian orogeny. Later, in the Late Caledonian (Orcadian orogeny) they underwent regional metamorphism of kyanite-sillimanite bar-type and garnet sub-facies of green schist facies and staurolite facies temperature type. During the Late Bretonian orogeny, overthrusting of these units from the Pass sub-zone of the Main Range zone of the Caucasus into the Forerange zone took place.

**К вопросу регионального метаморфизма доварийских ортогнейсов Бешты и горы Каменистой.** Д.М. Шенгелиа, Г.Л. Чичинадзе, Т.Н. Цуцунава, Г.М. Беридзе, И.Р. Джавахишвили. *Институт Геологии им. Ал. Джанелидзе, ТГУ*. На основании детального петроминералогического исследования установлено, что породы выступов Бешты и горы Каменистой и Аджарской и Лаштракской тектонических пластин шарьированы в позднесилурское время. В позднекаледонскую фазу тектогенеза они метаморфизованы одновременно, в условиях гранатовой субфации зеленосланцевой фации и ставролитовой фации регионального метаморфизма. А в позднебретонскую фазу тектогенеза эти единицы были шарьированы из Перевальной подзоны зоны Главного хребта Большого Кавказа в зону Передового хребта.

## Extended Abstract

The inliers of Beshta and Mount Kamenistaia pre-Variscan orthogneisses are exposed in Western Abkhazia on the Greater Caucasus southern slope in the Beshta and Lashipse river canyons (Fig.1). The Beshta inlier entirely crops out in the Liassic sediments, and that of the Mount Kamenistaia to the North and Northeast are in tectonic contact with the Lashtrak and Ajarka tectonic sheets and is crossed by the Sanchari Bathonian intrusion. The rocks are represented mainly by plagiogneisses, and dioritic and gabbro-dioritic gneisses connected with them by gradual transition are in lesser amounts.

The magmatites of Beshta and Mount Kamenistaia inliers, by their geological position and petro-mineralogic and geochemical peculiarities are identical (Shengelia et al., 1989; Okrostsvardize, Mgaloblishvili, 1993; Okrostsvardize, 2007). All their component rocks are intensively chloritized, epidotized (Fig. 2) and cataclised (Fig. 3). Gneissosity is conditioned by the alternation of quartz-plagioclase and chlorite-epidosite stripes. Mineral composition of the rocks is as follows – plagioclase, chlorite, epidote group minerals, quartz, hornblende, actinolite and garnet; accessory minerals are sphene and ore mineral. Potash-bearing minerals, such as K-feldspar and micas do not occur as a rule. Intact hornblende is rare (Fig. 4) and often replaced with light bluish hornblende, epidote and chlorite (Fig. 5). The plagioclase is saussuritized (Fig. 6) and prehnitized (Fig. 7). The garnet is of two generations and is represented in the form of quite fresh porphyroblasts (Fig. 8) and cataclised grains with chlorite between them (see Fig. 6).

The minerals of Beshta and Mount Kamenistaia plagiogneisses are studied by the authors of the paper applying microprobe analysis (Table 1). Equilibrium mineral assemblage characteristic of orthogneisses are established:  $\text{Chl}+\text{Ep}+\text{Act}+\text{Ab}+\text{Qz}\pm\text{Hbl}\pm\text{Grt}^1$ .

As it was already mentioned, in mineral assemblages of metaplagiogneisses two paragenetic varieties of garnet occur. In the assemblage -  $\text{Grt}_{69-77}+\text{Chl}_{36-49}+\text{Act}_{43}+\text{Pl}^{19}\pm\text{Hbl}_{53}+\text{Ep}+\text{Qz}$  intensively cataclised garnet grains show the zonality of progressive character, expressed in the reduction of MnO (5.68-2.73 mass.%) and Fe number values (77-69%) and increase of MgO amount (4.48-7.12 mass.%) from the center to the peripheries of garnet porphyroblasts. In the second assemblage –  $\text{Grt}_{68-78}+\text{Chl}_{30-33}+\text{Pl}^{37}+\text{Ep}+\text{Ca}+\text{Qz}$ , the garnet is fresh and is characterized by well expressed regressive zonality, i.e. from the center to the peripheries of garnet crystal reduction of MgO content (7.23-4.23 mass.%) and increase of Fe number (68-78%) and MnO content (4.42-8.84 mass.%).

Petrochemical data – considerable abundance of Na<sub>2</sub>O (5%), sparsity of K<sub>2</sub>O (<1%) and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (<0.25), low alumina content (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><14%), high acidity (77.5%) as well as high Mo, Cu, Co, Ni and low Rb, Li and Pb contents (Shengelia et al., 1989; Okrostsvardize, Mgaloblishvili, 1993; Okrostsvardize, 2007) indicate that Beshta-Kamenistaia orthogneisses are genetically close to the plagiogranites of tholeiitic series. The latter formed in the upper part of the ophiolitic complex and evolved due to partial melt of the oceanic crust.

There is an opinion that the above mentioned orthogneisses together the Ajarka and Lashtrak “suites” represent the separated fragments of the overthrust ophiolitic complex (Shen-

---

<sup>1</sup> Mineral symbols are given according to the classification of Whitney and Evans (2010). The figures at the indices of ferromagnesian minerals (Grt<sub>85</sub>) correspond to their Fe/(Fe+Mg)% common value.



gelia et al. 1989; Gamkrelidze, Shengelia, 2005). The allochthonous nature of Lashtrak and Ajarka suites first was mentioned by G. Baranov (Baranov, Kropachov, 1976), later confirmed by further studies (Shengelia, 1981; Adamia, 1984; Gamkrelidze, Shengelia, 2005, et al.). The rocks of these suites by composition and metamorphism character differ much from other metamorphic complexes of the Caucasus Main Range zone. It is noteworthy that the analogues of the Lashtrak tectonic sheet are found in the Forerange zone, in the limits of Atsgara tectonic sheet, where during the Bretonian (Saurian) orogeny they were overthrust from the Pass subzone (Shengelia, Chichinadze et al., 1984, 1986). It should also be noted that amphibolites, gabbro-gneisses and serpentinitized ultrabasites are associated with the Lashtrak and Ajarka overthrust sheets. In the Lashipse river canyon, in the Ajarka suite tectonic sheets of garnet-mica bearing schists are observed that leads to multiple doubling of the section. At the same time, thrust surfaces of sheets sometimes are marked by serpentinites (Somin, 1971).

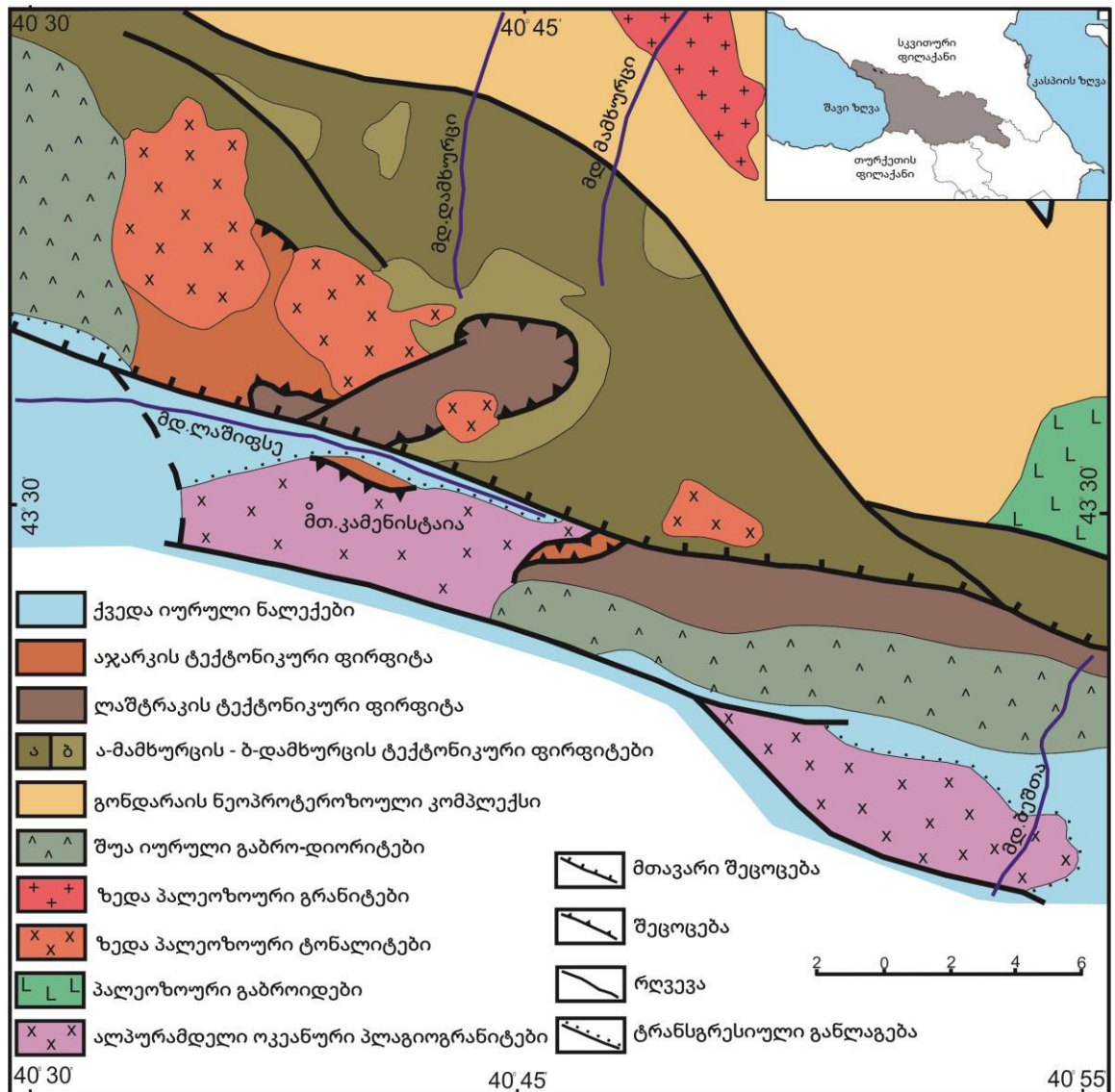
The rocks of the Lashtrak and Ajarka overthrust sheets are well studied. It is established that these rocks were metamorphosed under high-temperature level of green-schist and staurolite facies and kyanite-sillimanite bar-type conditions. Garnet (almandine-chlorite-chloritoid) aubfacies and staurolitic facies (epidote-amphibolitic), as well as pseudo-kyanite-muscovite bearing "zone" (Shengelia, Ketskhoveri, 1982) are distinguished. The mineral assemblages of low-temperature garnet subfacies are:  $Grt_{89-95}+Cld+Ser+Qz\pm Gr$ ,  $Bt_{60}+Chl+Ab+Qz\pm Gr$ ,  $Grt_{93}+Bt_{60}+Chl+Stp_{77}+Ab+Chl$ ,  $Chl+Ab+Qz\pm Grt$ ,  $Chl_{25}+Ep+Ab+Qz$  and  $Hbl(Act)+Ep+Chl\pm Spn\pm Cb$  (Tsutsunava, 1988; Shengelia M., 1989; Korikovskiy et al., 1991). Mineral assemblages of high-temperature staurolitic facies are:  $St+Grt+Cld+Chl+Ms+Qz+Gr$ ,  $St+Chl+Qz+Gr$ ,  $Grt+Chl+St+Bt+Pl$ ,  $Ky+Bt+Ms$ ,  $Grt+Bt+Ms$ ,  $Grt+Bt+Ms$ ,  $St+Grt+Bt+Ky+Chl$ ,  $Grt_{76}+Bt_{31}+Ged\pm Ky$ ,  $MgHbl+Ky+St+Qz+Pl$ ,  $MgHbl+St+Grt+Qz$ ,  $MgHbl+Ky+Pl+Qz$ ,  $MgHbl+Pl+Ep\pm Qz$ ,  $Sil+Bt+Ms+Pl+Qz\pm Grt$ ,  $St+Pl+Qz$ ,  $Ms+Grt+Ky+Pl+Qz$ ,  $Ged+Pl+Qz$ ,  $MgHbl+Ep+Pl$  (Kekelia, 1966; Chkhotua, 1971; Shengelia, Ketskhoveri, 1982; Somin et al., 1991; Ketskhoveri, Shengelia, 1991; Shengelia et al., 1991). Orthogneisses of Beshta and Mount Kamenistaia inliers are characterized by the abundance of femic minerals chlorite, epidote and actinolite that appeared during the regional metamorphism; garnet is also observed. Paragenetic associations of all these minerals are spread in the metamorphites of the Lashtrak and Ajarka overthrust sheets as well.

The authors of the present paper consider that besides the spatial connection of the Beshta and Mount Kamenistaia inlier and the Lashtraki and the Ajarka overthrust sheets, petromineralogic studies also indicate that they simultaneously underwent the same level prograde and retrograde stages of the full cycle of regional metamorphism. It is known that unlike the prograde stage of metamorphism, the processes are extremely uneven during the retrograde stage and is revealed there where the fluid penetration into the rock, secondary schistosity and fracturing are intensive. Its distinct example is presence of fresh garnets of prograde zonality in the studied metamorphites as well as those garnets, the zonality of which is completely wiped out and only retrograde stage of metamorphism can be reconstructed.

Thus, based on the available data and the accomplished research in the authors' opinion, Beshta-Kamenistaia pre-Variscan tholeiitic orthogneisses together with the Lashtrak and Ajarka tectonic sheets overthrust during the Late Silurian tectogenesis and in the Late Caledonian (Orcadian orogeny), simultaneously underwent kyanite-sillimanite bar-type gre-

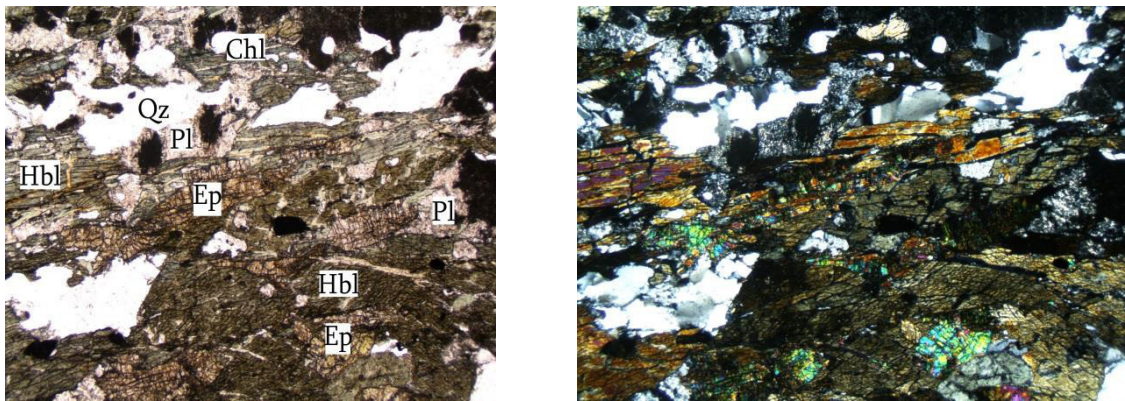
enschist facies granet subfacies and staurolitic facies temperature-type regional metamorphism. During the Late Bretonian orogeny, recurrent overthrusting of these units from the Pass sub-zone into the Forerange zone took place.

ბეშთისა და მთა კამენისტაიას ვარისკულამდელი ორთოგენეისების შვერილები შიშვლდება დასავლეთ აფხაზეთში, კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მდ.მდ. ბეშთისა და ლაშიფსეს ხეობებში (სურ. 1). ბეშთის შვერილი მთლიანად მოქცეულია ლიასურ ნალექებში, ხოლო მთა კამენისტაის შვერილი ჩრდილოეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით ტექტონიკურ კონტაქტშია ლაშტრაკისა და აჯარკის ტექტონიკურ ფირფიტებთან და გაკვეთილია, აგრეთვე სანჩარის ბათური ინტრუზივით. შვერილების ქანები უპირატესად პლაგიოგენეისებითაა წარმოდგენილი, ხოლო დამორჩილებულ როლს თამაშობს მათთან თანდათანობითი გადასვლებით დაკავშირებული დიორიტული და გაბრო-დიორიტული გნეისები.

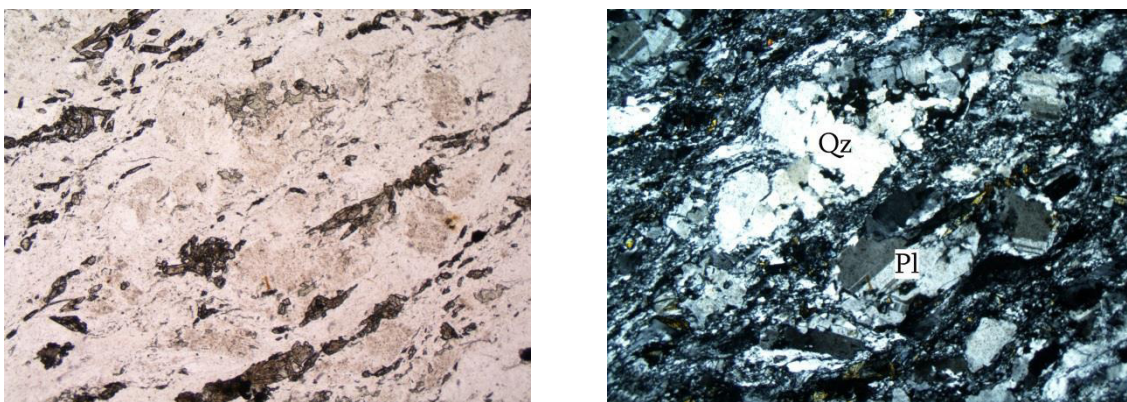


სურ. 1. ლაბის მეტამორფული კომპლექსის ფრაგმენტის სტრუქტურ-გეოლოგიური რუკა (Сомин, 1971, ავტორების დამატებებით).

ბეშთისა და მთა კამენისტიას შვერილების მაგმატიკები გეოლოგიური პოზიციითა და პეტრომინერალოგიური და გეოქიმიური თავისებურებებით, სავსებით იდენტურია (Шенгелиა и др., 1989; Окросцварიდზე, მგალობლიშვილი, 1993; Окросцварიდზე, 2007). მათი შემადგენელი ყველა ქანი ინტენსიურადაა გაქლორიტებული, გაეპიდოტებული (სურ. 2) და კატაკლაზირებული (სურ. 3). გნეისებრიობა გაპირობებულია კვარც-პლაგიოლაზიანი და ქლორიტ-ეპიდოტიანი ზოლების მორიგეობით. ქანების მინერალური შედგენილობაა - პლაგიოკლაზი, ქლორიტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, კვარცი, მწვანე რქატყუარა, აქტინოლიტი და გრანატი; აქცესორული მინერალებია - ცირკონი, აპატიტი, სფენი და მადნეული მინერალი. კალიუმის მინერალები, როგორცაა კალუმის მინდვრის შპატი და ქარსები, როგორც წესი, არ გვხვდება. სალი მწვანე რქატყუარა იშვიათია (სურ. 4) და ხშირად ჩანაცვლებულია ღია მოცისფრო რქატყუარით, ეპიდოტით და ქლორიტით (სურ. 5). პლაგიოკლაზი გასოსურიტებული (სურ. 6) და გაპრენიტებულია (სურ. 7). გრანატი ორი გენერაციისაა და წარმოდგენილია სრულიად სალი პორფირობლასტებისა (სურ. 8) და კატაკლაზირებული მარცვლების სახით, სადაც ნატეხებს შორის განვითარებულია ქლორიტი (იხ. სურ. 6).

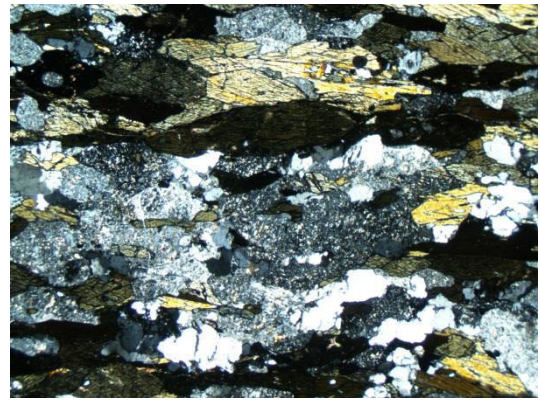
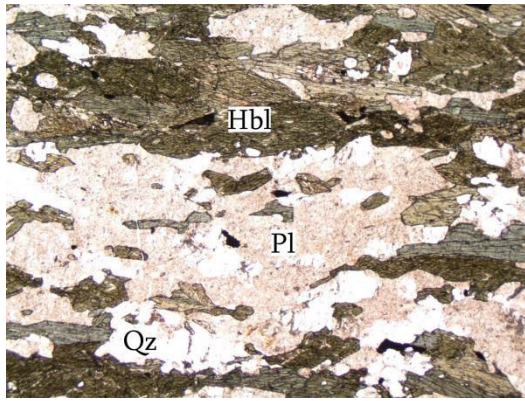


სურ. 2. გაეპიდოტებული და გაქლორიტებული რქატყუარაიანი პლაგიოგნეისი, ბეშთის მასივი. ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40X.

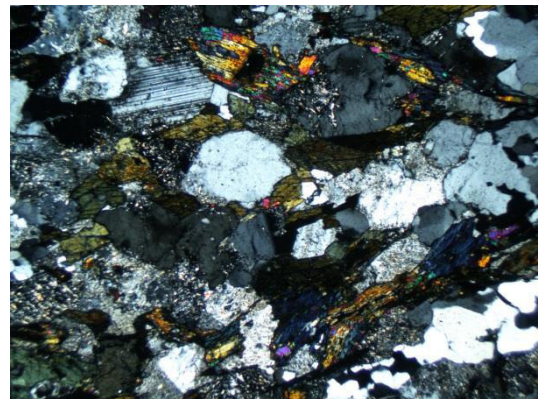
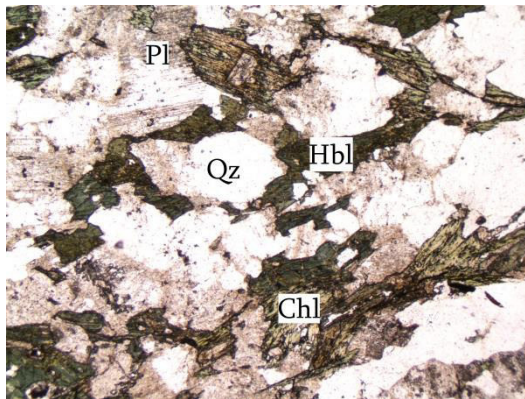


სურ. 3. კატაკლაზირებული პლაგიოგნეისი, ბეშთის მასივი. ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40 X.

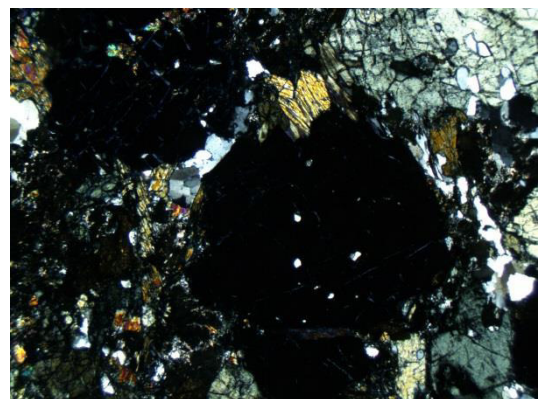
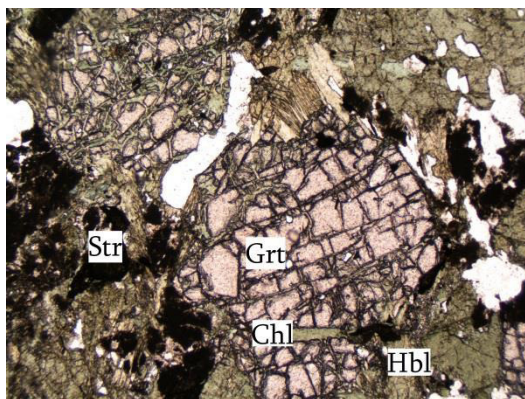




სურ. 4. რქატყუარიანი პლაგიოგნეისი, მთა კამენისტაია.  
ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40X.

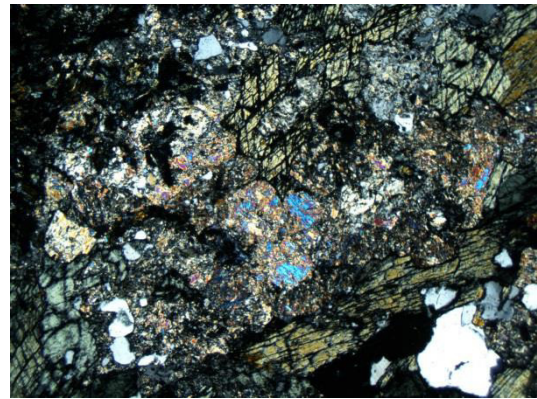
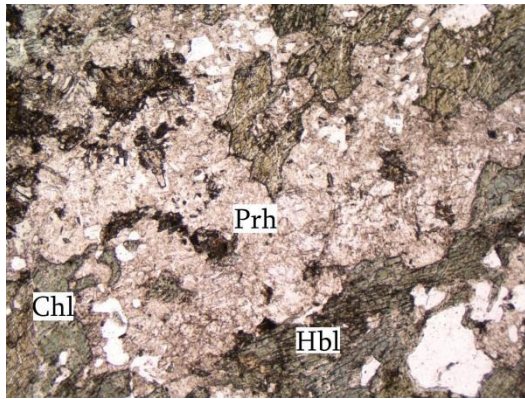


სურ. 5. ეპიდოტ-ქლორიტ-რქატყუარიანი პლაგიოგნეისი, მთა კამენისტაია.  
ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40X.

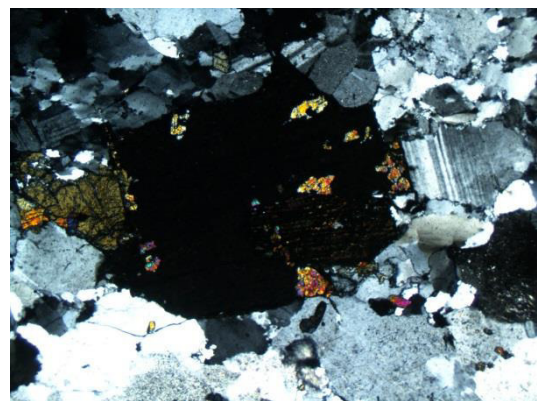
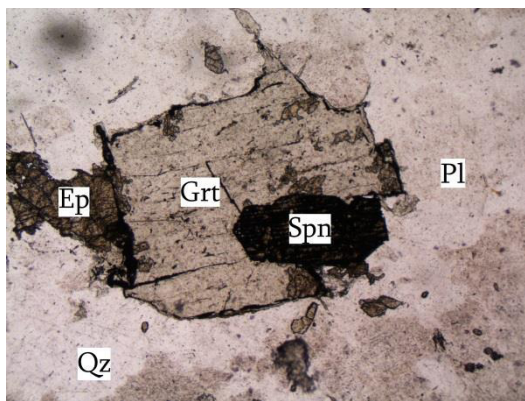


სურ. 6. გაქლორიტებული გრანატ-რქატყუარიანი პლაგიოგნეისი, ბეშთას მასივი.  
ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40X.





სურ. 7. გაპრენიტებული პლაგიოკლაზის სრული ფსევდომორფოზები, ბეშთას მასივი. ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40X.



სურ. 8. სადი გრანატანი პლაგიოგნეისი, ბეშთას მასივი. ერთი ნიკოლით, + ნიკოლებით. გადიდება 40X.

ბეშთისა და მთა კამენისტაიას პლაგიოგნეისების მინერალები სტატიის ავტორების მიერ შესწავლილია მიკროზონდის საშუალებით (ცხრ. 1). დადგენილია ორთოგნეისებში განვითარებული რეგიონული მეტამორფიზმის მინერალური პარაგენეზისი -  $Chl+Ep+Act+Ab+Qz\pm Hbl\pm Grt^2$ .

როგორც ზემოთ უკვე იყო აღნიშნული, მეტაპლაგიოგნეისების მინერალურ ასოციაციებში განვითარებულია გრანატის ორი პარაგენეტული სახესხვაობა. ასოციაციაში -  $Grt_{69-77}+Chl_{36-49}+Act_{43}+Pl^{19}\pm Hbl_{53}+Ep+Qz$  გრანატის მარცვლები ძლიერ კატაკლაზირებულია და პროგრესული ზონალობით ხასიათდება - პორფირობლასტის ცენტრიდან მისი პერიფერიებისკენ MnO (5.68-2.73 მას.%) და რკინიანობის (77-69%) მნიშვნელობები მცირდება და MgO რაოდენობა (4.48-7.12 მას.%) იმატებს. მეორე ასოციაციაში -  $Grt_{68-78}+Chl_{30-33}+Pl^{37}+Ep+Ca+Qz$ , გრანატი სადია და ახასიათებს კარგად გამოხატული რეგრესული ზონალობა - კრისტალის ცენტრიდან პერიფერიებისკენ MgO შემცველობა (7.23-4.23 მას.%) იკლებს, ხოლო MnO-სა (4.42-8.84 მას.%) და რკინიანობის (68-78%) კი - იმატებს.

<sup>2</sup> მინერალების აღმნიშვნელი პირობითი ნიშნები მოცემულია დ. ვიტნიისა და ბ. ევანსის (Whitney and Evans, 2010) მიხედვით. რიცხვები რკინა-მაგნეზიური მინერალების სიმბოლოებთან ( $Grt_{85}$ ) აღნიშნავს მათ საერთო რკინიანობას -  $Fe/(Fe+Mg)\%$ .

ბემთა-კამენისტაიას ორთოგნეისების მინერალების მიკროზონდული ანალიზები (მას.%)

ცხრილი 1

	Grt					Chl			Pl	Grt							Chl			Pl	Hbl	Act
	1-ც	4	2	6-ც	5-ც	7	8	3		3	12	4	5	8	7.00	13	14	15	20	17	16.00	
SiO <sub>2</sub>	38.76	37.01	37.05	37.04	37.02	26.6	26.2	26.2	58.9	38.20	37.41	33.96	38.33	37.92	37.12	26.6	26.6	26.6	64.3	44.8	50.3	
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.04	0.04	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.18	-	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.15	20.37	20.41	20.00	19.03	21.4	21.8	21.5	26.8	20.0	20.0	20.1	20.5	19.3	20.1	21.5	20.6	20.6	22.9	12.9	4.6	
FeO	27.5	27.9	27.9	28.3	28.0	19.3	19.9	19.3	-	26.4	28.2	27.7	27.5	29.3	28.9	21.3	27.5	28.1	-	18.4	18.8	
MnO	4.9	4.4	4.7	5.9	8.8	0.5	0.5	0.5	-	5.7	4.8	3.7	3.8	2.8	2.7	0.5	0.8	0.9	-	0.5	0.7	
MgO	6.9	7.2	6.2	5.7	4.2	23.9	23.9	22.1	-	4.5	4.9	5.3	5.7	6.5	7.1	21.4	16.9	16.5	-	9.6	13.9	
CaO	2.59	2.61	2.71	2.35	2.44	-	-	0.02	7.08	4.98	4.58	3.97	3.92	3.42	3.30	0.02	0.03	0.05	3.33	9.93	10.04	
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	6.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.8	2.4	0.1	
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.3	0.1	
Sum	99.8	99.6	99.0	99.3	99.6	91.8	92.4	89.6	99.6	99.8	100.0	99.8	99.8	99.3	99.3	91.3	92.4	92.8	99.5	99.4	98.7	
Si	3	2.91	2.95	2.95	2.983	1.86	1.82	1.87	2.63	3.00	2.96	2.83	3.00	3.00	2.93	1.88	1.92	1.92	2.84	6.49	7.31	
Ti	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	
Al	1.78	1.89	1.86	1.83	1.81	1.76	1.79	1.81	1.41	1.87	1.83	1.80	1.91	1.80	1.79	1.79	1.75	1.75	1.19	-	-	
Al, 4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.51	0.69	
Al, 6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.69	0.10	
Fe <sup>III</sup>	0.115	0.291	0.20	0.22	0.23	-	-	-	-	0.06	0.21	0.38	0.04	0.19	0.28	-	-	-	-	0.72	0.39	
Fe <sup>II</sup>	1.698	1.548	1.66	1.67	1.662	1.13	1.16	1.15	-	1.70	1.66	1.55	1.77	1.75	1.63	1.26	1.66	1.70	-	1.50	1.49	
Mn	0.33	0.29	0.32	0.40	0.60	0.03	0.03	0.03	-	0.38	0.32	0.26	0.25	0.19	0.18	0.03	0.05	0.06	-	0.07	0.09	
Mg	0.81	0.85	0.74	0.68	0.508	2.49	2.48	2.35	-	0.50	0.59	0.66	0.64	0.77	0.84	2.26	1.82	1.78	-	2.06	3.02	
Ca	0.219	0.220	0.23	0.20	2.11	-	-	0.02	0.34	0.42	0.39	0.35	0.33	0.29	0.28	0.00	0.00	0.00	0.16	1.54	1.50	
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0.58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.75	0.33	0.04	
K	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.05	0.02	
OH	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.00	2	
X(Mg)	0.11	0.10	0.25	0.23	0.17	0.69	0.68	0.67	-	0.18	0.20	0.23	0.22	0.26	0.29	0.64	0.52	0.50	-	47.4	56.9	
Pyr	26.46	29.16	25.03	23.10	17.03	-	-	-	-	17.48	19.89	23.35	22.05	25.71	28.59	-	-	-	-	-	-	
Alm	55.61	53.19	56.41	56.68	55.70	-	-	-	-	55.95	56.09	54.99	58.66	58.39	55.65	-	-	-	-	-	-	
Spess	10.77	10.09	10.72	13.42	20.20	-	-	-	-	12.59	10.91	9.13	8.33	6.23	6.23	-	-	-	-	-	-	
And	0.44	1.01	0.73	0.70	0.79	-	-	-	-	0.42	1.30	2.01	0.25	0.92	1.25	-	-	-	-	-	-	
Gross	6.72	6.55	7.11	6.10	6.28	-	-	-	-	13.55	11.82	10.52	10.71	8.74	8.27	-	-	-	-	-	-	
Uvar	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	

პეტროგეოქიმიური კვლევის მონაცემების მიხედვით -  $\text{Na}_2\text{O}$  (5%) მნიშვნელოვანი სიჭარბე,  $\text{K}_2\text{O}$  (<1%) და  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (<0.25) სიმცირე, დაბალი თიხამიწიანობა ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ <14%), მაღალი მჟავიანობა (77.5%) და ასევე Mo, Cu, Co და Ni მაღალი და Rb, Li და Pb დაბალი შემცველობები (Шенгелиა и др., 1989; Окросцварიდზე, Мгалობლიშვილი, 1993; Окросцვარიძე, 2007) მიუთითებს, რომ ზემთა-კამენისტის ორთოგნეისები გენეტიურად ახლოსაა ტოლეიტური რიგის პლაგიოგრანიტებთან. ეს უკანასკნელი განვითარებულია ოფიოლიტური კომპლექსის ზედა ნაწილში და ოკეანური ქერქის ნაწილობრივი ღღობის შედეგად წარმოიშვება.

არის მოსაზრება, რომ ზემოთ აღნიშნული ორთოგნეისები აჯარკისა და ლაშტრაკის „წყებებთან“ ერთად, წარმოადგენს შარირებული ოფიოლიტური კომპლექსის განცალკევებულ ფრაგმენტებს (Шенгелиა и др. 1989; Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005). ლაშტრაკისა და აჯარკის წყებების ალოქთონური ხასიათი პირველად აღნიშნა გ. ბარანოვმა (Баранов, Кропачов, 1976), რაც შემდგომი კვლევებითაც დამტკიცდა (Шенгелиა, 1981; Адамия, 1984; Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005 და სხვ.). ამ „წყებების“ ქანები შედგენილობითა და მეტამორფიზმის ბუნებით მკვეთრად განსხვავდება კავკასიონის მთავარი ქედის ზონის სხვა მეტამორფული კომპლექსებისგან. აღსანიშნავია, რომ ლაშტრაკის ტექტონიკური ფირფიტის ანალოგები გვხვდება წინა ქედის ზონაში, აწგარის ტექტონიკური ზეწრის ფარგლებში, სადაც ისინი გვიანბრეტონულ დროს საუღელტეხილო ქვეზონიდანაა შარირებული (Шенгелиა, Чичინაძე и др., 1984, 1986). აქვე აღვნიშნავთ, რომ ლაშტრაკისა და აჯარკის ტექტონიკურ ფირფიტებთან ასოცირებულია ამფიბოლიტები, გაბრო-გნეისები და გასერპენტინებული ულტრაბაზიტები. მდ. ლაშიფსეს ხეობაში, აჯარკის წყებაში გვხვდება ლაშტრაკის წყების გრანატ-ქარსიანი ფიქლების ტექტონიკური ქერცლები, რაც იწვევს ჭრილის მრავალჯერად დუბლირებას. ამასთან, ქერცლების შევცვების ზედაპირები ზოგჯერ სერპენტინიტებითაა მარკირებული (Сомин, 1971).

ლაშტრაკისა და აჯარკის ტექტონიკური ფირფიტების ამგები ქანები კარგადაა შესწავლილი. დადგენილია, რომ ეს ქანები მეტამორფიზებულია მაღალტემპერატურული მწვანე ფიქლებისა და სტავროლითური ფაციესების კიანტი-სილიმანიტური ბარული ტიპის პირობებში. გამოყოფილია გრანატული (ალმანდინ-ქლორიტ-ქლორიტოიდული) სუბფაციესი და სტავროლითური ფაციესი (ეპიდოტ-ამფიბოლიტური), აგრეთვე, ფსევდოკიანტიტ-მუსკოვიტისანი „ზონა“ (Шенгелиა, Кецховელი, 1982). დაბალტემპერატურული გრანატული სუბფაციესის მინერალური პარაგენეზისებია:

$\text{Grt}_{89-95}+\text{Cld}+\text{Ser}+\text{Qz}\pm\text{Gr}$ ,  $\text{Bt}_{60}+\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Qz}\pm\text{Gr}$ ,  $\text{Grt}_{93}+\text{Bt}_{60}+\text{Chl}+\text{Stp}_{77}+\text{Ab}+\text{Chl}$ ,  $\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Qz}\pm\text{Grt}$ ,  $\text{Chl}_{25}+\text{Ep}+\text{Ab}+\text{Qz}$  და  $\text{Hbl}(\text{Act})+\text{Ep}+\text{Chl}\pm\text{Spn}\pm\text{Cb}$  (Цуцუნავა, 1988; Шенгелиა М., 1989; Кориковский и др., 1991), ხოლო მაღალტემპერატურული სტავროლითური ფაციესისა კი -  $\text{St}+\text{Grt}+\text{Cld}+\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Qz}+\text{Gr}$ ,  $\text{St}+\text{Chl}+\text{Qz}+\text{Gr}$ ,  $\text{Grt}+\text{Chl}+\text{St}+\text{Bt}+\text{Pl}$ ,  $\text{Ky}+\text{Bt}+\text{Ms}$ ,  $\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}$ ,  $\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}$ ,  $\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ky}+\text{Chl}$ ,  $\text{Grt}_{76}+\text{Bt}_{31}+\text{Ged}\pm\text{Ky}$ ,  $\text{MgHbl}+\text{Ky}+\text{St}+\text{Qz}+\text{Pl}$ ,  $\text{MgHbl}+\text{St}+\text{Grt}+\text{Qz}$ ,  $\text{MgHbl}+\text{Ky}+\text{Pl}+\text{Qz}$ ,  $\text{MgHbl}+\text{Pl}+\text{Ep}\pm\text{Qz}$ ,  $\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qz}\pm\text{Grt}$ ,  $\text{St}+\text{Pl}+\text{Qz}$ ,  $\text{Ms}+\text{Grt}+\text{Ky}+\text{Pl}+\text{Qz}$ ,  $\text{Ged}+\text{Pl}+\text{Qz}$ ,  $\text{MgHbl}+\text{Ep}+\text{Pl}$  (Кекелия, 1966; Чхотуа, 1971; Шенгелиა, Кецховელი, 1982; Сомин и др., 1991; Кецховელი, Шенгелиა, 1991; Шенгелиა и др., 1991).



ბემთისა და მთა კამენისტიას შვერილების ორთოგენისებისთვის დამახასიათებელია რეგიონული მეტამორფიზმის დროს გაჩენილი ფემური მინერალების - ქლორიტის, ეპიდოტისა და აქტინოლიტის სიჭარბე; გვხვდება გრანატიც. ყველა ამ მინერალის პარაგენეტული ასოციაციები განვითარებულია ლაშტრაკისა და აჯარკის ტექტონიკური ფირფიტის მეტამორფიტებშიც.

სტატიის ავტორების აზრით, ბემთისა და მთა კამენისტიას შვერილებისა და ლაშტრაკისა და აჯარკის ტექტონიკური ფირფიტების სივრცობრივი კავშირის გარდა, პეტრომინერალოგიური კვლევებიც მიუთითებს, რომ მათ ერთდროულად აქვს განცდილი ერთნაირი დონის რეგიონული მეტამორფიზმის სრული ციკლის პროგრადული და რეტროგრადული ეტაპები. ცნობილია, რომ მეტამორფიზმის პროგრადული ეტაპისგან განსხვავებით, რეტროგრადული ეტაპის დროს, პროცესები მიმდინარეობს უკიდურესად არათანაბრად და ვლინდება იქ, სადაც ქანებში ინტენსიურად ხდება ფლუიდების შეღწევა, მეორეული დაფიქლება და მსხვრევა. ამის მკაფიო მაგალითია შესწავლილ მეტამორფიტებში როგორც პროგრადული ზონალობის მქონე გრანატების, ასევე იმ გრანატების არსებობაც, რომლებშიც პროგრადული ზონალობა სრულიად წაშლილია და მხოლოდ მეტამორფიზმის რეტროგრადული ეტაპის რეკონსტრუქციაა შესაძლებელი.

ამრიგად, არსებული მონაცემებისა და ჩატარებული კვლევის საფუძველზე, ავტორების აზრით, ბემთა-კამენისტიას ვარისკულამდელი ტოლეიტური ორთოგენისები ლაშტრაკისა და აჯარკის ტექტონიკურ ფირფიტებთან ერთად შარირებულია გვიანსილურულში და გვიანკალედონური ტექტოგენეზისის (ორკადული ფაზისი) დროს. მათ ერთდროულად აქვს განცდილი კიანტი-სილიმანიტური ბარული ტიპის მწვანე ფიქლების ფაციესის გრანატული სუბფაციესისა და სტავროლითური ფაციესის რეგიონული მეტამორფიზმი. გვიანბრეტონულ დროს მოხდა ამ ერთეულების ნაწილების განმეორებითი შარირება საუღელტეხილო ქვეზონიდან წინა ქედის ზონაში.

## ლიტერატურა

- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012). IMA Report. Nomenclature of the amphibolite supergroup. *American Mineralogist*. V. 97, P. 2031-2048.
- Withney D.L., Evans B.W. (2010). Abbreviations for Names of Rock Forming Minerals. *American Mineralogist*. V. 95. P.185-187.
- Адамия Ш. А. (1984). Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление). В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа, 1984. С.3-104.
- Баранов Г. И., Кропачев С. М. (1976). Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. – В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра. С. 45-154.
- Гамкрелидзе И. П., Шенгелиა Д. М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. *Научный Мир*. Москва. 479 с. (English summary).
- Кекелия С. А. (1966). Кристаллические сланцы западной части главного Кавказского хребта и их парагенетический анализ. *Записк ВМО. Сер. II. Ч. 95. Вып. 3. С. 95-120.*

- Кецховели Д. Н., Шенгелиа Д. М. (1991). Зеленосланцевая фация лаштракской и аджарской свит. В кн.: Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. С. 86-89.
- Кориковский С. П., Кахадзе Р. Г., Шенгелиа М. Д. (1991). Зональный региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа. В кн.: Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука. С. 204-210.
- Окроецваридзе А.В. (2007). Герцинский гранитоидный магматизм Большого Кавказа. Труды Института геологии им. Ал. Джанелидзе. Новая серия. Вып. 123. С. 223.
- Окроецваридзе А.В., Мгалоблишвили И.З. (1991). Редкоземельные элементы в кристаллических выступах рр. Бешта и Каменистая//Сообщ. АН Грузии. 142. N 1. С.105-108.
- Сомин М.Л. (1971). Дююрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука. 245 с.
- Цуцунава Т. Н. (1988). Петрология метаморфитов зеленосланцевой фации Главного хребта Большого Кавказа и Ацгаринского тектонического покрова//Автореф. кандидат. дисс. 25 с.
- Чхотуа Т. Г. (1971). Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии//Автореф. кандидат. дисс. 1971. 31 с.
- Шенгелиа Д.М. (1981). Прогрессивная региональная метаморфическая зональность в метаморфитах лаштракской свиты//Тез. докл. XXIII респ. науч.-техн. конф. ГПИ. Тбилиси. С. 17-18.
- Шенгелиа Д. М., Кецховели Д. Н. (1982). Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии//Тр. ГИН АН СССР, вып.78. 206 с.
- Шенгелиа Д. М., Чичинадзе Г. Л., Кахадзе Р. Г., Шенгелиа М. Д. (1991). Ставролитовая фация лаштракской и аджарской свит. В кн.: Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. С. 89-97.
- Шенгелиа Д. М., Чичинадзе Г. Л., Кецховели Д. Н., Мгалоблишвили И. З., Кахадзе Р. Г., Попоразде Н. Г. (1984). Новые данные об Ацгаринском покрове на Северном Кавказе//ДАН СССР. Т. 274. N 6. С. 1450-1453.
- Шенгелиа Д. М., Чичинадзе Г. Л., Кецховели Д. Н., Мгалоблишвили И. З., Кахадзе Р. Г., Цуцунава Т. Н., Шенгелиа М. Д. (1986). Петрология метаморфитов Ацгаринского покрова на Северном Кавказе//Изв. АН СССР. Сер. геол. N 5. С. 17-27.
- Шенгелиа Д. М., Чичинадзе Г. Л., Окроецваридзе А. В. (1989). Новые данные о плагиогранитогайсах Бешты и горы Каменистой (Горная Абхазия)//Сообщ. АН СССР. 135. N 2. С. 393-396.
- Шенгелиа М. Д. (1989). Петрология средне- и высокотемпературных метапелитов Большого Кавказа//Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 18 с.

ახალი მონაცემები დასავლეთ საქართველოს აპტურის  
ბიოსტრატობრაფიისა და სედიმენტური სემპენსების შესახებ

მ. კაკაბაძე, მ. შარიკაძე\*, ი. კაკაბაძე\*\*, შ. კელეპტრიშვილი\*\*, გ. ლანჩავა\*

თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი,

\*\*საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი,

\*\*\*ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ახალი მონაცემები დასავლეთ საქართველოს აპტურის ბიოსტრატობრაფიისა და სედიმენტური სექვენსების შესახებ. მ. კაკაბაძე, მ. შარიკაძე, ი. კაკაბაძე, შ. კელეპტრიშვილი, გ. ლანჩავა. თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი, საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტი. დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე დადგენილია ახალი, მესამე რიგის ზედააპტური სედიმენტური სექვენსი (შეესაბამება *Protacanthoplites abichi*-ს ზონას). განხილულია აპტის გლობალური სექვენსსტრატობრაფიული სქემის (Haq, 2014) და საქართველოს სინქრონულ ნალექებში დადგენილი სექვენსების შეპირისპირების საკითხი.

**New Data on the Aptian Biostratigraphy and Sedimentary Sequences in Western Georgia.** M. Kakabadze, M. Sharikadze, I. Kakabadze, Sh. Keleptrishvili, G. Lanchava. *TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology, Technical University of Georgia, Iliia State University.* The Upper Aptian sedimentary sequence of third order (corresponds to the *Protacanthoplites abichi* Zone) is revealed in Western Georgia. The question of correlation of the Aptian sequences in Georgia with the Aptian sequences of the Cretaceous global sequence stratigraphic chart (Haq, 2014) is discussed.

**Новые данные по биостратиграфии и седиментационным секвенсам аптских отложений Западной Грузии.** Какабадзе М., Шарикадзе М., Какабадзе И., Келептришвили Ш., Ланчавა Г. *Институт геологии им. Ал. Джanelidze, ТГУ, Технический университет Грузии, Государственный университет им. Ильи.* На территории Западной Грузии установлен новый верхнеаптский секвенс третьего порядка (соответствует интервалу зоны *Protacanthoplites abichi*). Предпринята попытка сопоставления аптских секвенсов, выявленных на территории Грузии с аптскими секвенсами, приведенными на глобальной секвенс-стратиграфической схеме (Haq, 2014).

### Extended Abstract

Considered Aptian sections are located in the Transcaucasian Intermontane area (Okriba-Khreiti and Dzirula tectonic subzones of the Central uplift zone) and in its adjacent northern stripe (Gagra-Java tectonic zone). These sediments mainly are represented by more or less shallow marine facies and, thanks to diverse and abundant fauna of ammonites and other macro- and micro-fossils, they are subdivided into biostratigraphical Zones.

Transgressive tract of the lowermost Upper Aptian *Epicheloniceras subnodosocostatum* Zone within the Okriba-Khreiti area is well (with reworked breccia-conglomerate basement) distinguished, e.g. in Godogani and Tvishi sections, where the erosional surface of sandy limestones of *Deshayesites deshayesi* Zone is overlain by sandy glauconitic marls (in Godogani) or clayey limestones (in Tvishi) of the *Subnodosocostatum* Zone. Within the Dzirula subzone, in Goresha-Kharagauli syncline, e.g., in Lashisgele section the erosional surface of Lower Aptian *Dufrenoyia furcata* Zone is overlain by sediments of *Subnodosocostatum* Zone (Sharikadze, 1975; Kakabadze M., Kakabadze I., Sharikadze, 2013). In Nebodziri and Tsipa sections the marly glauconitic sandstones of the *Subnodosocostatum* Zone with conglomerate layer (0.2 m) at the base is overlain by the Lower Aptian (probably *Deshayesi* Zone) sandy brecciated limestones.

New data are received in the Kvatskhuti section (the Rioni river gorge), where deposits of the *Subnodosocostatum*, *Furcata* and *Deshayesi* Zones are absent and the erosional surface of limestones of the lowermost Aptian *Weissi* Zone is overlain (with breccia-conglomerate layer at the base) by marls and marly limestones of the Upper Aptian *Protacanthoplites abichi* Zone. This Zone is named with one index-species (*Protacanthoplites abichi*), because as indicated in early publications the second species-index (*Colombiceras tobleri*) in many sections of Georgia is common also in the lowermost Upper Aptian *Epicheloniceras subnodosocostatum* Zone.

Transgression of the *Abichi* Zone is fixed also southwards in Kumistavi and Gumbri sections, where *Subnodosocostatum* and Lower Aptian *Furcata* Zones are missing, and the limestones of the *Deshayesi* Zone are overlain by limestones of the *Abichi* Zone, with a breccia-conglomerate layer at the base. In some sections (Godogani, Lashisghele, Uchameti, Ghverki, Tsipa) between the *Subnodosocostatum* and *Abichi* Zones there also are marks of disconformity. Moreover, within the Dzirula subzone, in the Molithi syncline (sections: Marelisi, Vakhanistskali) *Abichi* Zone transgressively overlies the Lower Aptian or Barremian limestones. Abundance of marls and abundant shells of *Aucellina* in the upper part of *Abichi* Zone (e.g. in Tvishi and Znakva sections) point out that regressive subcycle started in the late interval of *Abichi* Chrono. Based on all noted data, the Upper Aptian sequence (corresponds to whole interval of *Abichi* Zone) is documented in the Georgia region.

Aptian sedimentary sequences revealed on the territory of Georgia with more or less clearness are distinguished in the adjacent Caucasian regions, where successful detailed bio- and lithostratigraphic studies were carried out by several generations of specialists (Renngarten, 1951, 1959, 1961; Eristavi, 1960; Luppov, 1952; Kudryavtsev, 1960, Mordvilko, 1960, 1962; Egoian, 1977; Khalilov, 1959; Khalilov & Ali-Zade, 1986; Drushchits & Michailova, 1966; Kakabadze et al., 1978; Kakabadze, 1981; Bogdanova et al., 1989; Kakabadze & Kvantaliani, 1991; Sharikadze, 1992; Snezhko et al., 2011; Sharikadze, 2015; Bogdanova & Mikhailova, 2016, et al.). Consequently, the Lower Aptian, with its transgressive basement, is well fixed in the North Caucasus (e.g. sections - Khokodz, Fars, Small Zelenchuk, Belaya Rechka, Assa). Transgression of the lowermost Upper Aptian *Subnodosocostatum* Zone on the Lower Aptian or on older deposits, with a breccia-conglomerate layer at the base, is well distinguished in central part of the North Caucasus (e.g. sections: Khokodz, Fars, Gubs, Shedoc), Ingushetia (Kambi-

leevka section), Daghestan (Dandu, Tlyarata, Levashi, Khadzalmakhi, Akusha), Armenia (Kafan) and Azerbaijan (south-western part of the Lesser Caucasus).

As to the *Parahoplites melchioris* Zone (corresponds to *Abichi* Zone), in Daghestan (Akusha section) the lowermost Upper Aptian *Subnodosocostatum* Zone conformably follow the concretion horizon (7 m) of the *Melchioris* Zone, and its erosional surface is overlain (with 0,15 m thick conglomerate layer at the base) by transgressive clayey-sandy deposits (40 m) of the *Melchioris* Zone (Sharikadze, 2015).

In some sections of Western Georgia the uppermost Aptian *Acanthohoplites nolani* Zone is characterized by transgressive basement; e.g. In the Tvishi section *Nolani* Zone, with breccia-conglomerate basement, overlays the limestones of *Abichi* Zone. Similar situation is in the sections of Znakva, Nikortsminda, etc., but in some sections (Bethlevi, Alpana) transition between the *Abichi* and *Nolani* Zones is conformable. It is remarkable that within the Okriba-Khreithi tectonic zone (sections: Gordi, Dzedzilethi) marls of *Nolani* Zone with breccia-conglomerate layer at the base, overlay the Lower Aptian *Deshayesi* Zone. Regressive tract is revealed in the *Jacobi* Zone; to this phenomenon points out the appearance of marly and glauconitic limestones with abundant representatives of *Aucellina* in the Nikortsminda and Tvishi sections. Accordingly, the whole *Nolani-Jacobi* interval and perhaps the lowermost portion of the *Leymeriella tardefurcata* Zone represent one sequence. It is also northworthy that transgression of the *Nolani* Zone is fixed in many regions of the Caucasus (North Caucasus, Daghestan, Armenia and Azerbaijan).

Regarding the question of correlation of the Aptian sequences in Georgia region with Aptian sequences indicated on the revised global Early Cretaceous eustatic cycles chart (Haq, 2014), it should first be noted that in this chart, altogether 58 third-order eustatic events are identified in the Cretaceous; most have been documented in several basins, while a smaller number are included by the author provisionally as eustatic, awaiting confirmation. Concerning the Aptian, on the global chart seven short-term sea-level curves (corresponding to seven third-order sequences) are marked. In particular, two sequences - within the Early Aptian *Oglanlensis-Forbesi* and *Deshayesi-Furcata* intervals, two sequences - within the *Martinioides* Chrono, one sequence embraces *Melchioris* interval, and two sequences are indicated within the *Nolani-Jacobi* interval. As to the considered region of Georgia, there are revealed only four sequences. Namely, one Lower Aptian sequence (embraces *Weissi-Furcata* interval), and three Upper Aptian sequences (corresponding to *Subnodosocostatum*, *Abichi* and the uppermost Aptian *Nolani-Jacobi* intervals).

Such a mismatch, in all probability, indicates that in addition to the influence of eustasy, the role of regional tectonic fluctuations in the formation of Middle and Upper Aptian sedimentary sequences and their stratigraphic unconformities within Georgia and some its adjacent areas was rather significant.

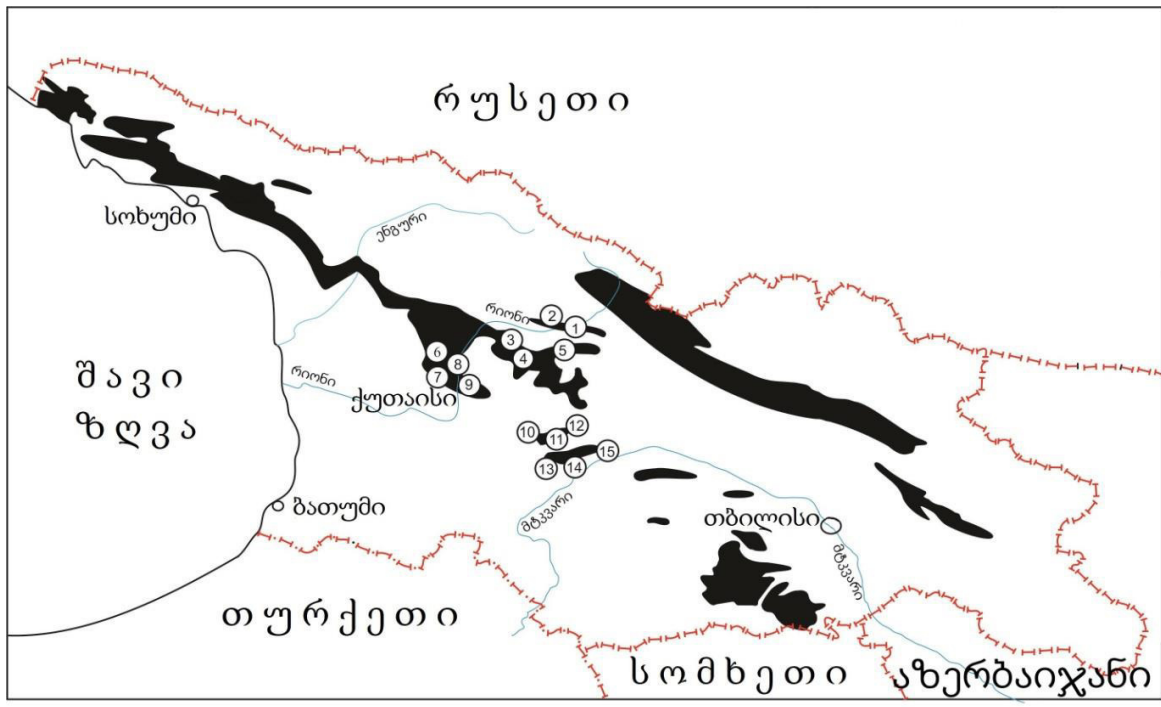
მე-20 საუკუნის ბოლოს შემუშავებული სექვენსტრატიგრაფიული მიმართულების (Haq et al., 1988) ერთ-ერთ ძირითად მიზანს, როგორც ცნობილია, ფანეროზოურის განმავლობაში გლობალური ტრანსგრესიულ-რეგრესიული ციკლების დადგენა, მათი წარმოქმნის მიზეზების გარკვევა და კორელაცია წარმოადგენს, რასაც თავის მხრივ,

უდავოდ დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. ევსტაზიური ციკლების გამოკვლევისა და შესაბამისი დიაგრამების აგებისთვის სექვენსსტრატეგრაფია იყენებს ყველა ძირითად სტრატეგრაფიულ მეთოდს (რომელთა შორის პირველ რიგში აღსანიშნავია ბიო- და ლითოსტრატეგრაფია, მაგნიტოსტრატეგრაფია, იზოტოპური გეოქრონოლოგია, სეისმოსტრატეგრაფია). სწორედ ასეთი კომპლექსური მიდგომის საფუძველზე არის შედგენილი ფანეროზოურის აღნიშნული სექვენსსტრატეგრაფიული დიაგრამა, რომელიც ბოლო 20 წლის განმავლობაში მნიშვნელოვნად დაზუსტდა (Hardenbol et al., 1998; Haq, 2014). თუმცა, როგორც ამას ავტორები აღნიშნავენ, იგი ჯერ კიდევ გადასამუშავებელი და დასახვეწია. გლობალური მასშტაბის სექვენსურ ერთეულებს შორის განსაკუთრებულ მნიშვნელობას იძენს ე.წ. მესამე რიგის ევსტაზიური ციკლების დადგენა. კერძოდ, ბ. ჰაქის (Haq, 2014) დიაგრამაზე ცარცულის ინტერვალში 58 მესამე რიგის ევსტაზიური ციკლია დატანილი, რომელთა უმეტესობა მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის მონაცემებით არის დასაბუთებული, ხოლო ზოგიერთი მათგანი ავტორს პირობითად აქვს მიჩნეული ევსტაზიურად და ჯერ კიდევ დასაბუთებულად ვერ ჩაითვლება. შესაბამისად, ამ საკითხთან დაკავშირებით მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონში მიღებული ყოველი ახალი მონაცემი დიდად მნიშვნელოვანია სექვენსების ბუნებისა და კორელაციის გარკვევაში. ამ მხრივ გამონაკლისს არც საქართველოს და მისი მიმდებარე კავკასიის რეგიონების მონაცემები წარმოადგენს. აღსანიშნავია, რომ საქართველოში პირველი სექვენსსტრატეგრაფიული კვლევები დაახლოებით 20 წლის წინ დაიწყო და იმთავითვე შესასწავლ ობიექტს ჰოტრივულ-აპტური ნალექები წარმოადგენდა (Kakabadze I., 2000, 2006; Kakabadze I., King, 2004; Kakabadze M., Kakabadze I., 2012). ამით უნდა აიხსნას ის გარემოება, რომ დღეს უკვე არსებობს საქართველოს ტერიტორიის აღნიშნული ქვედაცარცული ნალექების სექვენსსტრატეგრაფიული დანაწილების სქემა (რომელიც თანდათანობით იხვეწება).

საქართველოს ტერიტორია, რომელიც ძირითადად კავკასიის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილს მოიცავს, ცარცული დროის განმავლობაში მდებარეობდა ოკეანე ტეთისის აქტიურ ჩრდილო კიდეზე, ამიერკავკასიის კუნძულთა რკალისა და კავკასიონის განაპირა ზღვის ფარგლებში. ცარცული ნალექები აქ წარმოდგენილია ჰეტეროგენული ფაციესებით, რაც უმთავრესად განპირობებული უნდა ყოფილიყო რეგიონის ტექტონიკური აგებულების თავისებურებით. თანამედროვე სტრუქტურაში განსახილველი აპტური ნალექები განლაგებულია ამიერკავკასიის მთათაშუა არეში (ოკრიბა-ხრეთისა და ძირულის ქვეზონებში) და მისი მომიჯნავე გაგრა-ჯავის გეოტექტონიკური ზონის ამზარა-მუხურის კიდური დისლოკაციების ქვეზონაში (Гамკრელიძე, 2000). უნდა აღინიშნოს, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე არსებული ცარცული ასაკის ფლიშური ნალექები, აგრეთვე მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემის სინქრონული კარბონატული და ვულკანოგენური წარმონაქმნები, ნამარხი ფაუნის სიმწირის გამო დეტალური ბიოსტრატეგრაფიული დანაწილების და, შესაბამისად, სედიმენტური სექვენსების დათარიღების თუ კორელაციის თვალსაზრისით ნაკლებადაა ხელსაყრელი. რაც შეეხება სურ. 1 - ზე მითითებულ აპტურ ჭრილებს, ისინი ძირითადად წარმოდგენილია მარჩხი ზღვის ფაციესებით, შეიცავს მდიდარ მაკრო - და მიკროფაუნას და შედარებით კარგად არის დანაწილებული ბიოზონებად. სწორედ ამ ტერიტორიის ფარგლებში არის მოპოვებული ჩვენს მიერ ახალი ბიოსტრატეგრაფიულ-სედიმენტოლოგიური მონაცემები

შუააპტური<sup>3</sup> *Epicheloniceras subnodosocostatum*-ისა და *Protacanthoplites abichi*-ს ზონების შესახებ.

*Epicheloniceras subnodosocostatum*-ის ზონის ტრანსგრესია საქართველოს ტერიტორიაზე ზოგან კარგად არის გამოხატული. მაგალითად, სოფ. ტვიშის მიდამოების ბარემულ-აპტური ნალექების ჭრილში (მდებარეობს ოკრიბა-ხრეთის ტექტონიკურ ქვეზონაში) *Dufrenoyia furcata*-ს ზონის შესატყვისი ნალექები ჭრილიდან “ამოვარდნილია” და ქვედააპტური *Deshayesites deshaysi*-ს ზონის კირქვების ეროდირებულ ზედაპირზე სტრატეგრაფიული უთანხმოებით განლაგებულია ბრექჩია-კონგლომერატის შრე (0.2-0.3 მ), რომელიც წარმოადგენს *Subnodosocostatum*-ის ზონის სექვენსის ფუძეს. მართალია, აღმავალ ჭრილში კონტაქტი *Protacanthoplites abichi*-ს ზონასთან არ ჩანს, მაგრამ საყურადღებოა, რომ მომდევნო ზედააპტური *Acanthoplites nolani*-ს ზონა ასევე ტრანსგრესიულადაა განლაგებული *Protacanthoplites abichi*-ს ზონაზე.



სურ. 1. ზედაპირზე გაშიშვლებული ცარცული ნალექები საქართველოს ტერიტორიაზე (გამავეზულია) და განხილული ჭრილების ადგილმდებარეობა: კვაცხუთი (1), რიციული (2), ზნაკვა (3), ნიკორწმინდა (4), ბეთლევი (5), ტვიში (6), ყუმისთავი (7), გუმბრი (8), გოდოგანი (9), ღორეშა (10), ლაშისღელე (11), ღვერკი (12), მოლითი (13), ნებოძირი (14), წიფა (15).

აქვე შევნიშნავთ, რომ აღნიშნული ზონა საქართველოში ერთი სახეობა-ინდექსით (*Protacanthoplites abichi*) უნდა აღინიშნებოდეს, რადგან ადრეულ ნაშრომებში მითითებული მეორე სახეობა-ინდექსი (*Colombiceras tobleri*), როგორც ირკვევა, მრავალ ჭრილში ზედააპტურის ქვედა - *Epicheloniceras subnodosocostatum*-ის ზონაშიც გვხვდება.

<sup>3</sup> სტატიის ავტორები ემხრობიან აპტური სართულის სამად (ქვედა, შუა და ზედა) დანაწილების სქემას.



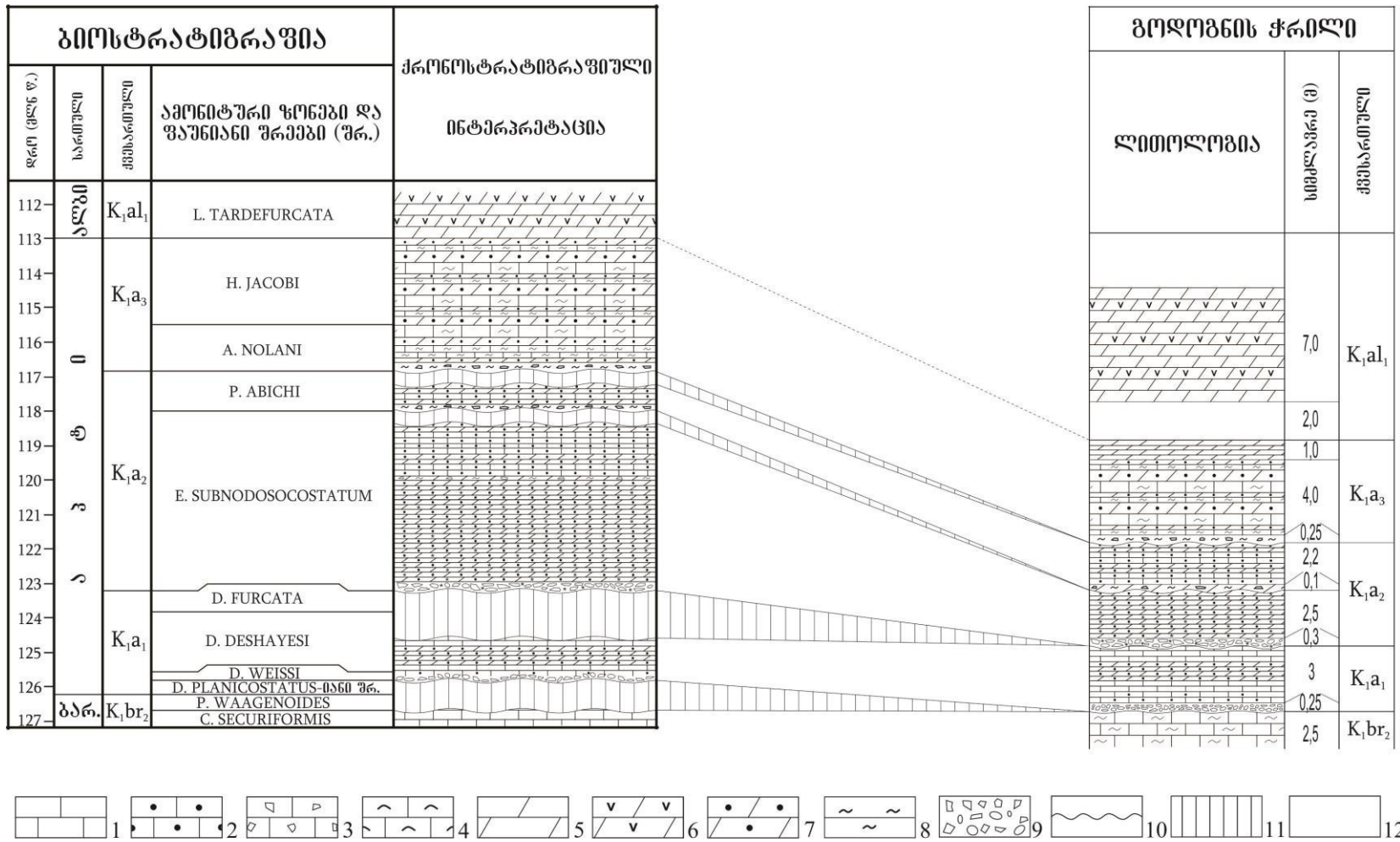
სოფ. გოდოგნის მიდამოებში (სურ. 2), რომელიც ასევე ოკრიბა-ხრეთის ტექტონიკურ ქვეზონაში მდებარეობს, ქვედააპტური Deshayesi-ს ზონის თიხიანი კირქვებისა და სუსტად ქვიშიანი გლაუკონიტიანი მერგელების დასტის (3 მ) გადარეცხილ, უსწორ-მასწორო ზედაპირზე დევს 0.3 მ სიმძლავრის ბრექჩია-კონგლომერატის შრე (შიგ არის ბელემნიტების, ორსაგდულიანების და ამონიტების არაორიენტირებული ფრაგმენტები), რომელიც Subnodosocostatum-ის ზონის თხელშრეებრივი, ქვიშიან-გლაუკონიტიანი მერგელების დასტის (2.5 მ) ფუძეს წარმოადგენს.

საყურადღებოა, რომ მომდევნო Abichi-ს ზონის თიხიანი მერგელებით და კირქვებით წარმოდგენილი დასტის ფუძეც (0.1 მ) ბრექჩიული იერთო ხასიათდება. ამასთან, აღმავალ ჭრილში გვიანაპტური Nolani-ს ზონის ფაუნის შემცველი მერგელების და ქვიშიან-გლაუკონიტიანი მერგელების დასტა (5 მ), 0.25 მ-ს სისქის ბრექჩიული შრით ფუძეში, განლაგებულია Abichi-ს ზონაზე. აღსანიშნავია, რომ ძირულის მასივის პერიფერიების ზოგიერთ ჭრილში ასევე კარგად ფიქსირდება Subnodosocostatum-ის ზონის სტრატეგრაფიული უთანხმო განლაგება ქვედააპტურ წარმონაქმნებზე. მაგალითად, ღორემა-ხარაგაულის სინკლინში, მდ. ლაშისდელის ხეობაში ქვედააპტურ Furcata-ს ზონაზე რეცხვის ნიშნებით განლაგებულია Subnodosocostatum-ის ზონა (Kakabadze M., Kakabadze I., Sharikadze, 2013).

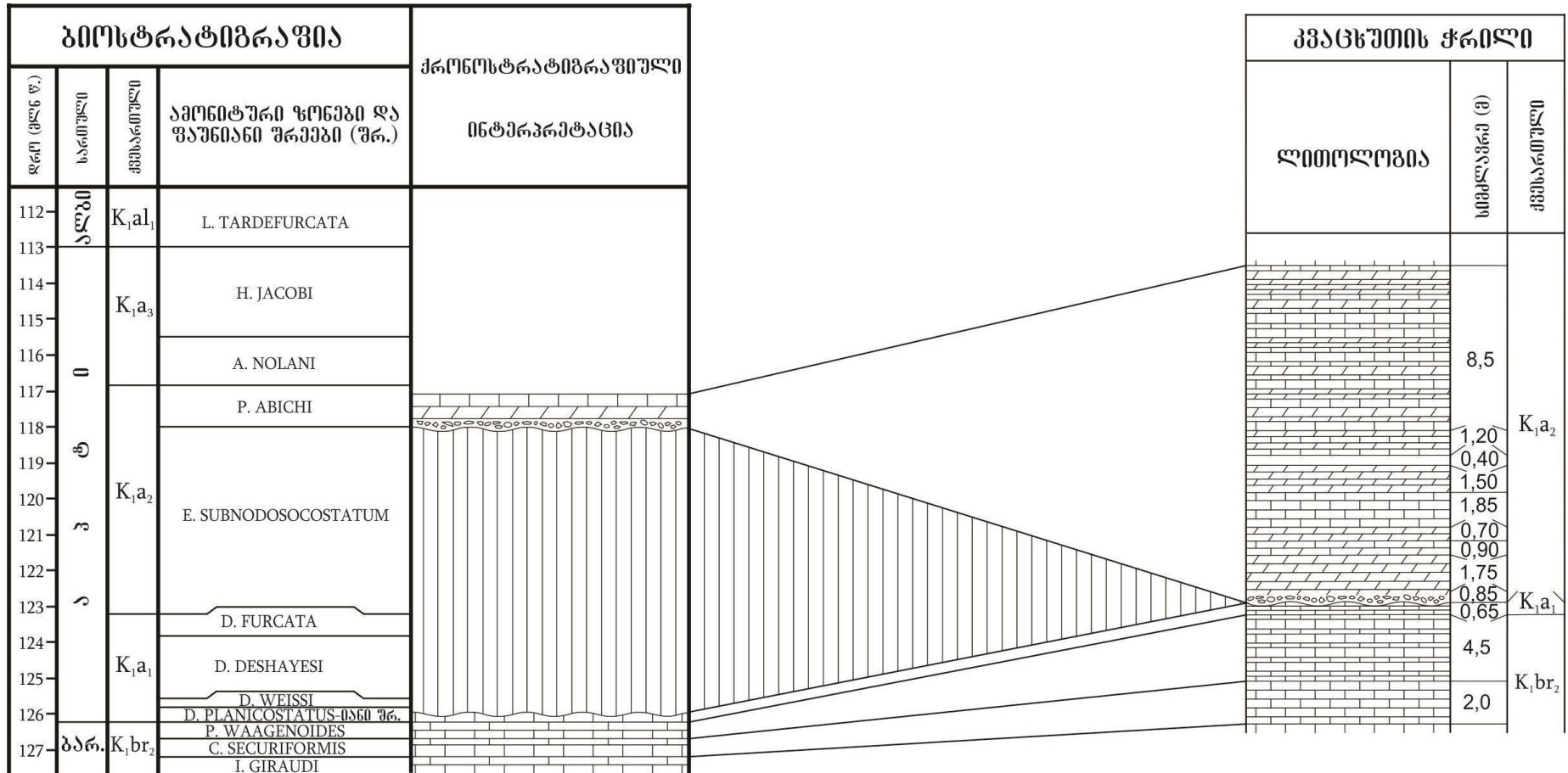
გარდა ამისა, სოფლების - ნებოძირისა და წიფის მიდამოებში, Subnodosocostatum-ის ზონის მერგელოვანი გლაუკონიტიანი ქვიშაქვები, კონგლომერატით ფუძეში (0,1-0,2მ), უთანხმოდ არის განლაგებული ქვედა აპტის (სავარაუდოდ, Deshayesi-ს ზონის) ქვიშიან და ბრექჩიულ კირქვებზე. რაც შეეხება საკუთრივ Subnodosocostatum-ისა და Abichi-ს ზონებს შორის სტრატეგრაფიული უთანხმოების არსებობას, საყურადღებოა სოფლების - ღვერკის, უჩამეთისა და მდ. ლაშისდელის ჭრილები, სადაც ამ ზონებს შორის შეიმჩნევა ქვიშიან-გლაუკონიტიანი შრეები, ქვემდებარე ქანების დამუშავებული კენჭებით. თუმცა ამ საკითხის დეტალური შესწავლისთვის დამატებითი მასალის მოძიებაა საჭირო.

ჩვენს მიერ ახალი მასალა მოპოვებულია რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთის აღმოსავლურ ზოლში, სოფ. კვაცხუთის მიდამოებში (სურ. 3), რომელიც მიეკუთვნება გაგრა-ჯავის ზონის ამზარა-მუხურის კიდური დისლოკაციების ქვეზონას.

როგორც ცნობილია, ა. ჯანელიძის (Джанелидзе, 1940), მ. ერისთავის (Эристави, 1952,1964) და ე. გამყრელიძის (1966) მიერ სოფლებს - წესსა და კვაცხუთს შორის, მდ. რიონის ხეობაში (ხიდიკრის ჭრილში) გამოყოფილი იყო ქვედა ცარცის ყველა სართული. მოგვიანებით, ი. კვანტალიანისა და ნ. კვახაძის (Кванталиანი, Квахадзе, 1971) კვლევის მიხედვით, სოფ. კვაცხუთის (ხიდიკრის) ჭრილში საერთოდ გამოირიცხა აპტურ-ალბური ნალექების არსებობა და აღინიშნა სენომანურის ტრანსგრესიული განლაგება ზედაბარემულ ნალექებზე. საყურადღებოა, რომ ეს მონაცემები გათვალისწინებული იქნა მსხვილმასშტაბიანი გეოლოგიური აგეგმვის დროს და შედეგად, ამ რეგიონის მომცველი 1:50000 მასშტაბის გეოლოგიურ რუკაზე (Гегუჩაძე и др.,1985), მდ. რიონის ხეობაში, ხიდიკრის ჭრილში, აპტურ-ალბური ნალექები საერთოდ არ არის დატანილი და სენომანური ტრანსგრესიულად დევს ზედაბარემულზე. აქვე წინასწარ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ჩვენი კვლევების საფუძველზე დამტკიცდა ა. ჯანელიძის, მ. ერისთავისა და ე. გამყრელიძის მონაცემების სისწორე ამ ჭრილში აპტური ნალექების



სურ. 2. სოფ. გოდოგნის მიდამოების აპტური ნალექების ბიო- და ქრონოსტრატოგრაფია. პირობითი ნიშნები: 1 - კირქვა; 2 - ქვიშიანი და/ან გლაუკონიტია-ნი კირქვა; 3 - ბრექჩიული კირქვა; 4 - გადოლომიტებული და/ან ბიოგენური კირქვა; 5 - მერგელი; 6 - ტუფომერგელი; 7 - ქვიშიანი და/ან გლაუკონიტია-ნი მერგელი; 8 - თიხა; 9 - ბრექჩია-კონგლომერატი; 10 - უთანხმოება; 11 - ქრონოსტრატოგრაფიული ხარვეზი; 12 - ხარვეზი გამომვლებაში.



სურ. 3. სოფ. კვაცხუთის მიდამოების შუააპტური ნალექების ბიო- და ქრონოსტრატოგრაფია (პირობითი ნიშნები იხ. მე-2 სურათზე).

არსებობის შესახებ. თუმცა, გამოირკვა, რომ აქ *Protacanthoplites abichi*-ს ზონა სტრატოგრაფიული უთანხმოებით, ტრანსგრესიულად ადევს ქვედაპატური *Deshayesites weissi*-ს ზონის სულ ქვედა დონის შესატყვის კირქვებს.

რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში, სოფ. კვაცხუთის აღმოსავლეთ ნაწილში, მდ. რიონის მარჯვენა ნაპირზე, ზედაბარემული *Imerites giraudi*-ს ზონის შესატყვისი საშუალომრეებრივი კირქვების თავზე დასტების შემდეგი თანამიმდევრობა გაიდევნება:

- K<sub>1</sub>br<sub>2</sub> 1. საშუალო-და თხელმრეებრივი მკვრივი კირქვები. დასტის ქვედა ნაწილში აღმოჩნდა - *Colchidites shaoriensis* Djan., *Paraimerites katsharavai* (Rouch.), *Heteroceras (Argvethites) sp.* ..... 2.0 მ
2. მსგავსი ქანები. დასტის ზედა დონიდან განისაზღვრა ბელემნიტი - *Duvalia cf. grasiana* (Duval-Jouve) ..... 4.40 მ
- K<sub>1</sub>a<sub>1</sub><sup>1</sup> 3. მსგავსი ქანები. სავარაუდოდ, ამ დონიდან არის მითითებული (Adamia et al., 1988) – *Pseudocrioceras abichi* (Bac., Sim.) და *Deshayesites sp.* ..... 0.65 მ
- K<sub>1</sub>a<sub>2</sub><sup>2</sup> 4. მესამე დასტის ეროდირებულ „ჯიბეებიან“ ზედაპირზე განლაგებულია ნაცრისფერი, ზოგან ჟანგისფერი კარბონატული ბრეჩიული ქანები, ფაუნის არაორიენტირებული ფრაგმენტებით (ბელემნიტები, ბრაქიოპოდები, ამონიტები) ..... 0.20-0.35 მ
5. ღია ნაცრისფერი მერგელები ..... 1.75 მ
6. ღია ნაცრისფერი მკვრივი მერგელოვანი კირქვები, მდიდარი ფაუნით (ამონიტები, ბელემნიტები, ბრაქიოპოდები) – *Colombiceras tobleri tobleri* (Jac. et Tobl.), *C. subtoleri* (Kasan.), *Protacanthoplites aff. quadratus* (Kasan.), *Neohibolites sp.* ..... 0.90 მ
7. ღია ნაცრისფერი მკვრივი კირქვები და მერგელები - *Colombiceras sp.*, *Mesohibolites cf. ekimbontchevi* St.-Verg., *Neohibolites cf. montanus* Ali-Zade ..... 0.70 მ
8. ღია ნაცრისფერი მკვრივი კირქვები - *Colombiceras cf. discoidalis* (Sinz.), *Neohibolites cf. montanus* Ali-Zade. .... 1.15 მ
9. კირქვები და მერგელები; ქვედა შრეში აღებულია *Acanthohoplites sp. ind.*, ხოლო ზედაში - *Colombiceras cf. subpeltocerooides* (Sinz.), *Neohibolites inflexus inflexus* Stoll. .... 1.25 მ
10. მერგელები - *Protacanthoplites aff. abichi* (Anth.), *P. cf. monilis* Tovb., *Colombiceras cf. subpeltocerooides* (Sinz.), *Colombiceras sp.*, ?*Epicheloniceras sp.*, *Neohibolites inflexus angelanica* Ali-Zade. .... 0.25 მ

11. ხარვეზი გამიშვლებაში. . . . . 0.40 მ
12. მუქი ნაცრისფერი და მოლურჯო თხელი (0.3-0.4 სმ) და მიკროშრეებრივი (0.1 სმ) თიხების დასტა პირიტის კონკრეციების ჩანართებით - *Neohibolites inflexus angelanica* Ali-Zade. . . . . 0.45 მ
13. მერგელოვანი კირქვის შრე . . . . . 0.23 მ
14. მე-12 დასტის მსგავსი ქანები - *Neohibolites cf. aptiensis* Kil. . . . . 0.55 მ
15. თხელი და საშუალოშრეებრივი მკვრივი კირქვები, დაფიქლებული თხელშრეებრივი მეგელოვანი კირქვების შუაშრეებით. . . . . 1.0 მ
16. მსგავსი ქანები. . . . . 1.5 მ
17. მსგავსი ქანები, ჭარბობს თხელშრეებრივი მერგელების შუაშრეები . . 2,5 მ
19. მსგავსი დასტა . . . . . 3.5 მ

პირველი დასტა ზედაბარემული *Colchidites securiformis*-ის ზონის სახელმძღვანელო ფაუნას შეიცავს. მე-2 დასტიდან განსაზღვრული *Duvalia cf. grasiانا* (Duval-Jouve) გავრცელებულია ზედაბარემულ-ქვედააპტურის ინტერვალში. ამასთან, სტრატოგრაფიული მდებარეობით ეს დასტა ზედაბარემულის ზედა, *Pseudocrioceras waagenoides*-ის ზონას უნდა შეესატყვისებოდეს. მე-3 დასტა, სავარაუდოდ, ქვედააპტური *Weissi*-ს ზონის სულ ქვედა დონეს შეესაბამება. მე-4 დასტა წარმოადგენს ტრანსგრესიული შუააპტურის ფუძეს, რომლის მომყოლი, მერგელებით წარმოდგენილი მე-5 დასტიდან (სიმძლ. 1.75 მ) ფაუნა არ არის განსაზღვრული, ხოლო მე-6 დასტაში *Protacanthoplites abichi*-ს ზონის დამახასიათებელი ამონტებია. მომდევნო მე-7-14 დასტები, ამონიტებისა და ბელემნიტების საფუძველზე, ამავე ზონას მიეკუთვნება. რაც შეეხება მე-15-18 დასტებს, სახელმძღვანელო ნამარხების არარსებობის გამო, მათი ასაკი ვერ დგინდება. ამრიგად, კვაცხუთის ჭრილში „ამოვარდნილია“ შუააპტურის ქვედა *Subnodosocostatum*-ის ზონა, ქვედააპტური *Furcata*-ს და *Deshayesi*-ს ზონები და *Weissi*-ს ზონის დიდი ნაწილი.

მეტ-ნაკლებად მსგავსი სურათია გამოვლენილი აგრეთვე სოფლების - გუმბრისა და ყუმისთავის ჭრილებში, სადაც *Abichi*-ს ზონის კირქვები, ბრექჩია-კონგლომერატებით ფუძეში, განლაგებულია ქვედააპტური *Deshayesi*-ს ზონის კირქვების ეროდირებულ ზედაპირზე. ორივე ჭრილში სტრატოგრაფიული ხარვეზი მოიცავს *Furcata*-სა და *Subnodosocostatum*-ის ზონებს. რაც შეეხება ძირულის მასივის პერიფერიას (Шарикадзе, 2015), ღორემა-ხარაგაულის სინკლინში, კერძოდ, სოფ. მარელისის მიდამოებსა და მდ. ვახანისწყლის ხეობაში *Abichi*-ს ზონა უთანხმოდ არის განლაგებული ზედაბარემულის ზოოგენურ კირქვებზე, ზოგან კი ქვედააპტურის ქვიშიან კირქვებზე.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ სოფ. კვაცხუთიდან სამხრეთით მდებარე სოფ. ბეთლევის (Шарикадзе, 2015) და სოფ. ზნაკვის (И. Какабадзе, 2006) ჭრილები, რომლებიც ოკრიბა-ხრეთის ტექტონიკურ ზონას მეკუთვნება, აპტურში შელფის შედარებით ღრმა უბნებს წარმოადგენდა. შესაბამისად, გადასვლა აქ ქვედააპტურიდან შუააპტურში

თანხმობითა. ასეთივე სურათია ძირულის მასივის ზოგიერთ (სოფ. ღორეშა, მდ. ყორნება) ჭრილშიც. Abichi-ს ზონის ზედა ნაწილი, როგორც ირკვევა, რეგრესიულია, რაზეც მიუთითებს, მაგალითად, ტვიშის და ზნაკვის ჭრილებში, ამ ზონის ზედა დონეზე, მერგელების სიჭარბე და *Aucellina*-ების გამოჩენა.

საქართველოს ტერიტორიაზე აპტურში გამოვლენილი სექვენსები მეტ-ნაკლები სიცხადით გაიდევნება კავკასიის ზოგიერთ რეგიონში, სადაც დეტალური ბიო- და ლითოსტრატოგრაფიული კვლევები გეოლოგთა სხვადასხვა თაობის მიერაა ჩატარებული {Ренгартен (1951, 1959, 1961), Луппов (1952), Халилов (1959), Эристави (1960), Мордвилко (1960, 1962), Друщиц, Михайлова (1966), Егоян (1977), Какабадзе, Кванталиანი, Шарикадзе (1978), Какабадзе (1981), Кванталиანი, Шарикадзе, Какабадзе (1982), Халилов, Али-Заде А. (1988), Богданова и др. (1989), Какабадзе, Кванталиანი (1991), Шарикадзе (1992), Снежко и др. (2011), Шарикадзе (2015), Bogdanova, Mikhailova (2016) და სხვ.}. კერძოდ, დადგენილია, რომ ქვედააპტური, რომელიც მოიცავს Weissi-Furcata-ს ზონების ინტერვალს, როგორც საქართველოს ზოგიერთ ჭრილში (ლობჯანიძე, 1972), ტრანსგრესიული ფუძით ფიქსირდება ჩრდილო კავკასიის (მდინარეების - ხოკოდის, ფარსის, პატარა ზელენჩუკის, ბელაია-რეჩკას და ასას ჭრილები) ტერიტორიაზე. მომდევნო, შუააპტური Subnodosocostatum-ის ზონის ტრანსგრესიული განლაგება ქვედააპტურზე ან უფრო ძველ ნალექებზე კარგად არის გამოხატული ჩრდილო კავკასიაში (მდინარეების - ხოკოდის, ფარსის, გუბსის, შედოკის, დიდი ლაბის ჭრილები), ინგუშეთში (მდ. კამბილეევკა), დაღესტანში (სოფლები - დანდუ, ტლიარატა, ლევაში, ხაჯალმახი), სომხეთში (კაფანში) და აზერბაიჯანში (კაფანის ანტიკლინის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში).

საყურადღებოა, რომ დაღესტანში (სოფ. აკუშის ჭრილში) Subnodosocostatum-ის ზონაზე თანხმობითაა განლაგებული Melchioris-ის ზონის კონკრეციებიანი ქვიშაქვების ჰორიზონტი (7 მ), რომლის გადარეცხილ ზედაპირზე, ბრექჩია-კომგლომეატით ფუძეში, უთანხმოდ დევს ამ უკანასკნელი ზონის 40 მ სიმძლავრის თიხიან-ქვიშიანი დასტა (Шарикадзе, 2015). მომდევნო ზედააპტური სექვენსი, რომელიც მოიცავს Nolani-სა და Jacobi-ს ზონებს, ტრანსგრესიული ფუძით ხასიათდება და კარგად გამოიყოფა დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთ ჭრილში. მაგალითად, ოკრიბა-ხრეთის ქვეზონის ფარგლებში, სოფლების - გორდის და ძეძილეთის ჭრილებში, Nolani-ს ზონის მერგელები, ბრექჩია-კონგლომერატის შრით ფუძეში, განლაგებულია Deshayesi-ს ზონაზე (Девдариანი и др., 1975), ხოლო სოფ. ტვიშის ჭრილში Nolani-ს ზონა, ასევე, ბრექჩია-კონგლომერატით ფუძეში, დევს Abichi-ს ზონის კირქვებზე (Кванталиანი, Назаришвили, 1975; Adamia et al., 1988).

სუსტი რეცხვის ნიშნები ამ დონეზე დაფიქსირებულია აგრეთვე სოფლების - გოდოგნის, ზნაკვის და ნიკორწმინდის მიდამოებში, ხოლო ზოგ ჭრილში (სოფლები - ბეთლევი, ალპანა და სხვ.), სადაც აპტური შეღვის შედარებით ღრმაზღვიური ფაციესებით არის წარმოდგენილი, Abichi-სა და Nolani-ს ზონებს შორის საზღვარი თანხმობითაა. აღნიშნული სექვენსის რეგრესიული ქვეციკლი Jacobi-ს ქრონის მეორე ნახევარში დაიწყო. ამაზე მიუთითებს, მაგალითად, სოფლების - ნიკორწმინდის და ტვიშის ჭრილებში Jacobi-ს ზონის ზედა ნაწილში თავდაპირველად მერგელოვანი კირქვებისა და მერგელების, ხოლო შემდეგ გლაუკონიტის კირქვების გამოჩენა, რომლებშიც დიდი

ღრღ (მლნ წ.)	სისტემა	სუბსტა	სართული	აღონიტური ზონები (ტაითისი)	ზღვის დონის ცვალებადობა (სექვენსების საზღვრები) ← სეკლემისკან      ზღვისკან →	ღრღ (მლნ წ.)	ს ა ქ ა რ თ ვ ე ლ ო		
							აღონიტური ზონები და ფაუნისანი შრეები (შრ)	სექვენსების საზღვრები	
112	ი დ ე ს რ ე ს ა ც	ა ე დ ე ა	აღბური	L. TARDEFURCATA	KAl <sub>1</sub> — 111.4	112	L. TARDEFURCATA	IV	
113				113.0	H. JACOBI	KAp <sub>7</sub> — 113.3	113		H. JACOBI
114					KAp <sub>6</sub> — 115.1	114	A. NOLANI		
115				A. NOLANI	KAp <sub>5</sub> — 116.4	115	P. ABICHI		
116						116		III	
117				P. MELCHIORIS	KAp <sub>4</sub> — 118.2	117	E. SUBNODOSOCOSTATUM		
118				აბტური	E. MARTINIOIDES	KAp <sub>3</sub> — 121.3	118		II
119							119		
120						KAp <sub>2</sub> — 123.0	120	D. FURCATA	
121					D. FURCATA		121	D. DESHAYESI	
122					D. DESHAYESI		122	D. WEISSI	
123					D. FORBESI	KAp <sub>1</sub> — 125.6	123	D. PLANICOSTATUS-თან შრ.	
124			D. OGLANLENSIS	KBa <sub>5</sub> — 126.4	124	P. WAAGENOIDES			
125		ბარემული	I. GIRAUDI		125	C. SECURIFORMIS			
126					126	I. GIRAUDI			
127					127				

სურ. 4. საქართველოს აბტურში გამოვლენილი სექვენსების გლობალური სქემის (Haq, 2014) აბტურ სექვენსებთან კორელაცია.



რაოდენობითაა გვარ *Aucellina*-ს წარმომადგენლები (Котетишвили, 1998, Кванталиანი и др., 2005). როგორც ირკვევა, რეგრესია ამ რეგიონში მცირე ხნით გაგრძელდა ადრე-ალბური - *Tardefurcata*-ს ქრონის დასაწყისშიც. შესაბამისად, მთელი *Nolani-Jacobi*-ს ინტერვალი და, შესაძლოა, *Tardefurcata*-ს ზონის ქვედა ნაწილიც წარმოადგენს ერთ სექვენსს. საყურადღებოა, რომ *Nolani*-ს ზონის ტრანსგრესია დადგენილია საქართველოს მოსაზღვრე კავკასიის მრავალ რეგიონში (ჩრდილო კავკასია, დაღესტანი, სომხეთი, აზერბაიჯანი).

საქართველოს აპტურში გამოვლენილი სექვენსების კორელაციამ გლობალური სქემის (Haq, 2014) მესამე რიგის ევსტაზიურ აპტურ სექვენსებთან გვიჩვენა, რომ ბ. ჰაქის სქემის მიხედვით აპტურის ინტერვალში შვიდი ევსტაზიური ციკლი (შესაბამისად, შვიდი მესამე რიგის სექვენსი) არის გამოყოფილი, რომელთაგან ორი მოიცავს მთელ ქვედა-აპტურს (*Oglanlensis-Forbesi*-ს და *Deshayesi-Furcata*-ს ინტერვალებს), ორი ციკლი დადგენილია *Martinoides*-ის, ხოლო ერთი - *Melchioris*-ის ქრონში. *Nolani-Jacobi*-ს ინტერვალში კვლავ ორი მესამე რიგის ციკლია გამოყოფილი (სურ. 4).

რაც შეეხება საქართველოს, აქ დგინდება მხოლოდ ოთხი სექვენსი; კერძოდ, ქვედააპტურში - ერთი (მოიცავს *Weissi-Furcata*-ს ინტერვალს), ხოლო შუა და ზედა-აპტურში - სამი (შესაბამებია *Subnodosocostatum*-ის, *Abichi*-ს და *Nolani-Jacobi*-ს ინტერვალებს) სექვენსი გამოიყოფა.

ამრიგად, ბ. ჰაქის სქემისგან განსხვავებით, საქართველოს ჭრილებში არ შეიმჩნევა სტრატეგრაფიული უთანხმოებები როგორც უშუალოდ ქვედააპტურ ზონებს შორის, ისე საკუთრივ *Subnodosocostatum*-ის ზონის ფარგლებში და *Nolani*-სა და *Jacobi*-ს ზონებს შორის. აღნიშნული კორელაციური შეუსაბამობა გვაფიქრებინებს, რომ აპტურის განმავლობაში, ევსტაზიის გარდა, რეგიონული ტექტონიკური მოძრაობები უდავოდ ახდენდა მნიშვნელოვან გავლენას საქართველოსა და კავკასიის ზოგიერთ რეგიონში სედიმენტური სექვენსებისა და სტრატეგრაფიული უთანხმოებების ჩამოყალიბებაზე.

## ლიტერატურა

- გამყრელიძე ე. (1966). რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთის აგებულება. საქ. მეცნ. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 7. თბილისი. „მეცნიერება“. 102 გვ.
- ლობჯანიძე გ. (1972). ძირულის მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიის მეზოზოური ნალექების სტრატეგრაფია. საქ. მეცნ. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 36. თბილისი. „მეცნიერება“. 88 გვ.
- ჯანელიძე ა. (1940). ქვედა ცარცის ამონიტებიანი ფაციესი რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში. სსრკ მეცნ. აკად. საქ. ფილ. მოამბე. ტ. 1. №10. გვ. 127-131.
- Adamia Sh.A. et al., (1988). Guide-book of field trips in Georgia. Project 262 IGCP-UNESCO. Tbilisi. 56 p.
- Bogdanova T.N. & Mikhailova I.A. (2016). Middle Aptian Biostratigraphy and Ammonoids of the Northern Caucasus and Transcaucasia. Paleontological Journal. Pleiades Publishing Ltd. Vol. 50. No. 8. P. 725-933.

- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of the sea-level change. In: *Wigus C.K. et al. C. G. S. C. Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. Vol. 42. P. 71-108.*
- Haq B.U. (2014). Cretaceous eustasy revised. *Global and Planetary Change. N 113. P. 44-58.*
- Hardenbol et al. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *SEPM Special Publication. N 60. 783 p.*
- Kakabadze I. & King D.T. (2004). New data on Lower Cretaceous (Hauterivian–Aptian) sequence stratigraphy within the Western Georgia (Caucasus). *Geol. Soc. of America. Annual Meeting & Exploration. Abstracts. Denver. P.74.*
- Kakabadze M.V. & Kakabadze I.M. (2012). Biostratigraphy and interrelationship of the Lower and Middle Aptian (Cretaceous) sedimentary sequences in Georgia and adjacent regions of the Caucasus. *Revue de Paléobiologie. Genève. Vol. spéc. 11. P. 103-111.*
- Kakabadze M., Kakabadze I. & Sharikadze M. (2013). Stratigraphical Correlation of the Barremian–Aptian Sedimentary Sequences of the Okriba–Khreiti and Dzirula Tectonic Subzones (Georgia). *Bull. Georgian Nat. Acad. of Sci. V. 7. N 2. P. 113-124.*
- Богданова Т.Н., Егоян В.Л., Какабадзе М.В., Котетишвили Э.В., Михайлова И.А., Прозоровский В.А., Савельев А.А., Сахаров А.С., Шульгина Н.И. (1989). Зоны меловой системы в СССР. Нижний отдел. Ленинград. „Наука“. 240 с.
- Гамкредидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. *Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 115. С. 204-208.*
- Гегучадзе Ш.Х. и др. (1985). Геологическая карта Грузинской ССР. Л-38-51-А. Масштаб 1:50000. Ленинград. ВСЕГЕИ.
- Девдариани Е.И., Какабадзе М.В., Квахадзе Н.Н., Котетишвили Э.В. (1975). О наличии перерывов в барремских и аптских отложениях юго-восточного обрамления Окрибы. *Сообщ. АН ГССР. Т. 79 № 2. С. 373-376.*
- Друщиц В.В., Михайлова И.А (1966). Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М. 190 с.
- Егоян В.Л. (1977). Ярусная шкала нижнего мела и нижнемеловые отложения западной части Северного Кавказа. Автореферат докт. дис. Л. 86 с.
- Какабадзе И.М. (2000). О границах верхнебарремско-нижнеаптского секвенса (Западная Грузия). *Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 115. 2000. С. 48-57.*
- Какабадзе И.М. (2006). Биостратиграфия, секвенс-стратиграфия и аммониты готеривско-аптских отложений среднего течения р. Риони (Грузия). Автореферат кандидатской диссертации. Изд-во “Технический Университет“. Тбилиси. 24 с.
- Какабадзе М.В., Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З. (1978). К стратиграфии нижнего апта и смежных отложений Центрального Дагестана. *Сообщ. АН ГССР. Т. 92. N 2. С.121-124.*
- Какабадзе М.В. (1981). Анцилоцератида Юга СССР и их стратиграфическое значение. *Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 71. 197с.*

- Какабадзе М.В., Кванталиани И.В. (1991). К стратиграфии нижнемеловых (баррем, апт) отложений бассейна р. Камбилеевка. В кн: Геологическое строение Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа. Тбилиси. Изд-во "Мецниереба". С.22-24.
- Кванталиани И.В., Квахадзе Н.Н. (1971). О взаимоотношении ниже-и верхнемеловых отложений Северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали. Сообщ. АН ГССР. Т.16. N 3. С.633-536.
- Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З. (1978). О стратиграфическом распространении некоторых средне- и позднеаптских аммонитов на Северо-Западном Кавказе. Сообщ. АН ГССР. Т. 91. N 2. С. 369-372.
- Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З., Какабадзе М.В. (1982). О клансее окрестностей с. Давид-Бек (Армянская часть Малого Кавказа). Тр. ГПИ им. В.И. Ленина, N 3. С. 50-52.
- Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З., Цирекидзе Л.Р. (1982). Аптский ярус. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 120. С. 24-40.
- Кванталиани И.В., Назаришвили Т.Ю. (1975). О неизвестных нижнемеловых белемнитидях Грузии. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып. 47. С. 132-153.
- Луппов Н.П. (1952). Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. Тр. ВНИГРИ. Нов. Сер. Вып. 65. 270 с.
- Котетишвили Э.В. (1998). Нижнемеловые платформенные карбонаты Грузии. Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С. 37-50.
- Кудрявцев И.В. (1960). Нижнемеловые отложения восточной части Северного Кавказа. В кн.: Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма (ред. Друщиц и Кудрявцев). Москва. С. 12-14.
- Мордвилко Т. А. (1960). Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. М.-Л. Изд-во АН СССР. Т. 1. 239 с.
- Мордвилко Т. А. (1962). Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья. М.-Л. Изд-во АН СССР. Т. 2. 295 с.
- Ренгартен В.П. (1951). Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Большого Кавказа. Сборник памяти А.П. Архангельского. М. С. 36-64.
- Ренгартен В.П. (1959). Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР.Т. 6. 540 с.
- Ренгартен В.П. (1961). Опорные разрезы нижнемеловых отложений Дагестана. М.-Л. 89с.
- Снежко В.А., Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Снежко В.В. (2011). Стратиграфия нижнемеловых отложений Дагестана (Северный Кавказ). Региональная геология и металлогения. N 45. С. 29-41.
- Халилов А. Г. (1959). Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Баку. 295 с.
- Халилов А.Г., Али-Заде Ак.А. (1986). Пояснительная записка к стратиграфической схеме нижнего мела Большого Кавказа (Азербайджанская часть). Схема стратиграфии меловых отложений Азербайджана. Баку. С. 6-17.
- Шарикадзе М.З. (1974). О взаимоотношении барремских и аптских отложений в Молитской синклинали. Научные труды Грузинского политехнического института им. В.И. Ленина. N 4 (168). С. 20-24.

- Шарикадзе М.З. (1975). Стригифия и аммониты нижнего мела южной периферии Дзирульского массива. Автореферат кандидатской диссертации. Тбилиси.
- Шарикадзе М.З. (1992). Аптские аммониты Кавказа. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси. 41 с.
- Шарикадзе М.З. (2015). Аптские аммониты Кавказа. Изд-во “Универсал“. Тбилиси. 320с.
- Эристави М.С. (1952). Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. ГИН АН ГССР. Сер. Геол. Т. VI (XI). С. 137-210.
- Эристави М.С. (1960). Нижний мел Кавказа и Крыма. Тр. ГИН АН ГССР. Монография 10. Тбилиси. 150 с.
- Эристави М.С. (1964). Нижний мел. Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. Москва. Изд. Недра. С.112-141.

UDC.551.3.051(479.22)+551.263.23 (479.22)

**კატასტროფული მოვლენები და მათთან დაკავშირებული დანალექი წარმონაქმნები**

**ფ. მაისაძე**

*თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

**კატასტროფული მოვლენები და მათთან დაკავშირებული დანალექი წარმონაქმნები.** ფ.მაისაძე. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. ბუნებაში არსებული კატასტროფული მოვლენებიდან (გეოლოგიური, კოსმოსური, ტექნოლოგიური) სტატიაში ძირითადად განხილულია გეოლოგიურ კატასტროფულ მოვლენებთან დაკავშირებული წარმონაქმნები (მოვლენათა ნალექები) და სტრუქტურულად მათი მსგავსი ნორმულ-დანალექი ქანები. მოვლენათა ნალექები (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში) თავისი ტექსტურული, სტრუქტურული, გენეტიკური ნიშნებით და უშუალო კავშირით კატასტროფულ მოვლენებთან, მკვეთრად განსხვავდება ნორმულ-დანალექი ქანებისგან, რამაც განაპირობა მათი დამოუკიდებელ ჯგუფად გამოყოფა.

**Catastrophic Events and the Related Sedimentary Formations.** F. Maisadze. *Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU*. From the catastrophic events existing in the nature (geological, cosmic, technological) the paper deals mainly with the formations related to geological catastrophic events (event deposits) and structurally similar to them normally stratified sedimentary rocks. Event deposits (olistostromes, a wild flysch) by their textural, structural, genetic character and direct relation to catastrophic events sharply differ from normally stratified sedimentary rocks that conditioned their selection as an independent group.

**Катастрофические явления и связанные с ними осадочные образования.** Ф.Майсадзе. *Институт Геологии им. Ал. Джанелидзе, ТГУ*. Из существующих в природе катастрофи-

ческих явлений (геологические, космические, технологические) в статье рассмотрены преимущественно образования, связанные с геологическими катастрофическими явлениями (событийные отложения) и структурно схожие с ними нормально-осадочные отложения. Событийные отложения (олистостромы, дикий флиш) по своим текстурным, структурным, генетическим признакам и их непосредственной связью с катастрофическими явлениями, резко отличаются от нормально-осадочных отложений, что и обусловило их выделение в самостоятельную группу пород.

### **Extended Abstract**

From the catastrophic events existing in the nature (geological, cosmic, technological) the paper deals mainly with the formations related to geological catastrophic events (event deposits) and structurally similar to them normally stratified sedimentary rocks. Formations induced by cosmic phenomena (seismites) also are partially considered in the paper.

In the genetically differing deposits structurally and texturally similar rocks are present. Cyclites are good example for the above-mentioned. According to genetic characteristics three groups are distinguished in them: periodites, tempestites (storm deposits) and turbidites (deposits of suspension flows), among them periodites are normally stratified sedimentary rocks, tempestites and turbidites belong to event deposits as generation of the latter is conditioned by catastrophic events.

As it turned out similar event occurred in the chaotically built formations, where two groups of rocks – normally stratified sedimentary rocks (conglomerates, breccias, reef breccias, horizons with inclusions, etc.) and event deposits (olistostromes, a wild flysch) are present.

Normally stratified sedimentary rocks - breccias and conglomerates are genetically identical and they differ only in the extent of debris rolling. Olistostromes and a wild flysch are also genetically identical - the first one predominantly deposited in the epicontinental basins and the second one in the flysch basins.

Event deposits by their textural, structural, genetic character and direct relation to catastrophic events sharply differ from normally stratified sedimentary rocks that conditioned their selection as an independent group.

A good example of chaotically built event deposits are Upper Eocene olistostromes and a wild flysch spread in the Alpine folded belt (the Swiss and French Alps, Outer Dinarides, the Greater Caucasus fold system, etc.). In the Swiss Alps and Outer Dinarides the event deposits are represented by a wild flysch, and in the French Alps by olistostromes.

In the Greater Caucasus fold system Upper Eocene event deposits also are represented by olistostromes. Their main part is spread on the southern slope of the Greater Caucasus. Starting from the river Rioni canyon, they spread in the form of a narrow strip to the east along the frontal line of the thrust of flysch sediments of the Mestia-Tianeti zone. Due to this thrust, olistostromes partially and probably in some places entirely are covered tectonically by the Cretaceous-Paleogene flysch. In their turn, from the north they overthrust the Gagra-Java zone autochthonous normally stratified sedimentary rocks of different age. It should be noted that with the help of the position of Upper Eocene olistostromes in the Patara Liakhvi river basin,



the presence of retro-nappes was first established in the fold system of the Greater Caucasus. Also for the first time, according to the genetic characteristics, the olistostromes and a wild flysch were attributed to the group of event deposits.

The above-mentioned olistostromes despite their intensive tectonic reworking and movement from North to South over a long distance (20-50km), give significant information on the paleogeography and tectonic, including catastrophic events that took place in the region in the second half of the Late Eocene during the Pyrenean folding stage.

As for the general issues of paleogeography and genesis of olistostromes and a wild flysch it can be said that for their origin, except for catastrophic events, the presence of dissected topography in the form of cordilleras and protrusions 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.

If we compare cyclical (tempestites, turbidites) and chaotic (olistostromes, wild flysch) event deposits, it may be concluded that genetically they are similar, though they differ sharply by structure and lithological composition. In both cases, the main factor of their origin is associated with the catastrophic events of different force and scale.

Upper Eocene chaotically built event deposits spread in different segments of the Alpine folded belt are synchronous formations showing that their origin should be associated with the same geological process. In particular, it is supposed to be a collision that created a fold-nappe structure of the Caucasus, which began at the end of the Late Eocene and reached its maximum in the Late Miocene, when the Arabian plate detached from Africa and started its northward movement.

In the paper the Middle Eocene olistostromes of the territory of Georgia, most of which are spread in the Achara-Trialeti zone also are briefly discussed. Their best exposures are observed in the environs of Tbilisi as "Tbilisi olistostromes" ("conglomerates of entangled bedding"). By structure and origin they represent submarine landslide deposits. To our mind, the main factor of their appearance is connected with the catastrophic events that attended the Trialetian (Ilirian) folding stage at the end of the Middle Eocene. Besides the above-mentioned olistostromes at different stratigraphic levels of Mesozoic-Cenozoic deposits of Georgia individual exposures of olistostromes are observed, among which Maastrichtian event deposits including a wild flysch (the Aleura River, village Chinta) deserve attention. As to the Upper Eocene wild flysch, it is poorly spread on the southern slope of the Greater Caucasus and occurs in the Ildokani suite as separate outcrops (the rivers Aleura, Mejuda, etc.).

Finally, it should be noted that event deposits are peculiar marker formations allowing the correlation of the tectonic and catastrophic processes within the Alpine folded belt as well as beyond its limits.

When classifying event deposits, one should take into account both the scale of their propagation and the strength of the catastrophic processes that caused them. From this viewpoint, Upper Eocene chaotically built deposits (olistostromes, a wild flysch) present in the Alpine folded belt is of higher rank than similar deposits of rhythmic structure (tempestites, turbidites).

დედამიწის განვითარების ხანგრძლივი ისტორიის მანძილზე, ადგილი ჰქონდა მრავალფეროვან გეოლოგიურ პროცესებს, მათ შორის - კატასტროფულ მოვლენებს, რომლებიც ბუნებაში სამი სახითაა გამოხატული: გეოლოგიური, კოსმოსური და ტექნოლოგიური.

მიუხედავად იმისა, რომ კატასტროფული პროცესები იშვიათ მოვლენათა რიგს მიეკუთვნება, მათი ნაწილი შესაძლებელია გლობალური ცვლილებების მიზეზიც ყოფილიყო (ფაუნის გლობალური ცვლილება, ოკეანის დონის ცვლილება და სხვ.). არსებობს აგრეთვე, ლოკალური კატასტროფული მოვლენებიც, რომლებიც ისე ფართოდაა გავრცელებული, რომ მათი კვალი თითქმის ყველა ჭრილში შეიძლება ინახოს.

ჩვენი კვლევის ინტერესს ძირითადად წარსულში მომხდარი გეოლოგიური კატასტროფული მოვლენები წარმოადგენს. მოკლედ შევხებით ასევე, კოსმოსური პროცესებით გამოწვეულ გავლენას ნალექების ხასიათზე. კერძოდ, შეიძლება გამოვყოთ მეტეორიტის დაცემის შედეგად წარმოიქმნილი სეისმური დარტყმები. მათ შეუძლია შეცვალოს გამკვრივების პროცესში მყოფი ნალექების ზედა ნაწილების აგებულება, რის შედეგადაც წარმოიქმნება ნალექების განსაკუთრებული ჯგუფი - „სეისმიტები“ (Seilasher, 1969).

მეტეორიტების დაცემის შედეგად წარმოქმნილმა ტალღებმა და რყევებმა აუზის ნებისმიერ სიღრმეზე შეიძლება გავლენა იქონიოს ნალექთდაგროვების ხასიათზე. შტორმული ტალღების მოქმედების ბაზისის ქვემოთ და ტურბიდიტული ნაკადების მოქმედების გარეთ, ეს ტალღები და რყევები შეიძლება გახდეს ტურბულენტური ნაკადების წარმოქმნის მთავარი მიზეზი. თუმცა, ზოგადად თუ შევაფასებთ ნალექების სედიმენტაციურ და ეკოლოგიურ მახასიათებლებზე მეტეორიტების გავლენას, აღმოჩნდება, რომ იგი უმნიშვნელოა.

ჩვენი ცოდნა სეისმიტების შესახებ ემყარება იმ მცირე მონაცემებს, რაც ცალკეულ ნალექებში არსებული უცნაური ჰორიზონტების შესწავლის შედეგად გვაქვს. კერძოდ, ცნობილია ხმელთაშუა ზღვაში გავრცელებული შერეული შრეები, რომლებიც ვულკან სანტორინოს ისტორიულისწინა პერიოდის ამოფრქვევის შედეგია. ასევე ვარაუდობენ, რომ ცარცულისა და პალეოგენურის საზღვარზე არსებული ირიდიუმის შრეც, შესაძლებელია, რომ მეტეორიტის დარტყმის შედეგს წარმოადგენდეს.

გასული საუკუნის მეორე ნახევარში გეოლოგიაში დამკვიდრდა ახალი ტერმინები, ისეთები როგორიცაა „მოვლენათა ნალექები“, „მოვლენათა სედიმენტაცია“, „მოვლენათა სტრატეგრაფია“ და სხვ.

როგორც ცნობილია, გეოლოგიური პროცესებით გამოწვეული კატასტროფული მოვლენები ბუნებაში გამოვლინდება მიწისძვრების, ვულკანური ამოფრქვევების, სელური და სიმღვრივის ნაკადების, წყალდიდობების, მეწყრული მოვლენების და სხვ. სახით. დანაღეპ აუზებში სწორედ ამ პროცესების შედეგად წარმოიქმნილი ნალექები, ისეთები როგორიცაა ნიჟარებით გაჯერებული კირქვები, კონდენსირებული შრეები, შტორმული ქვიშაქვები, ბრტყელნატეხოვანი კონგლომერატები, ტურბიდიტები და სხვ., თავისი წარმოშობით მეტ-ნაკლებად დაკავშირებულია კატასტროფულ მოვლენებთან და მიეკუთვნება „მოვლენათა ნალექებს“, რომელთა არსებობა პირველად ციკლური (რიტმული) აგებულების ნალექებში დადგინდა (Зейлахер, 1985., Ейнзеле, 1985).

ჩვენი კვლევის ძირითად საგანს დანალექი წარმოშობის მოვლენათა ნალექები წარმოადგენს. თავისი ტექსტურული, სტრუქტურული და გენეტიკური ნიშნებით ეს წარმონაქმნები მკვეთრად განსხვავდება ნორმალურად სტრატეფიცირებული დანალექი ქანებისგან, რაც მათი დამოუკიდებელ ჯგუფად გამოყოფის საფუძველი გახდა. მოვლენათა ნალექების წარმოშობის ერთ-ერთი მთავარი ფაქტორია კონსედიმენტაციური კატასტროფული მოვლენები, რომლებიც იმპულსურად მიმდინარეობდა დროის ხანმოკლე პერიოდებში.

ციკლური აგებულების ნალექები გამოყოფილი იქნა „ციკლიტების“ ან „ელემენტარული ციკლიტების“ სახელით, რომელშიც შედიოდა ტურბიდიტები, შტორმული ნალექები, კირქვიან-მერგელოვანი რიტმები, წყალდიდობის შედეგად წარმოქმნილი ნალექები და სხვ. გაირკვა, რომ გენეტიკურად განსხვავებულ წარმონაქმნებში შეიძლება არსებობდეს სტრუქტურულად და ტექსტურულად მსგავსი აგებულების ქანები. მას შემდეგ, რაც გ. ეინზელემ (Einzelle, 1985) მათი კლასიფიკაციისას გენეტიკური ნიშნები გაითვალისწინა, ციკლიტები სამ ჯგუფად დაიყო: „პერიოდიტებად“, „ტემპესტიტებად“ (შტორმული ნალექები) და „ტურბიდიტებად“ (სუსპენზიური ნაკადების ნალექები). ზოგი ავტორის მიერ ცალკე ჯგუფადაა გამოყოფილი აგრეთვე „ინუნდიტები“ (წყალდიდობის შედეგად წარმოქმნილი ნალექები). ამათგან, პერიოდიტები ნორმალურად სტრატეფიცირებულ დანალექ ქანებს წარმოადგენს, ხოლო ტემპესტიტები, ტურბიდიტები და ინუნდიტები – მოვლენათა ნალექებს მიეკუთვნება, რადგან მათი წარმოშობა აპერიოდულ და კატასტროფულ მოვლენებს უკავშირდება, კერძოდ – სიმღვრივის ნაკადებს, შტორმებს, მიწისძვრებს და ა.შ.

ამრიგად, პერიოდიტები, ტურბიდიტები და ტემპესტიტები ციკლური აგებულებით ხასიათდება და ციკლიტებს წარმოადგენს. იმისთვის, რომ ნებისმიერი ციკლური აგებულების მქონე ნალექები ზემოაღნიშნულ რომელიმე ჯგუფს მივაკუთვნოთ, საჭიროა მათი გენეზისის დადგენა, რაც ზოგჯერ გარკვეულ სიმძნელებთანაა დაკავშირებული.

პერიოდიტებისთვის დამახასიათებელია სედიმენტაციური პარამეტრების ნელი და პერიოდული ცვლილებები, აგრეთვე ბიოტურბაციები, დალექვის თავისებური სიჩქარეები და დროში ნალექდაგროვების უწყვეტობა. პერიოდიტებში რიტმული აგებულების დასტები შეიძლება წარმოიქმნას გარემო მოვლენების შეცვლისა და სედიმენტაციური პირობების პერიოდული, თანდათან ცვლილებების შედეგად. პერიოდიტების კარგ მაგალითს არატურბიდიტული წარმოშობის პელაგური და ჰემიპელაგური კირქვიან-მერგელოვანი რიტმები წარმოადგენს.

ტიპურ პერიოდიტებში სედიმენტაციის სიჩქარე, სტრუქტურა და ტექსტურა, ისევე როგორც ნალექების შემადგენლობა, შეიძლება თანდათან იცვლებოდეს ერთი ციკლის ფარგლებში, მაშინ როდესაც არატიპური პერიოდიტებისთვის დამახასიათებელია ჭრილიდან ცალკეული შრის ამოვარდნა. ორივე ტიპის პერიოდიტებში ადგილი აქვს ბიოტურბაციებს, რის გამოც ადგილობრივ ფაუნაში შესამჩნევი განსხვავება არ შეიმჩნევა. ცალკეული შრეების საგებ და სახურავ ნაწილებში აღნიშნება ორგანიზმების მოქმედების კვალი. აუზის ღრმა ნაწილების ნალექებში ფაუნა უკვე აღარ გვხვდება, რაც იქ ქანგბადის სიმცირით ან არარსებობით არის გამოწვეული.

შტორმული ნალექები (ტემპესტიტები), ტურბიდიტული ნალექები (ტურბიდიტები) და წყალდიდობის ნალექები (ინუნდიტები) მთელი რიგი საერთო ნიშნით ხასიათდება: 1) ცალკეული მოვლენის ფარგლებში ტურბულენტური პროცესების დასაწყისი, კულმინაცია და დასასრული ფიქსირდება დამახასიაებელი ეროზიული და სედიმენტაციური ტექსტურებით; 2) ადგილი აქვს ორგანული და არაორგანული დანალექი კომპონენტების გადანაწილებას ვერტიკალური (საგებიდან სახურავისკენ) და ჰორიზონტალური (ნაპირიდან ზღვის ღრმა ნაწილისკენ) მიმართულებებით; 3) ბენტოსური ორგანიზმებისთვის იცვლება ეკოლოგიური გარემო, რაც გამოიხატება ზღვის ფსკერზე ნალექების კონსისტენციის და მკვებავი ნივთიერების შეცვლით.

ტურბულენტური პროცესებისას, რომლებიც ძირითადად ტალღების ხარჯზე წარმოიქმნება, ერთ-ერთ საინტერესო მოვლენას „კონდენსირებული შრების“ დალექვა წარმოადგენს. ზოგადად, კონდენსაციის მოვლენას შეიძლება ადგილი ქონდეს ნებისმიერი ტურბულენტური პროცესის დროს, მაგრამ სედიმენტაციის მაღალი სიჩქარეებისას წარმოქმნილ ნალექებში კონდენსაცია ისე მკაფიოდ არაა გამოხატული, როგორც შტორმულ ნალექებში და ტურბიდიტულ ნაკადებში. მარჩხ ზღვაში ახლად დალექილი ფონური ნალექების უმეტესი ნაწილი ახალი შტორმის მიერ აუზის ღრმა ნაწილში გადაიტანებოდა. ამდენად, როცა ჩვენ დანალექი ქანების სრულ ჭრილს ვსწავლობთ, უნდა გვახსოვდეს, რომ ის მრავალი ეროზიისა და ნალექდაგროვების ეპიზოდების ერთობლიობის შედეგია. ამ ეპიზოდებს შორის ჩვენ შემოგვრჩა უფრო ძლიერი პროცესების კვალი, რომლებსაც თავის მხრივ წაშლილი აქვს სედიმენტაციის უფრო სუსტი ეპიზოდები.

ეკოლოგიური წარსულის აღსადგენად, ფაუნის კატასტროფული მოვლენების შედეგად გამოწვეულ გადაშენებას მეორეხარისხოვანი როლი ენიჭება, მაგრამ დიდი მნიშვნელობა აქვს ავტოქტონური ბიოცენოზის არსებობას, რომელიც პირველად მდგომარეობაში თხელი ზღვის ქვიშაქვების ქვედა ნაწილებშია განამარხებული და არ აქვს განცდილი წინასწარი ეროზია და ტრანსპორტირება. ეს საყურადღებოა იმიტომ, რომ მოვლენათა ნალექებში განამარხებული ორგანიზმების ნაშთები, ჩვეულებრივ, გადალექილ მდგომარეობაში იმყოფება.

გადალექვის აღნიშნულ მოდელს გარკვეული გადახვევებიც ახასიათებს. ასე მაგალითად, ყოველი ახალი მოვლენის (შტორმის) შედეგად დანალექი მასალის შემოდინებისას, შესაძლებელია ნალექებში დამორჩილებული რაოდენობით, მაგრამ მაინც მოხვდეს კარგად დაცული განამარხებული ორგანიზმებიც. არსებობს ისეთი კონდენსირებული ჰორიზონტებიც, სადაც ძველი ამონიტი ისევე კარგადაა შენახული, როგორც მისი უფრო ახალგაზრდა ფორმები.

მოვლენათა ნალექებში ერთ-ერთ თავისებურ ჯგუფს წარმოადგენს ის ნალექები, რომელთა წარმოიქმნა მხოლოდ რამდენიმე დღის განმავლობაში ხდება და, რომლებიც დანალექი ქანების კორელაციისთვის ერთგვარ საზომს წარმოადგენს.

აღსანიშნავია, რომ სეისმოსტრატოგრაფიის მიღწევები (Pauton, 1977), რომლებიც გარკვეული ფიზიკური მახასიათებლების მქონე შრეების უწყვეტად გადევნების საშუალებას იძლევა, როგორც ჩანს, მნიშვნელოვანწილად განპირობებულია მოვლენათა სტრატოტიფიცირებით. ზოგადად კი, მოვლენათა ნალექების სტრატოგრაფიის კონცეფცია

გეოლოგიური კვლევების სხვადასხვა საკითხს მოიცავს, რადგანაც იგი სედიმენტოლოგიური და ბიოლოგიური პროცესების ურთიერთკავშირზეა დამყარებული.

ციკლიტების მოკლე მიმოხილვის შეჯამებისას, ირკვევა, რომ მათი წარმოშობა განსხვავებულ პალეოგეოგრაფიულ პირობებში მიმდინარეობდა. კერძოდ, პერიოდიტები (რომლებსაც ციკლიტების სახელიც შემორჩა), აუზის ღრმა ნაწილებში, ტალღების მოქმედების ბაზისის ქვევით ილექება. მათი დალექვა გარკვეული პერიოდულობით მიმდინარეობს, რაც გარემო პირობების ცვალებადობითაა განპირობებული. ლითოლოგიურად ისინი პელაგური და ჰემიპელაგური ნალექებია და წარმოდგენილია არატურბიდიტული კირქვიან-მერგელოვანი რიტმებით, რომელთა დალექვა რამდენიმე ათეული და ასეული ათასი წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა.

რაც შეეხება ტემპესტიტებს, მათი დალექვა ტალღების მოქმედების შტორმულ და ნორმალურ ბაზისებს შუა მიმდინარეობს, ხოლო ტურბიდიტების – ძირითადად კონტინენტურ ბექობზე. პერიოდიტებისგან განსხვავებით, ტემპესტიტების და ტურბიდიტების წარმოქმნა დროის ხანმოკლე ინტერვალში იმპულსური ტექტონიკური რხევების შედეგად ხდება, რაც მათი წარმოშობის ერთ-ერთი ძირითადი ფაქტორია.

ყველაფერი ეს ნათლად მიგვანიშნებს იმაზე, თუ რამდენად განსხვავებულია სედიმენტაციური პროცესები სტრუქტურულად მსგავს, მაგრამ გენეტიკურად განსხვავებულ ციკლური აგებულების წარმონაქმნებში.

ბუნებაში არსებობს ქანების სხვა ჯგუფებიც, რომლებიც ციკლიტების მსგავსად ერთნაირი სტრუქტურული და ტექსტურული აგებულებით ხასიათდება, მაგრამ გენეტიკური წარმომავლობით ისინი მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისგან. ერთ-ერთ ასეთ ჯგუფს ქაოსური აგებულების ნალექები წარმოადგენს, სადაც გაერთიანებულია კონგლომერატები და ბრექჩიები, ლოდ-ბრექჩიები, ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში, ჩანართებიანი ჰორიზონტები, რიფული ბრექჩიები, ვულკანური ბრექჩიები, ტექტონიკური ბრექჩიები (მელანჟი), მყინვარული ბრექჩიები და სხვ.

როგორც ცნობილია, ბრექჩიები და კონგლომერატები გენეტიკურად იდენტურია და მათ შორის განსხვავება მხოლოდ შემადგენელი ნატეხების დამუშავების ხარისხშია. ასევე, გენეტიკურად იდენტურია ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში, რომელთა შორის განსხვავება სედიმენტაციური აუზების ხასიათშია. კერძოდ, ოლისტოსტრომები უპირატესად ეპიკონტინენტურ აუზებში ილექება, ხოლო ველური ფლიში – ფლიშურ აუზებში.

ტრანსგრესიული და რეგრესიული ნალექები, რომელთა უმეტესი ნაწილი ქვიშაქვებით, გრაველიტებით, კონგლომერატებითა და ბრექჩიებითაა წარმოდგენილი, ზღვის ფსკერის დაძირვის და აზევების შედეგად დაილექა. ამ დროს, ტექტონიკური მოძრაობები შედარებით თანაბრად, კატაკლიზმების გარეშე მიმდინარეობდა, რის გამოც ნალექდაგროვების თანმიმდევრული პროცესი არ ირღვეოდა და ეს ნალექები ნორმალურად სტრატოფიცირებულ წარმონაქმნებად ყალიბდებოდა. მაგრამ იმ შემთხვევაში, როცა ტექტონიკური მოძრაობები მკვეთრად ძლიერდება და პიკს აღწევს, ადგილი აქვს კატასტროფულ მოვლენებს. სათანადო პალეოგეოგრაფიული და ფაციესური პირობების შემთხვევაში, ამ დროს იქმნება ხელსაყრელი პირობები მოვლენათა ნალექების, მათ შორის ოლისტოსტრომებისა და ველური ფლიშის წარმოქმნისთვის.



აქედან გამომდინარე, გენეტიკური ნიშნის მიხედვით, ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებში პირველად იქნა გამოყოფილი მოვლენათა ნალექების ჯგუფი (Maisadze, 1998). ამრიგად, ქაოსური აგებულების ნალექებში ჩვენ გვაქვს ქანების ორი ჯგუფი - ნორმალურად სტრატეფიცირებული დანალექი ქანები (კონგლომერატები, ბრექჩიები, რიფული ბრექჩიები, ჩანართებიანი ჰორიზონტები და სხვ.) და მოვლენათა ნალექები (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში). ამ უკანასკნელთა კარგ მაგალითს ალპურ ნაოჭა სარტყელში გავრცელებული ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში წარმოადგენს, სადაც ოლისტოსტრომები უპირატესად ფლიშის ნაწილს შეადგენს, რის გამოც ფ.კაუფმანმა (Kaufman, 1889) ისინი „ველური ფლიშის“ სახელით გამოყო. რაც შეეხება ტერმინს „ოლისტოსტრომი“, ის შემოღებული იქნა მოგვიანებით ჟ. ფლორესის (Flores, 1956) მიერ და აერთიანებს ქაოსურად აგებულ ნებისმიერ დანალექ ქანს, რომლის წარმოშობა მხოლოდ მეწყრული მოვლენებითაა გამოწვეული. მაგრამ, როგორც ეს ხშირად ხდება, მან დაკარგა პირვანდელი მნიშვნელობა და დღეს ეს ტერმინი გულისხმობს ქაოსური აგებულების წარმონაქმნებს, რომლებიც შედგება დაუხარისხებელი სუსტად დამუშავებული ქანების ნატეხებისგან (ოლისტოლითებისგან), რომელთა ზომები ზოგჯერ რამდენიმე ათას კუბურ მეტრს და მეტსაც აღწევს.

როგორც შემდგომში გაირკვა, ოლისტოსტრომების, ისევე როგორც ველური ფლიშის დაგროვებაში, გარდა მეწყრული მოვლენებისა, მნიშვნელოვან როლს ტექტონიკური და, პირველ რიგში, კატასტროფული მოვლენები თამაშობდა. აქედან გამომდინარე, ეს წარმონაქმნები უმეტესად ტექტონიკურ-გრავიტაციული წარმოშობისაა. აღსანიშნავია, რომ მათი წარმოშობა დროში ხშირად ემთხვევა ალპური ტექტოგენეზის პიკებს (Marsehetti, 1957).

მოვლენათა ნალექები თავისებური სამარკირო წარმონაქმნებია, რომლებიც საშუალებას იძლევა ტექტონიკური და, მათ შორის, კატასტროფული პროცესების კორელაციისა არა მარტო ალპური ნაოჭა სარტყელის შიგნით, არამედ მის ფარგლებს გარეთაც.

ამის საილუსტრაციოდ მოკლედ გავცნოთ იმ გეოლოგიურ ვითარებას, რომელშიც იმყოფება მოვლენათა ნალექები ალპური სარტყელის ზოგიერთ ნაოჭა სტრუქტურაში. ამისთვის, შერჩეული იქნა ნაოჭა სისტემის ის სეგმენტები, სადაც ეს წარმონაქმნები ყველაზე კარგადაა შესწავლილი.

ერთ-ერთ ასეთი სეგმენტია შვეიცარიის ალპები, სადაც ქაოსურად აგებული მოვლენათა ნალექები ველური ფლიშითაა წარმოდგენილი, რომელიც ულტრაპელვეტურ ტექტონიკურ ფირფიტაშია გავრცელებული. ველური ფლიში აქ ყველაზე ქვედა - პლენმორტის შარიაჟის შემადგენლობაში შედის (Руттен, 1972).

ველური ფლიშის ყველაზე საინტერესო გამოსავლები აღინიშნება ჰაპკერნის ზონაში, რომელიც ცენტრალური შვეიცარიის ჩრდილო ნაწილს წარმოადგენს. აქ ფლიშური ნალექები სინკლინის გულს აგებს და წარმოდგენილია ჰაპკერნის ფლიშით, კლიპის განფენის შვერილებით და შლირული ფლიშით. ჩვენთვის საინტერესოა ჰაპკერნის ფლიში, რომელიც სტრუქტურულ-ლითოლოგიური ნიშნებით სამად იყოფა და თითოეული მათგანი დამოუკიდებელ ტექტონიკურ ქერცლს წარმოადგენს (Gigon, 1952). ბაზალური ქერცლის ყველაზე ქვედა ნაწილი ფლიშითაა წარმოდგენილი, რომელსაც ზემოთ მოყვება ჯერ ლაიმერნის შრეების შემცველი ფლიში და, ბოლოს, ველუ-

რი ფლიში. ორი უკანასკნელი ქერცლის ამგები ქანები იმითაა აღსანიშნავი, რომ ისინი ერთდროულადაა დალექილი.

ჰაბკერნის ზონის ამგები ცალკეული ტექტონიკური ქერცლის ამგები ფლიშური ნალექების ლითოლოგიური მსგვსება და სინქრონულობა, საშუალებას იძლევა დავუშვათ, რომ ისინი ერთიან ფლიშურ აუზში დაილექა, სადაც გვიან ეოცენურში ადგილი ჰქონდა სხვადასხვა მასშტაბის და ძალის კატასტროფულ მოვლენებს; შედეგად, განსხვავებული კატეგორიის მოვლენათა ნალექები წარმოიქმნა. კერძოდ, ძლიერი კატასტროფული პროცესებისას ველური ფლიში ლაიმერნის კირქვებისა და ჰაბკერნის გრანიტების სახით ილექებოდა, ხოლო შედარებით სუსტი გამოვლენისას ადგილი ჰქონდა ტემპესტიტების (ნიჟარების ნატეხებიანი ბრექჩიები, კონდენსირებული შრეები) და ტურბიდიტების წარმოქმნას.

საფრანგეთის ალპებში (დასავლეთი ალპები) განსახილველი ნალექები წარმოდგენილია ოლისტოსტრომებით, რომლებიც ვალენსოლის მესამეული აუზის ფარგლებშია გავრცელებული. ეს უკანასკნელი, თავის მხრივ, სუბალპური ჯაჭვის შემადგენელი ნაწილია. ოლისტოსტრომები აქ ორ ადგილას რამდენიმე ათეულ კილომეტრზე ვიწრო ზოლის სახითაა გაჭიმული. მათი პირველი გამოსავალი დინ-ბარლეს შეცოცებას უკავშირდება, რომლის ჩრდილო ნაწილი სუბალპური ჯაჭვის შიგნით გადის, ხოლო სამხრეთი – ამ ჯაჭვსა და პროვანსის ნალექებს შუა. რღვევის ზონა ტექტონიკურად ძლიერაა გადამუშავებული და რამდენიმე ტექტონიკური ფირფიტისგან შედგება, რომლებიც სხვადასხვა ასაკის ნალექებითაა აგებული. ერთ-ერთი ასეთი ფირფიტა ოლისტოსტრომებითაა აგებული, რომლის მატრიქსი წითელი ფერის ნალექებითაა წარმოდგენილი. განსხვავებით ოლისტოსტრომების დასავლეთი გამოსავლებისგან, აქ, ცარცული ასაკის ქანებთან ერთად, ჩანართების სახით ზედაიურული კირქვებიც გვხვდება, რომელთა ზომები 20-80 მ ფარგლებში ცვალებადობს (Gigot, 1973).

ოლისტოსტრომების მეორე გამოსავალი დინ-ბარლეს შეცოცების დასავლეთით მდებარეობს, სადაც ისინი წითელი მოლასის შემადგენელი ნაწილია და მის ქვედა ჰორიზონტებს იკავებს. საკუთრივ წითელი მოლასა, ავტოქთონური მოლასის ქვედა ნაწილს წარმოადგენს. აღმავალ ჭრილში მას კონტინენტური მოლასა ცვლის. ეს უკანასკნელი კი, მიოცენური ზღვიური მოლასით და ვალენსოლის მიო-პლიოცენური კონგლომერატებით იფარება.

ვალენსოლის აუზის ოლისტოსტრომების სტრუქტურის, ტექტონიკური მდებარეობის და შემადგენლობის შესწავლამ მკვლევართა უმეტესი ნაწილი მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ ისინი მსგავს პალეოგეოგრაფიულ პირობებში დაილექა და, რომ მათი წარმოშობის მთავარ ფაქტორს ტექტონიკა წარმოადგენდა. ამ უკანასკნელმა ქანების დეზინტეგრაცია და ოლისტოსტრომებით აგებული ტექტონიკური ფირფიტის წარმოქმნა განაპირობა (Gigot, 1973, Gigot, Haccard, 1972).

გარე - დინარიდებში მოვლენათა ნალექები ველური ფლიშითაა წარმოდგენილი და გავრცელებულია იონურ ზონაში, რომელიც მოქცეულია ალბანეთისა და საბერძნეთის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის ფარგლებში. ეს წარმონაქმნები ოლიგოცენურ და ზედაეოცენურ ფლიშურ ნალექებს შუაა განლაგებული; ისინი ყველაზე ფართო გავრცელებისაა იონური ზონის აღმოსავლეთი დაბოლოების გასწვრივ. აღსანიშნავია, რომ ველურ ფლიშში მკვრივ ქვიშაქვებთან და კირქვის ბლოკებთან ერთად, მნიშვნელოვანი

რაოდენობით გვხვდება მეზოზოური ოფიოლიტების (სერპენტინიტები, პერიდოტიტები, დიაბაზები და სხვ.) ნატეხებიც (Белостоцкий, 1964).

ფლიშურ ნალექებში (ისევე როგორც მოლასებში და სხვა ტერიგენულ ნალექებში), ძირითადად ჩართულია კირქვების ეგზოტიკური ლოდები, რომელთა ზომები ათეულ მილიონ კუბურ მეტრს აღწევს. მათ მოხვედრას სედიმენტაციურ აუზში უკავშირებენ ძლიერ კონსედიმენტაციურ ტექტონიკურ მოძრაობებს, რომელთაც ადგილი ჰქონდა გვიან ეოცენურის ბოლოს (Белостоцкий, 1964).

ველური ფლიშის დალექვა, როგორც ჩანს, დროის ხანმოკლე მონაკვეთში ხდებოდა. ამაზე მიუთითებს ველური ფლიშის ქვეშ და ზემოთ განლაგებულ შრეებში არსებული ფორამინიფერები, რომლებიც ფაქტობრივად მიკროფაუნის ერთი და იგივე კომპლექსითაა წარმოდგენილი (Обуен, 1965). ეს ფაუნა აღნიშნულ ნალექებს ზედა ეოცენურის ზედა ნაწილად ათარიღებს.

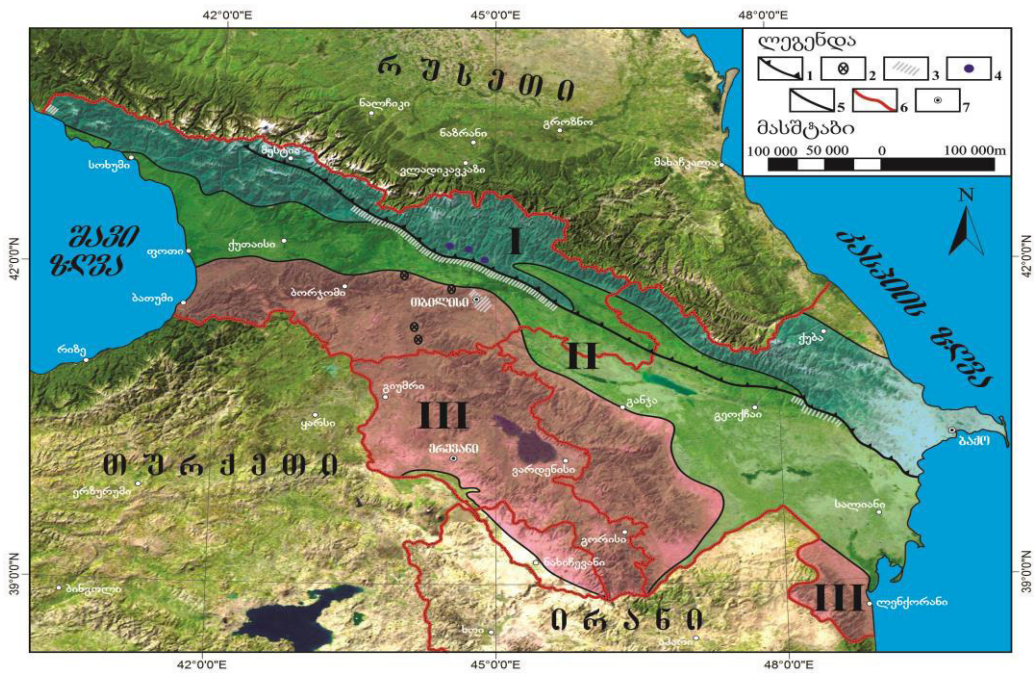
რაც შეეხება კავკასიონის ნაოჭა სისტემას, აქ ქაოსური აგებულების ზედაეოცენური მოვლენათა ნალექები წარმოდგენილია ოლისტოსტრომებით, რომლებიც კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზეა გავრცელებული. მათი ძირითადი ნაწილი საქართველოს ტერიტორიაზეა გავრცელებული (სურ. 1), ხოლო აზერბაიჯანულ ნაწილში მხოლოდ მათი ცალკეული გამოსავლები გვხვდება (დაშხულაგისა და თალისტანის გამოსავლები, თალისტანის და შაბიანის შვერილები).

აღნიშნული ოლისტოსტრომები, მიუხედავად მათი ძლიერი ტექტონიკური გადაამუშავებისა და ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ დიდ მანძილზე (20-50 კმ) გადაადგილებისა, მნიშვნელოვან ინფორმაციას იძლევა იმ პალეოგეოგრაფიაზე და ტექტონიკურ, მათ შორის კატასტროფულ მოვლენებზე, რომლებსაც ადგილი ჰქონდა ამ რეგიონში გვიან ეოცენურის მეორე ნახევარში.

ოლისტოსტრომების დალექვა მიმდინარეობდა ფლიშური აუზის სამხრეთით, გაგრა-ჯავის ზონის ჩრდილო ნაწილში, სადაც იმ დროს ეპიკონტინენტური აუზი არსებობდა. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ზედაეოცენური ოლისტოსტრომები არათანაბრადაა გავრცელებული და ორ ადგილას გვხვდება (სურ. 1). მათი უმნიშვნელო ნაწილი ნაოჭა სისტემის დასავლეთ სეგმენტშია გავრცელებული (ადღერის დეპრესია) და წარმოდგენილია „ჩანართებიანი ჰორიზონტით“, რომელიც რეგრესული მაცესტის წყების შემადგენელი ნაწილია (Келлер, Меннер, 1945). ეს უკანასკნელი თავისი ბუნებით ტიპიურ ტექტონიკურ-გრავიტაციული წარმოშობის ოლისტოსტრომს წარმოადგენს (Майсадзе, 1984).

ოლისტოსტრომების ძირითადი ნაწილი კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის აღმოსავლეთ სეგმენტშია გავრცელებული. აქ, მდ. რიონის მერიდიანიდან დაწყებული, ისინი ვიწრო ზოლის სახით ვრცელდება აღმოსავლეთით, მესტია-თიანეთის ზონის ფლიშური ნალექების შეცოცების ფრონტალური ხაზის გასწვრივ. აღნიშნული შეცოცების შედეგად, ოლისტოსტრომები ნაწილობრივ, ზოგან შესაძლებელია მთლიანად, ტექტონიკურადაა გადაფარული ცარც-პალეოგენური ფლიშით. თავის მხრივ, ისინი ჩრდილოეთიდან გაგრა-ჯავის ზონის სხვადასხვა ასაკის ავტოქთონურ ნორმალურ სტრატეფიციურებულ დანალექ ქანებზეა შეცოცებული. აღსანიშნავია, რომ ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების განლაგების ხასიათის საშუალებით მდ.პატარა ლიახვის

აუზში პირველად დადგინდა რეტრომარიჟების არსებობა კავკასიის ნაოჭა სისტემაში (Майсадзе, 1994., Gamkrelidze, Maisadze. 2016)



სურ. 1. ოლისტოსტრომების და ველური ფლიშის გავრცელების რუკა.

1- ფლიშური ნალექების ფრონტალური შეცოცება; 2 - ოლისტოსტრომების ცალკეული გამოსავლები; 3 - ოლისტოსტრომების გავრცელების ზონა; 4 - ველური ფლიშის გამოსავლები. 5 - საზღვარი ძირითად ტექტონიკურ ერთეულებს შორის; 6 - სახელმწიფო საზღვარი; 7 - ქალაქები.  
I - კავკასიონის ნაოჭა სისტემა; II - ამიერკავკასიის მთათაშუა არე; III - მცირე კავკასიონის (ანტი-კავკასიონის) ნაოჭა სისტემა.

ოლისტოსტრომების აგებულებაში ძირითადად გაგრა-ჯავის ზონის მეზოზოური და, ნაწილობრივ, პალეოგენური ასაკის ქანების ნატეხები მონაწილეობს. ოლისტოლითებს შორის ჭარბობს ზედაიურული რიფული კირქვები და ბაიოსური ვულკანიტები, რომლებიც დიდი ზომებითაც ხასიათდება - განსაკუთრებით რიფული კირქვები (სურ. 2). ეს უკანასკნელი მოცულობაში ზოგჯერ რამდენიმე ათას კუბურ მეტრს აღწევს (ორბოძალა და ალევის-კლდე, საქართველოს სამხედრო გზა და სხვ.), რის გამოც ზედაიურული კირქვების ცალკეული შვერილები (ოლისტოპლაკები) ძირითად გამოსავლებად იყო მიჩნეული. მდ. არაგვიდან დაწყებული აღმოსავლეთისკენ, ოლისტოსტრომებში დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება კრისტალური ფუნდამენტის დამუშავებული ჩანართებიც.

რაც შეეხება ზედაეოცენურ ველურ ფლიშს, ის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე უმნიშვნელო გავრცელებით სარგებლობს და ცალკეული გამოსავლების სახით გვხვდება ილდოყანის წყებაში (მდ. მდ. ალურა, მეჯუდა და სხვ.).

თუ შევადარებთ ერთმანეთს ციკლური (ტემპესტიდები, ტურბიდიტები) და ქაოსური (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში) აგებულების მოვლენათა ნალექებს, შეიძ-



ლება დავასკვნათ, რომ ისინი სტრუქტურით და ლითოლოგიური შედგენილობით მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან, თუმცა გენეტიკურად მსგავსია. კერძოდ, მათი წარმოშობა სხვადასვა სიძლიერის და მასშტაბის კატასტროფულ მოვლენებს უკავ-



სურ. 2. ზედაიურული კირქვის ოლისტოლითი ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომში (საქართველოს სამხედრო გზა)

შირდება. თუ ტემპესტიტები და ტურბიდიტები ერთჯერადი და ხანმოკლე კატასტროფული გამოვლენის პროდუქტია, ოლისტოსტრომები და ველური ფლიში უმეტესად მრავალჯერადი კატასტროფული პროცესების შედეგია და შესაბამისად, მათი ფორმირება დროში მეტ ხანს გრძელდებოდა; თუმცა, გეოლიოგიური საზომით ეს დროც ხანმოკლეა, რადგანაც დიდი სიმძლავრის შემთხვევაშიც მათი დაგროვების სტრატეგრაფიული დიაპაზონი მეტად მცირეა.

ალპური ნაოჭა სარტყლის სხვადასხვა სეგმენტში გავრცელებული ზემოაღნიშნული მოვლენათა ნალექები სინქრონულ წარმონაქმნებს წარმოადგენს, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ მათი გენეზისი ერთი და იგივე გეოლოგიურ პროცესს უნდა უკავშირდებოდეს. კერძოდ, როგორც ამას ვ. ხაინი (Хаини, 1994) ვარაუდობდა, ეს შეიძლება ყოფილიყო კოლიზია, რომელმაც კავკასიონის ნაოჭა-შარიაჟული ნაგებობა შექმნა. ეს პროცესი გვიან ეოცენურის ბოლოს დაიწყო და მაქსიმუმს გვიან მიოცენურში მიაღწია, როდესაც აფრიკას არაბეთის ფილა მოცილდა და ჩრდილოეთისკენ მოძრაობა დაიწყო.

რაც შეეხება შუაეოცენურ მოვლენათა ნალექებს, ისინი საქართველოს ტერიტორიაზე დამორჩილებული რაოდენობითაა და ძირითადად აჭარა-თრიალეთის ზონაშია გავრცელებული. მათი ყველაზე კარგი გამოსავლები თბილისის მიდამოებში გვხვდება „თბილისის ოლისტოსტრომების“ („არეულშრეებრივი კონგლომერატები“) სახით. აღნიშნული წარმონაქმნები თანდათანობით ცვლის აღმავალ ჭრილში შუაეოცენურ „დაბახანის წყებას“. ოლისტოსტრომების აგებულებაში ძირითადად დაბახანის წყების, აჭარა-თრიალეთის ფლიშის, კირქვის იშვიათი ჩანართების და სხვა ქანების ოლისტოლითები და ოლისტოპლაკები მონაწილეობს.



სურ. 3. წყალქვეშა მეწყრული ნაოჭები შუაეოცენურ „თბილისის ოლისტოსტრომში“  
(თბილისი - რუსთავის გზის გასწვრივ)

თბილისის ოლისტოსტრომები აგებულებითა და წარმოშობით წყალქვეშა მეწყრული წარმონაქმნებია, რაც განსაკუთრებით მკაფიოდ გამოჩნდა ახალ გაშიშვლებებში მირზა-შაფის ქუჩაზე და თბილისი-რუსთავის გზატკეცილის გასწვრივ (სურ. 3). მათი წარმოქმნის ძირითადი ფაქტორი, ჩვენი აზრით, უკავშირდება იმ კატასტროფულ მოვლენებს, რომელიც თან ახლდა თრიალეთურ (ილირიულ) ფაზის შუა ეოცენურის ბოლოს.

ოლისტოსტრომების ცალკეული გამოსავლები გვხვდება ასევე ცარცული ნალექების სხვადასხვა დონეებზე (ზედა ალბური, ზედა ტურონული, ზედა ტურონულ-სანტონური, კამპანურ-მასტრიხტული, მასტრიხტული და სხვ.). განსაკუთრებით აღსანიშნავია მასტრიხტული ასაკის ოლისტოსტრომები (მდ. ალეურა, ს. ჩინთას მიდამოები და სხვ.), რომლებიც აგებულებით, შემადგენლობითა და წარმოშობის მექანიზმით ზედაეოცენურ ოლისტოსტრომებთან საკმაო მსგავსებას ამჟღავნებს.

დასასრულ, უნდა აღინიშნოს, რომ მოვლენათა ნალექების კლასიფიკაცია უნდა ხდებოდეს როგორც მათი გავრცელების მასშტაბების, ასევე მათი გამომწვევი კატასტროფული პროცესების სიძლიერის გათვალისწინებით. ამ თვალსაზრისით, ალპურ ნაოჭა სარტყელში არსებული ზედაეოცენური ქაოსური აგებულების მოვლენათა ნალექები (ოლისტოსტრომები, ველური ფლიში) უფრო მაღალი რანგისაა, ვიდრე რიტმული აგებულების ანალოგიური ნალექები (ტემპესტიტები, ტურბიდიტები).

### ლიტერატურა

- Flores G. (1956). Discussion: World Petrol//4<sup>th</sup> Congr. Rome.
- Gamkrelidze I.P., Maisadze F.D. (2016). Formation Conditions of Upper Eocene Olistostromes and Retro-Overthrusts at the Southern Slope of the Greater Caucasus//Geotektonika. N6. P. 598-607.
- Gigon W. (1952). Geologie des Habkerntales und des Oullgebietes des Grossen Emme//Verhandl, naturforsch. Ges. Basel. BD. 63. N 1. P.137-160.



- Gigot P. (1973). Sure la presence de klippe sedimentaires et de megabreches dans la partie des formations continentals d'age Eocene superieur Oligocene du basin tertiaire de Digne, dans la region de Vullone (Alpes de Haute-Provence)//Bull. Bur. rech. geol. et miners. Sec. VI. Ser. 2. N 1. P.17-25.
- Gigot P., Haccard D. (1972). Nouvelles donnees sur l'origine les 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. N 2. P.12-19.
- Kaufman F. (1889). Emmen and Schlierengenden//Beitr. Geol. Karte Schweiz. Lief. 24.
- Maisadze F. (1998). Principal Stages in the Geologic History of Georgia in the Paleogene//Stratigraphy and Geological Correlation, 6. N 3. P. 303-313.
- Marshetti M. (1957). The Occurrence of Slide and Flowage Materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily//In: Congr. Geol. Intern. 20<sup>th</sup> Sess. Mexico. P. 209-225.
- Pauton C.E. (1977). Seismic Stratigraphy//Application to hydrocarbon exploration. AAPG Mem. P.26.
- Seilacher A. (1969) Fault-graded beds interpreted as seismites//Sedimentology. Amsterdam. N13. P.155-159.
- Белостоцкий И.И. (1964). О тектонических покровах и гравитационных структурах части Центральных Динарид//Бюлл. МОИП. Отд. геол. XXXIX(1). С. 27-48.
- Ейнзеле Г. (1985). Известково-мергелистые ритмы и фациальные изменения, обусловленные климатом//В кн.: Циклическая и событийная седиментация/М. Недр. С. 11-16.
- Зейлахер А. (1985). Событийная седиментация. Известковые и кварцево-песчаные темпеститы//В кн.: Циклическая и событийная седиментация. М.: Недр. С.161-173.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. (1945). Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни//Бюлл. МОИП. Отд. геол. XX(1-2). С. 83-102.
- Майсадзе Ф.Д. (1994). О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2. N 1. С. 95-102.
- Обуен Ж. (1965). Итало-Динарская система и ее соотношение с Альпийской дугой//В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир. С. 187-257.
- Руттен М.Г. (1972). Геология Западной Европы//М.: Мир, 445 с.
- Хаин В.Е. (1994). Краткий комментарий к статье Ф.Д.Майсадзе//Стратиграфия, Геологическая корреляция, 2, № 1. С. 101-102.

**კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამადნება და ოქროს პოტენციალი (საქართველოს ფარგლებში). ს. კეკელია, მ. კეკელია, გ. ასათიანი, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენერაძე, კ. ლობჯანიძე, ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი**

**ს. კეკელია, მ. კეკელია, გ. ასათიანი, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენერაძე,  
კ. ლობჯანიძე, ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი**  
*თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამადნება და ოქროს პოტენციალი (საქართველოს ფარგლებში). ს. კეკელია, მ. კეკელია, გ. ასათიანი, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენერაძე, კ. ლობჯანიძე, ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. სტატიაში აღნიშნულია, რომ სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე ცნობილია ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური ტიპის გამადნება. გასული საუკუნის 90-იან წლებში აქ აღმოჩენილ იქნა ლუხრის პოტენციური საბადო; ზედაპირული დასინჯვის მონაცემებით ლუხრის საბადოს რესურსები შეფასებულია როგორც 30 ტ. სვანეთისა და რაჭის ოქროს საერთო პოტენციალი შეფასებულია როგორც 360 ტ.

**Gold potential and gold-quartz-low sulfide occurrence of the southern slope of the Greater Caucasus (within the limits of Georgia). S. Kekelia, M. Kekelia, G. Asatiani, N. Gagnidze, I. Mshvenieradze, K. Lobzhanidze, N. Popkhadze, G. Kharazishvili.** *Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU*. In the article is noted that the gold-quartz-low-sulphide type of mineralization is known on the northern slope of the Svaneti Ridge. At the end of the 90s of the last century, the Lukhra potential deposit was discovered; according to surface testing, the resources of Lukhra are estimated at 30 tons. The total gold potential of Svaneti and Racha is estimated at 360 tons.

**Золото-кварц-малосульфидное оруденение и потенциал золота южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). С. Кекелия, М. Кекелия, Н. Гагнидзе, И. Мшвениерадзе, К. Лобжанидзе, Н. Попхадзе, Г. Харазишвили.** *ТГУ, Институт Геологии им. Александра Джanelidze*. В статье отмечено, что золото-кварц-малосульфидный тип оруденения известен на северном склоне Сванетского хребта. В конце 90-ых годов прошлого столетия здесь обнаружено Лухринское потенциальное месторождение; по данным поверхностного опробования ресурсы Лухры оценены в 30 т. Общий потенциал золота Сванетии и Рачи оценен в 360 т.

**Extended Abstract**

The Alpine lithology of the southern slope of the Greater Caucasus includes gold-bearing ore systems located in the central part of the southern slope, mostly within the so-called Mestia-Racha and Svaneti ore regions. Paleozoic and early-middle Jurassic allochthonized carbonaceous – terrigenous suites, where volcanics and small intrusive bodies are established, represent enclosing environment for gold occurrences, closely associated with antimony, arsenic, mercury and tungsten mineralizations. The intrusive bodies are represented by

Paleozoic (Kirar, Lukhra, Abakur, Guli) and late Paleozoic (Zeskho, Karobi, Tsurungal) age stocks of sub-alkaline granitoids, where gold-bearing sulfide aggregates mostly have a close spatial connection. The mineralization character of gold-bearing ore areas in the region corresponds to two geological and industrial gold-sulfide- and gold-quartz-low sulfide types. An example of the first type is the Tsana arsenic deposit in Lower Svaneti, where not only quartz-arsenopyrite veins (the average gold content in veins - 2.5 g/t) are gold-bearing, but also interstitial space. This cannot be said of the Zopkhito antimony deposit in Upper Racha. Here, the richest in gold is the early pyrite-arsenopyrite stage, although its elevated levels are also noted in the main components of the vein filling – in antimony and quartz. According to the authors, the probable gold resources at Zopkhito deposit amount about 40 tons. The second type – gold-quartz-low-sulfide industrial type includes a number of gold ore areas in Upper Svaneti (Kirar, Lukhra, Arshira, Lasili, etc.). Among them Lukhra potential gold deposit is the largest, where the quartz-vein zone is productive and is located in the exocontact of the Bathonian monzonite intrusion, which is embedded within the Paleozoic metamorphic schists of the Dizi series. The gold content, in the six-meter thick ore interval of the gold-bearing vein zone at Lukhra potential deposit, amounted 7.5-8.9 g/t, and its probable resources – 30 tons. Gold placers accompany the Upper Svaneti gold occurrences as a rule. There mostly a low metal content is detected.

ცნობილია, რომ დედამიწის ქერქი განიცდიდა, და ახლაც განიცდის ნივთიერ ცვლილებებს, რომლებიც განპირობებულია გეოდინამიკური რეჟიმებით ლითოსფერული ფილების კინემატიკის პირობებში. გეოდინამიკურ რეჟიმში იგულისხმება ტექტონიკური, მაგმური და ლითოლოგიური პროცესების ერთობლიობა, რომელიც განსაზღვრავს დედამიწის გეომორფოსტრუქტურის სახეს და ქანთა შედგენილობას. ლითოგეოდინამიკური კომპლექსების შეპირისპირება მათ თანამედროვე ანალოგებთან აჩვენებს, რომ ისინი ოდესღაც წარმოადგენდა ცალკეული გლობალური მორფოსტრუქტურების ნაწილებს, ისეთების როგორცაა: კონტინენტების პასიური კიდეები (შელფის, ძირის და ფერდობის ზონებით), აქტიური კიდეები (კუნძულთა რკალებით, განაპირა ზღვებით, ფორლანდით), და ოკეანე (ვულკანური კუნძულებისა და შუა-ოკეანური ქედების ელემენტებით).

ალპურ-ჰიმალაური ნაოჭა სარტყლის კვლევითი ამორჩეული სეგმენტი, სადაც განლაგებულია მადნიანი - კერძოდ, ოქროს საბადოები, აღიქმება როგორც მიკროკონტინენტების – აფრიკა-არაბეთის და ევროაზიური ლითოსფერული ფილაქნების „ნამსხვრევების“ ურთიერთქმედების შედეგი. მიკროკონტინენტების კიდურა ნაწილები, როგორც წესი, აგებულია მათზე ობდუცირებული განაპირა ზღვიური ან ოკეანური წარმოშობის ნალექებით. ალპურ-ჰიმალაური მათა ნაოჭა სარტყლის ცენტრალური ნაწილი შედგება მიკროფილებისგან: 1) სკვითური და ამიერკავკასიურ-პონტოს (ევრაზიული კონტინენტის აქტიური პალეოკიდე), 2) კირშეხირის, ტავრის და დარალაგოზის ბლოკებისაგან, რომლებიც ადრე შედიოდა გონდვანის შედგენილობაში. კონტინენტური ბლოკები გამოყოფილია ნაკერი ზონებით (სუტურებით), რომელთა დიდი ნაწილი მარკირდება ულტრაბაზიტური მელანჟით. ალპურ-ჰიმალაური ნაოჭა სარტყლის აღნიშნულ სეგმენტში იდენტიფიცირდება ლითოგეოდინამიკური კომპლექსები,

რომლებიც ჩამოყალიბდა მომიჯნავე ზონების და მიკროფილაქტების შიდა ნაწილების გეოდინამიკური რეჟიმის პირობებში. აღნიშნული სეგმენტი გეოლოგიური და მეტალოგენური თვალსაზრისით წარმოადგენს შედარებით კარგად შესწავლილ რეგიონს. მისი მადნიანი პოტენციალი განისაზღვრება პლუტონოგენურ-ჰიდროთერმულ (სპილენძი, მოლიბდენი, ოქრო), ვულკანოგენური, ჰიდროთერმულ-დანალექი (სპილენძი, თუთია, ტყვია), ვულკანოგენური, ეპიგენეტური (სპილენძი, თუთია, ოქრო, ბარიუმი) (Баба-Заде и др, 2015), სკარნული (ვოლფრამი, მოლიბდენი, რკინა) და დანალექი (მანგანუმი, სტრონციუმი) საბადოებით. გარდა ამისა, აქ ცნობილია „ამაგმური“-ვერცხლისწყლის, დარიშხანის, ანთიმონის და ტყვია-თუთიის საბადოები (კარბონატულ წყებებში), მაგმატოგენური (ქრომი, ტიტანი), პეგმატოიდური (კალა), გრეიზენული (ნიობიუმი, ტანტალი) საბადოები და მადანგამოვლინებები. მათა ნაოჭა ნაგებობაში საბადოები იკავებს მკვეთრ სივცობრივ-დროით პოზიციებს. ოქროსმადნიანი პალეოსისტემები გამოვლენილია მეგასტრუქტურებში, რომლებმაც განიცადა ინტენსიური ტექტონიკური დამაბულობა. დადგენილია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ალოქოტონებში, მიკროფილების აქტივიზებულ ფართობებზე და სუტურებში (სურ.1).

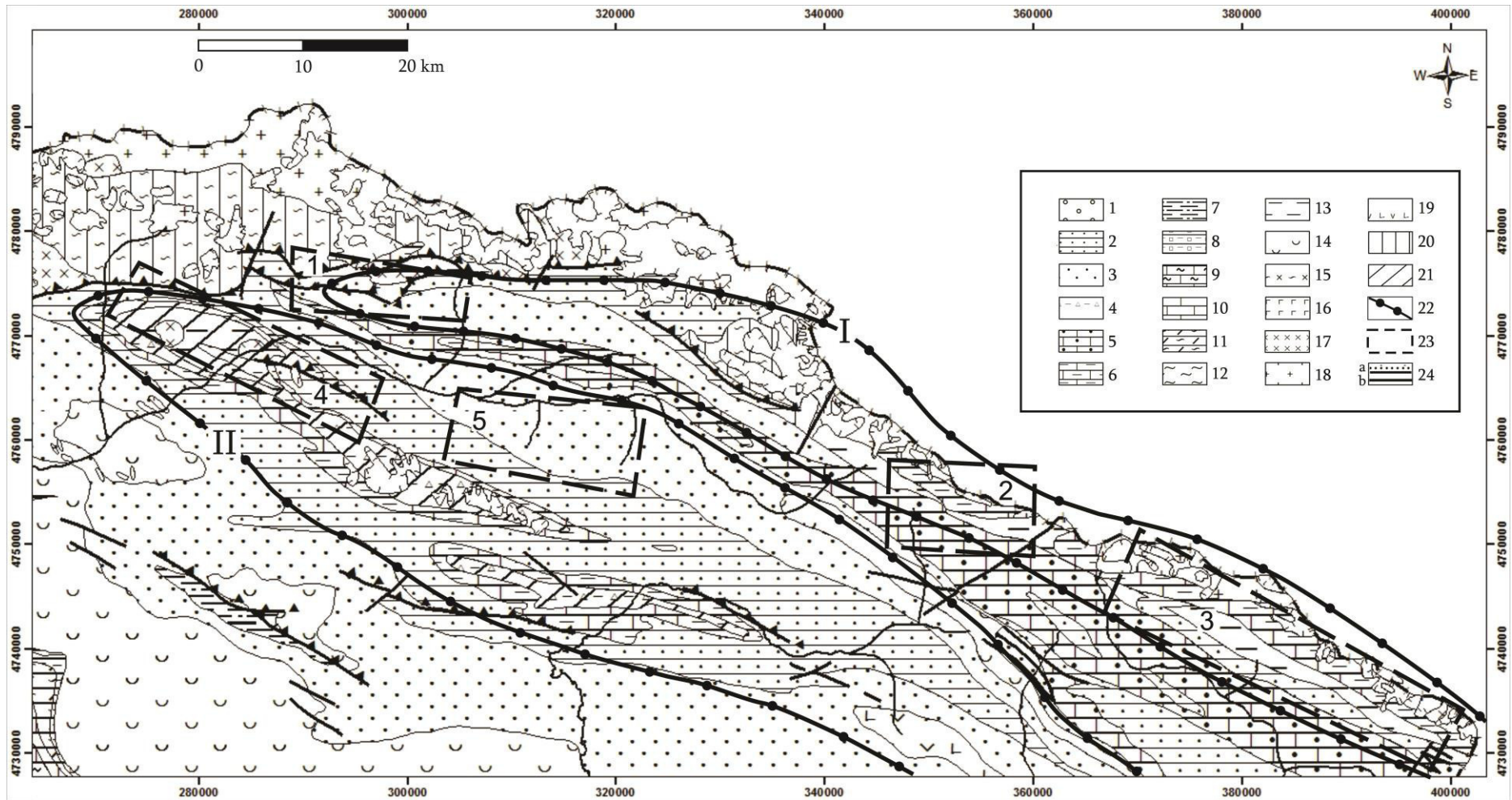
### **კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოქროსმადნიანობა**

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის შესწავლილი სეგმენტი საქართველოს ფარგლებში აგებულია პალეოზოური და ადრე-შუაიურული ალოქოტონური ნახშირბადიანი ტერიგენული წყებებით, რომელთა ჭრილებში დადგენილია ვულკანური და ინტრუზიული წარმონაქმნები. წყებათა ცალკეული უბნები შეიცავს ოქროს, ანთიმონს, დარიშხანს, ვერცხლისწყალსა და ვოლფრამს. აქ ცნობილია დარიშხანის და ვერცხლისწყლის (ოქროსთან ერთად) სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოები, აგრეთვე, პოტენციური ოქროსმადნიანი მსხვილი ობიექტები, რომლებიც განთავსებულია ნახშირბადიან ტერიგენულ წყებებში და შუაიურული ასაკის სუბტუტე გრანიტოიდებში. საქართველოს ტერიტორიის ჩრდილო ნაწილში მდებარე მადნიან ობიექტებზე არსებული მასალის წინასწარმა ანალიზმა აჩვენა, რომ აქ ტერიგენული წყებების ნახშირბადიან ინტერვალებში ნავარაუდევია ოქროს მსხვილი საბადოების აღმოჩენის დიდი ალბათობა. ლუხრას (სვანეთი) და ზოფხითოს (რაჭა) საბადოების რაიონების მაგალითზე განსაზღვრულია მადანშემცველი კომპლექსების ლითოფაციური შედგენილობა და პეტროქიმიური თავისებურებები (Kekelia et al, 2016).

აღნიშნული პოტენციური ოქროსმადნიანი საბადოები მდებარეობს კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ცენტრალურ ნაწილში, რომელიც რუკაზე გამოიყოფა სუტურის სახით. უკანასკნელის ფორმირება გრძელდებოდა შუაიურულ-ნეოგენური დროის განმავლობაში, ხოლო ქანთა შედგენილობა და სტრუქტურა წარმოადგენს სკვითური და სამხრეთკავკასიური ლითოსფერული მიკროფილების ხანგრძლივი კონვერგენტული ურთიერთქმედების შედეგს. სამხრეთი ფერდობის აღნიშნულ სეგმენტში განლაგებულია ორი მადნიანი რაიონი: მესტია-რაჭის – ჩრდილოეთ ნაწილში და სვანეთის – სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში. ერთმანეთისგან რაიონები გამოყოფილია ბუნებრივი გეოლოგიური საზღვრით, მძლავრი ტექტონიკური სოლით, რომელიც აგებულია გვიანიურულ-ადრეცარცული ინტენსიურად დისლოცირებული ნალექებით. მესტია-რაჭის

მადნიანი რაიონი გავრცელებულია 125 კმ სიგრძისა და 10-12 კმ საშუალო სიგანის ვიწრო ზოლის სახით, რომელიც გადაჭიმულია სუბგანედური მიმართულებით და უშუალოდ ჩრდილოეთიდან ტექტონიკურად (კავკასიონის მთავარი შეცოცებით) ესაზღვრება ცენტრალური კავკასიონის ძველ კრისტალურ გულს. რაიონის გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობს, პირველადი განლაგებიდან განანაცვლებული და სამხრეთისაკენ გადაადგილებული, ადრე-შუაიურული ქვიშაფიქლიანი წყებები, ხოლო სამხრეთით კი – ზემოთ აღნიშნული ტერიგენულ-კარბონატული ფლიშოიდების ტექტონიკური სოლი. დიაგენეზისა და ადრეული მეტაგენეზის სტადიაზე გარდაქმნილი ნალექები შეიცავს ფუძე და საშუალო სიმჟავიანობის და მჟავე შედგენილობის მაგმატიტებს, რომლებიც ჩამოყალიბდა კავკასიონის ადრე-შუაიურული და ნეოგენური ტექტონიკურ-მაგმური აქტივაციის პერიოდში. მაგმური სხეულების – დაიკების და მცირე შტოკების გავრცელების ადგილებში აღინიშნება ოქრო-ანთიმონის და ვოლფრამის მინერალიზაციის გამოვლინებები. მადნიანი რაიონის შუა ნაწილში ცნობილია დარიშხანის ორი – ცანის არსენოპირიტისანი – და ლუხუმის რეალგარ-აურიპინგმენტისანი საბადო. ცანის მადნიანი ველი განლაგებულია კავკასიონის ძველი მეტამორფული კომპლექსის საზღვარზე ლიასის ფიქლებთან, რომელზეც შეცოცებულია მეტამორფიტები. ველის ფარგლებში გამოიყოფა ცურუნგალის ნეოგენური ასაკის გრანიტოიდული ინტრუზივი, რომელიც სუბმერიდიანული მიმართულებით კვეთს როგორც ქვედაიურულ ფიქლებს, ასევე ძველ გნეისებს და კრისტალურ ფიქლებს. მადნიანი მარღვები ლოკალიზებულია გრანიტოიდებში და ეგზოკონტაქტურ ფიქლებში. დადგენილია მარღვთა სამი მინერალური ტიპი: კვარც-არსენოპირიტისანი, კვარც-არსენოპირიტ-ტურმალინისანი და კვარც-მოლიბდენიტ-ვოლფრამიტისანი. სულ საბადოზე აღმოჩენილია 25 მარღვი, მათ შორის 10 დარიშხანის სამრეწველო შემცველობებით. ყველა მარღვი ოქროსმატარებელია, ოქროს საშუალო შემცველობით 2,5 გ/ტ (Удалова, Кекелия, 1987). მარღვმომიჯნავე სივრცე, ცალკეული ანალიზების მიხედვით, ასევე ოქროსმატარებელია. მარღვებში მთავარი მადნეული მინერალია არსენოპირიტი, ხოლო არამადნეული – კვარცი. უმნიშვნელო რაოდენობით აღინიშნება ვოლფრამიტი, პიროტინი, პირიტი, ქალკოპირიტი, სფალერიტი, გალენიტი და სხვა. გამოყოფილია მადნების სამი სახესხვაობა: არსენოპირიტისანი (დარიშხანის შემცველობით - 44-20%), კვარც-არსენოპირიტისანი (დარიშხანის შემცველობით - 20-10%) და ჩაწინწკლული არსენოპირიტისანი, რომელშიც დარიშხანის შემცველობა მერყეობს 1 - 10 % -ის ფარგლებში. საბადოზე, რომელიც ამჟამად არ მუშავდება, მადნის დარჩენილი მარაგი შეფასებულია როგორც 31153 ტ (Удалова, Кекелия, 1987).

დარიშხანის გამადნების მეორე ტიპი – რეალგარ-აურიპინგმენტისანი არ ამჟღავნებს სივრცულ კავშირს მაგმატიტებთან. ის გამოვლენილია ვალანჟინურ-ჰოტრივულ მერგელოვან-კირქვიანი, ინტენსიურად დისლოცირებული ნალექების ქვედა ჰორიზონტებში. მინერალიზაციის განლაგება კონტროლდება ვერტიკალური რღვევით, რომლითაც გართულებულია იზოკლინური ანტიკლინის სამხრეთი ფრთა. რღვევის გასწვრივ ქანები დამსხვრეულია. მადანმაკონტროლებელი რღვევის სიგრძე 4,0 კმ, ხოლო სიგანე – რამდენიმე ათეული მეტრი. მადნიან ველზე გამოვლენილია დარიშხანის გამადნების რამდენიმე ზონა. მთავარი ზონა მიმართებაზე - 600 მ და დაქანებაზე - 200 მ გაიდევნება.



სურ. 1. რაჭა-სვანეთის მადნიანი რაიონის პროგნოზულ-მეტალოგენიური რუკა (ლეგენდა იხ. მომდევნო გვერდზე).



1-19 გეოლოგიური ფორმაციები (1-11 დანალექი - ქვედა-შუაიურული, 12-15 ვულკანოგენურ-დანალექი - შუაიურული, 16-19 გამკვეთი სხეულები - შუაიურული: 1. ზღვიური მოლასა (თიხიან-ქვიშიანი, მერგელოვანი) - ქვედაიურული; 2. ფლიშური-ტერიგენული (თიხიან-ქვიშიანი, ზოგან ნახშირბადიანი) - შუაიურული; 3. თიხიან-ქვიშიანი, ზოგან ნახშირბადიანი - ქვედაცარცული; 4. ფლიშური თიხიან-ქვიშიანი (კონგლომერატებითა და ოლისტოსტრომული ჰორიზონტებით, ზოგან ნახშირბადიანი, მეტამორფიზებული მწვანე ფიქლების ფაციესამდე); 5. ფლიშური-ტერიგენულ-კარბონატული - შუა იურული (ზოგან ნახშირბადიანი) - ქვედაცარცული; 6. კარბონატული, თიხიან-ქვიშიანი (ზოგან დისლოკაციური მეტამორფიზმით), ნახშირბადიანი - ქვედაიურული; 7. ნახშირიანი, ქვიშიან-თიხიანი - პალეოზოურ-ქვედაიურული; 8. კარბონატული, ქვიშიან-თიხიანი, სულფატური - ქვედა-შუაიურული; 9. კირქვა-მერგელოვანი - ცარცული; 10. კარბონატული - ცარცული; 11. კირქვიან-დოლომიტური, ზოგან მერგელოვანი - ცარცული; 12. ფიქლები ბაზალტების ფორმაციით (ენსიალური პალეოკალის ფუნდამენტი, მეტამორფიზებული ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში) - პალეოზოური; 13. თიხაფიქლები ნატრიუმის ბაზალტებისა და რიოლითების ფორმაციით, მეტამორფიზებული მწვანე ფიქლების ფაციესის პირობებში - პალეოზოური; 14. ტერიგენულ ტუფიტური (ანდეზიტ-ბაზალტებით) - შუა იურული; 15. თიხიან-ქვიშიანი ანდეზიტ-ბაზალტების ფორმაციით, მეტამორფიზებული ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში (სტავროლითური) - პალეოზოური; 16. გაბრო-დიაბაზური - პალეოზოური; 17. დიორიტ-გრანოდიორიტული - შუაიურული; 18. გრანიტ-გრანოდიორიტული - შუაიურული; 19. ანდეზიტ-ბაზალტური - შუაიურული. 20-21. რეგიონული მეტამორფიზმის ფაციესები: 20. მაღალ-ტემპერატურული მწვანე ფიქლების; 21. დაბალტემპერატურული მწვანე ფიქლების. 22. მადნიანი რაიონები: I-რაჭა-მესტიის; II-სვანეთის. 23. ოქროს შემცველი პოტენციური ველები: 1). გული - 90კმ<sup>2</sup>, 2). ცანა - 120კმ<sup>2</sup>, 3). ზოფხითო - 315კმ<sup>2</sup>, 4). კირარი-აბაკურა - 155კმ<sup>2</sup>, 5). არშირა - 120კმ<sup>2</sup>). 24. რღვევები: a - შესხლეტვა-შეცოცება, b -ვერტიკალური რღვევა.

ზონის დასავლეთ ნაწილში შეჯგუფებულია სამი ყველაზე მსხვილი მადნიანი სხეული სიგრძით 40-55 მეტრამდე, სიმძლავრით - 5.2-8.8მ, დარიშხანის საშუალო შემცველობით 9,37 %. ზონის აღმოსავლეთ ნაწილში ორი მადნიანი სხეულია, რომლებიც მიმართებაზე გაიდევნება 50-36 მეტრზე, თითოეული მათგანის სიმძლავრე 2 მ, ხოლო დარიშხანის საშუალო შემცველობა 4.2 %-ია. ანთიმონიტ-რეალგარის ერთ-ერთ სხეულს, რომელშიც დარიშხანის შემცველობა საშუალოდ 11.31 % შეადგენს, თან ახლავს ოქროსმატარებელი ნემსისებრი არსენოპირიტის უმნიშვნელო შარავანდედი. მთავარი მადნეული მინერალებია რეალგარი და აურიპიგმენტი, აღინიშნება აგრეთვე არსენოპირიტი, პირიტი, ანთიმონიტი, სფალერიტი და მარკაზიტი. ლუხუმის საბადოზე მადნის დარჩენილი მარაგი შეფასებულია ლითონური დარიშხანის 10 920 ტონის ოდენობით (Удалова, Кекелиа,1987).

მადნიან რაიონში ცნობილია ანთიმონის (ოქროსთან ერთად), ვოლფრამის, ვერცხლისწყლის, დარიშხანის, მოლიბდენის, ტყვიისა და თუთიის მრავალრიცხოვანი მადანგამოვლინებები. ზოფხითოს მადნიანი ველის ცენტრალურ უბანზე 60 მარღვიდან დეტალურად დამიებულია 34, რომლებზედაც დათვლილია ანთიმონის მარაგი, ამასთან ერთად რამდენიმე საძიებო ბლოკში – ოქროს მარაგიც (Удалова, Кекелиа,1987).

მესტია-რაჭის რაიონის დასავლეთ ნაწილში კავკასიონის მთავარი შეცოცების ახლოს, სოფელ ბეჩოს ჩრდილოეთით, ცნობილია ე. წ. გულის ანთიმონის ზონა, რომელიც აღინიშნება ადრეიურულ ასპიდურ ფიქლებში. ზონის ცალკეული მონაკვეთისთვის ანთიმონის გარდა, რომელიც კვარცთან ერთად ქმნის წვრილმარღვებსა და ლინზებს, დამახასიათებელია არსენოპირიტის, პირიტის და ქალკოპირიტის ჩაწინწყლული მინერალიზაცია. ზონის დასავლეთ ნაწილში გამოვლენილია აგრეთვე ოქროსმატარებელი მარღვული უბნები. რაიონის სვანეთის ნაწილში ცნობილია ოქროს თანამედროვე ქვიშრობები. რაიონის რაჭის სეგმენტი კი საინტერესოა ვოლფრამის გამადნებით. აქ ცნობილია ვოლფრამის მადანგამოვლინებები (ნოწარა, მოწანწარა, ხვრელიეთო), რომლებიც ადრე მუშავდებოდა კუსტარულად. ამ გამოვლინებებში ფიქსირდება ოქროს და ანთიმონის ამაღლებული შემცველობები, ხოლო ვოლფრამის მადნების ანშლიფებში ფერბერიტთან ასოციაციაში აღინიშნება აგრეთვე თვითნაბადი ოქროც.

სვანეთის მადნიანი რაიონი, მესტია-რაჭის რაიონის მსგავსად, გადაჭიმულია სუბგანედური მიმართულებით 115-120 კმ-ზე, მისი საშუალო სიგანე შეადგენს 20კმ. რაიონი აგებულია ადრე-შუაიურული ქვიშაფიქლიანი და სხვადასხვანაირად მეტამორფიზებული (კატაგენიზიდან მწვანე ფიქლების ფაციესის მაღალტემპერატურულ სუბფაციესებამდე) პალეოზოური ვულკანოგენურ-დანალექი წყებებით, რომლებიც შეცოცებულია ამიერკავკასიის მასივის შელფურ ნალექებზე. ჩრდილოეთით რაიონი შემოსაზღვრულია ზედაცარცული ფლიშოიდების ბლოკებით, ხოლო ჩრდილო- დასავლეთით - კავკასიონის მთავარი ქედის იურამდელი კრისტალური ფიქლებით. მადნიან რაიონში აღმოჩენილია 60-ზე მეტი ლითონური სასარგებლო წიაღისეულის მადანგამოვლინება (Геруцадзе и др, 1975). გამოვლენილია აგრეთვე საკუთრივ ოქროსმადნიანი მადანგამოვლინებები, რომლებიც მიეკუთვნება ოქრო-კვარც-მცირესულფიდურ სამრეწველო ტიპს. აღნიშნული მადანგამოვლინებები ისე, როგორც მათი თანმხლები ქვიშრობები, სივრცულად უკავშირდება განივ ტექტონიკურ რღვევებს. მადანგამოვლინებები გაერთიანე-

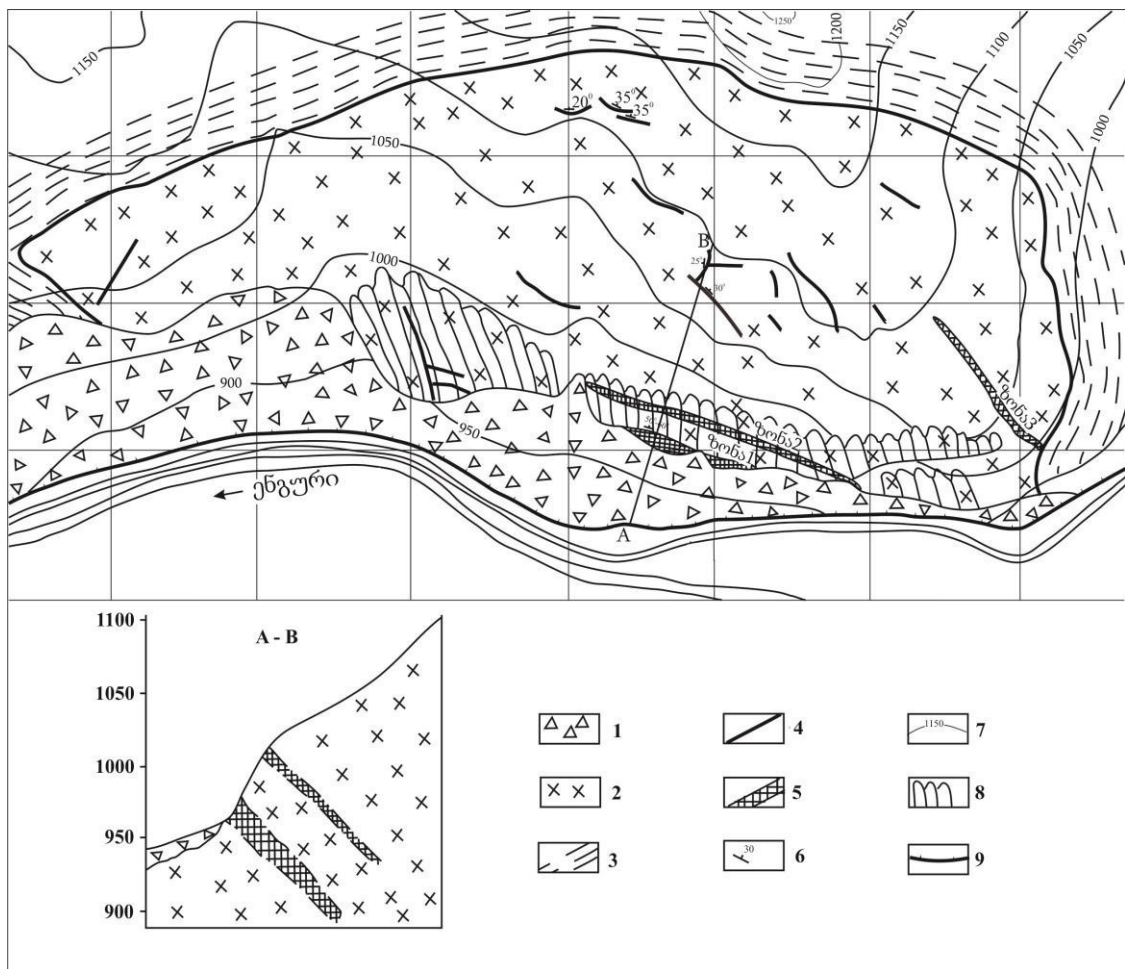
ბულია სამ - კირარ-აბაკურის, ლასილის და ხემკურის მადნიან კვანძად. პირველი ორის ფარგლებში ცნობილია, აგრეთვე, ვოლფრამის და სპილენძ-ტყვია-თუთიის მადან-გამოვლინებები. საკუთრივ ოქროს მადნიანი გამოვლინების შესწავლილობის ხარისხი არ არის დამაკმაყოფილებელი. მათი აღმოჩენა მოხდა ძეხნითი სამუშაოების პროცესში, შემდგომი უფრო დეტალური შესწავლის გარეშე. ხანგრძლივი დროის მანძილზე რაიონში მომუშავე გეოლოგების ყურადღებას იქცევდა მხოლოდ ოქროს ქვიშრობები, ხოლო ძირითადი ქანებიდან ისინჯებოდა მარტო კვარცის მარღვები, რომელთა დიდი უმრავლესობა აღმოჩნდა სუსტად ოქროსმატარებელი ან საერთოდ უმადნო. სვანეთის ოქროს კვარცმარღვული გამადნების მსგავსია მრავალი საბადო მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონში. როგორც წესი, ოქროს ეს საბადოები დაკავშირებულია ქვიშიან და ვულკანურ-ფიქლიანი ქანების მძლავრ, სუსტად ან ზომიერად მეტამორფიზებულ წყებებთან. ჩვეულებრივ ოქროს მარაგი საბადოზე არ აღემატება 30-50 ტ. ამასთან, აღინიშნება, აგრეთვე, ამ ტიპის უმსხვილესი საბადოები ოქროს ჯამური მარაგით 100-300 ტ: პრესტეა (განა), პეიმორი (კანადა), სალსინი (საფრანგეთი), ბენდიგო (ავსტრალია) და სხვა. ე. ნეკრასოვის მიხედვით (1988) ამ ტიპის საბადოებისთვის დამახასიათებელია მინერალიზაციის სტადიების მცირე რაოდენობა. ადრეულ სტადიაზე გამოიყოფა თეთრი კვარცი 300°C ტემპერატურაზე, ხოლო შემდგომ შედარებით მცირე მოცულობის ხსნარებიდან კრისტალდება სულფიდები და ოქრო 150-300°C ტემპერატურულ ინტერვალში. უნდა აღინიშნოს, აგრეთვე, რომ ოქროს მთავარ კონცენტრატორად გამოდის გვიანდელი დეფორმირებული კვარცი, ხოლო მადნების მთავარ მინერალს წარმოადგენს არსენოპირიტი.

### **ლუხრას და ზოფხითოს პოტენციური საბადოების მოკლე დახასიათება**

ლუხრას საბადო მდებარეობს მდ. ენგურის მარჯვენა ნაპირზე, სოფ. დიზთან ახლოს 500-600 მ-ში, მარმარილოს კარიერთან. ოქროსმატარებელი ინტრუზიული ქანები გაშიშვლებულია ზუგდიდი-მესტიის საავტომობილო გზის გასწვრივ, ხოლო კვარცმარღვული ზონა - 100 მეტრში გზის ზემოთ. ლუხრას ინტრუზივი შემოჭრილია დიზის სერიის დევონურ წყებაში, რომელიც კონტაქტურ ზოლში შედგება კვარც-ბიოტიტ-ანდალუზიტის ფიქლებისგან. ინტრუზივი წარმოადგენს შტოკისებრ სხეულს, რომელსაც გეგმაზე აქვს ელიფსოიდური ფორმა და გადაჭიმულია 650-700 მ-ზე სუბგანედური მიმართულებით. მისი გაშიშვლებული ფართობი 175 000 კვ.მ-ია. ინტრუზიული ქანები შედარებით საღია, გარდა კვარცმარღვული ზონებისა, რომლებშიც ქანებმა განიცადა არათანაბარი გაკვარცება. ოქროსმატარებელი კვარცის მარღვები დამსხვრეულია და ინტენსიურად გაჟღენთილია რკინის ჰიდროქსიდებით. მთავარი ზონა №1 (სურ. 2) განლაგებულია ინტრუზივის გაშიშვლებული ნაწილის სამხრეთით. მისი დიდი ნაწილი, როგორც ჩანს, გადაფარულია ნაყარით - მონცოდიორიტების მსხვილი ნატეხებით. ზონის ხილული სიმძლავრე დაახლოებით 12 მ-ია. ზონაში ზედაპირზე გამოიყოფა 6 მეტრიანი სიმძლავრის გამადნებული ინტერვალი, რომელიც აგებულია მთლიანად რძისფერი საშუალო-მარცვლოვანი კვარცით. კვარცი დამსხვრეულია და შეცემენტებულია მისივე უფრო მსხვილმარცვლოვანი მასით. უკანასკნელში მიკროსკოპის ქვეშ შეიმჩნევა ქალცედონის უწვრილესი წვრილმარღვები. ოქროს საშუალო შემცველო-

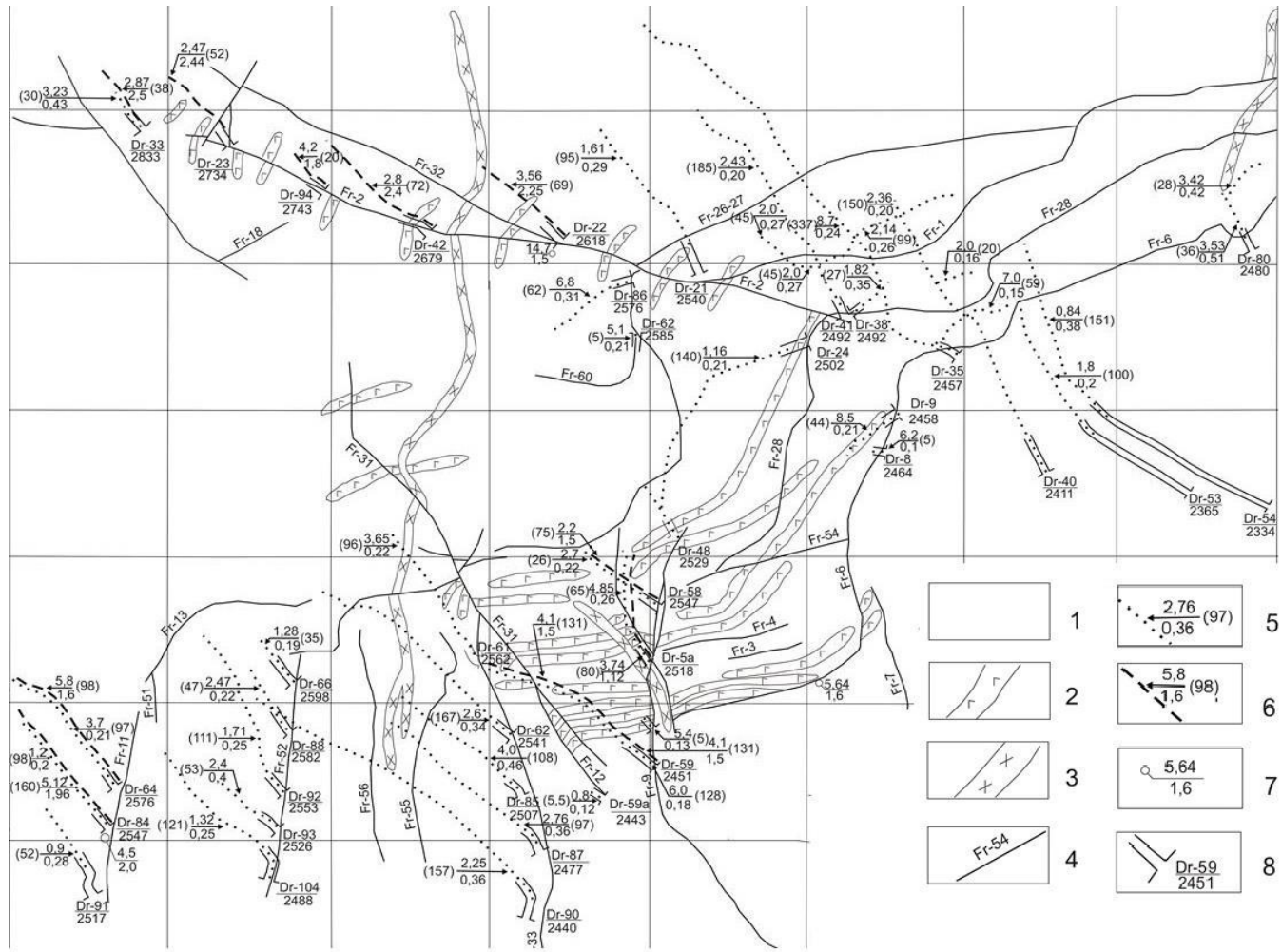
ბამ გამადნებულ ინტერვალში შეადგინა: ერთ ჭრილში - 8.89 % გ/ტ, ხოლო მეორეში - 7.48% გ/ტ. ჩვენი მონაცემებით, ოქროს სავარაუდო რესურსები ლუხრას უბანზე შეადგენს დაახლოებით 30 ტ.

ზოფხითოს საბადოს მსგავსი ოქროსმადნიანი საბადოები ნახშირბადიან წყებებში მსოფლიოს სხვა რეგიონებში ხშირად მიეკუთვნება მსხვილმაშტაბიან მადნიან ობიექტებს ლითონის შედარებით დაბალი (2-5გ/ტ) შემცველობითა და ზოგჯერ გიგანტური (1000 ტ-მდე) მარაგით. მაგალითად, საბადოები, როგორცაა მურუნტაუ, სუხოი ლოგი, ოლიმპიადა, ჯუნო და სხვა. ზოფხითოს მადნიან ველს კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის თანამედროვე ტექტონიკურ სტრუქტურაში უკავია ე.წ. ქვეცოცების ზონის ნაწილი, რომელიც აგებულია ინტენსიურად დისლოცირებული და სამხრეთით გადმოზრუნებული ქვედა-შუაიურული ქვიშა-ფიქლიანი ნალექებით (სურ. 3).



სურ. 2. ლუხრის საბადოს სქემატური გეოლოგიური რუკა (სვანეთი, საქართველო).

1. დელუვიონი: დიორიტებისა და გრანოდიორიტების დიდი ზომის ფრაგმენტები; 2. ბათური კვარციანი დიორიტები და გრანოდიორიტები; 3. დევონური რქატყუარიან-ქარსიანი ფიქლები; 4. კვარცის მარღვები, ზოგიერთი მათგანი ოქროსშემცველია და შეიცავს შეელიტს; 5. ოქროსშემცველი ზონები (ბრეჭირებული რძისფერი კვარცი, შეცემენტებული კვარც-ქალცედონით); ზონები (მრიცხველში - ოქროს შემცველობა გ/ტ, მნიშვნელში - ზონის სისქე მ): № 1-8.9/6 ხილ. სიმძლავრე), № 2-3/5; № 3 (1.0/5); 6. ოქროსშემცველი ზონებისა და კვარცის მარღვების პოზიცია; 7. რელიეფის კონტური; 8. კარნიზები; 9. იზოჰიფსები.



სურ. 3. მინერალიზებული ნაპრალოვანი ზონების განლაგება ხირვის უბანზე (ზოფხითოს საბადო, მთიანი რაჭა) და ოქროზე მათი დასინჯვის შედეგები სამთო გამონამუშევრებში (ლეგენდა იხ. შემდეგ გვერდზე).

1. მინერალიზებული ნაპრალოვანი ზონების გასწვრივ ინტენსიურად გაკვარცხებული ნახშირბადიანი თიხაფიქლები და ქვიშაქვები (ლიასური); 2. შუაიურული დიაბაზები; 3. გრანოდიორიტ-პორფირები; 4. გამადნების შემცველი (კვარც-ანთიმონიტის და უფრო ადრეული კვარც-პირიტ-არსენოპირიტის მარდვისებრი დანაგროვები); 5. მინერალიზებული ნაპრალოვანი ზონები და მათი ნომერი; შემცველი ფიქლები გარდაქმნილია კვარც-სერიციტ-კარბონატის მეტასომეტიტებად პირიტისა და ნემსისებრი არსენოპირიტის წვრილი ჩანაწინწკლებით; კვარც-ანთიმონიტის მარდვისების დასინჯვის შედეგები გასული საუკუნის 40-50 წლების მონაცემთა მიხედვით; მრიცხველში – ოქროს საშუალოდ შეწონილი შემცველობა კვარც-ანთიმონიტის მარდვისების დასინჯული (მიმართებაზე) მონაკვეთის მიხედვით, გ/ტ; მნიშვნელში – მარდვისის საშუალო სიმძლავრე, მ; ფრჩხილებში – დასინჯული ნაწილი; 6. მიმართებაზე განივად დასინჯული მინერალიზებული ზონები შტოლნების სიგანეზე გასული საუკუნის 80-ან წლების მონაცემთა მიხედვით: მრიცხველში – ოქროს საშუალოდ შეწონილი შემცველობა შტოლნის კვეთში მინერალიზირებული ზონის მონაკვეთის მიმართებაზე დასინჯვის შედეგების მიხედვით, გ/ტ; მრიცხველში – შტოლნის მინერალიზირებული ზონის ნაწილის საშუალო სიმძლავრე; ფრჩხილებში – შტოლნაში მინერალიზირებული ზონის დასინჯული ნაწილის სიგრძე; 7. 1999 წელს ზედაპირიდან აღებული სინჯები; მრიცხველში – ოქროს შემცველობა, გ/ტ, მნიშვნელში – დარული სინჯის სიგრძე; 8. შტოლნის პორტალის პროექცია ჰორიზონტალურ სიბრტყეზე; მრიცხველში – შტოლნის ნომერი, მნიშვნელში – შტოლნის პირის მაღლივი ნიშნული, მ.

შენიშვნა: 40-50 წლებში ზოფხითო იძიებოდა როგორც სტიბიუმის საბადო, ხოლო ოქრო განიხილებოდა როგორც თანმხლები კომპონენტი. სწორედ ამიტომ, ისინჯებოდა მხოლოდ კვარც-ანთიმონიტის მარდვილი მასით შევსებული ვიწრო ნაპრალოვანი ზონები, რომლებიც შესწავლილია მრავალი შტოლნით.

**კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოქროს პოტენციალის შეფასება (საქართველოს ფარგლებში)**

ოქროს პოტენციალის შეფასებისათვის შეიქმნა 1:200 000 მასშტაბის რუკა კომპიუტერული პროგრამის Arc GIS 10.2 მეშვეობით. რუკა (იხ. სურ. 1) შედგენილია გეოდინამიკურ საფუძველზე (რუკაზე ლითოგეოდინამიკური კომპლექსების სახით დატანილია წარსულიდან შემორჩენილი მორფოსტრუქტურების ფრანგმეტები, თავის მხრივ, კომპლექსებში ჩართულია გეოლოგიური ფორმაციები, რომელთა ნაწილი მადანმატარებელია). რუკა (იხ. სურ. 1) გაჯერებულია მადანგამოვლინებებითა და მინერალიზაციის წერტილებით. რუკაზე შემოკონტურებულია ორი მადნიანი რაიონი: ჩრდილოეთით – მესტია-რაჭის და სამხრეთით – სვანეთის. რაიონები შეიცავს პოტენციურად ოქროსმატარებელ მადნიან ველებს. ოქროს მონაცემებისთვის გამოყენებულია „ცნიგრი“-ს ინფორმაცია (Нарсеев,1986, დანართი 10; Константинов, Нарсеев, 1989). ორ უბანზე (ზედაპირისა და გამონამუშევრების დასინჯვა) განსაზღვრულია ოქროს სავარაუდო რესურსები: ლუხრა - 30 ტ, ზოფხითო - 40 ტ. ლუხრაზე (იხ. სურ. 2) გამოვლენილია ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური, ხოლო ზოფხითოზე (იხ. სურ. 3) ოქრო-კვარც-სულფიდური გამადნება (ანთიმონიტით და ნემსისებრი არსენოპირიტით).

მადნიანი ველების ოქროს პოტენციალის განსაზღვრის მიზნით გამოყენებულია შემდეგი მონაცემები: მარდვისებისთვის ფართობული პროდუქტიულობა ტერიგენულ ნახშირბადიან წყებებში (1000კგ/კვ.კმ).



სამხრეთ ფერდობზე გამოყოფილია 5 მადნიანი ველი:

1. ზოფხითო -  $0.5 \times 1000 \times 315 = 157500 = 157,5$  ტ Au
2. გული -  $0.5 \times 1000 \times 90 = 4500 = 45$  ტ Au
3. ცანა -  $0.5 \times 1000 \times 120 = 60000 = 60$  ტ Au
4. კირარ-აბაკური -  $0.5 \times 1000 \times 75 = 375000 = 37,5$  ტ Au
5. არშირა -  $0.5 \times 1000 \times 120 = 60000 = 60$  ტ Au

ოქროს პოტენციალი შეადგენს 360 ტ ოქროს პოტენციალის დაზუსტებისთვის პირველ რიგში აუცილებელია შესრულდეს შემდეგი გეოლოგიური სამუშაოები:

1. ძებნით-შეფასებითი 1:10 000 მასშტაბის - ყველა გამოყოფილ ოქროსმატარებელ მადნიან ველზე შემდეგი მორიგეობით: ჯერ კირარ-აბაკურის და ზოფხითოს ველებზე, ხოლო შემდგომ დანარჩენზე.
2. უბნებზე, სადაც განსაზვრულია ოქროს სავარაუდო რესურსები (ზოფხითო და ლუხრა), აუცილებლად უნდა ჩატარდეს საძიებო სამუშაოები ჭარბუდილების გამოყენებით.
3. ძებნითი სამუშაოების ჩატარება სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე ოქრო-კვარცმცირესულფიდური ტიპის მარღვული ზონების აღმოჩენის მიზნით.

## ლიტერატურა

- Kekelia S., Kekelia M., Kuloshvili A., Gagnidze N., Sadradze N., Yaroshevich V., Asatiani G., Doebrich J. L., Goldfarb R. J., Marsh E. E. (2008). Gold deposits of the Greater Caucasus, Georgia Republic: their genesis and prospecting. *Ore Geology Reviews*, vol. 34. Issue 3. P. 369-386.
- Kekelia S., Kekelia M., Asatiani G., Gagnidze N., Popkhadze N., Kharazishvili G. (2016). Gold Potential of Georgia. *Bulletin of the Georg. Nation. Acad. of Scien.* Vol. 10. N 4. Tbilisi. P. 41-49.
- Баба-заде В.М., Кекелия С.А., Абдуллаева Ш.Ф., Кекелия М.А. (2015). Золотосодержащие сульфидные месторождения островодужных палеосистем, их металлогенические особенности и условия геодинамического развития (на примере альпид Малого Кавказа). Баку. Изд.-во "СBS". 400 с.
- Баба-заде В.М., Кекелия С.А., Абдуллаева Ш.Ф., Кекелия М.А. (2017). Рудные месторождения Центрального сегмента Альпийского горно-складчатого пояса и проблемы их генезиса (Большой и Малый Кавказ, Восточные Понтиды). Баку. "СBS". 288 с.
- Гегучадзе Б. С и др., (1975). Отчет о результатах поисково-разведочных работ в центральной части Квирильской синклинали депрессии (участки Родинаули и Чалабури) за 1973-74 гг. Тбилиси.
- Константинов М.Н., Нарсеев В.А. (ред.) (1989). Методика локального прогноза скрытых месторождений золота и серебра. Москва. ЦНИГРИ. 160 с.

- Нарсеев В.А. (ред.). (1988). Оценка прогнозных ресурсов благородных металлов и алмазов. Приложение 10 к методическому руководству. Москва. МИНГЕО СССР. 180 с.
- Некрасов (1988). Эндогенные месторождения золота. Москва. Недра. 286 с.
- Сафонов Ю. Г. (1997). Гидротермальные золоторудные месторождения. Геология рудных месторождений. Том 39. N 1. С. 25-40.

UDC.553.411(234.9)+553.3./9(234.9)

**ქიზნითი მოდელი ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამადნებისთვის  
(კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი, საქართველო)**

**ს. კეკელია, მ. კეკელია, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენერაძე, კ. ლობჯანიძე,  
ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი**

*თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

ქიზნითი მოდელი ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამადნებისთვის (კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი, საქართველო). ს. კეკელია, მ. კეკელია, ნ. გაგნიძე, ი. მშვენერაძე, კ. ლობჯანიძე, ნ. ფოფხაძე, გ. ხარაზიშვილი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. რაჭისა და სვანეთის მასალების მიხედვით, დახასიათებულია მადნიანი ველები და პოტენციური საბადოები. ჩამოთვლილია აღნიშნული მეტალოგენური ერთეულებისთვის დამახასიათებელი ნიშნები, რომლებიც ოქროს ძიებისთვის გამოიყენება.

**Prospecting Model For Gold-Quartz-Low Sulfide Occurrences (Southern Slope of the Greater Caucasus, Georgia). S. Kekelia, M. Kekelia, N. Gagnidze, I. Mshvenieradze, K. Lobzhanidze, N. Popkhadze, G. Kharazishvili. Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU.** Based on the materials of Svaneti and Racha, ore fields and potential deposits are characterized. Characteristic features, which are used in gold prospecting, of above noted metallogenic units are listed.

**Поисковая модель для золото-кварц-малосульфидных оруденений (южный склон Большого Кавказа, Грузия). С. Кекелия, М. Кекелия, Н. Гагნიдзе, И. Мшвениерадзе, К. Лобжанидзе, Н. Попхадзе, Г. Харазишвили. ТГУ, Институт Геологии им. Ал. Джанелидзе.** По материалам Сванетии и Рачи охарактеризованы рудные поля и потенциальные месторождения. Для использования в поисках золота перечислены характерные признаки отмеченных металлогенических единиц.

**Extended Abstract**

Ore occurrence of gold-quartz-low sulfide type originated at the subduction stage of mountain-fold systems development. The metallogenic zone unites terrigenous suites, dislo-

cated at large-scale areas, comprising thick carbonaceous sand-silt-shaly horizons. Terrigenous rocks are represented by sediments deposited on the continental slope and in its base, and also by rocks accumulated in deep troughs of a marginal sea under sericite-chlorite and epidote-garnet subfacies conditions. According to geophysical data, within the suites (zones) “hidden” massifs of granitoids are detected.

The gold-bearing metallogenic zone, located in the central part of the southern slope of the Greater Caucasus, includes ore districts. The potential gold ore deposits of the Svaneti region are localized in Lower Jurassic flyschoids covering the Paleozoic sediments (Dizi series), in Middle Jurassic granites – quartz diorites, quartz monzonites and quartz monzodiorites. Ore bodies are mainly located in apical parts of granitoids. At prognostic evaluation of gold in the region, it is necessary to pay attention to carbonaceous of terrigenous rocks, pelitic fraction amount and content of organic substance. These factors determine essential concentrations of gold and its accompanying elements in terrigenous suites. Ores mainly concentrate in rocks, which underwent green schist facies metamorphism.

The potential of the gold-bearing districts should be assessed subject to the following geological features: the image of rocks stress dislocation, high gold content in feldspars, and presence of small gabbro-plagiogranitic bodies. One of the most important regional features for gold-bearing districts is the presence of ultrabasites. Areas of ore districts range from 1500 – 2500 km<sup>2</sup>.

In dislocation zones organic substance movement and differentiation took place; its content is elevated in ore-bearing tectonites (for example, in Paleozoic Dizi series, in Svaneti).

Svaneti ore district includes the part of the southern slope of the main ridge, where the Lower Jurassic flysch clay-sandstone schists lay directly over the Paleozoic Dizi series. The district is limited by faults. Here, in Paleozoic metamorphic suites, as well as in monzodiorites is high probability of gold deposits discovery. The presence of gold mineralization in Lower Jurassic flyschoids that is evidently convinced by the existence of gold-quartz vein systems in the Arshira riverhead (left tributary of the river Enguri) isn't excluded. In the Paleozoic shales, most interesting are the upper parts – graphitized Permian carbonate sediments. It seems that these graphitized zones served as sources for gold placers, which were relatively enriched in gold, as Lakhmula and Tskhumari placers in the Enguri River channel and on the left slope of the river. The gold potential in Mestia-Racha ore region is estimated as 210 t, and in Svaneti – as 400 t.

წინამდებარე სტატიის ავტორთა მიერ გამოქვეყნებულია გეოლოგიურ-გენეტიური მოდელები ოქროსმადნიანი საბადოებისათვის (Kekelia at al., 2017; Kekelia at al., 2017), რომლებიც განლაგებულია ფიქლიან-ტერიგენულ წყებებში. აღნიშნული მოდელები დაედო საფუძვლად ძებნითი მოდელის შექმნას. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, საქართველოს ფარგლებში, ცნობილია ოქროსმატარებელი მადანგამოვლინების ორი განსხვავებული ასაკის გეოლოგიურ-საწარმოო ტიპი: 1. ნეოგენური ასაკის ოქრო-კვარც-სულფიდური – იურულ ნახშირბადიან ფიქლებში (მთავარ შეცოცებასთან ახლოს); 2. სვანეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე – შუაიურული ასაკის ოქრო-კვარც-მცირე-სულფიდური გამოვლინებები პალეოზოურ და ქვედაიურულ ფიქლებში და მონცო-

ნიტ-დიორიტულ მცირე სხეულებში. პირველი ტიპის გამოვლინებები სხვა რეგიონებში (მაგ. უზბეკეთში, საბადო მურუნტაუ) მორფოლოგიურად წარმოადგენს მარღვებს, მარღვულ ზონებს, შტოკვერკებს და მათში ეს გამადნება გავრცელებულია დიდ ფართობზე. მეორე ტიპი კი ქმნის საშუალო სიმძლავრის (1-10 მ-დე) მადნიან სხეულებს. მათში ოქრო კონცენტრირებულია კვარცის მარღვების ბრეჭირებულ ნაწილებში, სადაც კვარცის ნატეხები შეცემენტებულია ქალცედონის ტიპის მოყვითალო კვარცით, რომელიც სულფიდურ, ძირითადად პირიტს და ქალკოპირიტს ჩანაწინწკლებს შეიცავს.

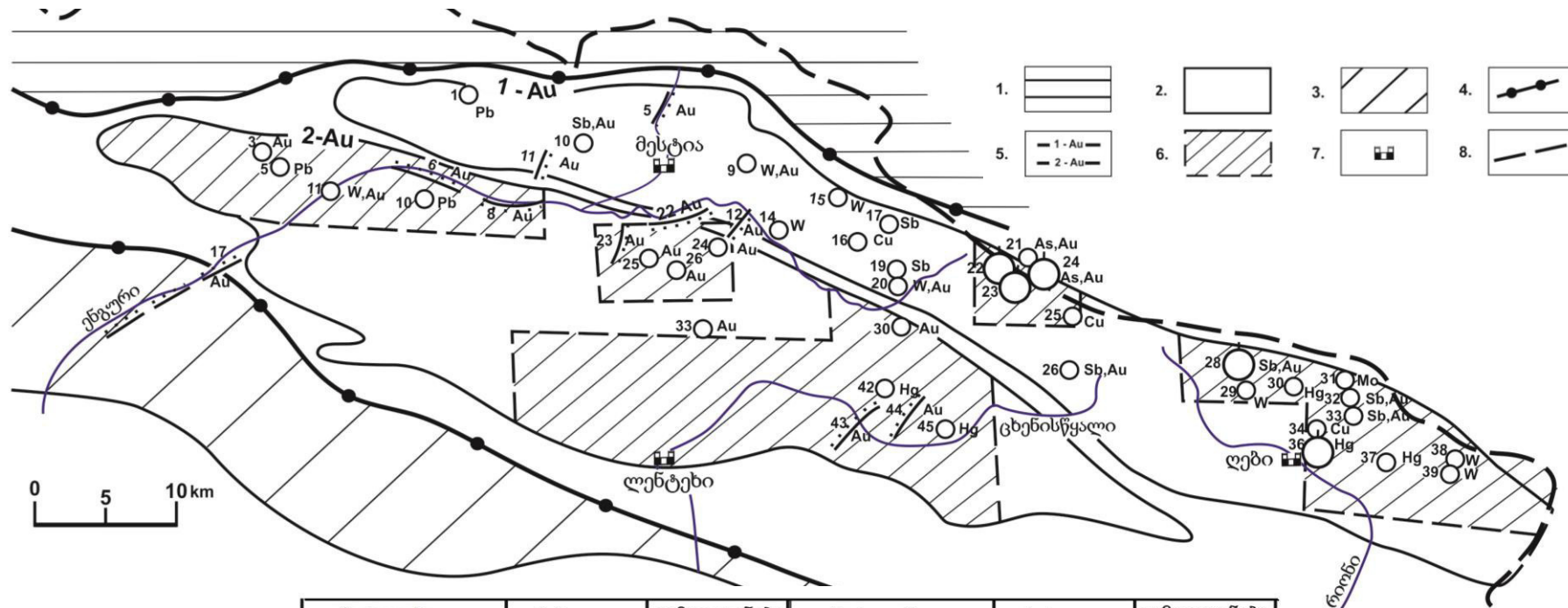
ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური გამადნების ტიპი (ლუხრა), წარმოიშვა ნაოჭა სისტემების განვითარების სუბდუქციურ ეტაპზე; ჰიდროსისტემები ამჟღავნებს პარაგენულ კავშირებს გაბრო-პლაგიოგრანიტული კომპლექსების მცირე სხეულებთან, თანმხლებ კვარც-მინდვრისშპატთან მეტასომატიტებთან ერთად. საყოველთაოდ ცნობილია, რომ დედამიწის ქერქში მიმდინარეობს პროცესები, რომლებიც ხელს უწყობს მადნიანი ნივთიერების დისიპაციას (გაფანტვას), ხოლო განსაკუთრებულ, იშვიათ შემთხვევებში, მისი ნაწილი ქმნის მნიშვნელოვან კონცენტრაციებს მიწის ქერქში. ოქროსთან მიმართებაში ასეთ პირობებს პასუხობს შემდეგი თანმიმდევრული მოვლენები: ლოკალური მაგმური კერების გაჩენა და მაგმის შემდგომი ლღობა დეკომპრესიის პირობებში. ფ. ლეტნიკოვის აზრით (Летников, 1997) გრანიტული მაგმა, მისი გაჩენის დონეზე, კვაზიწონასწორულია (PT პირობების მიხედვით პასუხობს ამფიბოლიტურ ფაციესს). ამ დროს, იზობარულ პირობებში, მდნარის ტემპერატურა უახლოვდება გარემოს პირობების ტემპერატურას. შენელებული დეკომპრესიის დროს, ხდება მდნარის სტრუქტურულიზაცია, გამოიყოფა ლიკვაციური სფეროლითური და აგრეთვე შლირული პეგმატიტები და მიკროლითები. „შოკური“ დეკომპრესიის დროს, მაშინ როცა ხდება სისტემის სწრაფი შემოჭრა მიწის ქერქის მაღალ დონეზე (T - 850°C, P-1-2 კბარი) მდნარის მოცულობა სწრაფად იზრდება, ხდება ჰომოგენური ნივთიერების გაყოფა; გამოიყოფა სილიკატური და ფლუიდურ-გაზობრივი ფაზები; „შოკური“ დეკომპრესიის დონეზე (ჰიპაბისური დონე) გამოიყოფა „ფლუიდური ფაზა“ – ოქროსმატარებელი მობილიზატი; მისი კაჟმიწიანი ნაწილი ბუნებაში ფიქსირდება კვარცის და კვარც-მინდვრისშპატების მარღვების სახით, ხოლო გაზობრივწყლიანი ფაზა იჭრება რა ნახშირბადიან ტერიგენებში, წარმოქმნის ჰიდროთერმულ მეტასომატიტებს (ბერეზიტებს) და ჩაწინწკლულ სულფიდურ მინერალიზაციას. გამომდინარე იქედან, რომ შესწავლილ რაიონში მადნებთან პარაგენული ინტრუზივების წყარო მანტიურია ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  თანაფარდობის მიხედვით) (Дудяри, Тогонидзе, 2016) და, აგრეთვე, ჰიდროთერმების ბუნება მეტამორფოგენულია, ჩვენ შეგვიძლია გეოლოგიურ-გენეტური მოდელი შემდეგი სახით წარმოვიდგინოთ: მეტაგენეზის სტადიაზე (მწვანე ფიქლების ფაციესი) ოქრო და მისი თანმხლები ელემენტები ქმნიდა პირველად ანომალიებს ნახშირბადიან წყებებში: სულფიდებში და ფოროვან წყლებში. მეტამორფიზმის ხარისხის გაძლიერების შედეგად, რომელიც დაკავშირებულია მანტიური პლუმების ზეგავლენასთან (სითბური ნაკადი), ოქროსშემცველი გარემო წარმოდგენილი ფილიტებით, სულფიდების ჩანაწინწკლებით და მინერალიზებული წყლებით, გარდაიქმნება ოქროსმატარებელ მაგმურ სისტემად. ფლუიდებით გაჯერებული ქანები და ნაწილობრივ გამლღვალე ქანები გადაადგილდებოდა დედამიწის ქერქის მაღალ ჰიფსომეტრიულ დონეზე და სწორედ აქ გარდაიქმნებოდა ფლუიდურ-მაგმურ სისტემად. ფლუიდურ-მაგმური სისტემებიდან წნევის დაცემისა და ტემპერატურის

გაზრდის შედეგად გამოიყოფოდა კაჟმიწიანი ორთქლ-გაზოვანი მობილიზატი. მადან-ლოკალიზაციის არეში ხდებოდა მობილიზატის ურთიერთქმედება მეტამორფოგენულ წყლებთან და წარმოიქმნებოდა პერიფერიული ინტრუზივების თავზე ლოკალიზებული ჰიდროსისტემები. ამ ჰიდროსისტემებში, გოგირდწყალბადისა და ნახშირბადის ოქსიდის არსებობის პირობებში და შედარებით დაბალი T-ის და მაღალი PH-ის არსებობის პირობებში, ტიოქლოურატები (ოქროს ძირითადი მატარებლები მაღალტემპერატურულ მაგმურ ფლუიდებში) იშლებოდა და ჩანაცვლდებოდა ტიაურატებით. აღნიშნული პერიფერიული ჰიდროსისტემებიდან გამოიყოფოდა კაჟმიწიანი გელი, ხოლო მინერალიზებული წყლების და თიხაფიქლების ურთიერთქმედების შედეგად ოქროს-შემცველი სულფიდები.

არსებული მონაცემების საფუძველზე, შეიძლება დავადასტუროთ, რომ მადანგამოყოფის (დალექვის) დონეზე ფლუიდური სისტემა იყო  $H_2O-CO_2-N_2-CH_4+H_2S$ -ს შედგენილობის, ხოლო მისი მარილიანობით პასუხობდა ბიკარბონატულ-ნატრიუმ-კალციუმ-მაგნიუმიან შედგენილობას. ხსნარებში კომპლექსების ფორმით არსებობდა ოქრო, ვოლფრამი, დარიშხანი, თუთია და ნიკელი. მადანდაგროვების პერიოდში ნახშირბადიანი ფიქლები კი წარმოადგენდა ფიზიკურ-ქიმიურ ბარიერს; ლითონების წყარო იყო საგების მეტადანალექი და მეტავულკანური ქანები. ამასთან დაკავშირებით, მართებულად მიგვაჩნია მოვიყვანოთ ა. კარაბეიჩიკოვის აზრი (Карабейников, 1997), რომ ამფიბოლიზაციის პროცესს თან სდევს ოქროს მომატებული მნიშვნელობების მქონე ლამპროფირული ქანების წარმოშობა. ძეზნითი მოდელი შედგენილია კავკასიის რეგიონის არსებული მასალის გათვალისწინებით: გამოყენებულია, აგრეთვე, დიდძალი მასალა, რომელიც წლების მანძილზე გროვდებოდა ფერადი და კეთილშობილი ლითონების ცენტრალურ სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში (Константинов, Нарсеев, 1989). ძეზნითი მოდელი გულისხმობს შეცნობად ნიშნებს, რომლებიც ახასიათებს მეტალოგენური პროვინციების ერთეულებს: მეტალოგენიურ ზონებს, მადნიან რაიონებს, მადნიან ველებს და საბადოებს.

მადნიანი რაიონები შემოიფარგლება გასწვრივი მადანგამომყვანი რღვევებით, რომლებიც რეგიონის განვითარების ადრინდელ ეტაპზეა გაჩენილი და მამასადამე, კონსედიმენტაციურ რღვევებს წარმოადგენს.

**სვანეთის მადნიან რაიონში** (სურ. 1) არსებული პოტენციური ოქროს მადნიანი საბადოები (ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური ტიპი) ლოკალიზებულია ქვედაიურულ ფლიზოიდებში, რომლებიც ფარავს პალეოზოურ ნალექებს (დიზის წყება), შუაიურულ გრანიტოიდებში, კვარციან დიორიტებში, კვარციან მონცონიტებსა და კვარციან მონცო-დიორიტებში. რაიონში ცნობილია აგრეთვე შუაიურული ასაკის დიორიტების, კვარციანი მონცონიტების, გაბროსა და პიროქსენიტების გამოსავლები (აბაკურის მასივი).



მეტალები	საბადო	გამოვლინება	მეტალები	საბადო	გამოვლინება
სპილენძი	—	○ Cu	ვერცხლისწყალი	○ Hg	○ Hg
ტყვია, თუთია	—	○ Pb, Zn	დარიშხანი	○ As	○ As
მოლიბდენი	—	○ Mo	სტიბიუმი	○ Sb	○ Sb
ვოლფრამი	—	○ W	ოქრო	○ Au	○ Au
კალა	—	○ Sn	ოქროს ქვიშრობი	—	● Au

სურ. 1. კავკასიონის ცენტრალური ნაწილის მეტალოგენური ზონალობის რუკა (სამხრეთი ფერდობი). 1. ჩრდილოეთი კავკასია W, Au – საქართველოს სასაზღვრო ზონა; 2. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის პროვინცია ცენტრალური ნაწილის ქვეპროვინცია As, Hg, Sb, W, Au, Mo; 3. კავკასიონის ჩრდილოეთი ქვეპროვინცია Mn, Pl, Zn, Ba, Sn; 4. სასაზღვრე პროვინციებს შორის; 4. მადნიანი უბნები 1 - მესტია-რაჭა, 2 - სვანეთი; 6. საძიებო-შეფასებითი სამუშაოების არეები (მასშტაბი - 1:25 000, 1:10 000); 7. დასახლებული უბნები.



ლუხრის ინტრუზივის ოქროსმატარებელი უბნები, ანუ კვარციანი ძარღვული ზონები ხასიათდება შემდეგი პეტროქიმიური მახასიათებლებით:  $\text{SiO}_2$ -ს შემცველობა მერყეობს 54,0–59,3%,  $\text{AlO}_3$  ტოლია 17,5–18,0%, ხოლო კალიუმი უმნიშვნელოდ აღემატება ნატრიუმს. სულფიდების მცირე რაოდენობის (1%-მდე) მქონე კვარციანი ძარღვები გამოვლენილია იქ, სადაც ფლიშიდები ფარავს სიალურ ფუნდამენტს; აქ მადნიანი სხეულები უმეტესად ლოკალიზებულია გრანიტოიდების აპიკალურ ნაწილებში. რაიონში ოქროზე პროგნოზული შეფასების დროს, აუცილებელია ყურადღების მიქცევა ტერიგენული ქანების ნახშირბადიანობაზე, თიხიანი ფრაქციის რაოდენობაზე და ორგანული ნივთიერების შემცველობაზე. ეს ფაქტორები განსაზღვრავს ტერიგენულ წყებებში ოქროს და მისი თანმხლები ქიმიური ელემენტების პირველად კონცენტრაციებს.

შესწავლილი რაიონებისათვის დამახასიათებელია კვარც-ძარღვული სისტემები შემდეგი შედგენილობით: კვარცი, პირიტი, არსენოპირიტი, შეელიტი, ოქრო და მუსკოვიტი (სერიციტი). ისინი სიღრმეში ვრცელდება ბიოტიტ-ქლორიტულ მეტამორფიზმამდე. ვერტიკალურად გამადნების დიაპაზონი 3-3,5 კმ-ია. ქანებში ნახშირბადიანი ნივთიერებების შემცველობა არ აღემატება 0,5-5გ-ს. ოქროს კონცენტრატორებს წარმოადგენს არსენოპირიტი და პირიტი. ნახშირბადიან ქანებში ოქროს ფონურ შემცველობად უნდა ჩაითვალოს 1-7 მგ/ტ. მკვლევარები აღნიშნავენ, რომ ვოლფრამი დამახასიათებელია იმ დანალექი ქანებისათვის, რომელმაც განიცადა ვულკანური პროცესების ზეგავლენა. აღსანიშნავია, რომ მადნები უპირატესად კონცენტრირდება ქანებში, რომელმაც განიცადა მწვანე ფიქლების ფაციესის მეტამორფიზმი, სადაც სულფიდებიდან ყველაზე მეტია პირიტი და არსენოპირიტი; ბიოტიტ-ქლორიტული ასოციაციის დონეზე თანაბარი რაოდენობითაა პირიტი და პიროტინი, ხოლო ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ასოციაციის დონეზე მხოლოდ პიროტინია; საბადოს მაღალ დონეებზე გამოვლენილია ბერეზიტები (კვარც-ალბიტ-პირიტ-სერიციტი), ხოლო მის უფრო დაბალ დონეებზე კი – კვარც-მინდვრისშპატული და ბიოტიტ-ქლორიტული მეტასომატიტები.

ოქროსმატარებელი რაიონების პოტენციალი უნდა შეფასდეს შემდეგი გეოლოგიური ნიშნების გათვალისწინებით: ქანების დამაბული დისლოკაციის სურათი, ოქროს მაღალი შემცველობა მინდვრის შპატებში, მცირე გაბრო-პლაგიოგრანიტული სხეულების არსებობა. ზოგიერთი მკვლევარი (Карабейников, 1997) აღნიშნავს, რომ ოქროს ამაღლებული შემცველობა არის პიროქსენებში და ბიოტიტებში, მაგრამ ოქროს მთავარი კონცენტრატორები აქცესორული მინერალებია (14-27 მგ/ტ).

ოქროსმატარებელი რაიონებისათვის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან რეგიონულ ნიშანს წარმოადგენს ულტრაბაზიტების არსებობა. ისინი მწვანე ფიქლების გავრცელების სარტყლებში „ართულებს“ ფუძე შედგენილობის ვულკანიტებს ან შედის ალოქთონებში, რომლებიც ფარავს გნეისურ-გრანიტულ თალებს; ფირფიტებში, ბაზალტებში და ულტრაბაზიტებში ოქროს შემცველობა (0,02გ/ტ) ხუთჯერ აღემატება ოქროს შემცველობას ნახშირბადიან წყებებში. ამის გამო ულტრაბაზიტები განიხილება, როგორც ოქროს პირველი წყარო. კავკასიაში მადნიანი რაიონების ფართობები მერყეობს 1500 -დან 2500 კმ<sup>2</sup>-მდე.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოქრო-დარიშხანის ტიპის გამადნება პრაქტიკულად არ იძლევა შლიხურ შარავანდედებს; გამადნების ოქრო-კვარციანი ტიპისთვის კი პირიქით, დამახასიათებელია შლიხური და ოქროს ქვიშრობები.

შესწავლილ მადნიან რაიონებში ზოგადად მეტამორფული სვეტი წარმოდგენილია ორი ნაწილით: ქვედა - გაგრანიტების ზონა ან სილიმანიტიანი ნაწილი (ტუტე მეტასომატიტების ზონა) და ზედა - (ფრონტალური) ნახშირჟანგიან-გოგირდიანი ზონა ნეიტრალურ ხსნარებთან ერთად, მადნიანი კომპონენტების მაქსიმალური თავშეყრით. ოქრო, როგორც ჩანს, გამოიდევენება ფლუიდების საშუალებით გაგრანიტების ზონებიდან მადანშემცველ ნახშირბადიან ტერიგენულ წყებებში. ამ უკანასკნელმა განიცადა შეცვლა მწვანე ფიქლების ფაციესის პირობებში.

მადნიანი რაიონები შეიცავს მადნიან ველებს, რომელთა რაოდენობა შესაძლოა 5-6 აღწევდეს; მადნიანი ველები სივრცეში აერთიანებს კვარც-ძარღვულ ოქროსმატარებელ სისტემებს. ეს კი, დაკავშირებულია მადანმაკონტროლებელი რღვევითი სტრუქტურების თავისებურებებთან, კერძოდ, მათ გაღუნვასთან ან ურთიერთგადაკვეთასთან.

მადნიანი ველების ზოგადი ნიშნებია: ტერიგენული წყებების ნახშირბადიანობა, მათი ტექსტურულ-სტრუქტურულ ფაციალური არაერთგვაროვნება, პირიტული და თიხოვან-სიდერიტული კონკრეციების სიჭარბე (მოსკოვის ცენტრალური სამეცნიერო კვლევითი გეოლოგიურ-სადიებო ინსტიტუტის მონაცემებით, ისინი შეიცავს ოქროს ფონურზე მაღალ შემცველობას), ქანების ტექტონიკური აშლილობა (ნაპრალიანობა, რღვევები, დისჰარმონიული დანაოჭება), ვულკანომიქტური ჰორიზონტების, გაბროების დაიკური და შტოკური სხეულების, დიორიტებისა და გრანოდიორიტების, კვარც-წვრილძარღვული სისტემების, ოქროს ქვიშრობებისა და შლიხური ანომალიების არსებობა, აგრეთვე ოქროს წვრილძარღვ-ჩანაწინწკლი მინერალიზაცია (გამადნების ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური ტიპის), ქანების მწვანე ფიქლების ფაციესის პირობებში და უფრო გვიანდელი ბერეზიტ-ლისტვენიტური და კვარც-მინდვრისშპატური შეცვლა, ოქროს და დარიშხანის ანომალიების არსებობა, ვოლფრამის, დარიშხანის (არსენოპირიტული), ანთიმონის, ხანდახან თუთიის, სპილენძისა და ტყვიის მინერალიზაცია. გეოფიზიკური ნიშნებიდან ყურადღება უნდა მიექცეს ელექტრულ, გრავიმეტრულ და მაგნიტომეტრულ ანომალიებს.

კონკრეტულად მადანშემცველი ფენებისათვის დამახასიათებელია შემდეგი ფაციესები: კირიან-კაჟმიწიანი, კირიან-კაჟიან-თიხიანი, თიხიან-კირიანი, კირიანი, ნახშირბადოვან-თიხიანი. ეს უკანასკნელი, დამახასიათებელია საქართველოს რაჭის საბადოებისთვის. ქანებისათვის დამახასიათებელია მასიური, წვრილსახოვანი, ლინზისებრი და ხლართული ტექსტურები. ქანები შეიცავს დიაგენეტურ პირიტს, იშვიათად არსენოპირიტს. დაიკების კომპლექსში ჭარბობს სუბ-ტუტე ქანები, ლამპროფირები; უკანასკნელები, ხშირად ოქროსმატარებელია. მადანწარმოშობას თან სდევს გაკვარცება, გაკარბონატება და, იშვიათად, გამინდვრისშპატების პროცესები.

მრავალი რეგიონის მონაცემების მიხედვით, მინერალური კომპლექსების ჩამოყალიბების თანმიმდევრობა მიმდინარეობდა შემდეგნაირად:

1. მადნისწინა-მეტასომატური კვარცი და რკინისშემცველი კარბონატი;
2. ადრინდელი პროდუქტიული-სულფიდური ოქროსშემცველი არსენოპირიტი და პირიტი;
3. გვიანდელი პროდუქტიული-თავისუფალი ოქროს შეზრდა კვარცთან და სულფიდებთან;
4. მადნისშემდგომი ანთიმონიტ-კვარც-კარბონატული ასოციაცია.

რაჭის საბადოებზე და მადანგამოვლინებებზე მკვეთრად გამოვლენილია მე-2 და მე-4 სტადიები.

დისლოკაციის ზონებში, ორგანული ნივთიერება განიცდის გადაადგილებას და დიფერენციაციას; მადანმატარებელ ტექტონიტებში მისი შემცველობა ამაღლებულია (მაგალითად, პალეოზოურ დიზის სერიაში, სვანეთში). რაჭის საბადოებში და მადანგამოვლინებებში ორგანული ნივთიერების შემცველობა ასპიდურ ფიქლებში, რომელთაც არ განუცდია ჰიდროთერმული ცვლილება 2%-მდეა, ხოლო მინერალურ ზონებში კი მისი შემცველობა ეცემა 0.56%-მდე. ფლიშოიდების, მოლასების და იშვიათად გრანიტოიდების ძარღვულ მადნიან ველებში (მაგ., ბესტიუბე, ტოკურე; Нарсеев, 1988) ჩვეულებრივ, განლაგებულია ორი საბადო და ათეულობით მადანგამოვლინება. ძარღვების სიმძლავრე 1-2 მ-ია, მიმართებაზე ასობით მეტრზე, ხოლო სიღრმეში 500-600 მ-მდე ვრცელდება; ოქროს შემცველობა მათში არის 10-20 გ/ტ, ოქროს გამდიდრება ტექნოლოგიური პროცესებით შედარებით გაადვილებულია.

მადანშემცველი ქანები, მაგალითად, რაჭის საბადოებზე და მადანგამოვლინებებზე, ხასიათდება კონგლომერატისებრი და ბრექჩიული ტექსტურებით, დაფიქლებულია და მილონიტიზებულია. მათში ორგანული ნივთიერების შემცველობა დაბალია. ისინი შეიცავს ნემსისებრ არსენოპირიტს, კვარცის წვრილძარღვებს და სულფიდების და მკრთალი მადნის ჩანაწინწკლებს.

ბევრ რეგიონში (Константинов, Нарсеев, 1989) ოქრო-დარიშხან-სულფიდური მადნები განლაგებულია ციკაბო რღვევების ახლოს (კვანძებში), სადაც ინტენსიურადაა გამოვლენილი ნაპრალოვანი სისტემები; ქანები გაკარბონატებულია და ატარებს სედიმენტაციური გადარეცხვის ნიშნებს. საბადოების მორფოსტრუქტურა სერიციტ-კარბონატ-პირიტის მეტასომატიტების და პირიტ-არსენოპირიტის შარავანდედის ადეკვატურია. მადნები წარმოადგენს წვრილძარღვულ ჩაწინწკლულ კვარც-პირიტ-სერიციტ-კარბონატულ აგრეგატს ადრინდელი კვარცის ჩანართებით, ბუდინებით და წვრილძარღვებით. ოქრო წვრილდისპესიულია და კონცენტრირებულია, ძირითადად, პირიტში და არსენოპირიტში. ზონებში მადნეული სხეულები გვხვდება ციკაბო და დამრეცი ლინზების და ძარღვების ფორმით. რღვევითი მადანმაკონტროლებელი სტრუქტურების ქანები განიცდის დინამომეტამორფიზმს. კვარც-სერიციტ-კარბონატული აგრეგატები (ოქროსმატარებელი სულფიდებით) არ შეიცავს ორგანულ ნივთიერებას. მადნიანი სხეულების ფრონტალურ ნაწილებში სჭარბობს პირიტი, ცენტრალურში – არსენოპირიტი, დისტალურ ნაწილში კი – პიროტინი. გვიანდელ წვრილძარღვებში, ფრონტალურიდან დისტალურამდე თანამიმდევრულად ვრცელდება: ანთიმონიტი, ვერცხლისწყალი, მკრთალი მადანი, ქალკოპირიტი, მოლიბდენიტი, ვოლფრამის და ბისმუტის მინერალები. გეოქიმიურ შარავანდედებში ქიმიური ელემენტების ასოციაციებია: ფრონტალურ ნაწილში – Hg, Sb, Ag; ცენტრალურ ნაწილში – Cu, W, Sn, Sb, დისტალურ ნაწილში კი – Mo, Bi, W, Be. მადნეული სხეულების პერიფერიაზე განვითარებულია არგილიტების წვრილძარღვები; შემცველ ქანებთან მათ საზღვარზე ჩნდება გრაფიტი; ფრონტალურ და დისტალურ ზონებში გვხვდება შუნგიტი (Конетантинов, Нарсеев 1989).

კვარც-სულფიდური მინერალიზაციის ტიპი წამყვანია შემდეგ საბადოებზე: ოლიმპიადინსკოე, სუხოი-ლოგი, ბაკირჩინსკოე, კაპტასკოე და დაუტიზტაუ. ამ საბადოებზე მინერალიზაცია ზედ ედება ნახშირბადიან-კარბონატულ-ტერიგენულ ქანებს; მადნიანი

სხეულები (მაგ., საბადო ოლიმპიადინსკოე) განლაგებულია კვარც-ქარსიან-კარბონატული მეტასომეტიტების საზღვრებზე; შტოკვერკული სხეულების პარამეტრები შემდეგია: 650X350X860მ. სულფიდებიდან სჭარბობს პიროტინი; ოქრო თავმოყრილია ნემსისებრ პირიტში (100-200გ/ტ); პროდუქტიულობა იზრდება ნახშირბადიან ფიქლებში. სუხოილოგის საბადოზე, უპირატესად გავრცელებულია ფენისებრი სხეულები პარამეტრებით: 3კმX1.1კმX15-140მ. ოქროს მთავარი კონცენტრატორია პირიტის; უკანასკნელი წარმოიშვა რკინა-მაგნიუმის კარბონატების ხარჯზე; ორგანული ნივთიერების შემცველობა მადანშემცველ ქანებში უდრის 0.9-2.4%-ს. აღნიშნულ საბადოზე ცნობილი კვარც-მარლული სისტემები არ წარმოადგენს პრაქტიკულ ინტერესს.

დასასრულს, კიდევ ერთხელ აღვნიშნავთ, რომ მთავარი ქედის სამხრეთი ფერდობის ოქროსმატარებელი მეტალოგენური ზონა საქართველოს ფარგლებში, როგორც ეს ჩანს ზემოთ მოყვანილი მასალიდან, შეიცავს ორ მადნიან რაიონს, რომელთა გეოლოგიური ნიშნები ცხადყოფს მათ გარკვეულ, არც ისე მცირე, ოქროს პოტენციალს. მესტიარაჭის მადნიანი რაიონი მთლიანად მოიცავს კავკასიონის ცენტრალურ სუტურას, რომელმაც ალპურ ეპოქაში, კერძოდ, შუაიურულსა და ნეოგენურში განიცადა ტექტონიკურ-მაგმური აქტივიზაცია. აქ, ოქროს პოტენციალს ატარებს ნახშირბადიანი ფიქლები. რაიონში ცნობილია ერთი პოტენციური ოქროსმადნიანი კვარც-ოქრო-დარიშხანის ტიპის საბადო – ზოფხითო, ოთხი ანთიმონიტის გამოვლინება, რომლებიც დარიშხანთან ერთად, გადავასების შემდეგ, შესაძლოა გახდეს ოქროს საბადო; გარდა ამისა, აღნიშნება დარიშხანის 60 მადანგამოვლინება და ანთიმონიტის, დარიშხანის, ვოლფრამის, ვერცხლისწყლის, მოლიბდენის, ტყვიისა და თუთიის მინერალიზაციის 60 პუნქტი. მადნიანი რაიონის ფართობი შეადგენს 1500კმ<sup>2</sup>-ს (125კმ X12კმ).

სვანეთის მადნიანი რაიონი მოიცავს მთავარი ქედის სამხრეთი ფერდობის იმ ნაწილს, სადაც ქვედაიურული ფლიშოიდური ტიპის თიხა-ქვიშაქვიანი ფიქლები უშუალოდ ადევს თავზე დიზის სერიის პალეოზოოური ასაკის წყებას. რაიონი რღვევებით არის შემოსაზღვრული. აქ, პალეოზოოურ მეტამორფულ წყებებში, აგრეთვე, მონცოდორიტებში, ოქროს საბადოების აღმოჩენის დიდი ალბათობაა. არ არის გამორიცხული, რომ ოქროს გამადნება იყოს ქვედაიურულ ფლიშოიდებში, რასაც დამაჯერებლად მოწმობს ოქრო-კვარც-მარლვანი სისტემების არსებობა მდ. არშირას (მდ. ენგურის მარცხენა შენაკადის) სათავეებში და პალეოზოოურ ფიქლებში. განსაკუთრებით, აღსანიშნავია მათი ზედა ნაწილები - გაგრაფიტებული პერმული კარბონატული ნალექები. რჩება შთაბეჭდილება, რომ აქ არსებული ვიწრო გაგრაფიტებული ზონები იყო ოქროთი შედარებით გამდიდრებული ოქროს ქვიშრობების წყარო. მაგ., ლახამულას და ცხუმარის ქვიშრობები მდ. ენგურის კალაპოტში და მის მარცხენა ფერდობზე.

რაიონში ცნობილია ორი ოქრო-კვარციანი ტიპის პოტენციური საბადო: ლუხრა - შუაიურულ კვარციან მონცოდორიტებში და არშირა - ქვედაიურულ ფლიშოიდებში, რვა ოქროს მადანგამოვლინება, 9 ოქროს ქვიშრობი, 50 მინერალიზაციის პუნქტი (სპილენძის, დარიშხანის, ტყვიის, თუთიის და დარიშხანის). მადნიანი რაიონის ფართობი შეადგენს 2500კმ<sup>2</sup> (125კმx20კმ). მადნიანი რაიონის ოქროს პოტენციალი შეფასებული იყო ფართობული პროდუქტიულობის გამოყენებით (Нарцев, 1988). პროგნოზულ-მეტალოგენიურ რუკაზე გამოყოფილი და დატანილია ხუთი ოქროსმატარებელი მადნიანი ველი. მათგან ზოფხითოს მარლული სისტემების ოქროს პოტენციალი შეადგენს

157.7 ტ, გულის ძარღვების - 45 ტ, ცანას ძარღვების - 60 ტ, კირარ-აბაკურის - 77.5 ტ, ხოლო არშირას - 60 ტ. სულ სამხრეთი ფერდობის პოტენციალია 400ტ. მათი მადნიანი კოეფიციენტი პირობითია და უდრის 0.5; ფართობული პროდუქტიულობაა 1000 კგ/კმ. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ოქროს რეალური პოტენციალის დასადგენად აუცილებლად ჩასატარებელია შემდეგი სამუშაოები:

1. ძებნით-შეფასებითი აგეგმვა ყველა მადნიან ველზე 1:10 000 მასშტაბში - პირველ რიგში ზოფხითოს მადნიან ველზე, შემდგომ, კირარ-აბაკურის კვანძზე, სადაც განლაგებულია ლუხრას ოქროს გამოვლინება.

2. ახალი ოქრო-კვარც-მცირესულფიდური ძარღვების აღმოჩენის, მათი დასინჯვისა და პარამეტრების დადგენის მიზნით, 1:25 000 მასშტაბიანი ძებნითი სამუშაოების ჩატარება სვანეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე, კირარ-აბაკურის აღმოსავლეთ დაბოლოებიდან არშირას ველის ჩათვლით.

3. იმ უბნებზე, რომლებზეც დადგენილია ოქროს სავარაუდო პოტენციალი (ზოფხითო - რაჭა, ლუხრა - სვანეთი), აუცილებელია საძიებო სამუშაოების ჩატარება ჭაბურღილების გამოყენებით.

მესტია-რაჭის მადნიან რაიონში ოქროს დარჩენილი პოტენციალის რეალიზაცია შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, თუ აღმოჩენილ იქნა სამრეწველო მნიშვნელობის ოქროს დაგროვებები შემდეგ პოტენციურ მადნიან ველებზე: გული, სადაც გარდა ანთიმონის და სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციისა დასავლეთ ნაწილში აღმოჩენილი იყო კვარც-ძარღვული ოქროსმატარებელი ზონები; ცანა, სადაც ოქროთი გამდიდრებულია კვარც-არსენოპირიტული ძარღვები და ძარღვთაშორისი ქანები; ჭემურა, სადაც ყველა აღმოჩენილი კვარც-ძარღვული სისტემები ოქროსმატარებელია და ნოწარა, სადაც მადნეული ველის აღმოსავლეთ ნაწილში ვოლფრამის მადანგამოვლინებებში გვხვდება თავისუფალი ოქრო.

სვანეთში, ოქროზე პერსპექტიულს წარმოადგენს მთლიანად კირარ-აბაკურის კვანძი, სადაც ყველა ცნობილ მცირე შუაიურულ სხეულში ოქრო-კვარციანი ძარღვებია; გარდა ამისა, ბევრ ადგილას ინტრუზივების ეგზოკონტაქტებში ჰიდროთერმულად შეცვლილ ქანებში დაფიქსირებულია ოქროს ამალღებული შემცველობები; აგრეთვე ცხუმარი-ლახამულას პოტენციური მადნეული ველი, რომელშიც ჯერჯერობით ცნობილია მხოლოდ ქვიშრობები; მათგან ერთ-ერთში, ცხუმარის ქვიშრობში აღმოჩენილია 0.5კგ თვითნაბადი ოქროს ნატეხი.

## ლიტერატურა

- Kekelia S., Kekelia M., Gagnidze N., Popkhadze N., Mshvenieradze I., Lobjhanidze K., Khara-zishvili G. (2017). Svaneti Gold Occurrence (kirari-abakuri Ore Knot) and its Genesis. Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences. V.11. N 2. P. 60-68.
- Kekelia S., Kekelia M., Popkhadze N., Mshvenieradze I., Gagnidze N., Asatiani G., Lobjhanidze K. (2017). Geological Setting and Genetic Model of the Zopkhito Prospect (Southern slope of the Greater Caucasus, Georgia). Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences. V. 11. N 4. P. 60-65.

- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (2016). Петрология и изотопная геохронология мезозойских интрузивных комплексов Грузии. Тбилиси. Тр. Инст. Геологии им. А. Джанелидзе. Нов. Сер. Вып. 128. 338 с.
- Константинов М.Н, Нарсеев В.А.(ред.). (1989). Методика локального прогноза скрытых месторождений золота и серебра. Москва. ЦНИГРИ. 160 с.
- Каробейников А.Ф. (1997). Геохимия золота в габбро-плагиогранитных комплексах складчатых структур//Геохимия. Т 5. С. 519-520.
- Летников Ф.А. (1997). Процессы самоорганизации при формировании магматических и гидротермальных месторождений//Геология рудных месторождений. Т. 38. N 4. С. 307-322.
- Нарсеев В.А. (ред.). (1988). Оценка прогнозных ресурсов благородных металлов и алмазов. Приложение 10 к методическому руководству. Москва. МИНГЕО СССР. 180 с.

UDC.551.7(479.22)

**საქართველოს მაიკოპური სერიის ნამარხი ორგანიზმების  
განვითარების ციკლურობა**

**ც. მინაშვილი, გ. ანანიაშვილი**

*თსუ, ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

საქართველოს მაიკოპური სერიის ნამარხი ორგანიზმების განვითარების ციკლურობა. ც.მინაშვილი, გ.ანანიაშვილი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. პირველად საქართველოში მაიკოპური სერიის ოლიგოცენური ნაწილი გამოიყო მიოცენურისაგან და დაიყო სამ სტრატოგრაფიულ ზონად, რომლებიც შეესაბამება საერთაშორისო სტანდარტული სკალის ზონებს. მიგვჩნია, რომ შრომაში წარმოდგენილი ჭრილი ოლიგოცენის ღრმა ზღვის ნალექებისათვის სტრატოტიპულად შეიძლება ჩაითვალოს, ხოლო დაფიქსირებული ნანოპლანქტონური კომპლექსები აღმოსავლეთ პარატეთის ოლიგოცენური ნაწილისთვის ეტალონურად განიხილებოდეს.

**Evolution cyclicity of fossil organisms of the Maikop Series of Georgia.** Ts.Minashvili, G.Ananiashvili. *TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology*. For the first time in Georgia, the Oligocene part of the Maikop series was separated from the Miocene and divided into three stratigraphic zones, which correspond to the zones of the International Standard Stratigraphic Scale. We believe that the section presented in this work can be considered as a stratotype for deep-sea deposits of the Oligocene, and the distinguished nannoplankton complexes can be regarded as a reference for the Oligocene part of the eastern Paratethys.



### **Цикличность развития ископаемых организмов в майкопских отложениях Грузии.**

**Ц. Минашвили, Г. Ананиашвили.** ТГУ, Институт Геологии им. Александра Джанелидзе.

Впервые в Грузии олигоценовая часть майкопской серии была отделена от миоценовой и подразделена на три стратиграфические зоны, которые соответствуют зонам Международной стандартной стратиграфической шкалы. Полагаем, что представленный в работе разрез можно считать стратотипным для глубоководно-морских отложений олигоцена, а зафиксированные комплексы наннопланктона, рассматривать как эталонный для олигоценовой части восточного паратетиса.

On the territory of Georgia (as in one of the regions of the Eastern Para-Tethys), studies of Maikop series sediments conducted subject to the so-called "Cyclic method" (Andrusov, 1918; Davitashvili, 1933), gave us the opportunity to express our views on some biostratigraphic issues. In the lithoral marine facies spreading zones, in the stratotype section (village of Uplistsikhe, the river Aduaant-Khevi) of the Uplistsikhe stage it became possible to specify stratigraphic volume and boundaries. Since the systematic composition of mollusk fauna is unchanged over the whole thickness of Uplistsikhe, there is no reason for its division and it should be considered as one undivisible stratigraphic unit. Its lower boundary should be drawn close to the lowermost part of the stratum, where Uplistsikhe sandstones comprising normal-marine rich mollusk fauna conformably overly the Upper Oligocene layers with brackish water, monomorphic fauna (mainly *Corbulas*).

We do not share the existence of a new stratigraphic unit, the so-called "Gori horizon" of the Upper Kotsakhuri age between the Tarkhanian and Kotsakuri stages as in Georgia (villages Chqumi, Zaragula, Tsiperchi, Uplistsikhe, Tiniskhidi) as well as in the North Caucasus (villages Yaman-Jalgi, Starokovinskiy, etc.) in the disputable layers about 10 index species of the Tarkhanian stage was found. And that is most important the "Gori layers" are located in conformity, not on the Kotsakhuri stage sandstones but between the Lower and Upper Tarkhanian sediments characterized by rich makro- and micro fauna. Thus, the so-called "Gori layers" are within the Paratethys area have a stratigraphic position of the Middle Tarkhanian and not of the Upper Kotsakhuri.

Confidence is lacking in the assertion that, after the Uplistsikhe, the connection with the ocean is considerably limited. On the contrary, according to our data, in the Sakaraulian number of representatives of genera (more than 60) as well as of the species (up to 150) increases.

As to the strips represented by deep marine facies, here nannoplankton researches were of great importance. In Georgia, based on these fossils, zonal division of Oligocene part of the Maikop series got possible: lower - Squri layers - CP-16 (=NP21); *Helicosphaera reticulata* Zone; middle - Sachino layers - CP-17 and CP-18 (=NP23); *Spenolithus distentus* and *Spenolithus praedistentus* Zones; upper - Rukhi layers - CP-19 (=NP24-25); *Spenolithus ciperoensis* Zone (Minashvili, 1992).

The mentioned zonal division of the Maikop series has significantly changed the old views on its stratigraphic volume and the relations with the neighboring strata.

Based on the significance of nanoplankton for the researches of the Maikop series, the authors of the article suggest to consider the section of the Maikop series drawn up near the village of Jgali (the Chanis-Tskali river canyon) as a stratotype, and the recorded nannocomplexes as a reference for the Maikop series of the Eastern Paratethys.

განედურად გადაჭიმული აღმოსავლეთ პარატეთისი (არალის ზღვიდან – უკრაინამდე), ოლიგოცენურის დასაწყისშივე ჩაისახა ტეთისის ჩრდილო პერიფერიულ ზოლში (Ласкарев, 1925; Baldi, 1973; Seneš, 1969) და აქედან მოყოლებული იგი წარმოადგენს სრულიად განსხვავებულ პალეოგეოგრაფიულ ერთეულს, რომლის ფარგლებში მოქცეული ბიოტური თუ აბიოტური გარემო მკვეთრად განსხვავდება მიმდებარე ჩრდილო ბორიული, ხმელთაშუა ზღვიური თუ ინდო წყნაროკეანური აუზებისაგან (სურ. 1).

აღმოსავლეთ პარატეთისის სპეციფიკურობა იმაში მდგომარეობს, რომ აქ განვითარებული აუზები მიოცენური დროის განმავლობაში ზოგჯერ გაშლილი ზღვის აკვატორიას (უფლისციხე, საყარაულო, თარხნული, სართაგანული) უკავშირდებოდა ან პირიქით, ექცეოდა სრული იზოლაციის პირობებში (კოწახური, ქვედა კარაგანული, ქართველური).

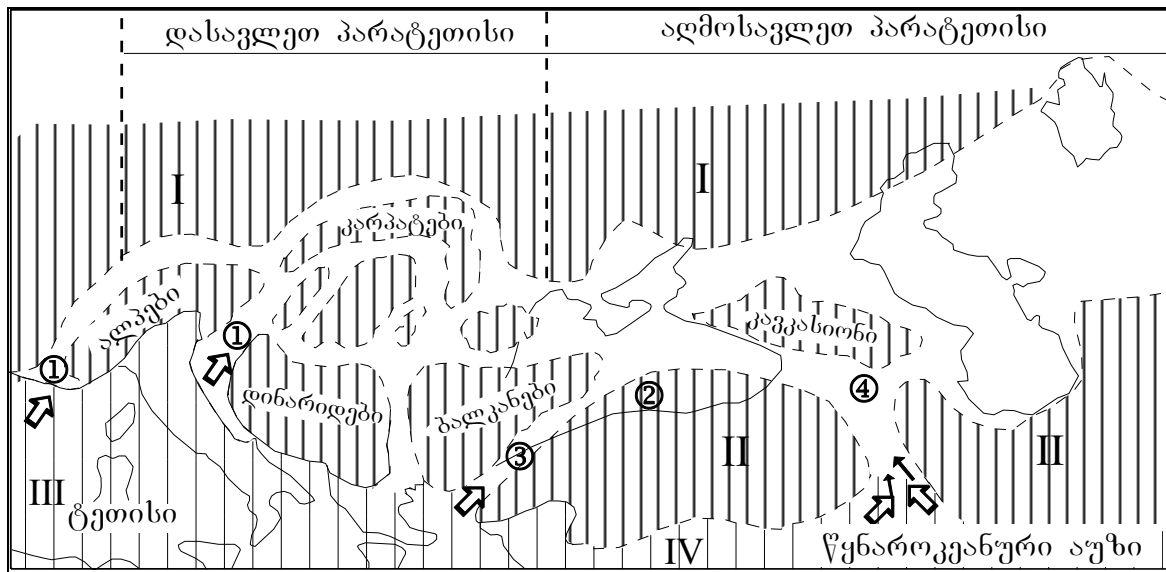
აღნიშნულ აუზებს შორის კავშირების აღდგენა – შეწყვეტა, უმთავრესად, ზღვების მარილიანობის ცვალებადობაში აისახებოდა, რაც შესანიშნავად დასტურდება მიოცენურ ნალექებში დაცული მაკროფაუნისა (ორსაგდულიანები, გასტროპოდები) და მიკროორგანიზმების (ფორამინიფერები, ოსტრაკოდები, ნანოპლანქტონი) სისტემატიკური შემადგენლობით.

მიოცენური დროის ზღვიური აუზების მონაცვლეობას დროში „ციკლობას“ უწოდებენ და გამოყოფენ სამ ციკლს, რომლებიც, როგორც წესი, ნორმულ ზღვიური აუზით იწყება და მომარილიანო(ძლიერ გამტკნარებული) აუზით მთავრდება (Андреев, 1918; Baldi, 1981; Невеская, 1984; Гончарова, 1989). ციკლებში გამოყოფენ ეტაპებს, რომელთა ხანგრძლივობა ცალკე აღებული სართულების ფორმირებას შეესაბამება.

პირველი ციკლი მოიცავს პერიოდს უფლისციხურიდან (=აქვითანურს) კოწახურულამდე; მეორე ციკლი – თარხნულიდან კარაგანულამდე; მესამე ციკლი – კონკურიდან სარმატულამდე. სტატიის შეზღუდული ფორმატიდან გამომდინარე, ქვემოთ ჩვენ განვიხილავთ მიოცენური ეპოქის მხოლოდ ერთ ქვედა ციკლს.

მკვლევართა შორის, დღემდე სადავოა არა მარტო ციკლებს შორის საზღვრების საკითხი, რაც თავისთვად, ციკლებში შემავალი სართულების (ეტაპების) ბიოსტრატოგრაფიულ პრობლემებთან არის დაკავშირებული, არამედ ცალკეული სტრატონების მარილიანობის ხარისხის განსაზღვრა. მაგალითად, სრულიად აუხსნელი გვეჩვენება თუ რატომ არის ლ. ნევესკაიასა (Невеская, 1971) და ი. გონჩაროვას (Гончарова, 1989) მიხედვით, უფლისციხურის, საყარაულოსა და კარაგანულის სართულები ერთ რანგში აყვანილი და ნახევრადზღვიურად მიჩნეული, მაშინ როდესაც პირველი ორი სართული ტიპიურ ნორმულზღვიურ მდიდარ (120-ზე მეტი სახეობა) მოლუსკურ ფაუნას შეიცავს. აღნიშნული საკითხების დასმისა და გადაჭრისათვის აუცილებელია, თვალი გადავაგლოთ ბუნებაში არსებულ გეოლოგიურ ჭრილებს, მათ შემადგენელ სართულებს, მასში

დაცულ სხვადასხვა პალეონტოლოგიურ ჯგუფებს, ბიოტური და აბიოტური გარემოს ხასიათს.



სურ. 1. პარატეთისის პალეოგეოგრაფიული სქემა ი.სენემის (1970) მიხედვით. I – პლანტორმები. II – ხმელეთადაცვეული ნაოჭა სისტემები. III – ტეთისი. IV – ინდოეთ-წყნაროკეანური აუზი. 1-4. პარატეთისის გაშლილ ზღვებთან დაკავშირებული მიმართულებები

### უფლისციხე – საყარაულო – კოწახურის ციკლი უფლისციხის ეტაპი

წინამდებარე ნაშრომში ჩვენ დეტალურად განვიხილავთ მხოლოდ იმ გეოლოგიურ ჭრილებს, რომლებშიც სართულები სანდოდაა პალეონტოლოგიურად დახასიათებული და რაც მთვარია, შეიმჩნევა ფაუნის ცვლილებების ხასიათი ვერტიკალური მიმართულებით (ე.ი. დროში). სწორედ ამ უკანასკნელ მოვლენაზე დაყრდნობით იქნება შესაძლებელი განვიხილოთ ის პრობლემები, რომლებიც მიოცენური აუზების ციკლურ განვითარებასთან არის დაკავშირებული.

საქართველოს უკიდურეს ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში გუდაუთის, სამურზაყანოს და ოჩამჩირე-ყულევის ბლოკების ფარგლებში (Гамკრელიძე, 2000), უფლისციხის მიოცენურის ყველაზე ძველ სართულს, სტრატეგრაფიული მდებარეობის მიხედვით, პირობით ვაკუთვნებთ მაიკოპური სერიის გარკვეულ დასტას, რომელიც თანხმობით არის განლაგებული ზედა ეოცენურის ფორამინიფერებიან მერგელებსა (Качарავა, 1944) და საყარაულოს ნალექებს შორის (О. Джанелиძე, 1970).

აღმოსავლეთით, ოდიშის ბლოკის ფარგლებში მაიკოპური სერიის სრული ჭრილებია დაფიქსირებული, (Вахания, 1959; Лалиев, 1964; О.Джанелиძე, 1970; Ананаიашვილი, 1985) მაგრამ, მხოლოდ ბლოკის ჩრდილო პერიფერიის გასწვრივ, სოფ.სოფ. საჩინოსა და ჯგალის მიდამოებში გახდა შესაძლებელი ნანოპლანქტონურ მონაცემებზე დაყრდნობით (Minashvili, 1992) მაიკოპური სერიის უფრო მცირე სტრატეგრაფიულ ერთეულებად დანაწილება.

არანაკლებ მნიშვნელოვანია ის რომ, მოხერხდა მაიკოპური სერიის ოლიგოცენური ნაწილის გამიჯვნა მიოცენურისაგან, რაც ბოლო დრომდე მიუღწეველი იყო და რის გამოც მაიკოპური სერიის ასაკს დაუნაწილებლად ოლიგოცენ-ქვედა მიოცენურად მოიხსენიებდნენ.

ზემოაღნიშნული ფაქტი გვაძლევს უფლებას სოფ. ჯგალის მიდამოების ჭრილი მივიჩნიოთ მაიკოპური სერიის სტრატოტიპულ ჭრილად და აქ ჩვენს მიერ (Minashvili, 1992) დაფიქსირებული ნანოპლანქტონური კომპლექსები ჩავთვალოთ ეტალონურად მთელი აღმოსავლეთი პარატეთისისთვის.

უფლისციხის სართულზე ხაზგასასმელია ის ფაქტი, რომ ოდიშის ბლოკის ჩრდილო ზოლში ნანოპლანქტონით დადგენილ ზედა ოლიგოცენურის (=ქატურს) ზევით მდებარე 200მ-მდე სიმღავერის ქვიშიან-თიხიან დასტაში აღმოჩნდა საყარაულოს სართულის 15-მდე სახე-ინდექსი (O. Джанелидзе, 1970; Ананаიашვილი, 1985). ამიტომ, ჩვენთვის სრულიად მისაღებია ამ ორ სტრატოტიპულ დონეზე მდებარე შრეებს შორის თანხმობით განლაგებული დასტა უფლისციხის სინქრონულად მივიჩნიოთ.

აღმოსავლეთით, კერძოდ შაორის ბლოკის ფარგლებში, მაიკოპის სერია ლითოლოგიურად არაფრით განსხვავდება ზემოაღწერილი ნალექებისაგან. უფლისციხის სართულის პალეონტოლოგიური დასაბუთება მოხერხდა მხოლოდ ერთ უბანზე, დეხვირის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში (სოფ. ჩქუმი), სადაც 200 მ. სისქის კარბონატული თიხებისა და თხელშრეებრივი თიხიან-ქვიშაქვების დასტის ფუძეში ჩვენ მიერ შეგროვილ იქნა უფლისციხის სართულისთვის დამახასიათებელი მოლუსკური ფაუნის შემდეგი კომპლექსი: *Arca biangula*, *Chlamys incomparabilis*, *Ostrea digitalina*, *Polymesoda convexa*, *Corbula gibba*, *Natica beirichi*, *Turritella pseudogradata*, *Cerithium upliscichensis*.

აღმოსავლეთი დამირვის მოლასურ ზონაში სრული ჭრილია ჩვენს მიერ დაფიქსირებული ხაზურის რაიონში (სურ.2), კერძოდ სოფ.სოფ. ნაბახტევისა და ვაყას მიდამოებში. აქ, ჩვენ ნალექების შემდეგი თანმიმდევრობა ავლწერეთ:

1. მოყვითალო-ნაცრისფერი, თხელშრეებრივი, საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების, თიხებისა და კარბონატული ქვიშიანი თიხების მორიგეობა. შრეების დაქანების აზიმუტია NO 5°, <70°. ქვიშიანი თიხების შუაშრეებში აღმოჩნდა: *Corbula (Lenticorbula) sokolovi*, *Janschinella garetzkii*, *Lentidium georgianum*, *Polimesoda brogniarti*, *Cerastoderma serogosicum*, *Congerina basteroti*... 16.0 მ.

2. ხეობის მარჯვენა ფერდობზე ქვიშიან თიხებში აღმოჩნდა საკმაოდ მდიდარი (18 სახე) ნანოპლანქტონური კომპლექსი: *Cyclococcolithus floridanus*, *Reticulofenestra lockeri*, *R. ornata*, *R. bisecta*, *Coccolithus pelagicus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Pontosphaera multipora*, *Braarudosphaera bigelovi*, *Sphenolithus moriformis*, *Sph. ciperoensis*, *Coccolithus eopelagicus*, *Triquetrorhabdulus sp.*, *Transversoponthis zigzag*, *Discolithina latelliptica*, *Cyclococcolithus abisectus*, *Rhabdosphaera sp.* და გადმოლექილი ცარცული და ეოცენური ფორმები...50.0 მ.

3. მოყვითალო-ნაცრისფერი, არაკარბონატული, ქვიშიანი თიხებისა და თიხიანი ქვიშაქვების მორიგეობა. კარბონატულ თიხებში, ფუძიდან 20 მ-ზე აღმოჩნდა: *Nucula aff. mayeri*, *Arca biangula*, *Modiolus katscharavai*, *Isognomon sp.*, *Chlamys cf. incomparabilis*, *Ostrea digitalina*, *Anomya ephippium*, *Codalucina tenuistriata*, *Erycinella clara*, *Lucinoma borialis*, *Diplodonta trigonula*, *Parvicardium neglectum*, *Cerastoderma karaschokense*, *Polimesoda convexa*, *Corbula (Lenticorbula) sokolovi*, *Corbula gibba*, *Lentidium georgianum*, *Panopea intermedia*, *Natica beirichi*, *Turritella (Haustator) pseudogradata*, *Cerithium upliscichensis*... 65.0 მ.

4. მუქი ნაცრისფერი ქვიშიანი თიხებისა და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობა. დასტა მთლიანად კარბონატულია. თიხიანი ქვიშაქვებიდან განვსაზღვრეთ: *Arca biangula*, *Polymesoda convexa*, *Corbula sokolovi*, *Lentidium georgianum*, *Chlamys incomparabilis*, *Natica beirichi*, *Turritella aff. pseudogradata* ..... 62.0 მ.

5. იგივე, რაც დასტა 4. ქვიშაქვებში აღმოჩნდა *Arca cf. biangula*, *Parvicardium neglectum*..... 67.0 მ.

6. იგივე რაც დასტა 4., რომელშიც სხვადასხვა დონეზე შეინიშნება, შრეებრიობის პარალელურად ორიენტირებული 0,5 დიამეტრის სეპტარები..... 160.0 მ.

7. იგივე, რაც დასტა 4. ქვიშაქვების შუაშრეები – *Arca biangula*, *Anomya ehippium*, *Musculus hoernesii*. .....170.0 მ.

სტრატოგრაფიულად ზევით, ლითოლოგიურად სრულიად მსგავსი შრეები ქ. არჩვაძის (Арчвадзе, 1954), ო. ჯანელიძის (О.Джанелидзе, 1970) და ჩვენი მონაცემებით დიდი რაოდენობით შეიცავს საყარაულოს სართულისთვის დამახასიათებელ მაკრო- და მიკროფაუნას.

აღწერილი ჭრილის პირველი დასტის მოლუსკური კომპლექსი ტიპურია ზედა ოლიგოცენური ასაკის კორბულეზიანი შრეებისათვის, როგორც კორბულეზის სიჭარბით, ისე მათი თანმხლები ფორმებით. მათ შორის ცალკე აღნიშვნის ღირსია – *Janschinnella garetckii*. ამ გვარის წარმომადგენლები აღმოსავლეთ პარატეთისში ზედა ოლიგოცენურზე უფრო ახალგაზრდა ნალექებიდან არ არის ცნობილი (Попов, 1993). ფაუნის ეს კომპლექსი დიდ მსგავსებას იქნის აგრეთვე ფარებას წყების („ზედა კორბულეზიანი ქვიშაქვები“) ზედა ოლიგოცენურ მალაკოფაუნასთან.

დასტა 2 შეიცავს მდიდარ ნანოპლანქტონურ კომპლექსს, რომელთა შორის *Sphenolithus ciperensis* სტანდარტული სკალის Np25-NN1 ზონების სახელმძღვანელო ფორმებს წარმოადგენს.

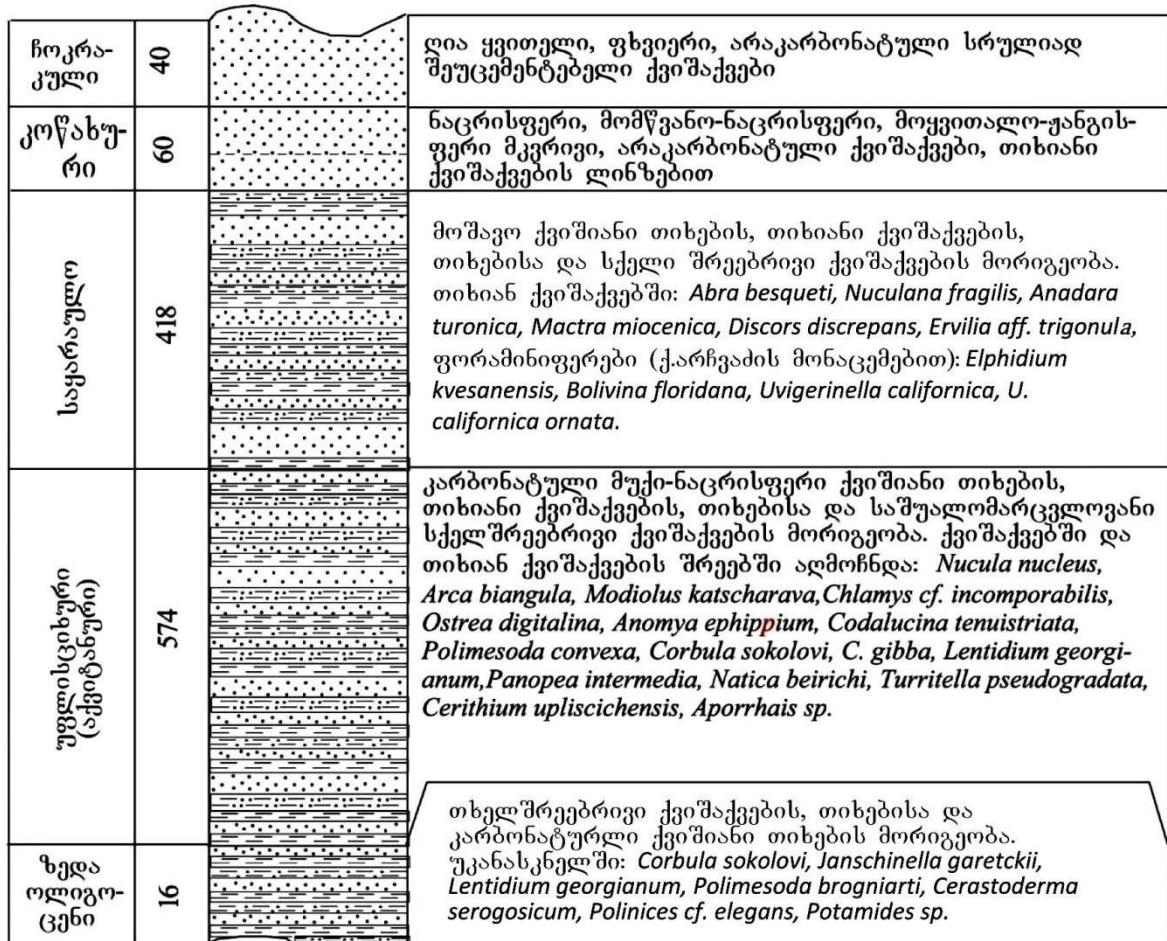
მიოცენური ეპოქის დადგომაზე მიგვითითებს აგრეთვე, მესამე დასტაში თავმოყრილი მოლუსკური ფაუნა. განსაკუთრებულ აღნიშვნას საჭიროებს ის ფაქტი, რომ თითქმის ყველა ზემოჩამოთვლილი ფორმა სოფ. უფლისციხის აქვიტანურში არის ნაპოვნი, რის გამოც დასტა 3-ის მიკუთვნება უკანასკნელი სტრატონისადმი ეჭვს არ უნდა იწვევდეს.

აქვიტანურსავე უნდა მიეკუთვნოს 4-7 დასტები, რომლებიც მოლუსკების შედარებით გაღარიბებული ასოციაციით არის წარმოდგენილი, მაგრამ თითქმის ყველა სახე მესამე დასტაში გვაქვს ფიქსირებული.

უფლისციხის სართულის მარჩხი ზღვის ტიპის ნალექები იდეალურადაა გაშიშვლებული სოფ. უფლისციხის მიდამოებში და იგი არაერთხელ იქნა დეტალურად განხილული (Курцхалиа, Булейшвили, Папава, 1972; ანანიაშვილი და სხვ., 1998).

აღნიშნულ ჭრილში ყურადსაღებია ის, რომ ნორმულზღვიური მოლუსკური ფაუნა ორ, ერთმანეთისგან 360 მ-ით დაშორებულ დონეზეა ნაპოვნი და თ. კურცხალიამ (Курцхалиа, 1972) დასაწყისში, ფაუნის ეს კომპლექსები აქვიტანიის აუზის აქვიტანური სართულის სინქრონულად წარმოიდგინა. მოგვიანებით, ხსენებულმა ავტორმა ქვედა ფაუნიანი შრეები, რომლებიც თითქოს უფრო არქაული იერის მალაკოფაუნას შეიცავს, ქატურ სართულს მიაკუთვნა, ხოლო ზედა ფაუნიანი – აქვიტანურს.

ბოლო წლებში (2006) უფლისციხის ჭრილის შესწავლამ ღრმად დაგვარწმუნა, რომ მოლუსკური ფაუნის კომპლექსები, ზემოხსენებულ ორ სხვადასხვა სტრატოგრაფიულ დონეზე ძალიან ახლოს დგას ერთმანეთთან და ამის გამო, მათი შემცველი ნალექების ორი სხვადასხვა სტრატონისადმი მიკუთვნება არ მიგვაჩნია მიზანშეწონილად.



სურ.2. ჭრილი მდ. ჭერათ-ხევის გასწვრივ სოფ. ვაყასთან

ამრიგად, ჩვენ სავესებით ვიზიარებთ ხსენებული ავტორების ადრე შემოთავაზებულ სქემას უფლისციხის ჭრილში აქვიტანური სართულის სტრატოგრაფიული მოცულობის შესახებ.

სრულიად ანალოგიური სურათია აღმოსავლეთით, სოფ.გომბორის მიდამოებში (მდ.რუსიანის ხევი). აქაც, ისევე როგორც სოფ. ნორიოსთან, პალეონტოლოგიურადაა დადგენილი მხოლოდ ზედა ოლიგოცენური და საყარაულო, ხოლო რაც შეეხება უფლისციხის სართულს იგი სტრატოგრაფიული მდებარეობითაა გამოყოფილი.

ღრმა ზღვის ფაციესების გავრცელების ზოლებში აქვიტანურ სართულს მიეკუთვნება მაიკოპური თიხების სრულიად გარკვეული დასტა, თანხმობით განლაგებული ზედაოლიგოცენური ნანოპლანქტონის შემცველ შრეებსა და საყარაულოს სართულის ნალექებს შორის.



აფხაზეთის ტერიტორიაზე (გუდაუთის, სამურზაყანოს, ოჩამჩირე-ყულევის ბლოკები) საყარაულოს ნალექები დადგენილია მდ.მდ. ბზიფისა და მიუსერას ხეობების გასწვრივ (Букия, 1953).

სეშვი	ქვიშვი	სერია	სართული, შრეები	ინდექსი (ოკადა, ბაკრი, 1980)	ზონები	ქვიშონები	ინდექსი (მარტინი, 1970)
მოცენი	ქვიშა	მაიკოპური სერია	კოწახურის სართული, ქვიშაქვიები, ქვიშაიანი თიხები, მაიკოპური თიხები				NN1
			საყარაულოს სართული თიხები, ქვიშაქვიები, გრაველიტები, პოლიპალური მოლუსკური ფაუნით				
			უფლისციხის სართული (=აკვიტანურს): თიხები, ქვიშაქვიები და გრაველიტები. პოლიპალური მოლუსკური ფაუნით				
ოლიგოცენი	ზედა	მაიკოპური სერია	რუხის შრეები: თიხები, ქვიშაქვიანი თიხები, ქვიშაქვიები <i>Helicosphaera bramlettei</i> და <i>H. recta</i> -ს კომპლექსით	CP-19	<i>Sphenolithus ciperoensis</i>	CP 19b Dictyococcites bisectus CP 19a Cyclicargolithus floridanus	NP 25 NP 24
	შუა		საჩინოს შრეები: თიხები, ქვიშაქვიანი თიხები, ქვიშაქვიები <i>Zygodiscus vialovi</i> -ს კომპლექსით	CP-18 CP-17	Sphenolithus distentus Sphenolithus predistentus		NP 23
	ქვიშა		სქურის შრეები: თიხები, ქვიშაქვიანი თიხები, ქვიშაქვიები <i>Clausicoccus subdistichus</i> -ს კომპლექსით	CP-16	<i>Helicosphaera reticulata</i>	CP 16c Rediculofenestra hillae CP 16b Coccolithus formosus CP 16a Coccolithus subdistichus	NP 21
	ეოცენი		ზედა	ზედაფორამინიფერებიანი მეგრელები			

სურ.3. საქართველოს მაიკოპური სერიის სტრატოფიციერების სქემა ნანოპლანქტონის მიხედვით (Minashvili, 1992)

### საყარაულოს ეტაპი

განსახილველი ნალექები წარმოდგენილია თხელ- და სქელშრეებრივი ქვიშაქვიებით, თიხიანი ქვიშაქვიებით კონგლომერატების შუაშრეებით, რომლებიც უშუალოდ მოყვება ტიპიურ მაიკოპურ თიხებს (500მ) და დახასითებულია არც თუ ისე მდიდარი (3 სახეობა) ფორამინიფერების ფაუნით: *Bulimina tumidula*, *Bolivina goudkoffi*, *Globulina inaequalis*, *Porosonion polymorphus*, *Uvigerinella* sp. (О.Джанелидзе, 1970).

უფრო აღმოსავლეთით (სოფ.ბარმიში) საყარაულოს ნალექებში, ფორამინიფერების გვერდით პირველად ჩნდება მოლუსკური ფაუნის რამდენიმე წარმომადგენელი, რომ-

ლებიც ამ სტრატონის ასაკს განაპირობებს. ესენია: *Glycymeris textus*, *Nucula burdigalica*, *Panopea menardi*, *Polinices helicina*, *Nuculana fragilis*. აღნიშნული ფაუნიანი შრეები სრული თანხმობით იფარებს კოწახურის თიხიან-ქვიშიანი ნალექებით, რომლებიც გადაჭედლია *Rzehakia socialis*-ის ნიჟარებით და შედარებით იშვიათად, არანაკლებ დამახასიათებელი *Eoprosodacna cartlica* და *Congerina amygdaloides*-ებით.

განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობს საყარაულოს შრეები სოფ. კვენზანის მიდამოებში, სადაც ს. ბუკიას (Букия, 1934) მიერ შეგროვილი პალეონტოლოგიური მასალა შეისწავლა ი. კორობკოვმა (Коробков, 1939) და განსაზღვრა 30-მდე მოლუსკური სახეობა, რომელიც რაოდენობრივად ერთ-ერთი უმდიდრესია მთელ აღმოსავლეთ პარატეთის საყარაულოს ნალექებში.

აღნიშნული კომპლექსის ანალიზი გვარწმუნებს, რომ ფაუნის ძირითადი შემადგენლობა ახალი მიგრანტიებია გაშლილი ზღვიდან, თუმცა ზოგიერთი, უფლისციხის აუზიდანაც არის გადმოსული: *Nucula burdigalica*, *Glycymeris deshayesi*, *Arca turonica*, *Tellina planata*, *Corbula gibba*, *Cardium discrepans*. ამასთან ერთად ჩნდება რამდენიმე ახალი ქვესახე, რომლებიც საყარაულოსათვის ენდემურ ფორმებს წარმოადგენს და საქართველოს ფარგლებს გარეთ არსად არის დაფიქსირებული. ესენია: *Glycymeris deshayesi gracaliensis*, *G. deshayesi goriensis*, *G. textus elongata*, *Corbula djanelidzei*, *Cardium discrepans djgaliensis*.

ხაზგასასმელია ის გარემოება, რომ მიკრო- და მაკროფაუნა ყველგან საყარაულოს შრენარის ფუძესთან ახლოს 10-40 მ-ის ფარგლებშია შეგროვილი, მაშინ, როცა ზედა ჰორიზონტები პრაქტიკულად უნამარხოა.

ოდიშის ბლოკის ფარგლებში საყარაულოს სართულის ნალექების სრული ჭრილი მხოლოდ აღნიშნული სტრუქტურის ჩრდილო პერიფერიაზე, სოფ.ჯგალთან, არის აღწერილი. აქ, თხელ- და სქელშრეებრივ ქვიშაქვებში, რომლებიც მაიკოპურ თიხებთან მორიგეობს განსაზღვრულია მაკრო- და მიკროფაუნის შემდეგი კომპლექსი: *Glycymeris deshayesi*, *G. cor.*, *Nucula burdigalica*, *Anadara turonica*, *Panopea menardi*, *Polinices burdigalensis*, *Turritella turris*, *Globigerinoides trilobus*, *Nonion granosus*, *N. graniferus*, *Porosonion polymorphus*, *P. sakaraulensis*, *Globulina gibba*, *Neobulimina aff. abchasiensis*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Cibicides aff. amphisuliensis*, *Ammonia beccarii*, *Polymorphina sp.*, *Cytheridea mulleri*, *Cytherreis megrelica*.

აღნიშნული ბლოკის მთელ დანარჩენ პერიმეტრზე საყარაულოს სართულის დამკვება შესაძლებელია მხოლოდ პირობით, სტრატეგრაფიული მდებარეობის მიხედვით, უწყვეტ, მძლავრ (700-900 მ) მაიკოპური სერიის ფარგლებში.

რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინში (აზევების ცენტრალური ზონა; შაორის ბლოკი) მაიკოპური სერიის ნალექები უწყვეტ ზოლად მიუყვება აღნიშნული სტრუქტურის მთელ სამხრეთ ფრთას სოფ. ლარჩვალთან სოფ. სხვაგამდე. ამ ზოლში ხსენებული სერია წარმოდგენილია ტიპური მაიკოპური თიხების, თხელშრეებრივი ქვიშაქვისა და თიხიანი ქვიშაქვების წყებით (150-250 მ). განსახილველი სერიის სტრატეგიცირება უფრო მცირე ერთეულებად არ ხერხდება, მაგრამ მაიკოპური სერიის ოლიგოცენური ნაწილის განცალკევება მიოცენურისაგან მაინც მოხერხდა. ც.მინაშვილის (მინაშვილი, 1998) დაკვირვებით მაიკოპური თიხების უწყვეტ ჭრილში ოლიგოცენური დინოცისტების უეცარი გაქრობა, როგორც ეს დადასტურდა ჩრ. კავკასიის არაერთ ჭრილში, დაკავშირებული უნდა იყოს მიოცენური ეპოქის დასაწყისთან.

რაც შეეხება აღნიშნული სინკლინის ცენტრულ ნაწილს (დეხვირის მეორეული ანტიკლინის ჩრდილო ფრთა), აქაც ქვედა მიოცენურის სამივე სართული (უფლისციხე, საყარაულო და კოწახური) ერთ უწყვეტ ჭრილშია წარმოდგენილი. აღნიშნული ზოლის ფარგლებში, სოფ. ჩქუმის მახლობლად (მდ. საზღვარი-დელის ხეობა) მუქი-ნაცრისფერი თიხებისა და ქვიშიანი თიხების დასტიდან (25 მ) ჩვენ მიერ მოპოვებული იქნა – *Glycymeris deshayesi*, *Nucula burdigalica*, *Anadara turonica*, *Nuculana fragilis*, *Europicardium multicoatum*, *Paphia sp.*, *Panopea sp.*, *Turritella turris*, რომლებიც ყველა სახელმძღვანელო სახეობებია.

დაახლოებით ფაუნის ისეთივე კომპლექსი, მსგავს სტრატეგრაფიულ დონეზეა ნაპოვნი სინკლინის ჩრ. ფრთაში, სოფ.ორბელის მიდამოებში.

აღმოსავლეთით, ძირულის ქვეზონაში (მდ. ჭერათ-ხევი, ს.ს. ნაბახტევი, ვაყა, აძვისი) საყარაულოს შრეები სრული თანხმობით აგრძელებს ფაუნისტურად დახასიათებულ უფლისციხის ნალექებს. რაც შეეხება კოწახურის სართულს იგი მთლიანად არის გადარეცხილი ჩოკრაკული ტრანსგრესიით.

ზემოაღნიშნული ჭრილი თითქმის ერთადერთია საქართველოში, სადაც შესანიშნავად ჩანს საყარაულოს მოლუსკური ფაუნის თანდათანობითი გადარიბება, რაც უთუოდ ზღვის წყლის მარილიანობის თანდათანობითი დაქვეითებით უნდა იყოს გამოწვეული.

განსახილველი ბლოკის ფარგლებში დიდ ინტერესს იწვევს გორი-კასპის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთა, სადაც მაიკოპური სერიის უწყვეტ ჭრილებში ლ. დავითაშვილის მიერ (Давишвили, 1933) დადგენილ იქნა საყარაულოს და კოწახურის სართულები, რომლებმაც მსოფლიო აღიარება მოიპოვა. ერთ-ერთი საუკეთესო ჭრილია აღწერილი სოფ. უფლისციხესთან, სადაც საყარაულოს სართული თანხმობით არის განლაგებული პალეონტოლოგიურად სარწმუნოდ დათარიღებულ უფლისციხესა და კოწახურის ნალექებს შორის.

აღნიშნული ფაუნა სქელშრეებრივ, მასიურ ქვიშაქვების შუაშრეებთან არის დაკავშირებული და, როგორც წესი, დასტის ქვედა 40-60 მეტრის ფარგლებში აღინიშნება. შრენარის მთელ ზედა ნახევარში ფაუნა ან საერთოდ არ არის, ან თუ არის, მხოლოდ ორი ჯუჯა, დაკნინებული სახეობით – *Panopea menardi* და *Discors discrepans*-ით არის წარმოდგენილი. ფაუნის ასეთი სახეობრივი და რაოდენობრივი დეგრადაცია ტიპური შემთხვევაა იმ ნეოგენური ზღვების მკვიდრთათვის, რომლებმაც მარილიანობის საგრძნობი დაქვეითება განიცადა.

აღმოსავლეთი მიმართულებით ნორიო-მარტყოფის ზოლში (ორმოიანის სინკლინის ჩრდილო ფრთა) საყარაულოს სართული საკმაოდ დამაჯერებლად არის დათარიღებული ფორამინიფერების ფაუნით.

კახეთის მთელ დანარჩენ ტერიტორიაზე საყარაულოს შესატყვისი შრეები, ისევე როგორც მთლიანად ოლიგოცენ-ქვედამიოცენური ნალექები, წარმოდგენილია ტიპური მაიკოპური თიხების 600-700 მეტრიანი წყებით, პრაქტიკულად მოკლებული ყოველგვარი ცოცხალი ორგანიზმების ნაშთებს, გარდა თევზის ქერცლებისა.

## კოწახურის ეტაპი

ლ. დავითაშვილის მიერ (Давиташвили, 1933) ქართლში დადგენილი კოწახურის სართული ს. ილინმა (Илин, 1934) უკვე აფხაზეთში, ს. ბარმიშის მიდამოებში დააფიქსირა. ამ რეგიონში განსახილველი შრეები (ე.წ. „ბარმიშის წყება“) წარმოდგენილია საშუალო და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით, თიხიანი ქვიშაქვებით და მაიკოპური თიხებით, რომლებთანაც შედარებით იშვიათად მორიგეობს მიკროკონგლომერატების შუაშრეები. სიმძლავრე მერყეობს რამოდენიმე ათეული მეტრიდან 500-600 მ-მდე. სოფ. ბარმიშის ჭრილი იმით არის განსაკუთრებით აღსანიშნავი, რომ ის ერთადერთი უბანია მთელ საქართველოში, სადაც კოწახურის სართულის სახე-ინდექსი-რზეჰაკიები თიხებშია თავმოყრილი და არა ქვიშაქვებში.

კოწახურის სართულის ქვიშაქვებისა და თიხების წყება, უწყვეტი ზოლის სახით გრძელდება აფხაზეთის მთელ ტერიტორიაზე და უკიდურეს აღმოსავლეთ უბანში 120-150 მ-მდე მცირდება. ამავე მიმართულებით იკლებს მთლიანად მაიკოპური სერიის სიმძლავრე და 200-300 მ შორის მერყეობს.

ფაუნის შემცველი შუაშრეები კოწახურის მთელ სისქეზეა გაფანტული და აქ რაიმე კანონზომიერება არ შეიმჩნევა. განსახილველი სტრატონის ფაუნისტური კომპლექსი მონომორფულია, მოლუსკების 2-3 სახეობითაა (*Rzehakia socialis*, *Eoprosodacna cartholica*) წამოდგენილი, რაც ძლიერ დამახასიათებელია ყველა მტკნარი, მომარილიანო ზღვებისათვის.

საქართველოს მთელ დანარჩენ ტერიტორიაზე კოწახურის სართული წარმოდგენილია ძირითადად ორი ტიპის ნალექებით: ეს არის სანაპირო, უხეშმარცვლოვანი, არაკარბონატული სქელშრეებრივი ქვიშაქვების დასტა კონგლომერატების და მიკროკონგლომერატების შუაშრეებით და მეორე – ღრმა ზღვისთვის დამახასიათებელი შრეები ტიპური მაიკოპური თიხების ფაციესით. მეორე ტიპის არაკარბონატულ ნალექებში, ორგანული ნამარხები პრაქტიკულად არ შეინიშნება და მათი ასაკის დადგენა პირობით, მხოლოდ სტრატиграფიული მდებარეობით ხერხდება. რაც შეეხება სანაპირო ფაციესებით წარმოდგენილ შრეებს, ისინი თითქმის ყველგან შეიცავს ზემოხსენებულ მოლუსკურ სახეობებს, რომლებიც შრენარის მთელ სისქეზე გაიდევნება და ხშირად სხვადასხვა დონეებზე ჰქმნის 2-3 მ სიმძლავრის ლუმაშელის დასტებს.

## დასკვნა

ჩვენ მიერ მოპოვებული ბიოსტრატиграფიული მასალის შესწავლის შედეგებით ვრწმუნდებით, რომ მაიკოპურ სერიაში განფენილი ცოცხალი ორგანიზმების განვითარების ციკლები ყოველთვის იწყება ნორმულზღვიური აუზის რეჟიმით, მისთვის შესაფერისი ფაუნით და მთავრდება გამტკნარებული, მომარილიანო აუზით, სათანადო მონომორფული ფაუნის ასოციაციით. მიოცენურის ყველაზე ძველი ციკლი (აქვიტანური - საყარაულო - კოწახური) მთლიანად არის დამოკიდებული ოკეანურ აქვატორიებთან კავშირების აღდგენა - შეწყვეტაზე და აქედან გამომდინარე ზღვის მარილიანობის ცვალებადობაზე.

ციკლებისა და ეტაპების კვლევამ საშუალება მოგვცა დავრწმუნებულიყავით ფაუნის მიგრაციაზე გაშლილი ზღვებიდან პარატეთისისაკენ, ხოლო კავშირის შეწყვეტის შემთხვევაში, პარატეთისის ცალკეულ აუზებში ფაუნის ცვალებადობაზე.

მაიკოპური სერიის სანაპირო ფაციესების გავრცელების ზოლებში, კერძოდ, აქვიტანური სართულის სტრატოტიპულ ჭრილში (ს. უფლისციხესთან) ვერ გავიზიარეთ უკანასკნელი სტრატონის ორად დანაწილება. ჩვენი კვლევების დაწყებამდე აქვიტანურის ქვედა ნაწილი ე. წ. „ქვედა ფაუნიანი შრეები“, მიჩნეული იყო ქატურად, ხოლო ზედა- აქვიტანურად. ჩვენი დასკვნა ემყარება იმ ფაქტიურ მასალას, რომლის მიხედვითაც, როგორც „ქვედა ფაუნიანი შრეები“, ისე - „ზედა ფაუნიანი“, შეიცავს სრულიად მსგავს მოლუსკების ასოციაციას, რის გამოც მათი დანაწილებისათვის საკმარისი საფუძველი არ არსებობს. ამრიგად, საზღვარს აქვიტანურსა და ოლიგოცენურის სტრატონებს შორის ვატარებთ არა აქვიტანური სართულის შუაში, როგორც ზოგი გეოლოგი გულისხმობს, არამედ მომარილიანო, მონომორფული ფაუნის შემცველ კორბულეზიან შრეებსა (ზედა ოლიგოცენი) და ნორმულზღვიური მდიდარი ფაუნით დახასიათებულ ქვედა მიოცენური ასაკის უფლისციხის შრეებს შორის, როგორც ეს ზემოხსენებული „ციკლური თეორიითაც“ იყო მოსალოდნელი.

დაუსაბუთებელი გვეჩვენება საქართველოს ტერიტორიაზე კოწახურისა და თარხნულ სართულებს შორის, ზედა კოწახურის ასაკის „გორის ჰორიზონტის“, არსებობის დაშვება. პირველი იმ მიზეზით, რომ აღნიშნული სადავო შრეები (ე. წ. „ოსტრეებიანი შრეები“) მდებარეობს, არა კოწახურის სართულის თავზე, არამედ შუამიოცენური ასაკის ქვედა და შუა თარხნულ შრეებს შუა და მეორე, რაც მთავარია, მასში აღმოჩნდა თარხნული სართულის 10-მდე მოლუსკური ფაუნის სახელმძღვანელო სახეობა, როგორც საქართველოში (ჩქუმი, ბარდნალა, ზარაგულა, უფლისციხე, ტინისხიდი და სხვ.), ისე ჩრდილო კავკასიაში (ს.ს. იამან-ჯალგი, სტაროკუვინსკი და სხვ.) (Ананишвили, 1985).

პალეონტოლოგიური მასალების მიხედვით უფლისციხის შემდეგ, საყარაულოს ეპოქაში, კავშირი ოკეანურ აუზთან კი არ სუსტდება, არამედ, პირიქით, ფართოვდება, რაც მტკიცდება პოლიჰალური ფაუნის სიმრავლით (80 გვარის, 120 სახეობა). კავშირის შესუსტება გაშლილ ზღვასთან იგრძნობა გვიან საყარაულოში, როდესაც შრეებში მხოლოდ 2 დაკნინებული, ჯუჯა, უკანასკნელი სტრატონისათვის დამახასიათებელი ორსაგდულიანი (*Panopae menardi* და *Discors discrepans* -ი) შემორჩება.

რაც შეეხება მაიკოპური სერიის ღრმა ზღვის ფაციესებს, უნდა აღინიშნოს, რომ მათ შესწავლაში დიდი როლი შეასრულა ნანოპლანქტონურმა კვლევებმა (Минашвили 1981, 1992).

ხსენებული ნამარხების მონაცემებზე დაყრდნობით შესაძლებელი გახდა ბიოსტრატოგრაფიული თვალსაზრისით რიგი სიახლეების მიღწევა, რომელთა შორის აღსანიშნავია შემდეგი: პირველად საქართველოში მოხერხდა მაიკოპური სერიის ოლიგოცენური ნაწილის გამოყოფა მიოცენურისაგან და (სურ. 3) ოლიგოცენური სექციის სამად დაყოფა უფრო მცირე სტრატოგრაფიულ ერთეულებად: ქვედა - სქურის (CP-16) *Helicospaera reticulata*-ს ზონა; შუა - საჩინოს (CP-17. CP-18 ) *Spenolithus distentus* და *Spenolithus predistentus* - ის ზონები, ხოლო ზედა - რუხის (SP-19) *Spenolithus ciperoensis*-ის ზონა. აღნიშნული ზონები შეესაბამება საერთაშორისო სტანდარტული სკალის ზო-

ნებს, რომლებიც წყნარი ოკეანის მასალის მონაცემებზეა დამყარებული (Martini, 1970; Okada, 1980), რის გამოც საქართველოში გამოყოფილი ზონები იძენს გლობალურ მნიშვნელობას და ადასტურებს მათ ვალიდურობას.

აქედან გამომდინარე, შემოგვაქვს წინადადება, რომ ზემოხსენებული სოფლის მიდამოებში (სოფ. ჯგალი, წალენჯიხის რაიონი, მდ. ჭანის-წყლის ხეობა) შედგენილი ჭრილი ჩათვალოს როგორც სტრატოტიპული ოლიგოცენის ღრმა ზღვის ნალექებისთვის, ხოლო აქ დაფიქსირებული ნანოპლანქტონური კომპლექსები განიხილებოდეს როგორც ეტალონური აღმოსავლეთ პარატეთისის ოლიგოცენური სექციისათვის.

დიდი ხნის განმავლობაში ვიზიარებდით ბ. ჟიჟჩენკოსა (Жижченко, 1958) და ა.ლალიევის (Лалиев, 1970) მოსაზრებას იმის შესახებ, რომ მართალია ყირიმ - კავკასიის რეგიონში მდებარე სხვადასხვა სტრატოტიპულ დონეზე, ოლიგოცენურის სტრატონები, აშკარად განსხვავდება ერთმანეთისაგან, მაგრამ ეს მაინც არ არის საკმარისი რეგიონული უნიფიცირებული სტრატოტიპული სკალის შესადგენად. ეს მოსაზრება დღეისათვის შეიძლება გადაიხედოს, რადგანაც ზემოაღნიშნული ოლიგოცენური ნალექების ზონური დანაწილება ნანოპლანქტონური მონაცემების საფუძველზე, მოხერხდა ჩვენს მიერ საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე. იქნებ, სწორედ ეს ფაქტი აღმოჩნდეს საკმარისი რეგიონული უნიფიცირებული სტრატოტიპული სკალის შედგენისათვის.

ზემოხსენებულ ნანოპლანქტონურ კვლევების შედეგებზე დაყრდნობით, შესაძლებელია დაზუსტდეს ან გადაიჭრას ქვედა და შუამიოცენური ნალექების ბიოსტრატოტიპოგრაფიის დღემდე გადაუჭრელი ზოგი პრობლემა. უკანასკნელი კი, პირდაპირ არის დაკავშირებული მიოცენურ ნალექებში აკუმულირებულ ნავთობისა და გაზის ძვირადღირებულ ძებნა-ძიების საქმიანობასთან. აქედან გამომდინარე, სრულიად გასაგებია ზემოხსენებული ბიოსტრატოტიპული კვლევების როგორც თეორიული, ისე პრაქტიკული მნიშვნელობა.

## ლიტერატურა

- ანანიაშვილი გ., ანანიაშვილი ლ., მინაშვილი ც., სახელაშვილი ზ., ჯაფარიძე ი. (1998). ახალი მონაცემები საქართველოს აქვიტანური ნალექების ბიოსტრატოტიპოგრაფიის შესახებ. საქ. მეცნ. აკად. გეოლ. ინსტ. შრომათა კრებული. გვ. 101-109.
- Ananiashvili G. D., et al. (2002). Late Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Eastern Georgian oil-gas bearing basin (Trans-Caucasus). XVIII Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Slovak Republic. P. 10-17.
- Ananiashvili G., Minashvili Ts., Khutsishvili S. (2010). About the cyclic development of Miocene basins of the Eastern Paratethys. A. Janelidze institute of Geology. Tbilisi. Abstracts. P. 3-4.
- Ananiašvili G.D., Brestenská, Gašparik. (1978). Stratigrafia neogénu Kaukazua Zapadnych Karpat. Geol. prace, Správy 69. P. 261-304.
- Ananiašvili G.D., Sachelashvili Z.V. (1984). Correlation on Czechoslovakian and Georgian Miocene sediments on the base of mollusk faunal data. Geol. prace, Spravy 80. P. 79-89.



- Baldi T. (1973). Mollusk fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). Budapest: Akad. Kiado. 511 p.
- Martini E. (1970). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II. Plankt. Conf. Roma. P. 739-785.
- Minashvili Ts. (1992). Calcareous nannofossil biostratigraphy and Miocene deposits of Georgia. Padova maggio. All. al vol. XLIII. P. 277-282.
- Okada H., Burke D. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low Latitude Coccolith biostratigraphic zonation. Mar. micropal. 5. P. 321- 325.
- Seneš I. (1969). Les problèmes interregionaux de paleogeographie de la Paratethys. Giornn. geol. Vol. 35. Fasc. 4. P. 333-339.
- Али-заде. К. А. (1959). Материалы к изучению майкопских отложений Азербайджана, Сб. трудов ГИН АН ГССР. Тбилиси. С. 40-46.
- Ананишвили Г.Д. (1985). Территория Грузии и смежные с ней регионы в Тарханское время. Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 90. 217 с.
- Ананишвили Г.Д., Минашвили Ц.Д. (1990). Новые данные о биостратиграфии майкопской серии Грузии. ДАН АН СССР. Том. 311. №4. С. 922-924.
- Ананишвили Г.Д., Минашвили Ц.Д. (2004). Новые данные о биостратиграфии "Спирялисовых глин" Восточного Паратетиса. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. С. 216-227.
- Ананишвили Г.Д., Минашвили Ц.Д. (2008). К биостратиграфии чокракских отложений Западной Грузии. Тр. ИГ. Нов. сер. Вып. 124. С. 169-176.
- Андреева-Григорович А. С. (1977). Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по нанопланктону. Матер. XI Конгресса КБГА. Киев. "Наукова думка". С. 3-8.
- Андреева-Григорович А. С. (1980). Распределение цист динофлагеллат в майкопской толще Северного Ставрополя. Палеонтологический сборник №17. Изд. Львов. Университет. С.17-21.
- Андрусов Н. И (1918). Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Рос. АН. Сер. 6. Т. 12. №8. С. 749-760.
- Арчвадзе К. М. (1954). Некоторые данные о микрофаунистической характеристике сакаральского горизонта Абхазии. Изв. АН СССР. Сер. геол. №6. С. 411- 414.
- Богданович А. К. (1965). Стратиграфическое и фаціальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса. Тр. кф. ВНИИ. Вып. 16. Изд. "Недра". Ленинград. С. 300-350.
- Букия С.Г. (1934). Материалы к геологии Абхазии. Фонды ГГУ. Тбилиси. 117 стр.
- Булейшвили Д. А. (1960). Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Изд. "Гостоптехиздат".
- Вахания Е. К. (1959). Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии. Изд. "Мецни-ереба". Т. 1. Вып. 1. С. 17-68.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчлениии территории Грузии – В кн.: Материалы научн. сессии посвященной 110-летию акад. А.И. Джанелидзе. Тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер. Вып. 115. С. 204-208.

- Давиташвили Л.Ш. (1933). Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско – Кавказской нефтеносной провинции//Госнефтиздат. 167 с.
- Джанелидзе О.И. (1970). Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Изд. "Мецниереба". Тбилиси. 172 с.
- Джапаридзе И.Н. (1982). Раннемиоценовая флора Восточной Грузии. Тр. ГИН АН ССР. Нов. сер. Вып. 77. 177 с.
- Жижченко Б.П. (1940). Нижний и средний миоцен. Стратиграфия СССР. М.- Л. Изд. АН СССР. Т.12. Неоген. С. 11-227.
- Ильин. С.И., Эберзин А. Г. (1933). Очерки геологического строения полосы третичных отложений южной Абхазии, Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 54. 126 с.
- Качаравა И.В. (1944). Рача-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время. Тр. ГИН АН ГССР. №6. 217 с.
- Квалиашвили Г.А. (1956). К вопросу о верхней границе коцахурского горизонта. Тр. сектора палеоб. АН ГССР. Т. III. С. 159-173.
- Коробков И.А. (1939). О возрасте сакараульского горизонта. ДАН, Т.XXII. №2. С. 24-29.
- Курцхалия Т.А. (1980). Об аналогах хаттского и аквитанского ярусов в восточной Грузии. Изд. Геол. об-ва Грузии. №9. С. 50-55.
- Курцхалия Т.А., Булеишвили Д.А., Папава Д.Ю. (1972). О наличии аквитанского яруса в Грузии. Сообщ. АН ГССР.Т.86. №2. С. 369-372.
- Лалиев А. Г. (1964). Майкопская серия Грузии. Изд. "Недра". Москва. 308 с.
- Минашвили Ц.Д. (1986). Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому нанопланктону. Автореф. канд. диссерт. Изв. ГИН АН ГССР. Тбилиси. 20 с.
- Невесская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. (1984). История Паратетиса (Палеоокеанология). М. "Наука". С. 91-101.
- Попов С. В., Воронина А.А., Гончарова И.А. (1993). Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена-нижнего миоцена Восточного Паратетиса. Тр. ПИН РАН. Т. 256. 207 с.
- Попхадзе Л.И. (1983). Фораминиферы и остракоды нижнего и среднего миоцена Западной Грузии. Тезисы докл. IX Микропалеонтол. совещ. Ухта. С. 129-130.

**ეოცენური მაგმატიზმი ლოქის მასივის ფარგლებში**

**გ. ვაშაკიძე, მ. ტოგონიძე, ვ. ლებედევი\*, კ. ლობჯანიძე**

*თსუ, ალ.ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი,*

*\*რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის,*

*პეტროგრაფიის, მინერალოგიისა და გეოქიმიის ინსტიტუტი, მოსკოვი*

**ეოცენური მაგმატიზმი ლოქის მასივის ფარგლებში. გ. ვაშაკიძე, მ. ტოგონიძე,**

**ვ. ლებედევი, კ. ლობჯანიძე.** *თსუ, ალ.ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი, რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიისა და გეოქიმიის ინსტიტუტი, მოსკოვი.* გეოქრონოლოგიური შესწავლის შედეგად, ლოქის მასივზე გამოვლენილია ეოცენური ასაკის კვარციან დიორიტული - პორფირიტული შემადგენლობის ინტრუზივი და მასივის გამკვეთი ეოცენური ასაკის გაბრო-დიორიტ პორფირიტების და რქატყუარაიანი დიაბაზ-პორფირიტების დაიკები.

**Eocene magmatism in the limits of Loki massif. G.Vashakidze, M.Togonidze, V.Lebedev, K.Lobjanidze.** *TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences. Institute of mineral Resources* Geochronological studies conducted in the Loki massif established the quartz diabase-porphyry intrusive of the Eocene age and gabbro-diorite porphyry and hornblende diorite-porphyry dykes crosscutting the massif.

**Эоценовый магматизм в пределах Локского массива. Г. Вапакидзе, М. Тогонидзе, В. Лебедев, К. Лобжанидзе.** *ТГУ, Геологический институт им. Ал. Джanelидзе, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН.* Геохронологическое изучение Локского массива позволило выделить эоценовый интрузив кварцевых диорит-порфиритов, а также секущие жилы габро-диорит порфиритов и рогово-обманковых диабаз-порфиритов эоценового возраста.

**Extended Abstract**

The Loki massif is located in the southeast Georgia (Dmanisi and Bolnisi Municipalities) on the southern slope of the Loki (Somkhit) range. It represents an uplifted part of the Transcaucasian crystalline substrate and covers 100 km<sup>2</sup> area. The massif comprises Paleozoic schists, weakly gneissed quartz-diorites and various types of granites. It is transgressively overlain by Liassic terrigenous rocks and is crosscut by aplite, pegmatite, gabbro and diabase bodies of various thicknesses. Minor Jurassic, Cretaceous and Eocene diorite intrusions have been established in the area, which are in turn injected by aplite veins. Aplite veins crosscut the relatively small gabbro bodies of similar age as well.

The manifestation of Eocene magmatism in the Loki Massif is weakly established. In the upstream of the largest tributary of the river Jandari the rocks of this age form a small quartz diorite-porphyry intrusive. Paleozoic granites are the intrusive host rocks. The data on the Tertiary age of this intrusive is for the first time introduced in the report of T. Kazakhashvili. She explains the young age of the intrusive according to the petrographic features of the rocks and their fresh appearance.

The aim of presented study was to investigate this intrusive and its crosscutting bodies and to establish their geological age using geochronological dating of fresh hornblende phenocrysts in the host rocks.

Macroscopically the quartz diorite-porphyry is a grey rock with porphyritic micro-allotriomorphic or hypidiomorphic granular texture of the groundmass. Phenocrysts are represented by plagioclase, hornblende and quartz. The groundmass consists of plagioclase, quartz, chlorite, hydromica and ore minerals. Apatite is found as an accessory mineral.

Monomineral fraction of hornblende was selected from the quartz diorite-porphyry and its K-Ar age was determined. Obtained K-Ar age (44 Ma) corresponds to Eocene time.

Crosscutting the massif Eocene gabbro-diorite porphyries and hornblende diabase-porphyries have been studied as well. The latter are observed as 1-1.3 m thick dykes in the study area.

*Gabbro-diabase porphyry* – is a dark grey rock. Phenocrysts are represented by hornblende, monoclinic pyroxene and plagioclase. The groundmass comprises small elongated laths of plagioclase, crystals of altered mafic and ore minerals as well as chlorite, illite and montmorillonite.

*Hornblende diabase-porphyry* – is the rock with diabase texture. Plagioclase present as small elongate laths (<1 mm) is fairly fresh. Bigger plagioclase crystals (3 mm) are altered. Mafic minerals (mainly hornblende) fill interstitial spaces between the plagioclase crystals. Fine crystals of ore minerals are rather abundant.

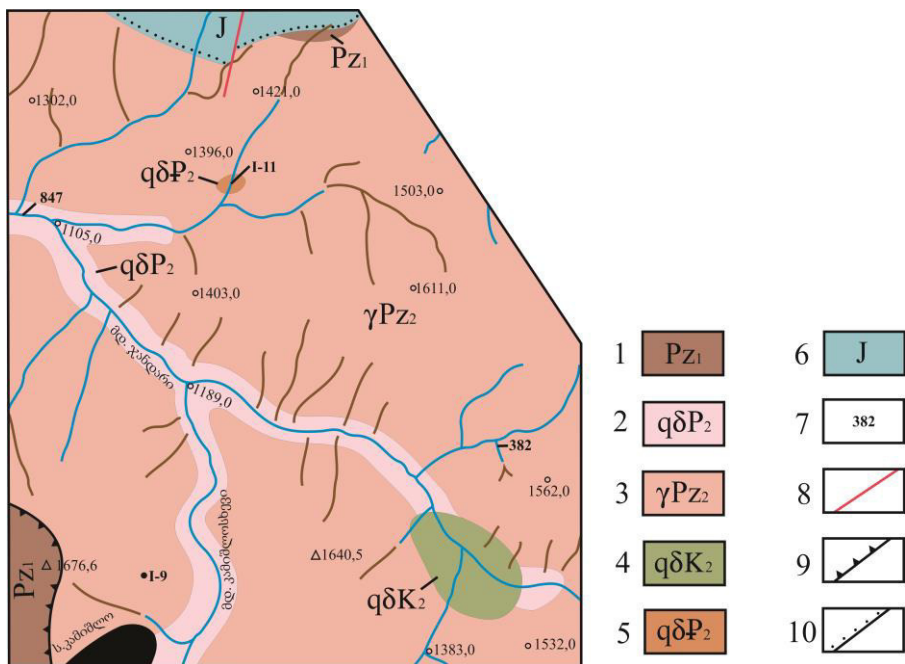
For K-Ar dating a mean sample was selected from hornblende diabase-porphyry and the hornblende monomineral fraction was selected from the gabbro-diorite porphyry. The results of researches undertaken in the Department of Isotope Geochronology of the Al. Janelidze Institute of Geology and relevant Department of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences are following: Hornblende diabase-porphyries - samples 261 and 382 – 38Ma and 49Ma; samples I-9 and 847 from gabbro-diabase porphyry – 44Ma and 52Ma respectively.

The obtained results show similar Eocene age for quartz diorite-porphyry intrusion and gabbro-diorite porphyry and hornblende diabase-porphyry crosscutting bodies. The younger age determined on the sample 261 was apparently conditioned by strong weathering of the rock.

ლოქის მასივი მდებარეობს სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში, დმანისისა და ბოლნისის ადმინისტრაციულ რაიონებში. ის წარმოადგენს ამიერკავკასიის კრისტალური სუბსტრატის აზევებულ ნაწილს და განლაგებულია ლოქის (სომხეთის) ქედის სამხრეთ ფერდობზე. მისი ფართობი  $\approx 100$  კმ<sup>2</sup>-ია. მასივი აგებულია პალეოზოური

ასაკის კრისტალური ფიქლებით, ბრეტონულ ოროფაზისთან დაკავშირებული სუსტად დაგნეისებული კვარციანი დიორიტებითა და სხვადასვა შედგენილობის ბათური ასაკის გრანიტებით. მასივი იკვეთება აპლიტების, პეგმატიტების, გაბროებისა და დიაზაზის სხვადასხვა სიმძლავრის სხეულებით (Бартницкий и др., 1992; Вашакидзе и др., 1993; Гамკრელიძე и др., 1999; Gamkrelidze et al., 1999; Вашакидзе, 2000; Вашакидзе и др., 2002). მასზე ტრანსგრესიულადაა განლაგებული ლიასური ასაკის ტერიგენული ნალექები. ლოქის მასივში გამოყოფილია ასევე, მცირე ზომის იურული, ცარცული და ეოცენური ასაკის დიორიტული შედგენილობის ინტრუზივები, რომლებიც თავის მხრივ, იკვეთება აპლიტების ძარღვებით. ამავე ასაკის გაბროები წარმოდგენილია მცირე სიმძლავრის მქონე სხეულების სახით (Вашакидзе и др., 1991; Вашакидзе и др., 1993; Вашакидзе, 1998). დიორიტებიც და გაბროებიც იკვეთება აპლიტის ძარღვებით.

ეოცენური მაგმატიზმი ლოქის მასივის ფარგლებში სუსტადაა გამოხატული. მდ. ჯანდარის უდიდესი მარჯვენა შენაკადის ზედა ნაწილში აღნიშნული ასაკის ქანები გვხვდება მცირე ზომის ინტრუზივის სახით (სურ. 1) და წარმოდგენილია კვარციანი დიორიტ-პორფირიტით. ინტრუზივის შემცველი ქანები პალეოზოური გრანიტებია. მონაცემები ამ ინტრუზივის მესამეული ასაკის შესახებ, პირველად გვხვდება თ. ყაზახაშვილის ანგარიშში (Казухашвили, 1941, 1949). იგი ინტრუზივის ახალგაზრდა ასაკს ქანების სისალით და პეტროგრაფიული თავისებურებებით ხსნის.



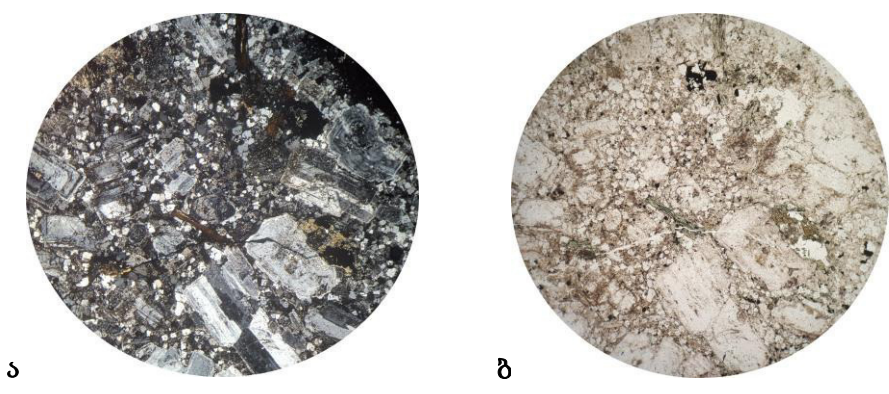
სურ. 1. ლოქის მასივის სქემატური გეოლოგიური რუკის უბანი

1- პალეოზოური მეტამორფული კომპლექსი; 2 - ბრეტონულ ოროფაზისთან დაკავშირებული სუსტად დაგნეისებული კვარციანი დიორიტები; 3 - გვიანვარისკული გრანიტები; 4 - ცარცული კვარციანი დიორიტ-პორფირიტები; 5 - ეოცენური კვარციანი დიორიტ-პორფირიტები; 6 - იურული ქანები; 7 - ნიმუშის ნომერი და აღების ადგილი; 8 - რღვევები; 9 - შარიაჟის ზედაპირი; 10 - ტრანსგრესიული განლაგება.

ჩვენი მიზანი იყო შეგვესწავლა აღნიშნული ინტრუზივი და მისი გამკვეთი სხეულები და დაგვედგინა მათი გეოლოგიური ასაკი გეოქრონოლოგიური მეთოდის გამოყენებით. ამის საშუალებას გვაძლევდა საღი რქატუარას პორფირული გამონაყოფების შემცველობა ქანში.

მაკროსკოპულად კვარციანი დიორიტ-პორფირიტი ნაცრისფერი ქანია. მისი სტრუქტურა პორფირულია მიკროალოტრიომორფული ან ჰიპიდომორფულმარცვლოვანი ძირითადი მასით.

პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რქატყუარათი და კვარცით. ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზის, კვარცის, მადნეული მინერალების, ქლორიტისა და ჰიდრომუსკოვიტისგან. აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება აპატიტი (სურ. 2 ა, ბ).



სურ. 2. ეოცენური კვარციანი დიორიტ-პორფირიტი (ა) + ნიკოლებით; ბ) ერთი ნიკოლით.

პლაგიოკლაზის პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია საკამაოდ საღი ან ნაწილობრივ შეცვლილი (გასერიციტებული, იშვიათად გასოსურიტებული), პოლისინთეზურად დამრჩობლილი ზონალური 1 მმ-დე ზომის იდიომორფული კრისტალებით. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი ძალზე შეცვლილია და წარმოდგენილია წვრილი არასწორი ფორმის კრისტალებით.

ამფიბოლი გვხვდება 2 მმ-მდე ზომის იდიომორფული კრისტალების სახით, ხშირად, მარტივი მჩობლით. დიდ კრისტალები შეიცავს პლაგიოკლაზის ლეისტების ჩანართებს. მინერალი მოყავისფრო ელფერის მქონე მწვანე ფერისაა; ზოგიერთი კრისტალი ბოჭკოვანი ამფიბოლითაა ჩანაცვლებული. ძირითად მასაში ამფიბოლი არ შეიმჩნევა. აღინიშნება ქლორიტი, რომლიც სავარაუდოდ ამფიბოლის ხარჯზეა წარმოქმნილი.

კვარცის პორფირული კრისტალები მცირე რაოდენობით გვხვდება. იგი დამრგვალებული ფორმისაა და აქვს ძირითადი მასის ჩანართების წვრილი არშია. კვარცი ხასიათდება ტალღოვანი ჩაქრობით. ძირითად მასაში კვარცი და პლაგიოკლაზი თითქმის თანაბარი რაოდენობითაა. კვარცი აქ წვრილი იზომეტრული ან დაკუთხული მარცვლების სახითაა წარმოდგენილი.



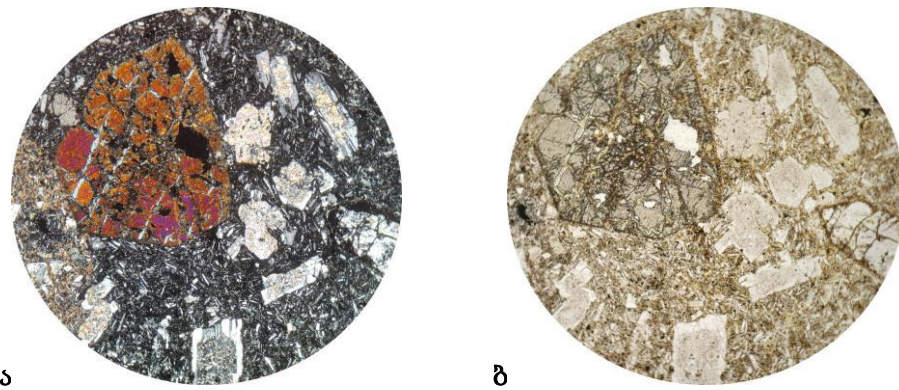
მადნეული მინერალი ქანში დიდი რაოდენობით გვხვდება. ხშირად, მისი პატარა ზომის კრისტალები ძირითადი მასის აგებულებაში მონაწილეობს, ასევე გვხვდება უფრო დიდი ზომის (0,2 მმ-მდე) კრისტალებიც ან მათი გროვები.

აპატიტი გვხვდება მცირე ზომის იდიომორფული კრისტალების სახით.

კვარციანი დიორიტ-პორფირიტის რქატყუარას მონომინერალური ფრაქციის K-Ar მეთოდით მიღებული გეოქრონოლოგიური ასაკი - 44 მლნ. წელია (ცხრილი 2).

შესწავლილ იქნა აგრეთვე, მასივის გამკვეთი ეოცენური გაბრო-დიორიტ - პორფირიტები და რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტები. ეს უკანასკნელი გვხვდება 1-1.3 მ სიმძლავრის დაიკების სახით.

გაბრო-დიორიტ პორფირიტი მუქი ნაცრისფერი ქანია. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია რქატყუარათი, მონოკლიური პიროქსენით და პლაგიოკლაზით; ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზის მცირე ზომის წაგრძელებული ლეისტების, მუქი მინერალების შეცვლილი კრისტალების და მადნეული მინერალებისგან, განვითარებულია აგრეთვე, ქლორიტი და ილიტ-მონტმორილონიტი (სურ. 3 ა და ბ).



სურ. 3. ეოცენური გაბრო დიორიტ-პორფირიტი (ა) + ნიკოლებით; ბ) ერთი ნიკოლით)

პლაგიოკლაზის პორფირული გამონაყოფები დიდი ზომის კრისტალებითაა (1 მმ-მდე) წარმოდგენილი, მთლიანად სალი კრისტალები იშვიათი, ძირითადად საღადაა შემორჩენილი გარე კონტურები და ძირითადი მასის მცირე ზომის კრისტალები. ცენტრში პლაგიოკლაზი მთლიანადაა შეცვლილი სერიციტით, ეპიდოტ-ციოზიტის ჯგუფის მინერალებით და ქლორიტით.

პიროქსენის იდიომორფული ასევე დამრგვალებული პორფირული გამონაყოფები (0,5 - 2,5 მმ) დამსხვრეული კრისტალებითაა წაროდგენილი; აქვს კარგად გამოხატული ტკეჩვადობა.

რქატყუარა მოყავისფრო-მწვანეა და აქვს წვრილმარცვლოვანი ვიწრო ოპაციტური არშია. გვხვდება მისი როგორც დამრგვალებული, ასევე ვიწრო, გრძელი კრისტალები.

მადნეული მინერალები გვხვდება როგორც წვრილი კრისტალების სახით ძირითად მასაში, ასევე 0,2 მმ ზომის კუბური ან უსწორმასწორო ფორმების სახით.

## ლოქის მასივის ეოცენური ქანების ასაკი

ნომ. №	ნიმუშის აღების ადგილი	გაზ. ფრაქ.	K %	<sup>40</sup> Ar <sub>რად</sub> ნმმ <sup>3</sup> /გ	<sup>40</sup> Ar <sub>ატმ</sub> %	T მლნ. წ.
<b>კვარციანი დიორიტ-პორფირიტი</b>						
I-11	მდ. ჯანდარის უდიდესი მარჯვენა შენაკადთან	რქატ.	1.06	0.00182	35	44±2
<b>რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტები</b>						
261	მდ. ჯანდარის მეორე მარცხენა შენაკადი ს. ლოქ-ჯანდარის ზევით	საშ. სინჯი	0.52	0.00078	70	38±2
382	მდ. ჯანდარის პირველი მარჯვენა შენაკადი ს. ლოქ-ჯანდარის ქვევით	საშ. სინჯი	0.63	0.00120	50	49±2
<b>გაბრო-დიორიტ პორფირიტი</b>						
847	მდ. ჯანდარის ქვემოდან მეორე მარჯვენა შენაკადთან	რქატ.	0.34	0.00069	57	52±2
ნომ. №	ნიმუშის აღების ადგილი	გაზ. ფრაქ.	K %	<sup>40</sup> Ar <sub>რად</sub> ნგ/გ	<sup>40</sup> Ar <sub>ატმ</sub> %	T მლნ. წ.
I-9	მდ. კამიშლოსხევის მარცხენა ფერდობი ს. კამიშლოსთან	რქატ.	0.33	1.013	44.3	44±3

რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტი ხასიათდება დიაბაზური სტრუქტურით. პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია მცირე ზომის წაგრძელებული საღი ლეისტებით (<1 მმ) და დიდი ზომის (3 მმ) შეცვლილი კრისტალებით. პლაგიოკლაზის კრისტალებს შორის სივრცე შევსებულია მთლიანად შეცვლილი მუქი მინერალებით. მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალები საკმაოდ ბევრია (სურ. 4 ა და ბ).



ა



ბ

სურ. 4. ეოცენური რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტი (ა) + ნიკოლებით; ბ) ერთი ნიკოლით).

რქატყუარიანი დიაბაზ - პორფირიტების ქიმიური შედგენილობა მოცემულია ცხრილში (ცხრ. 1).

## რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტების ქიმიური შედგენილობა

ნომ №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	ხურ. დან.	Σ
261	48.10	0.34	15.30	8.98	0.14	5.97	8.29	3.18	0.67	0.03	0.57	8.63	100.2
382	52.41	0.62	15.30	10.25	0.14	6.33	8.39	2.95	0.57	0.03	0.33	2.51	99.83

რქატყუარიანი დიაბაზ - პორფირიტებიდან K-Ar მეთოდით გეოქრონოლოგიური კვლევების ადრეულ იქნა ქანის საშუალო სინჯი, ხოლო გაბრო-დიორიტ პორფირიტებიდან გამოყოფილ იქნა რქატყუარას მონომინერალური ფრაქცია. ჩატარებული კვლევის შედეგად, რომელიც განხორციელდა ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტის იზოტოპური გეოქრონოლოგიის განყოფილებაში და რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიისა და გეოქიმიის ინსტიტუტის შესაბამის განყოფილებაში, მიღებული შედეგები ასეთია: რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტებში (ნიმუში 261) - 38 მლნ. წელი და (ნიმუში 382) - 49 მლნ. წელი; გაბრო-დიორიტ პორფირიტებში (ნიმუში I-9) - 44 მლნ. წელი და (ნიმუში 847) - 52 მლნ. წელი (ცხრილი 2). ნიმუშის N 261 უფრო მცირე ასაკი, ჩვენი ვარაუდით, გამოწვეულია მისი ძლიერი შეცვლით.

ამგვარად, გეოლოგიურ-გეოქრონოლოგიური შედეგები მოწმობს, რომ კვარციანი დიორიტ-პორფირიტების, გაბრო-დიორიტ პორფირიტებისა და რქატყუარიანი დიაბაზ-პორფირიტების გამკვეთი სხეულები ეოცენური ასაკისაა.

## ლიტერატურა

- Gamkrelidze I., Shengelia D., Shvelidze I., Vashakidze G. (1999). New data on the geological Structure of the Loki Crystalline Massif. Bulletin of the Georgian academy of sciences. V.160. №1. P. 93-97.
- Бартницкий Е.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т., Степанюк Л.М., Терец Г.Я. (1992). Изотопная геохронология гранитоидов Локского выступа Закавказского кристаллического фундамента. Сб.тр."Геохимия и рудообразование". ИГФМ АН Украины. Вып.19. С. 78-89.
- Вашакидзе Г.Т. (1998). Мезозойские интрузивы Локского массива. Тр.ГИН АН Грузии посвящ. 110л А.И.Джанелидзе. С. 150-162.
- Вашакидзе Г.Т. (2000). Палеозойские гранитоиды Локского массива. Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 115. С. 320-332.
- Вашакидзе Г.Т., Ахвледиани Р.А. (2002). Петрохимия гранитоидного комплекса Локского массива. Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 117. С. 157-165.

- Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г., Попоразде Н.Г. (1991). Меловые кварцевые диорит-порфириды Локского выступа Закавказского кристаллического субстрата. Сообщ. АН Грузии. Т.144. №1. С.61-64.
- Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г., Попоразде Н.Г. (1993). Роговообманковые габбро-диориты Локского выступа Закавказского кристаллического фундамента. ГИН АН СССР препринт. 8 с.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М., Швелидзе Ю.У., Вашакидзе Г.Т. (1999). Новые данные о геологическом строении Локского кристаллического массива. Тр. ГИН АН Грузии посвящ. 90л Г.М.Заридзе. Нов. сер. Вып. 114. С. 92-117.
- Казахашвили Т.Г. (1941). Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива. Западная часть. Отчет ГТУ. 76 с.
- Казахашвили Т.Г. (1949). Петрографическое изучение Лок-Джандарского кристаллического массива. Отчет Груз. отделения ВИМС. 145 с.

UDC.551.263.23(234.9)

**კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების წარმოშობის პირობები**

**ე. ვარსიმაშვილი, ნ. კობახიძე**

*თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების წარმოშობის პირობები. ე. ვარსიმაშვილი, ნ. კობახიძე. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური კომპლექსი წარმოიქმნა ტექტონიკური და ლითოლოგიური ფაქტორებით კონტროლირებად ტროფულ გარემოში.

**The conditions of genesis of the Lower Cretaceous flysch deposits of the southern slope of the Greater Caucasus. E. Varsimashvili, N. Kobakhidze. *TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology*. The Lower Cretaceous flysch complex of the southern slope of the Greater Caucasus is formed in trough environments controlled by tectonic and lithological factors.**

**Условия происхождения нижнемеловых флишевых отложений южного склона Большого Кавказа. Е. Варсимашвили, Н. Кобахидзе. *ТГУ, Институт Геологии им. Александра Джанелидзе*. Нижнемеловые флишевые отложения южного склона Большого Кавказа образовались в троговой обстановке, контролируемой тектоническими и литологическими факторами.**

## Extended Abstract

The study of geological cross-sections and petrographic composition of the Lower Cretaceous flysch deposits of the Greater Caucasus southern slope, the analysis of textural peculiarities in the Lower Cretaceous sedimentary basin of the Greater Caucasus southern slope and the character of terrigene material gave opportunity to distinguish following genetic types of sediments: submarine landslide, fine-grained, coarse-grained and swelled turbidity flows. These genetic types are re-sedimentary turbidity formations. Their formation is conditioned by remobilization and re-transportation of primary sediments in the relatively deeper Lower Cretaceous basin, where the sedimentation took place at the expense of turbidity currents evolved due to sea level fluctuations, pulsation tectonic movements and the related earthquakes.

Thereby, the Lower Cretaceous flysch complex of the southern slope of the Greater Caucasus should have formed in trough environments controlled by the tectonic and lithological factors.

გეოლოგიურ მეცნიერებაში ერთ-ერთ აქტუალურ საკითხს წარმოადგენს ფლიშური ნალექების დეტალური კვლევა. ფლიშის პრობლემა განიხილება მისი ლითოლოგიური დამახასიათებელი ნიშნებისა და გენეზისის თვალსაზრისიდან გამომდინარე.

ფლიშური ტექსტურები მნიშვნელოვან როლს თამაშობს წარსული გეოლოგიური ეპოქების ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების აღდგენაში, სახელდობრ: ზღვიური დინებების მიმართულების განსაზღვრაში, მისი მკვებავი კორდილიერებისა და ყურეების ადგილმდებარეობის, ფსკერისა და ფერდობების გარკვევაში, ქანების წოლის ფორმის, პალეონაკადების მიმართულების დადგენაში და სხვ. (Варсимашвили, 2005). კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცულ ფლიშურ ნალექებში გვხვდება ფლიშური ტექსტურები (ფიგურები), რომელთა შორის აღინიშნება: გოფირებული და დარისებრი აღნაბეჭდები, წვიმის წვეთების, ნამარხი ნაკვალევების (ბიოტურბაცია), ასევე მცენარეების კვალი და სხვა (სურ. 1).

ფლიშური კომპლექსები, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია გრადაციული ტექსტურების მქონე ტურბიდიტების (ქვიშაქვები, ალევროლითები, კლასტური კირქვები, ან უფრო იშვიათად, გრაველიტები, კონგლომერატები, ბრექჩიები და ტეფროიდები) დაფონური ნალექების (თიხები, არგილიტები, მერგელები, პელიტომორფული კირქვები) რიტმული მორიგეობა ერთმანეთისგან მრავალი ნიშნით განსხვავდება, რაც გამოხატულებას პოულობს ფლიშის სხვადასხვა ტიპის არსებობაში.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების აგებულებისა და პეტროგრაფიული შედგენილობის დეტალურმა შესწავლამ დაქანების ტექსტურული თავისებურებების ანალიზმა აღნიშნულ სედიმენტაციურ აუზში ტერიგენული მასალის ტრანსპორტირების ხასიათის მიხედვით საშუალება მოგვცა გამოგვეყო აღნიშნული ნალექების შემდეგი გენეტური ჯგუფები: წვრილმარცვლოვანი, მსხვილმარცვლოვანი და ზეგაჯირჯვებული ტურბიდიტული ნაკადების (სურ. 2). ეს სხვადასხვა გენეტური ტიპი წარმოადგენს რესედიმენტაციულ ტურბიდიტულ წარმონაქმნებს, რომელთა წარმოშობა განპირობებულია პირველადი ნალექების რემობილიზაციით და რეტრანსპორტირებით ადრეცარცულ ნალექდაგროვების ღრმა აუზში.



ა



ბ



გ



დ



ე

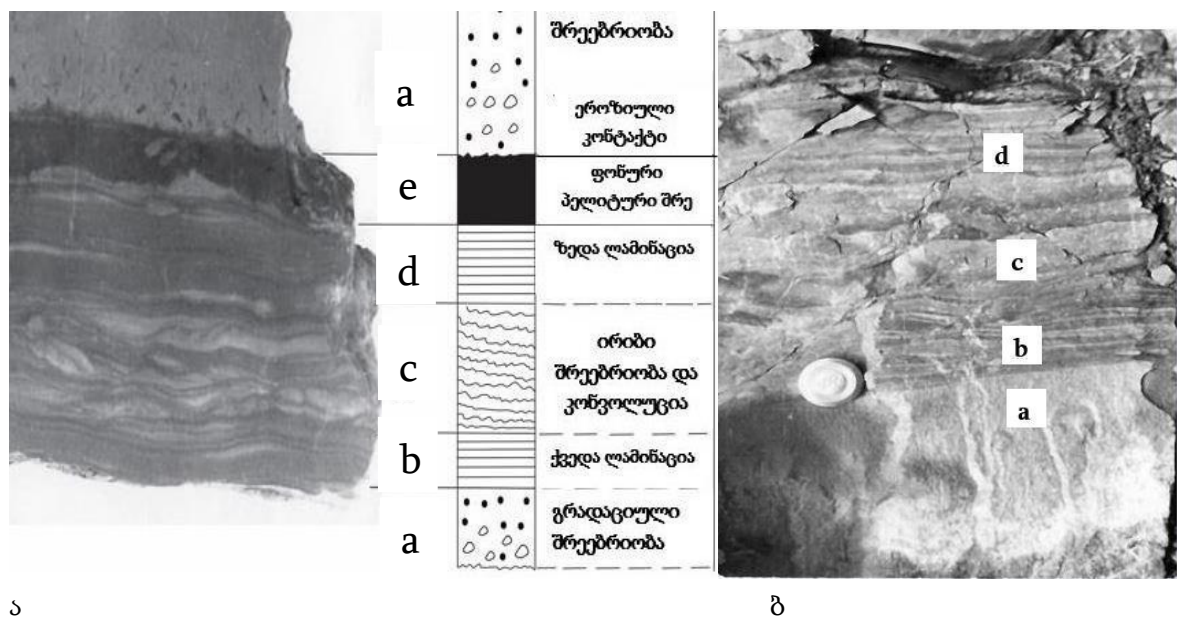


ვ

სურ. 1 კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების ტექსტურები: ა - გოფირებული აღნაბეჭდები, ბ - წვიმის წვეთების კვალი, გ-დ - ღარისებრი აღნაბეჭდები, ე-ნამარხი ნაკვალევები (ბიოტურბაცია), ვ - მცენარის ფესვების კვალი. (მდ.მდ. ღესკე, დიდი ლიახვი, არაგვი, ილტო).



აღნიშნული რესედიმენტაციული ქანები რიტმულად მორიგეობს ფონურ წარმონაქმნებთან - არგილიტებთან, მერგელებთან და კირქვებთან. როგორც ცნობილია, ტრადიციულად, სწორედ სხვადასხვა გენეტური ტიპის ქანების რიტმული მორიგეობა სახელდება ფლიშურ წარმონაქმნებად (იხ. სურ. 2). ნახაზზე წარმოდგენილია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების დამახასიათებელი ლითოლოგიური ჭრილები და შედგენილია მათი გენეტური პროფილი (სურ. 3). ადრევალანჟინურ დროში საკვლევ აუზში დაგროვდა წყალქვეშა მეწყრული ფლუქსოტურბიდიტები: კარბონატული გრაველიტები, მუქი მერგელებისა და კლასტური კირქვების წყება, რომელიც აგებულია მიკრომარცვლოვანი, ორგანოგენული, ან ორგანოგენულ-დეტრიტული კირქვების დამრგვალებული ნატეხებით, ისინი უმნიშვნელო რაოდენობით შეიცავს არაკარბონატულკლასტურ მასალას კარბონატულ მატრიქსში. მარცვლის ნატეხის ზომები 2-5 მმ-ია; ახასიათებს მასალის უმნიშვნელო დახარისხება. ცემენტი უმეტესად ბაზალურია, ხოლო იშვიათად ფოროვანი ტიპისაა. ქანის ზედა და ქვედა კონტაქტები მკვეთრად გამოხატულია. ისინი რიტმულად მორიგეობს ფონურ მერგელებთან. ამ რესედიმენტაციული ნალექების მომცემ წყაროს წარმოადგენს ანდური კორდილიერა, რომელიც ამ დროს განლაგებული უნდა ყოფილიყო აუზის სამხრეთ-დასავლეთით.



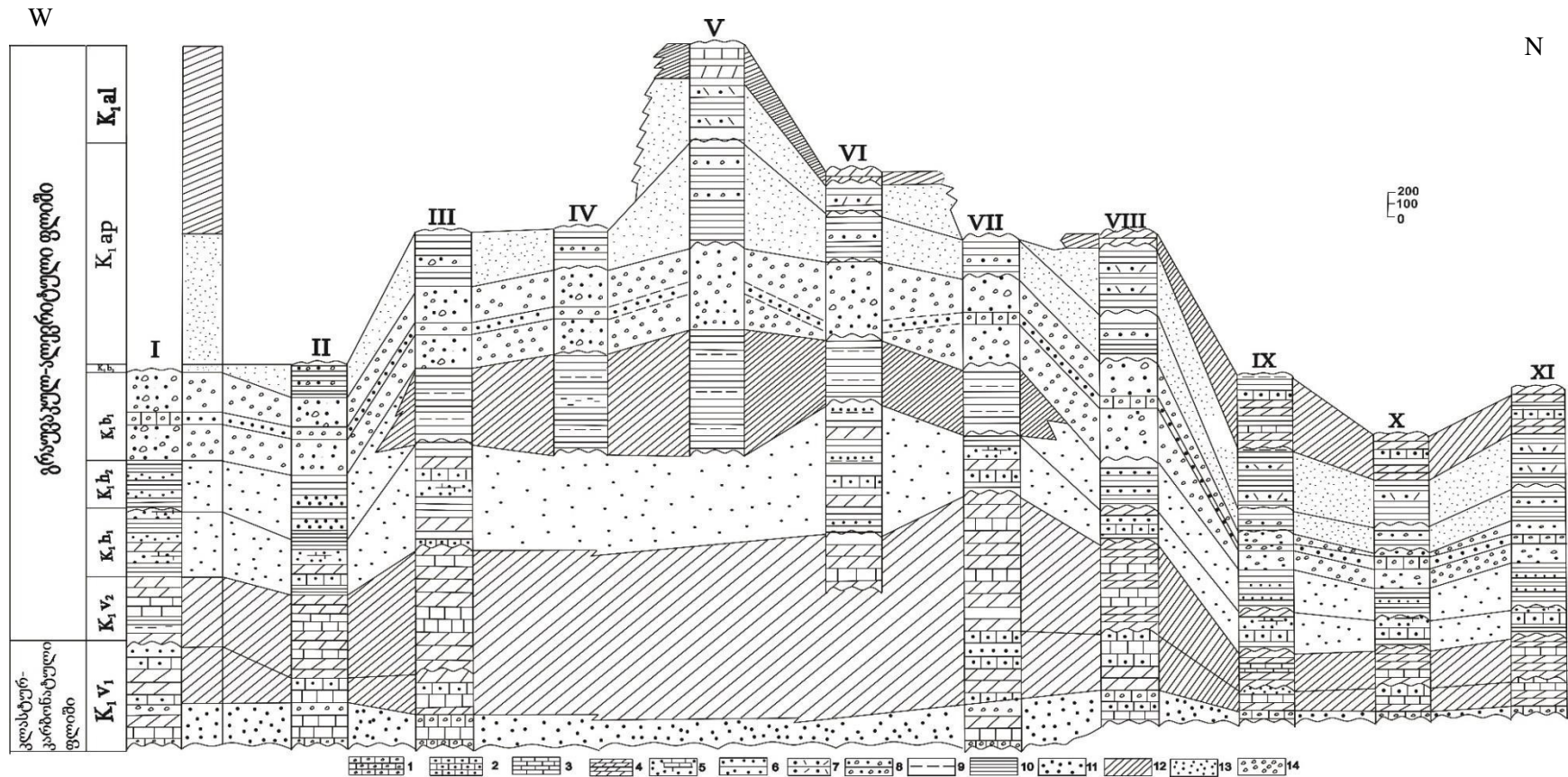
სურ. 2. ა - ბოუმას დანალექი ტექსტურების მორიგეობა, ბ - ბოუმას დანალექი ტექსტურების თანმიმდევრობა ტურბიდიტულ ქვიშქვებში (მდ. ფშავის არაგვი).

ქვედავალანჟინურის ზედა ჰორიზონტები და ზედავალანჟინური ნალექები (ნაცრისფერი კირქვებისა და მერგელების წყება) წარმოდგენილია ტურბიდიტული დინებებით წარმოქმნილი ნალექებით, რომლებიც წვრილმარცვლოვანი რესედიმენტაცი-

ული ნამსხვრევი მასალისგან შედგება. ამ ნალექებში ხშირად დგინდება ბოუმას (Bouma, 1962) მიერ ტურბიდიტებში გამოყოფილი შრეების თანმიმდევრობა (სურ. 2):

a - გრადაციული შრეებრივობა; b - ქვედა ლამინაცია (თხელშრეებრივობა), c - ირიბშრეებრივობა და კონვოლუცია, d - ზედა ლამინაცია და თანდათან გადასვლა, e - ფონური ნალექები; ამ უკანასკნელში, ჩვეულებრივ გვხვდება ბიოტურბაციის კვალი. ტურბიდიტული შრის ქვედა ზედაპირი ჩვეულებრივ მკვრივია და შეინიშნება ეროზიული ტექსტურები. აღნიშნული რესედიმენტაციული ნალექების წყაროს, როგორც ჩანს, წარმოადგენდა კორდილიერა, რომელიც აგებული იყო იურული თხელი ზღვის კარბონატული ნალექებითა და ნაწილობრივ, არაკარბონატული წარმონაქმებით (სვანეთის ამალლებიდან - დიზის სერია).

სტრატეგრაფიულად ზევით განლაგებული ქვედა- და ზედაჰოტრივული ნალექები (გარდამავალი წყება და ფასანაურის ქვედა ქვეწყება) მიკუთვნებული გვაქვს მსხვილმარცვლოვანი ტურბიდიტული ნაკადებისადმი. ამ ნალექებისთვის დამახასიათებელია საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი შედგენილობა და მასიური ტექსტურა, მკვეთრი საზღვრები; საგებ სიბრტყეებზე სიმძიმისა და გამორეცხვის ნიშნები; შრის ზედა ნაწილში ხშირად განვითარებულია კონვოლუცია და იშვიათად, გრადაციული შრეებრივობა. ქვიშაქვების მარცვლოვანი ნაკადის ტერიგენულ ნაწილში კარბონატული მასალა თითქმის არ გვხვდება. მათი შრეების სიმძლავრე მნიშვნელოვანია - 2.5 მეტრამდე. მრავალი გაზომვით (227 გაზომვა 35 ჭრილში) მარცვლოვანი ნაკადების მოძრაობის მიმართულება ძირითადად ორმხრივია - ზემო რაჭაში ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, კახეთში ჩრდილო-ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ. აუზის ცენტრალურ ნაწილში (სამაჩაბლო) რესედიმენტაციული ნალექები წარმოდგენილია ალევროლიტებით-დისტალური ტურბიდიტებით, რომლებიც ხასიათდება წმინდამარცვლოვანი შედგენილობით, შრეების მცირე სიმძლავრით, მკვეთრი საზღვრებით და ციკლური აგებულებით (c-e და b-c ბოუმას მოდელით). ამასთან დაკავშირებით ვვარაუდობთ, რომ ამ რესედიმენტაციული ქანების მომცემ წყაროს წარმოადგენდა ერთის მხრივ ფლიშური აუზის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში სვანეთის ამალება (დიზის სერია), ხოლო მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში გაგრა-ჯავის ზონის ბათური კორდილიერა, რომლის ფერდობზე ეროზია მიმდინარეობდა როგორც ლიასის ქვიშაქვების და თიხაფიქლების, ბაიოსის პორფირიტული სერიისა და ზედაიურული რიფული კირქვების, ისე კრისტალური სუბსტრატის, რომელიც აგებული იყო გრანიტოიდებით და მეტამორფული ქანებით. ეს კორდილიერა ამჟამად გადაფარული უნდა იყოს ფლიშური ზონის შარიაჟებით. სხვადასხვა წყაროზე მიუთითებს, აგრეთვე, ქვიშაქვების შედგენილობა (Varсимашვილი, 2005). აღმოსავლეთ კახეთის ტერიგენულ-მინერალოგიურ პროვინციის შედგენილობაში მდგრადი აქცესორების ურთიერთობა განსხვავდება სხვა პროვინციებისგან (აქ მინერალი სილიმანიტის რაოდენობა 50 %-ს აღწევს, მაშინ, როცა აუზის ცენტრალურ და დასავლეთ ნაწილში იგი საერთოდ არ აღინიშნება).



**სურ. 3** კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაკარცული ფლიშური ნალექების ლითოლოგიურ-გენეტური პროფილი (საქართველოს ფარგლებში).  
 1 - კირქვის გრაველითი; 2-3 - კირქვა (2-ქვიშიანი, 3-პელიტომორფული); 4 - მერგელი; 5-8 - ქვიშაქვა (5-კარბონატული, 6- პლაგიოკლაზიან-კვარციანი; 7-ქარსიანი პლაგიოკლაზიან-კვარციანი; 8-არკოზულ-კვარციანი); 9 - ალევროლიტი; 10 - არგილიტი; 11-14 - ქანების გენეტური ტიპები - (11-წყალქვეშა-მეწყრული ნალექები, 12-13 - ტურბიდიტული და მარცვლოვანი ნაკადები), 14 - გაჯირჯეებული ნაკადები.  
 I-XI ლითოლოგიური ჭრილები (მდ.მდ. I - ჭვეშურა-შორდურა, II - რიონი, III - მამისონის გადასასვლელი, IV - ჯეჯორა, VI - კემელტა-დონი, VII - დიდი ლიახვი, VIII - არაგვი, IX - ფშავის არგვი, X - იორი, XI - ილტო).

სქელშრეებრივი არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვების - ფასანაურის შუა ქვეწყება (ქვედა ბარემული) გენეტური ნიშნების მიხედვით მიკუთვნებული გვაქვს ზეგაჯირ-ჯვების ტურბიდიტული ნაკადებისთვის. ეს ნალექები გენეტური ნიშნის მიხედვით მიკუთვნება რესედიმენტაციულ ნაკადებს, რომლებსაც ახასიათებს მასივური ტექსტურები და შრეების დიდი სიმძლავრეები (არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვების სიმძლავრე აღწევს 12 მ-ს); მათთვის დამახასიათებელია აგრეთვე, შრის სიმძიმის დაწოლით წყლის გამოწურვის ტექსტურები და სხვ. შრეთა საზღვრები მკვეთრია; შეინიშნება საგებ ზედაპირზე გადარეცხვებიც. ამ ქვეწყებისთვის დამახასიათებელია, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, სქელშრეებრივი რესედიმენტაციული ქვიშაქვიანი ტურბიდიტების არგილიტების თხელ (0.01-0.15 მ) დასტებთან მორიგეობა. ამ გენეტური ტიპის მკვებავ წყაროდ (27 ჭრილში 88 გაზომვით) ზეგაჯირჯვების ნაკადების მოძრაობის მიმართულების მიხედვით, კვლავ ზემოთ აღნიშნული სვანეთის ამდლება (დიზის სერიით), ხოლო ფლიშური აუზის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში კი - გაგრა-ჯავის ზონის ბათური კორდილიერა გვესახება.

სტრატиграფიულად ზევით განვითარებული ფასანაურის ზედა ქვეწყება (ზედა-ბარემული ასაკი) და თეთრახევის წყება უნდა მიკუთვნებოდეს წვრილმარცვლოვან ტურბიდიტულ ნაკადებს. ამასთან ერთად, აღსანიშნავია, რომ ამ დროს რესედიმენტაციული ქანები შედარებით უფრო წვრილმარცვლოვანია და ფონური ნალექები კი შედარებით დიდ როლს თამაშობს. კვების წყაროდ ვთვლით ჩრდილო-დასავლეთში განვითარებულ კუნძულების არქიპელაგს, რომელიც ამ დროს სუსტად ირეცხებოდა, ფონური ნალექები კი ამ პერიოდში შედარებით უფრო მნიშვნელოვანია. ფავლურის წყება (ალბური) თავისი ბუნებით ტურბიდიტულ ნალექებს შეესატყვისება (დისტალური ფლიშ), რომლის წყაროდ ანდური კორდილიერა გვესახება და უმეტესად კარბონატული ნალექებით იყო აგებული.

ზემოთ აღნიშნულიდან გამომდინარე, კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის სედიმენტაციური აუზის განვითარების ადრეცარცულ ეტაპზე მასალის ტრანსპორტირების მიხედვით, შეიძლება გამოიყოს ოთხი ზემოთ აღნიშნული ნალექდაგროვების ტიპი, რომლებიც თანდათანობით ცვლის ერთმანეთს დროში და ნაწილობრივ სივრცეშიც.

აღნიშნული დეტალური ლითოლოგიური კვლევები საშუალებას გვაძლევს, რომ გამოვთქვათ მოსაზრება საქართველოში ამ ნალექების წარმოშობის შესახებ. ვალანჯინურ-ქვედაპროტრივულ და ალბურ წარმონაქმნებში პირიტიტით გამდიდრებული წმინდამარცვლოვანი კარბონატული ქანების სიჭარბე, მათი სწრაფი ცვლა წმინდამარცვლოვანი კარბონატული ნალექებით (მერგელებითა და კირქვებით), გაშლილი ზღვის მიკროფაუნა და სხვა ნიშნები ნალექდაგროვების ამ ზონის შედარებით გაღრმავებაზე უნდა მიუთითებდეს.

შესწავლილი ზედაპროტრივულ-ბარემული ფლიშური ნალექები, გარდა სანაპირო ზოლისა, დრმა ზღვის ნალექებს წარმოადგენს, რასაც მოწმობს ტურბიდიტებისა და პელიტური, პელაგური ფონური ნალექების არსებობა.

ჟინვალ-გომბორის ქვეზონაში ილექება პროქსიმალური ფლიში, ხოლო შოვი-ფასანაურის ქვეზონაში კი - დისტალური.

შესწავლილი ქვედაცარცული ფლიშის წარმოშობის მექანიზმის შესახებ თუ ვიმსჯელებთ, აღნიშნულ აუზში ნალექდაგროვება ხდებოდა სიმღვრივის ნაკადებიდან,



რომლებიც აუზში მიწისძვრებისა და გრავიტაციის შედეგად სპაზმურად ვითარდებოდა.

ამრიგად, კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედაცარცული ფლიშური კომპლექსი წარმოშობილი უნდა იყოს ტროგულ გარემო პირობებში, რომელიც კონტროლდებოდა ტექტონიკური და ლითოლოგიური ფაქტორებით.

## ლიტერატურა

- Bouma A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits//A graphic approach to facies interpretation. Elsevier. Amsterdam. 168 p.
- Варсимашвили Э. В. (2005). Эволюция седиментации и литогенез нижнемеловых отложений восточного Бассейна флишенакпления окраинного моря Большого Кавказа//Труды Геологического Института им. А. И. Джanelidze АН Грузии. Новая серия. Вып. 121. С. 93-106.

UDC.551.24.052(234.9)

### კავკასიონის გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის ნაოჭა სტრუქტურა მდინარეების ცხენისწყლისა და რიონის ხეობების გასწვრივ

თ.გიორგობიანი, დ.ზაკარაია\*

*თსუ, ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი, \*შპს "კავკასიის სამთო ჯგუფი"*

კავკასიონის გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის ნაოჭა სტრუქტურა მდინარეების ცხენისწყლისა და რიონის ხეობების გასწვრივ. თ.გიორგობიანი, \*დ.ზაკარაია. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი, შპს "კავკასიის სამთო ჯგუფი"*. სტატიაში დეტალურადაა აღწერილი კავკასიონის გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის დანაოჭება მდინარეების ცხენისწყლისა და რიონის გასწვრივ და ჩატარებული სტრუქტურული ანალიზის საფუძველზე, დადგენილია მისი ფორმირების პირობები.

**The Folded Structure of the Gagra-Java Zone of the Greater Caucasus Along the Tskhenistskali and Rioni River Gorges.** T.Giorgobiani, D.Zakaraia. *TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology, \*LTD Caucasus Mining Group*. In the paper folding of the Gagra-Java tectonic zone of the Greater Caucasus along the Tskhenistskali and Rioni river gorges is described in detail and on the basis of structural analyses the conditions of its formation is established.

**Складчатая структура Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа вдоль ущелий рек Цхенисцкали и Риони. Т.В. Гиоргобиани, Д.П. Закарая. ТГУ, Институт Геологии им. Ал. Джанелидзе, ООО «Кавказская Горная группа».** В статье детально описана складчатость Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа вдоль ущелий рр. Цхенисцкали и Риони и на основании проведенного структурного анализа установлены условия ее формирования.

### Extended Abstract

The Gagra-Java zone represents a southernmost tectonic unit of the Greater Caucasus. It is situated along the boundary with the Black Sea-Transcaucasian micro-continent<sup>4</sup> (micro-plate). The Gagra-Java zone bordering the Central Caucasus from the south during the Alpine epoch of tectogenesis underwent multiple northeastern and submeridional tangential compressions, which conditioned its complex tectonic structure.

The study area represents an eastern part (130 km long and 5-30km wide) of the Gagra-Java tectonic zone from the river Tekhuri to the village of Java. In the north, it borders the Chkhalkta-Laila zone, and in the south, it contacts the Black Sea-Transcaucasian micro-plate that passes along the southern edge of northern limb of Racha-Lechkhumi syncline.

In geological structure of the discussed area of the Gagra-Java zone Lower, Middle and Upper Jurassic sandy-clayey deposits, Middle Jurassic volcanogenic rocks as well as Cretaceous and Paleogene carbonaceous formations participate. Their total thickness is 6 km. During the detailed regional researches, in the studied area, along the intersection of the Tskhenistskali and Rioni river gorges, geological-structural sections (correspondingly 20 and 30 km long) were composed.

In the limits of the study area uneven dislocation/folding of the deposits is observed. The Muashi Suite of the Pliensbachian age and the Lower Sori suite Toarcian stage are characterized by most complicated structure. These deposits are contorted into the smallest and most intensively compressed folds of the plicative structures of the Gagra-Java zone. The additional folds of the smaller size also complicate them. In these measures the bedding cleavage and axial-plane transverse cleavage were developed. Relatively large-scale, but also heavily compressed folding is observed in the Aalenian Upper Sori suite. Character of the folding of the Khojali suite built up of volcanogenic rocks of the Bajocian porphyritic series sharply differs from the above mentioned. Here, the folds have larger dimensions, low-angle limbs and relatively open and rounded hinges. The additional folding and cleavage is uncharacteristic for this unit.

The peculiar feature of folding developed in the Tskhenistskali section is the southwestern strike (230-260°) of the structures. In the Rioni section mainly the structures with north-western strike (285-315°) of axis spread.

During the northward advance of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent and the formation of the Transcaucasian transverse uplift, the Racha-Lechkhumi syncline as an indenter was

---

<sup>4</sup> **Editor's note.** According to all known definitions, a microcontinent is a continental structure located in the ocean (a small continent or a large island). Therefore, based on the principle of actualism, for the Late Alpine and the present time, when all the oceans are already closed, the use of the term "microcontinent" is wrong. This is the same as the Foldsystem of the Greater Caucasus in real time called the marginal sea. For this time, the term "Transcaucasian (or Black Sea-Transcaucasian) massif", which unites the modern Georgian and Azerbaijan blocks, seems to be the most correct.



squeezing into the folded structure of the Gagra-Java zone. The anti-Caucasian strike of folding is a result of such indentation of the protrusion of the 20 km long northern arcuate steep synclinal limb, into the structure of the Gagra-Java zone. As a result, folding changed its original northwestern orientation to the southwestern direction in accordance with the northern edge of the syncline.

Folded structure of the Mesozoic deposits of the Tskhenistskali section differs by multi-ordinal and diverse dislocation of the formations. In the limits of geological-structural profile, folded areas restricted by steep faults were defined. They are deformed variously and sometimes difficult to identify as the same structure. It indicates steep displacement of the complexes within the section limits. The reason of such collage of heterogeneous dislocations is the vertical disharmony of the folding and multiple overprint of multidirectional tangential compression of rocks of the section.

Folding of Middle-Upper Jurassic and Cretaceous deposits of the Rioni section is relatively simple. It is forming gentle flexure like up to 30 km wide fold of the first order. According to the level of the folds hinges position in the area, gentle limb of the flexure in the southern part is complicated by bends dipping with 20-30° angle, but northern part of the fold is gently (15°) dipping to the north-east. The steep limb of the fold is sub-vertical (75-85°) and at the same time represents a northern steep limb of the Racha-Lechkhumi syncline.

Folding of the Gagra-Java tectonic zone took place at the Early- Middle Alpine stage of the Greater Caucasus evolution during the manifestation of the Bathonian (Adigean) and the Pyrenean phases of tectogenesis. The folding took place in the conditions of the northeastern tangential compression of the region, stipulated by moving up and pressing of the Black Sea-Transcaucasian micro-continent to the Gagra-Java zone. The Late Alpine newest stage (Late Miocene-Anthropogenic) took place in the conditions of submeridional horizontal pressure on the active marginal Gagra-Java zone. These movements took place during the Newest and Quaternary phases of folding in conditions of the collision of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent and the Greater Caucasus, in the process of the Transcaucasian transversal uplift formation. This led to the local, obliquely superimposed structure formation in the limits of primary linear northwestern folding spread in the region.

Multiple tangential compressions of different directions promoted processes of formation of non-uniform folded structure of different age in Gagra-Java zone, which continues today.

გაგრა-ჯავის ზონა წარმოადგენს კავკასიონის უკიდურეს სამხრეთ ტექტონიკურ ერთეულს, რომელიც განლაგებულია ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტის<sup>5</sup> ჩრდილო საზღვრის გასწვრივ და დასავლეთით შავ ზღვაშიც გრძელდება. შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტი წარმოიშვა პალეოზოური ერის ბოლოს ან მეზოზოური ერის დასაწყისში. მეზოზოურისა და პალეოგენური დროის განმავლობაში, იგი ერთმანეთისგან გამოყოფდა კავკასიონისა და მცირე კავკასიის ტერიტორიებზე სხვადასხვა დროს არსებულ გეოსინკლინურ სისტემებს (Хайн, 1984). ზოგჯერ, აღნიშნული სახელის ნაცვ-

---

<sup>5</sup> **რედაქტორის შენიშვნა.** ყველა ცნობილი განმარტებით მიკროკონტინენტი ოკეანეში განლაგებული კონტინენტური სტრუქტურაა (მცირე კონტინენტი ან მოზრდილი კუნძული). ამიტომ, აქტუალიზმის პრიციპიდან გამომდინარე გვიანალპურ და აწმყო დროისთვის, როდესაც კავკასიაში ყველა ოკეანე დახურულია, ტერმინის „მიკროკონტინენტი“ გამოყენება არასწორია. ეს იგივეა, რომ კავკასიონის ნაოჭა სისტემას ახლაც განაპირა ზღვას ვუწოდებდეთ. ალბათ ყველაზე სწორია ამ დროისთვის ვიხმაროთ ტერმინი „ამიერკავკასიის (ან შავი ზღვა-ამიერკავკასიის) მასივი“, რომელიც აერთიანებს საქართველოსა და აზერბაიჯანის ბელტებს.

ლად, ლიტერატურაში იხმარება ტერმინი "მიკროფილა", რომელიც მის შემცვლელად ითვლება და თავისი მნიშვნელობით იგივეა რაც "მიკროკონტინენტი".

ამჟამად, კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ნაოჭა სისტემის ფარგლებში, გაგრა-ჯავის ზონა გავრცელებულია დასავლეთით მდ. მზიმთიდან აღმოსავლეთით დაბა ჯავამდე 340 კმ მანძილზე. მდ. მზიმთიდან დასავლეთით, გაგრა-ჯავის ზონა იძირება უფრო ახალგაზრდა ნალექების ქვეშ და ჩვეულებრივ ტექტონიკური ზონის სახელით ვრცელდება ჩრდილო-დასავლეთი კავკასიონის ფარგლებში. ზონის მაქსიმალური სიგანეა 40 კმ, რომელიც დასავლეთი და აღმოსავლეთი მიმართულებით ვიწროვდება 5 კმ-მდე. ზონის საშუალო განივკვეთი 20-30 კმ-ს შეადგენს.

ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთით მდებარე გაგრა-ჯავის ზონა ადრე- შუაალპური ტექტოგენეზის სტადიაზე, ჩრდილო-დასავლეთი მიმართების ნაოჭა სტრუქტურების წარმოშობის შემდეგ, რეგიონის განვითარების გვიანალპური (გვიანი მიოცენი-ანტროპოგენი) ეტაპის დასაწყისში, აღმოჩნდა ტრანსკავკასიური გარდიგარდმო ახევეების ფორმირების ფარგლებში (Милановский, 1968). ამ დროს, ის განიცდიდა სუბმერიდიანულ ტანგენსურ მიწოლას, რის შედეგადაც ალპური ეპოქის განმავლობაში გაგრა-ჯავის ზონამ განიცადა მრავალჯერადი სხვადასხვა მიმართულების ჰორიზონტული შეკუმშვა. ამან განაპირობა მისი რთული ტექტონიკური სტრუქტურა.

სტატიაში განხილული ტერიტორია წარმოადგენს გაგრა-ჯავის ზონის აღმოსავლეთ ნაწილს, მდ. ტეხურიდან დაბა ჯავამდე, სიგრძით 130 კმ (სურ. 1). დასავლეთით მისი სიგანეა 30 კმ-ია, ხოლო აღმოსავლეთით ის თანდათან ვიწროვდება 5 კმ-მდე. გაგრა-ჯავის ზონის ჩრდილოეთით განლაგებულია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ჩხალთა-ლაილის ტექტონიკური ზონა, რომელიც სამხრეთიდან შემოსაზღვრულია სვანეთი-რაჭის რღვევით. აღმოსავლეთით, ჩხალთა-ლაილის ზონის გამოსოღვის შემდეგ, გაგრა-ჯავის ზონა ირიბად უშუალოდ ეხება მესტია-თიანეთის ტექტონიკურ ზონას, რომლისგანაც გამოყოფილია კვაჟა-ნადარბაზევის რეგიონული რღვევით. განსახილველი ტერიტორიის დასავლეთ ნაწილში გაგრა-ჯავის ზონა სამხრეთიდან შემოსაზღვრულია ტყვარჩელის რეგიონული ფლექსურით (Милановский, 1968). აღმოსავლეთით, გაგრა-ჯავის ზონის და შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტის (მიკროფილის) საზღვარი უკვე გადის რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ციცაბო ფრთის სამხრეთი კიდის გასწვრივ 55 კმ მანძილზე. შემდეგ, აღმოსავლეთისკენ დაბა ჯავამდე რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინი თანდათან ვიწროვდება და გადადის ვიწრო (2-5 კმ) რაჭა-ოსეთის გრებენ-სინკლინში, რომელიც 50 კმ სიგრძისაა და წარმოადგენს რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის მხოლოდ ჩრდილო ციცაბო ფრთას აღმოსავლეთი მიმართულებით (Милановский, 1968).

თავისი გეოლოგიური აგებულებით და აქ განვითარებული სტრუქტურების თავისებურებებით გაგრა-ჯავის ზონა გარდამავალია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის სხვა ზონებიდან შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტისკენ. ამიტომ, ტექტონიკური განვითარების ისტორიითა და სტრუქტურების ხასიათით, კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ნაოჭა სისტემაში იგი ყველაზე თავისებურ ზონას წარმოადგენს.

ამჟამად არსებული გამოქვეყნებული მონაცემების მიხედვით, გაგრა-ჯავის ზონა აგებულია 3 კმ-მდე სიმძლავრის ქვედა-შუაიურული თიხიან-ქვიშიანი და 2 კმ-მდე სიმძლავრის ვულკანოგენური წყებებით, ასევე 2 კმ-მდე სიმძლავრის ზედაიურულ-

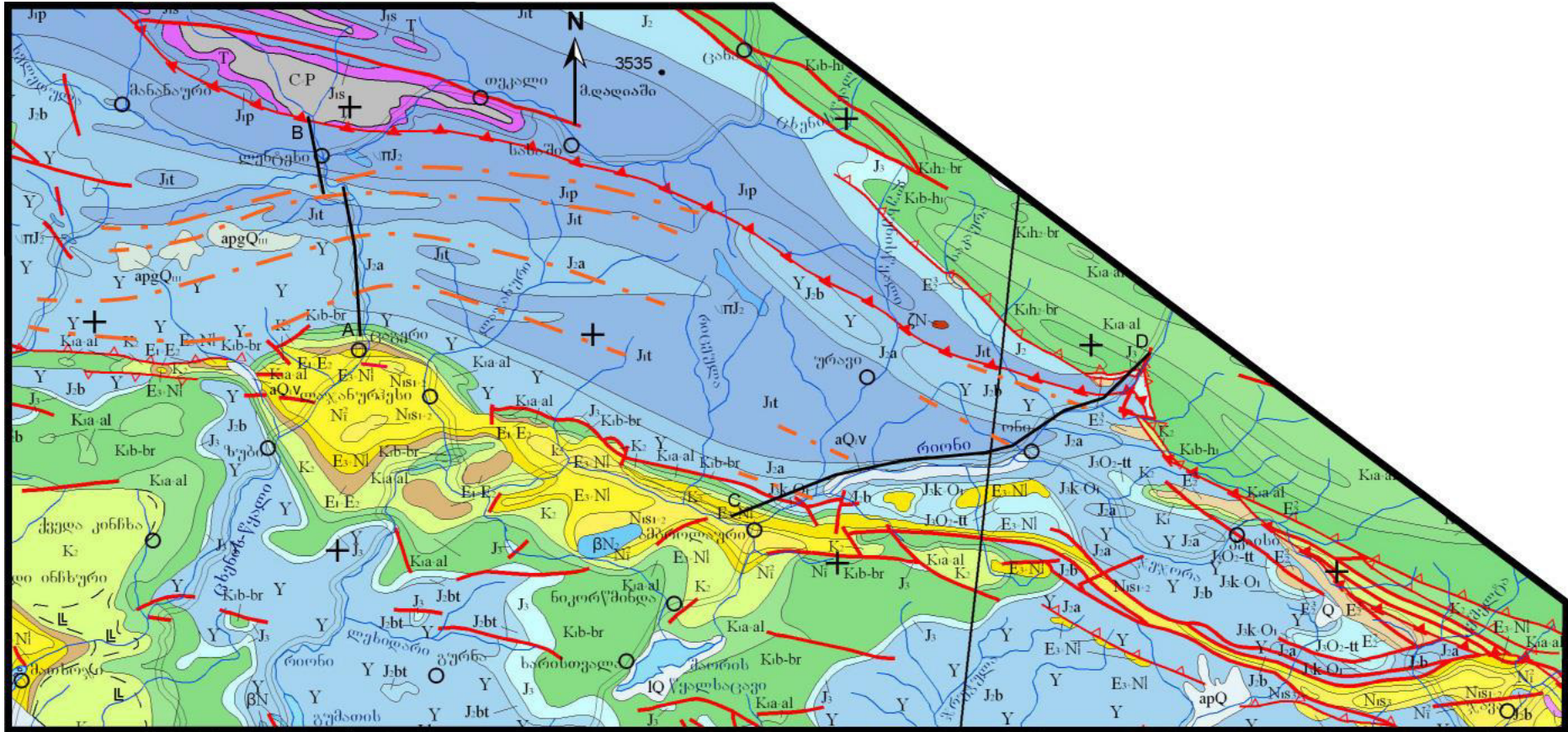
პალეოგენური კირქვებით და ქვიშიანი კირქვებით. ზონა ძლიერ შეკუმშულია კავკასიური მიმართების ხაზოვან ნაოჭებად. ამ უკანასკნელს გააჩნია ასიმეტრული აგებულება და დაქანებულია ან გადაბრუნებულია სამხრეთისკენ, ღერძების ზედაპირების ჩრდილოეთისკენ ციცაბო დაქანებით. აქ აღნიშნავენ პირველი რიგის მსხვილ სტრუქტურებს, სიგრძით რამოდენიმე ათეული კმ, რომლებიც იშვიათად აღწევს 60 კმ-ს. ნაოჭებს გააჩნია ციცაბო (75-85°) სამხრეთული და შედარებით დამრეცი (40-60°) ჩრდილოური ფრთები, რომლებიც ზოგჯერ გართულებულია დამატებითი წვრილი, ძლიერ შეკუმშული ნაოჭებით. ნაოჭების შეკუმშვის სიდიდე და მათი ღერძების დაქანება მცირდება სამხრეთისკენ. ნაოჭა სტრუქტურაში განვითარებულია სხვადასხვანაირად ორიენტირებული დაგანსხვავებული მიმართულების გადაადგილებების მქონე ძირითადი ციცაბო რღვევები (Гамკრელიძე, 1964; Гегუჩაძე, 1976).

ამრიგად, გაგრა-ჯავის ზონის ნაოჭა სტრუქტურების ძირითადი თავისებურების დასადგენად, მათ შესახებ ამჟამად არსებული წარმოდგენები აშკარად არასაკმარისია. ამიტომ, საჭირო გახდა ჩატარებულიყო უფრო დეტალური რეგიონული კვლევები, რათა გარკვეულიყო დანაოჭების მთავარი თავისებურებანი, მისი ფორმირების პირობების, ევოლუციისა და მექანიზმის დადგენის მიზნით.

წარმოდგენილი ნაშრომი ავტორების მიერ კავკასიონის მეგანტიკლინორიუმის გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის ტერიტორიაზე ჩატარებული მრავალწლიანი დეტალური რეგიონული გეოლოგიურ-სტრუქტურული კვლევის შედეგია. ნაშრომში დეტალურადაა განხილული რაჭა-ლეჩხუმის რეგიონის გეოლოგიური აგებულება და ტექტონიკური სტრუქტურა. საავტომობილო გზების გადაკვეთების გასწვრივ, რომლებიც მიუყვება მდინარეების ცხენისწყლისა და რიონის ხეობებს, გაგრა-ჯავის ზონის ნაოჭა სტრუქტურის შესწავლის პროცესში, შედგენილია 20 და 30 კმ სიგრძის დეტალური გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილები.

კვლევის მეთოდი გულისხმობს გაშიშვლებების გასწვრივ თითქმის უწყვეტად საკმაოდ დეტალური ჩანახატების გაკეთებას. ამ ჭრილების მასშტაბი (1:1000) შერჩეულია ისე, რომ ასახულიყოფილიყო საკვლევი სტრუქტურების ყველა თავისებურება. შესწავლილია ნაოჭების მორფოლოგია და ზომები ქანების ლითოლოგიურ შედგენილობაზე დამოკიდებულებისა და შრეების სიმძლავრეების მიხედვით. დადგენილია ასევე, წვრილი ნაოჭების უფრო დიდ სტრუქტურებთან შესაბამისობის კანონზომიერება. დანაოჭების კვლევისას ხდებოდა კლივაჟზე და სხვადასხვა მასშტაბის რღვევებზე სისტემატიური დაკვირვებები.

საველე კვლევების დროს შედგენილი გეოლოგიურ-სტრუქტურული პროფილები შემცირდა 1:10000 მასშტაბამდე, ნაოჭების შესაბამისი ზომებისა და მორფოლოგიის შეძლებისდაგვარად შენარჩუნებით. ამრიგად, შედგენილი ჭრილები, პრინციპში საკმაოდ სრულად ასახავს გაგრა-ჯავის ზონის აღნიშნული გადაკვეთების ნაოჭა სტრუქტურის მთავარ თავისებურებებს. ამიტომ, მათი მიხედვით ხდებოდა რიონის შესწავლილი მონაკვეთების მორფოლოგიის ხასიათის, დანაოჭების ინტენსიურობის, ზედდე-



სურ.1. გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის გეოლოგიური რუკა (გ. გუჯაბიძე, 2003)

E<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>-ოლიგოცენ-მიოცენი; E<sub>1</sub>-E<sub>2</sub>-პალეოცენ-ეოცენი; K<sub>2</sub>-ზედა ცარცი; K<sub>1b</sub>-br, K<sub>1a</sub>-al-ქვედა ცარცი; J<sub>3</sub>o<sub>2</sub>-tt-ზედა იურა, ზედაოქსფორდული, კიმერიული და ტიტონური სართულები; J<sub>2</sub>k-o<sub>1</sub>-შუა და ზედა იურა, კალოვიური და ქვედა ოქსფორდული სართულები; J<sub>2</sub>b<sub>t</sub>-შუა იურა, ბათური სართული; J<sub>2</sub>b hd-შუა იურა, ბაიოსური სართული, ხოჯალის წყება; J<sub>2</sub>a s<sub>2</sub>- შუა იურა, აალენური სართული, სორის ზედა ქვეწყება; J<sub>1</sub>t s<sub>1</sub>-ქვედა იურა, ტოარსული სართული, სორის ქვედა ქვეწყება.წითელი ხაზები - რღვევები. A-B და C-D - გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილების ხაზები. წყვეტილი ხაზები - მთავარი ნაოჭა სტრუქტურების ღერძები.

ბული სტრუქტურების, ნაოჭთა სარკეებისა და მეზოზოური ნალექების ცალკეული სტრატეგრაფიული ერთეულების სიმძლავრეების განსაზღვრა.

ნაოჭა და რღვევითი სტრუქტურების კვლევის პროცესში, გეგმებისა და ჭრილების აგებისთვის, გამოყენებულ იქნა არსებული 1:50000 მასშტაბის გეოლოგიური რუკები და მათი განმარტებითი ბარათები (1985; 1976), ასევე პ. გამყრელიძის რედაქტორობით 1974 წ. გამოცემული 1:1000000 მასშტაბის კავკასიის ტექტონიკური რუკა, გ. გუჯაბიძის (2003) და დ. ნალივიკინის (1976) ავტორობით გამოცემული 1:500000 მასშტაბის კავკასიის გეოლოგიური რუკები.

გაგრა-ჯავის ზონის ტექტონიკური აგებულება შესწავლილია მრავალი მეცნიერის მიერ, რომლებმაც დიდი წვლილი შეიტანეს რეგიონის გეოლოგიური აგებულებისა და ტექტონიკური სტრუქტურის დადგენაში. ავტორების მიერ ძირითადად გამოიყენებულ იქნა პ. გამყრელიძის (1964), შ.გეგუჩაძის (1976), ე. მილანოვსკის (1968), ე. მილანოვსკისა და ვ. ხაინის (1963) და სხვ. ნაშრომები.

გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის განხილული ტერიტორიის გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობს შემდეგი სტრატეგრაფიული ერთეულები: ქვედა, შუა და ზედაიურული ქვიშიან-თიხიანი ნალექები, შუაიურული ვულკანოგენური წარმონაქმნები და ასევე, ცარცული და პალეოგენური ასაკის კარბონატული და ტერიგენული ნალექები (სურ. 1).

ქვედა იურული. სინემურული სართულის მორლოლის წყების ქვედა ქვეწყება ( $J_1^{mr_1}$ ), რომლის სიმძლავრეა 50-200მ, წარმოდგენილია კონგლომერატებით, გრაველიტებით, ნაირმარცვლოვანი ქვიშაქვებითა და თიხაფიქლებით. 400-500 მ სიმძლავრის ზედა ქვეწყება ( $J_1^{mr_2}$ ) შედგენილია თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით. პლინსბახის ქვედა ქვესართულის მუაშის წყების ქვედა ქვეწყება ( $J_1^{ms_1}$ ), რომლის სიმძლავრეა 450-500 მ, აგებულია თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით. 400-500 მ სიმძლავრის ზედა ქვეწყება ( $J_1^{ms_2}$ ) წარმოდგენილია თიხაფიქლებით, ალევროლიტებითა და ქვიშაქვებით. ტოარსული სართულის სორის წყების ქვედა ქვეწყება ( $J_1^{s_1}$ ), სიმძლავრით 400-500 მ, აგებულია თიხაფიქლებითა და ქარსიანი ქვიშაქვებით.

შუა იურული. აალენური სართულის სორის წყების ზედა ქვეწყება ( $J_2^{s_2}$ ), სიმძლავრით – 450-500მ, წარმოდგენილია თიხაფიქლებით, ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვებითა და ალევროლიტებით. ბაიოსური სართულის ხოჯალის წყების პირველი ქვეწყება ( $J_2^{hd_1}$ ), რომლის სიმძლავრეა 450-500 მ, აგებულია ტუფებით, ტუფო-ქვიშაქვებით, სპილიტური განფენებითა და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებით, ხოლო 400-500 მ სიმძლავრის მეორე ქვეწყება ( $J_2^{hd_2}$ ) კი – ავგიტ-ლაბრადორიანი ტუფო-ბრეჩიებითა და პორფირიტებით. მესამე ქვეწყება ( $J_2^{hd_3}$ ) წარმოადგენს ტუფებს, ტუფო-ბრეჩიებს, ბაზალტურ განფენებსა და ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს. მათი სიმძლავრეა 350-500 მ. მეოთხე ქვეწყება ( $J_2^{hd_4}$ ) – ავგიტ-ლაბრადორიანი ტუფები და გრაუვაკული ქვიშაქვები 420-500 მ სიმძლავრისაა. კალოვიური სართული ( $J_2k$ ) ტრანსგრესიულად ცვლის ბაიოსის პორფირიტულ სერიას და წარმოდგენილია კვარციანი ქვიშაქვებით, კირიანი ქვიშაქვებით, ქვიშაქვებით, არგილიტებითა და კონგლომერატებით. მათი სიმძლავრე 100-350 მ-ია.



ზედა იურულის ოქსფორდული, კიმერიჯული და ტიტონური სართულები. (J30-tt) ქვედაოქსფორდული წყება წარმოდგენილია ქვიშაქვებითა და არგილიტებით, რომელთა სიმძლავრე 70-90 მ-ია. 30-140 მ სიმძლავრის ზედაოქსფორდული ნალექები შედგება რიფული კირქვების, ქვიშაქვებისა და დოლომიტიზებული კირქვებისგან. კიმერიჯული და ტიტონური წყებები აგებულია არგილიტებით, კვარც-არკოზული ქვიშაქვებით, რიფული კირქვებით და კონგლომერატებით. მათი სიმძლავრე 250-300 მ ტოლია. ზედა იურული ნალექების საერთო სიმძლავრე შეადგენს 350-530 მ.

ქვედაცარცული ნალექები უთანხმოდაა განლაგებული ქვემდებარე ნალექებზე. ბერიასული, ვალანჟინური და ჰოტრივეული სართულები (K1b-h) აგებულია კირქვებით, კვარც-არკოზული ქვიშაქვებითა და წვრილი კონგლომერატებით. მათი სიმძლავრე 80-150 მ-ია. ბარემული სართულის (K1br) კრისტალური კირქვები, დოლომიტიანი და თიხიანი კირქვები და მერგელები 250-300 მ სიმძლავრისაა. აპტური სართული (K1a) წარმოდგენილია 20-50 მ სიმძლავრის მერგელოვანი კირქვებითა და მერგელებით, ხოლო ალბური სართული (K1al) კი – 20-60 მ სიმძლავრის თიხებითა და მერგელებით.

ზედა ცარცული. სენომანური სართული (K2s) შედგება გლაუკონიტური ქვიშაქვების, მერგელებისა და თიხებისგან. მათი სიმძლავრე 10-180 მ-ია. ტურონული და კონიაკური სართულები (K2t-k) 50-120 მ სიმძლავრის კირქვები და მერგელებია. სანტონური და კამპანური სართულები (K2st-km) ასევე კირქვები და მერგელებია, რომელთა სიმძლავრე 80-200 მ ტოლია. მასტრიხტული სართული (K2m) წარმოდგენილია 50-150 მ სიმძლავრის კირქვებით, მერგელებითა და ქვიშაქვებით.

პალეოცენური. დანიური სართული (E1d) შედგება 100-160 მ სიმძლავრის კრისტალური და თიხიანი კირქვებისა და მერგელებისგან.

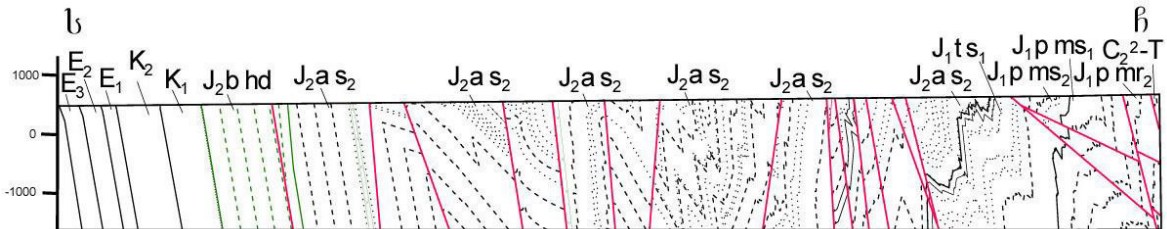
პალეოცენური სართული. ქვედა პალეოცენი (E1<sup>1</sup>) – ესაა 50-100 მ სიმძლავრის კირქვები, ხოლო ზედა პალეოცენურ-ქვედაეოცენური ქვესართულები (E1<sup>2</sup>-E2<sup>1</sup>) კი – 25-60 მ სიმძლავრის კირქვები, ზოგჯერ, თიხიანი კირქვები. შუაეოცენური ქვესართული (E2<sup>2</sup>) წარმოდგენილია თიხიანი კირქვებითა და მერგელებით, რომელთა სიმძლავრე 20-50 მ-ია. ზედაეოცენური ქვესართული (E2<sup>3</sup>) შედგება მერგელების, თიხებისა და კირქვებისგან. მათი სიმძლავრე 20-120 მ-ია. ოლიგოცენური სართულის ქვედა ოლიგოცენური ხადუმის ჰორიზონტი (E3<sup>1</sup>hd) წარმოდგენილია ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებით და მათი სიმძლავრეა 35-40 მ, ხოლო შუა- და ზედაოლიგოცენური ქვესართულები (E3<sup>2-3</sup>) კი – არაკარბონატული თიხებითა და ქვიშაქვებით, რომელთა სიმძლავრეა 40-80 მ.

## **ნაოჭა სტრუქტურა მდ. ცხენისწყლის ხეობის გასწვრივ**

ცხენისწყლის გასწვრივ გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილი იწყება მდ. ცხენისწყლის მარჯვენა შენაკადის - მდ. ლასკადურას ხეობაში და ვრცელდება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ მდ. ცხენისწყლის გაშლილ ხეობამდე (რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ღერძულ ნაწილამდე) (სურ. 2). აქ გამიშვლებულია ჩხალთა-ლაილის ტექტონიკური ზონის პალეოზოური ასაკის დიზის სერიის ქვემო სვანეთის ანტიკლინის კონტაქტი გაგრა-ჯავის



ზონის ნალექებთან. საზღვარი ამ გეოსტრუქტურებს შორის გადის სვანეთი-რაჭის რღვევაზე, რომელიც ამ მონაკვეთზე წარმოდგენილია ციცაბო (75°), ჩრდილოეთისკენ დაქანებული შესხლეტით. ის ერთმანეთისგან ყოფს კარბონულ-პერმული ასაკის ცხენისწყლის წყებასა და ქვედა იურული ასაკის მორლოულის ზედა ქვეწყებას.



სურ. 2. გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილი მდ. ცხენისწყლის გასწვრივ

მოცემული ჭრილის ფარგლებში, პირველ რიგში უნდა აღინიშნოს ნაოჭა სტრუქტურების ძირითადად ანტიკავკასიური ორიენტაცია. რკალისებრი გაღუნვა და ნაოჭების ჩრდილო-დასავლეთი (აზ. 280-300°) მიმართებების სამხრეთ-დასავლურით შეცვლა (აზ. 230-260°) მდ. ცხენისწყლის სუბმერიდიანული ხეობის გასწვრივ ხდება (სურ. 1).

მორლოულის წყება გადაკვეთის ხაზის ფარგლებში 480 მ-ს მანძილზე არ შიშვლდება, მაგრამ არსებული გეოლოგიური რუკების (1:50000) ჭრილებზე ნაჩვენებია, რომ ის დანაოჭებულია ასიმეტრულ, სამხრეთისკენ გადაბრუნებულ, ღერძების ზედაპირების ციცაბო (75°) დაქანებების მქონე ნაოჭებად. სტრუქტურების ფრთები დახრილია ჩრდილოეთისკენ 55-80° კუთხეებით. ნაოჭების სიგანე, რომელთაც აქვს სუბგანედური (260-270°) მიმართებები, შადგენს 300-500 მ. მიუხედავად ამისა, ავტორებმა უფრო სწორად ჩათვალეს, რომ ჭრილზე მორლოულის წყების დანაოჭება, მის მიმდებარე მუაშის ქვედა ქვეწყების ნაოჭების მსგავსად გამოეხატათ. ამ წყებების საზღვარზე ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ (75°) დაქანებული შესხლეტა გადის.

სამხრეთისკენ, ჭრილის გასწვრივ, ზემოთ აღნიშნული რღვევის შემდეგ, განვითარებულია ჯერ ქვედა, ხოლო შემდეგ ზედა მუაშის წყების ქვეწყებები. გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილის ხაზზე ეს პლინსბახური ასაკის ნალექები ვრცელდება 1950მ-ზე. მუაშის წყება ქმნის ძლიერ შეკუმშულ, ასიმეტრულ, სამხრეთისკენ ციცაბოდ (80-85°) დაქანებულ 500-1500 მ ზომის მრავალრიგიან ნაოჭებს. ნაოჭების ფრთები და კლიტეები გართულებულია უფრო მცირე ზომის კონგრუენტული (თანხმობითი), ზოგჯერ ზედდებული, 10-30 მ სიგანის სტრუქტურებით, ზოგან კი 10 მ-ზე ნაკლები ზომის ნაოჭებით. ჭრილის ამ მონაკვეთის შუა ნაწილში, პლინსბახური ასაკის წყებაში, განვითარებულია ჩრდილოეთისკენ დაქანებული დამრეცი 25° და 40° შეცოცებები. განხილული მონაკვეთის ბოლო ნაწილში, მუაშის წყების სტრუქტურები იცვლება ტოარსული ასაკის სორის ქვედა ქვეწყებაში გავრცელებული ნაოჭებით.

შემდეგ, სამხრეთისკენ 1850 მ-ს მანძილზე, გაშიშვლებულია სორის ქვედა და ზედა ქვეწიფებები. ეს ნალექები ქმნის სამხრეთისკენ დაქანებულ ძლიერ შეკუმშულ მრავალრიგიან ნაოჭებს, რომელთა სიგანეები 100-150 მ-ია. ნაოჭები ასიმეტრულია, მახვილი კლიტეებითა და ციცაბო (55-75°) ფრთებით ხასიათდება, რომელთა ღერძის სიბრტყეები ციცაბოდაა (65-75°) დახრილი ჩრდილოეთისკენ. სტრუქტურების კლიტეები და ფრთები გართულებულია უფრო მაღალი რიგის 10-30 მ ზომის კონგრუენტული ნაოჭებით, რომელთა შორის აღინიშნება როგორც ზედდებული, ასევე ინკონგრუენტული (უთანხმო) სტრუქტურები. მოცემული მონაკვეთის ბოლოს, განლაგებულია ჩრდილოეთისკენ დაქანებული ციცაბო (75°) შესხლეტა.

აღნიშნული რღვევის შემდეგ, აალენური ასაკის სორის ზედა ქვეწიფებაში, გადის ჩრდილოეთისკენ დაქანებული ციცაბო (75°) შესხლეტა. მომდევნო 220 მ-ს მანძილზე, ქანების განლაგება მონოკლინურია და ისინი 80° კუთხით სამხრეთისკენაა დახრილი. ამ ინტერვალის ბოლოს, გადის ჩრდილო-დასავლეთისკენ დაქანებული ციცაბო (70°) შესხლეტვა. აღნიშნულ რღვევას მოყვება 30-50 მ ზომის შეწყვილებული სინკლინი და ანტიკლინი, რომელთაც აქვს მახვილი კლიტეები და ციცაბო (70-80°) ფრთები. შემდეგ, სამხრეთისკენ 600 მ მანძილზე აღინიშნება სუსტად დაღუნული შრეების ციცაბო (70-80°) სამხრეთული მონოკლინური განლაგება. ამ ინტერვალის ბოლოს, ეს დასტა ჩამოჭრილია ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ (80°) დაქანებული შესხლეტით. აღნიშნულ მონაკვეთზე, ქანები ციცაბოდაა (70-80°) დახრილი სამხრეთისკენ და შუა ნაწილში გართულებულია სამხრეთისკენ დამრეცად (15°) განლაგებული 50 მ სიგანის ფლექსურისებრი გაღუნვით. მონაკვეთის ბოლოს, დასტა ჩამოჭრილია ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ (85°) დახრილი ნახლეტით. შემდეგ 330 მ მანძილზე, სორის ზედა ქვეწიფებაში განვითარებულია სამხრეთისკენ გადახრილი ძლიერ შეკუმშული ასიმეტრული დანაოჭება. ნაოჭების ღერძების ზედაპირები 50-60° კუთხეებით ჩრდილოეთისკენაა დაქანებული. ძირითადი დანაოჭების მიმართ გამკვეთი განლაგების გათვალისწინებით, ეს სტრუქტურები, როგორც ჩანს, წარმოადგენს ინკონგრუენტულ ზედდებულ წარმონაქმნებს. მონაკვეთის ბოლოს გადის ჩრდილო-დასავლეთი დაქანების ციცაბო (80°) შესხლეტა, წარმოდგენილი 15 მ სიგანის რღვევის ზონით. ამ რღვევის შემდეგ 150 მ მანძილზე, არის ერთმანეთთან მიახლოებული რღვევების ზონა, რომლებიც სამხრეთისკენ და ჩრდილოეთისკენაა დახრილი 80° და 85° კუთხით, შესაბამისად. რღვევათა შორის მონაკვეთზე, განვითარებულია მცირე ზომის - 10-50 მ, შეკუმშული ნაოჭები, რომელთაც აქვს მახვილი კლიტეები და 55-85° კუთხით განლაგებული ფრთები. შემდეგი 800 მ მანძილზე, სორის ზედა ქვეწიფების ქანები სამხრეთისკენ ციცაბოდაა (75-85°) გადახრილი. მონაკვეთის შუა და ბოლო ნაწილებში მონიკლინი გართულებულია დამატებითი მცირე ზომის (10-20 მ) ნაოჭებით, რომლებიც მის ბოლოს ჩამოჭრილია სამხრეთისკენ ციცაბოდ დაქანებული (85°) სხლეტით.

რღვევის შემდეგ 2100 მ მანძილზე, სორის ზედა ქვეწიფებაში განვითარებულია ძლიერ შეკუმშული დანაოჭების მქონე მონაკვეთი, რომელიც მახვილი კლიტეებითა და ციცაბო ფრთებით ხასიათდება. ნაოჭები ასიმეტრულია, გააჩნია ჩრდილოეთისკენ დაქანებული ციცაბო (75-85°) და დამრეცი (45-60°) ფრთები; ნაოჭების ღერძების ზედაპირები დახრილია

ჩრდილოეთისკენ  $75-85^\circ$  კუთხით; მათი სიგანე მერყეობს 500-1500 მ ფარგლებში; ნაოჭების კლიტები და ფრთა ხშირად გართულებულია უფრო მაღალი რიგის კონგრუენტული სტრუქტურებით, ზოგჯერ კი ადრეულ დანაოჭებაზე დადებული ინკონგრუენტული ნაოჭებით. მათი ზომებია 10-30 მ-ია, ზოგ ადგილზე, აღინიშნება უფრო წვრილი (10 მ-მდე) ნაოჭებიც.

სამხრეთისკენ 1840 მ-ს მანძილზე, სორის ზედა ქვეწყებაში განვითარებულია შეწყვილებული სინკლინური და ანტიკლინური ნაოჭები. პირველი წარმოადგენს მახვილკლიტიან და ჩრდილოეთისკენ დაქანებულ ციცაბო ( $85^\circ$ ) და დამრეცფრთებიან ( $55^\circ$ ) ასიმეტრულ სტრუქტურას, რომლის სიგანეა 550 მ. შემდეგი ანტიკლინის სიგანე შეადგენს 1100 მ, რომლის სამხრეთი ფრთა დახრილია ჩრდილო-დასავლეთისკენ  $80-85^\circ$  კუთხით. ეს უკანასკნელი გართულებულია ირიბადმკვეთი, ჩრდილოეთისკენ დახრილი, დამრეცი ( $30-50^\circ$ ) მონაკვეთებით, რომლებშიც წარმოდგენილია მახვილკუთხა სუბმერიდიანული ( $210-360^\circ$ ) მიმართების 20-50 მ ზომის ნაოჭები. ეს სტრუქტურები წარმოადგენს პირველად დანაოჭებაზე ზედდებულ გვიანდელ ინკონგრუენტულ ნაოჭებს. ანტიკლინის ღერძულ ნაწილზე გადის ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ დახრილი ( $85^\circ$ ) შესხლეტა, ხოლო მონაკვეთის ბოლოს აღინიშნება ჩრდილო-დასავლეთისკენ ციცაბოდ ( $80^\circ$ ) განლაგებული ნასხლეტი.

რღვევის შემდეგი შედარებით მოკლე (850 მ) ჭრილის მონაკვეთს აქვს განსხვავებული აგებულება და აქ სორის ზედა ქვეწყება დანაოჭებულია სხვადასხვაგვარად. დასაწყისში 470 მ-ზე დასტა ნორმალურად ციცაბოდ ( $80-85^\circ$ ) არის დაქანებული ჩრდილოეთისკენ. შემდეგ ანტიკლინური გადაღუნვით მონოკლინი იცვლება სამხრეთისკენ დახრილი ასიმეტრული ნაოჭებით, დახრის  $60-85^\circ$  კუთხით და 100-150 მ სიგანით. მონაკვეთის ბოლოს ეს სტრუქტურა ჩამოჭრილია ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ ( $80^\circ$ ) განლაგებული სხლეტვით.

სამხრეთისკენ, ჭრილის გასწვრივ 1700 მ მანძილზე, განვითარებულია დამრეცი ( $40-45^\circ$ ) მონოკლინი, რომლის ფარგლებშიც სორის ზედა ქვეწყება დაქანებულია ჩრდილო-დასავლეთისკენ. შუა ნაწილში ის გართულებულია ძლიერ შეკუმშული მრავალრიგიანი ნაოჭებით, ზომით 50-100 მ. უკანასკნელთა კლიტებში გავრცელებულია დამატებითი წვრილი ნაოჭები, სიგანით 10 მ-მდე. აღნიშნული მონაკვეთის ბოლოს გადის ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ ( $70^\circ$ ) დახრილი შესხლეტა.

რღვევის შემდეგ 510 მ მანძილზე, სორის ზედა ქვეწყებაში, აღინიშნება ქანების ჩრდილო-დასავლეთი დამრეცი ( $20^\circ$ -მდე) განლაგება. ისინი შემდეგ იცვლება ჩრდილო-დასავლეთისკენ ციცაბოდ ( $75-80^\circ$ ) დაქანებული მონოკლინური სტრუქტურით, რომელიც მკვეთრ ფლექსურულ გაღუნვას წარმოქმნის და დამრეცი ფრთისგან გამოიყოფა ჩრდილო ციცაბოდ ( $80^\circ$ ) დახრილი შესხლეტვით. ამ ადგილიდან გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილის ბოლომდე, აღნიშნულ გადაკვეთაში წარმოდგენილია ჩრდილოეთისკენ, ზოგან კი სამხრეთისკენ, ციცაბოდ ( $70-85^\circ$ ) განლაგებული რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთა.

შემდეგ, სამხრეთისკენ 1230 მ მანძილზე, ისევ განვითარებულია ჩრდილო-დასავლეთისკენ ციცაბოდ ( $75-85^\circ$ ) დაქანებული სორის ზედა ქვეწყება. ისევ სამხრეთი მიმართულებით 1500 მ მანძილზე, აღინიშნება წინა შრეებზე თანხმობით განლაგებული ბაიოსური ასაკის ხოჯალის ვულკანოგენური წყების გამოსავლები. ამ მონაკვეთის 270 მ-ზე წყება გაკვეთილია ჩრდილოეთისკენ ციცაბოდ ( $80^\circ$ ) დაქანებული შესხლეტვით. შემდეგ, სამხრე-

თისკენ 1470 მ მანძილზე, ჭრილში გამოდის ჩრდილო-დასავლეთისკენ ციცაბოდ (80-85°) დახრილი ცარცული ასაკის კარბონატული დასტები, ხოლო სამხრეთით 970 მ მანძილზე, გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილის ბოლომდე, განვითარებულია ასევე ციცაბოდ განლაგებული პალეოგენური ასაკის კირქვიან-მერგელოვანი და ქვიშიანი ქანები.

## კლივაჟი

გაგრა-ჯავის ზონის შესწავლილი ჭრილის ფარგლებში აღინიშნება კლივაჟის არათანაბარი განვითარება. ის გავრცელებულია მორლოლის და მუაშის წყებებში, ასევე სორის წყების ზოგიერთ დასტაში. ბაიოსური ასაკის ვულკანოგენურ კომპლექსში, ცარცულ და პალეოგენურ კირქვოვან წარმონაქმნებში იგი საერთოდ არ არის გამოვლენილი. რეგიონის ნაოჭა სტრუქტურაში კლივაჟის განლაგების ხასიათი განისაზღვრება ნაოჭების მორფოლოგიური თავისებურებებით, მათი შეკუმშვის ხარისხით, ლითოლოგიური შემადგენლობით და შრეების სიმძლავრეებით. კლივაჟით მოცულ ქანებში გამოიყოფა ამ ტექტურების მიმართულების ორი ტიპი – შრეებრივი კლივაჟი და გამკვეთი კლივაჟი, რომელთა ზედაპირები დაქანებულია როგორც სამხრეთისკენ, ისე ჩრდილოეთისკე. უკანასკნელნი უმეტესადაა წარმოდგენილი შესწავლილ რაიონში. ინტენსიურად შეკუმშულ ნაოჭებში, რომლებიც აგებულია წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების ერთგვაროვანი თხელი შრენარით, ალევროლითებით ან თიხაფიქლებით, კლივაჟის ზედაპირები, როგორც ნაოჭების კლიტებში, ისე ფრთებზე, ღერძების სიბრტყეების პარალელურია.

კლივაჟის ზედაპირის ერთი მიმართულება, რომელიც შრეებრიობის პარალელურია, წარმოადგენს შრეებრივ კლივაჟს. ის ამორჩევითაა გავრცელებული მხოლოდ ალევროლითებით და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით აგებულ ქანებში. კლივაჟის მეორე მიმართულება შრეებრიობის და, ბუნებრივია, შრეებრივი კლივაჟის მკვეთრად გამკვეთია იმ დასტებში, სადაც ისინი ერთდროულადაა გავრცელებული. შრეებრივ კლივაჟს, ცხადია, რომ ახასიათებს ქანების დახრილობის შესაბამისი განსხვავებული დაქანებები. შესწავლილ ჭრილში, გამკვეთ კლივაჟს არ აქვს კავკასიონისთვის დამახასიათებელი ჩრდილო-დასავლურთან ან განედურთან მიახლოებული მიმართულებები და ძირითადად, ციცაბოდაა დახრილი.

გამკვეთი კლივაჟის მიმართებები, საერთოდ, ემთხვევა ნაოჭების ღერძების მიმართულებებს და წარმოდგენილია 230-255°, იშვიათად - 270°-მდე აზიმუტით. ისინი, ასევე სხვადასხვა კუთხით – 40-75°, ძირითადად ჩრდილო-დასავლეთისკენაა დახრილი. შრეებრივ კლივაჟთან ერთად განვითარებულ გამკვეთ კლივაჟს ასევე აქვს სამხრეთ-დასავლური (235-255°, ზოგჯერ 260°) მიმართებები, ხოლო მისი დაქანებები შედარებით ციცაბოა – ჩრდილო-დასავლეთისკენ 65-88° კუთხეებით. გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილის გასწვრივ, ასევე დიდ საზღვარებში იცვლება შრეების მიმართულებები და ისინი მერყეობს 225-270°, იშვიათად კი – 190-200° და 280-340° ფარგლებში.

ყველაზე ინტენსიური გამკვეთი კლივაჟი გამოვლენილია ალევროლითებში, სადაც კლივაჟის სწორხაზოვანი ზედაპირები ერთმანეთის პარალელურია და 1-3 მმ დაშორები-

თაა განლაგებული. წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებში განვითარებული შრეებრივი კლივაჟი გამოირჩევა ფირფიტების უფრო მეტი სისქით (2-5 მმ).

## რღვევები

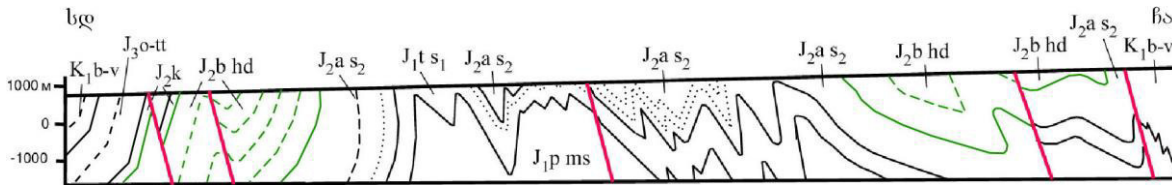
ზემოთ აღნიშნულ გადაკვეთაზე, გაგრა-ჯავის ზონის ნაოჭა სტრუქტურა გართულე-ბულია მრავალრიცხოვანი სხვადასხვაგვარი რღვევით. ქვედაიურულ მუაშის წყებაში და ქვედა-შუაიურულ სორის წყების ნალექებში ფართოდაა გავრცელებული რღვევები, რომლებიც ძირითადად, ნაოჭა სტრუქტურების მიმართებების გასწვრივაა განლაგებული. შესწავლილი ჭრილის ფარგლებში, უმეტესად სამხრეთ-დასავლური (აზ. 240-265°) მიმართებების რღვევებია განვითარებული. იშვიათად გვხვდება ჩრდილო-დასავლური (აზ. 275-295°) და განედურს მიახლოებული (აზ. 210-225°) რღვევების მიმართებები. როგორც წესი, სამხრეთ-დასავლურ რღვევებს აქვს ციცაბო (65-85°) დახრა და ჩრდილოური და სამხრეთული დაქანებები, რომელთაგან პირველები წარმოადგენს ნახლეტებს, ხოლო მეორენი – შესხლეტებს. ძალიან იშვიათად, შესწავლილი ჭრილის ფარგლებში, გავრცელებულია სამხრეთ-დასავლური მიმართულების შეცოცებები, რომლებიც 25-40° კუთხეებით ეცემა ჩრდილოეთისკენ. გარდა ამისა, აქ აღინიშნება ჩრდილო-დასავლური (275-295°) მიმართების რამდენიმე რღვევა, რომლებსაც სამხრეთ-დასავლური ციცაბო (65-86°) დახრა აქვს.

## ნაოჭა სტრუქტურა მდ. რიონის ხეობის გასწვრივ

მდ. რიონის ხეობის გასწვრივ, გაგრა-ჯავის ზონის ნაოჭა სტრუქტურის აღწერა, რომელსაც გააჩნია ჩრდილო-დასავლური (აზ. 285-315°) მიმართება, მოტანილია ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისკენ ორიენტირებული ჭრილის ხაზის გასწვრივ (სურ. 3). ჭრილის დასაწყისში გავრცელებულია ინტენსიურად დანაოჭებული მესტია-თიანეთის ზონის ქვედაცარცული ასაკის ფლიშური წყება, რომელიც 750 მ მანძილზე შიშვლდება. ჩრდილო-აღმოსავლური ციცაბო (75°) სხლეტვით, ის ტექტონიკურად ეხება გაგრა-ჯავის ზონის ნალექებს, რომლებიც აქ შუა იურული ასაკის სორის ზედა ქვეწყებითაა წარმოდგენილი. ისინი, 685 მ მანძილზე ციცაბოდაა (70-75°) განლაგებული და იხრება რა ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ, აგებს ასიმეტრული, სამხრეთ-დასავლეთისკენ გადაბრუნებული სინკლინის ციცაბო ფრთას. ნაოჭის გულში გავრცელებულია შუაიურული ასაკის ბაიოსური სართულის ხოჯალის წყების ვულკანოგენური წარმონაქმნები. აღნიშნული სინკლინის სამხრეთი დამრეცი (30°) ფრთა, ასევე ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენაა დაწოლილი. სინკლინის სიგანე 945 მ-ია, ხოლო ღერძის ზედაპირი 70° კუთხით დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ.

სამხრეთ-დასავლეთისკენ, ხოჯალის წყებაში აღინიშნება წინა სინკლინთან შეწყვილებული, თითქმის სიმეტრიული 1875 მ ზომის ანტიკლინი, რომლის მეორე ფრთაც დამრეცად (25°) ეცემა სამხრეთ-დასავლეთისკენ. შემდეგ, ჭრილის გასწვრივ, ეს სტრუქტურა იცვლება დამრეცი სამხრეთ-დასავლეთისკენ დახრილი სინკლინით, რომელიც ისევ ხოჯალის წყებაშია განლაგებული. მისი სიგანე 875 მ-ია; სამხრეთ-დასავლეთი ფრთა 30° კუთხით დაქანებულია ჩრდილო-აღმოსავ-

ლეთისკენ; ნაოჭის ღერძის ზედაპირი 75° კუთხით დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. ეს ნაოჭი ჩამოჭრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ დახრილი ციცაბო (70°) შესხლეტით, რომლის გასწვრივ ხოჯალის წყების ერთი მონაკვეთი შესხლეტილია მეორეზე და მისი გადაადგილების ამპლიტუდა 1125 მ შეადგენს.



სურ. 3. გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილი მდ. რიონის გასწვრივ

სამხრეთ-დასავლეთისკენ 4150 მ-ს მანძილზე, ისევ გაშიშვლებულია ბაიოსური ასაკის იგივე ხოჯალის წყების ნალექები. ზემოთ აღნიშნული შესხლეტის სიახლოვეს, გაშიშვლებულია ასიმეტრული, სამხრეთ-დასავლეთისკენ გადაბრუნებულ ანტიკლინი, რომლის სიგანეა 1750 მ. სტრუქტურის ორივე ფრთა დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ 25°, ხოლო სამხრეთული - 65° კუთხით. ნაოჭის ღერძის ზედაპირი 50° კუთხით დაქანებულია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. შემდეგ, აღნიშნულ ანტიკლინთან შეწყვილებულია ისეთივე ასიმეტრული, სამხრეთ-დასავლეთისკენ გადაბრუნებულ სინკლინი. ჭრილის გასწვრივ მისი სიგანე 2600 მ შეადგენს. ნაოჭის სამხრეთული ფრთა 30-35° კუთხით დახრილია სამხრეთ-დასავლეთისკენ. ნაოჭის ღერძის ზედაპირი 55° კუთხითაა დახრილი ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. ჭრილის ამ მონაკვეთის ფარგლებში განვითარებული ნაოჭების სარკე დამრეცადაა (15°) დაქანებული ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ.

ჭრილის გასწვრივ, შემდეგ 7650მ მანძილზე, ციცაბო რღვევამდე, გაშიშვლებულია აალენური ასაკის სორის ზედა ქვეწყება. ამ მონაკვეთის დასაწყისში ის აგებს ასიმეტრულ, სამხრეთ-დასავლეთისკენ გადაბრუნებულ ანტიკლინს, რომლის სიგანე 2875 მ-ია. ორივე ფრთის დახრა ჩრდილო-აღმოსავლურია, ჩრდილოურის - 60°, ხოლო სამხრეთულის - 80° კუთხით. ნაოჭის ღერძის სიბრტყე 65° კუთხით დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. შემდეგ, სამხრეთ-დასავლეთისკენ, მოცემული მონაკვეთის ბოლომდე, იგივე სორის ზედა ქვეწყების ნალექები ინტენსიურადაა შეკუმშული ასიმეტრულ, სამხრეთ-დასავლეთისკენ დაქანებულ ან გადაბრუნებულ უფრო მაღალი რიგის ნაოჭებად. მცირე ზომის ნაოჭების ზომები 100-600 მ, ხოლო უფრო მსხვილების კი 700-1475 მ ფარგლებშია. მათი ფრთების დახრა სხვადასხვაა, ციცაბოების - 65-85°, ხოლო დამრეცების კი - 35-55°. ნაოჭების ღერძების ზედაპირები დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ 60-75° კუთხეებით. ამ ნაოჭების დანაოჭების სარკე გამოსახავს დამრეც, სუსტად ასიმეტრულ სინკლინს, რომლის



ფრთების დაქანება 20-30° შეადგენს. ეს დასტა სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩამოჭრილია ნასხლექით, რომელიც ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ ციცაბოდაა (75°) დახრილი და ტექტონიკურად ეხება სორის ქვედა ქვეწყების ნალექებს.

ზემოთ აღნიშნული რღვევის შემდეგ, სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით, 5350 მ მანძილზე, წარმოდგენილია ტოარსული ასაკის სორის ქვედა ქვეწყების ქანების გამოსავალი. ეს ნალექები ინტენსიურადაა დანაოჭებული ასიმეტრულ, სამხრეთ-დასავლეთისკენ დახრილ ნაოჭებად, რომელთა ღერძების ზედაპირები ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ 75-80° კუთხითაა დახრილი. ჭრილის ამ მონაკვეთის ჩრდილო ნაწილში განვითარებულია სხვადასხვა რიგის მქონე დანაოჭება, რომელიც წარმოდგენილია 100-300 მ ზომის დაწვრილ-ნაოჭებით და ასევე, 500-875 მ ზომის უფრო მსხვილი სტრუქტურებით. ამ ნაოჭების ციცაბო ფრთების დახრაა 75-85°, დამრეცი ფრთების კი – 40-60°. მათი დანაოჭების სარკე შემოხაზავს დამრეც ანტიკლინს, რომლის ფრთები 25-30° კუთხითაა დაქანებული. ამ მონაკვეთის სამხრეთ ნაწილში ნაოჭების ზომები გაზრდილია და შეადგენს 1100-1500 მ-ს. აღწერილი მონაკვეთის ბოლო სამხრეთული ანტიკლინური გადაღუნვა გადადის ციცაბოდ დაქანებულ მონოკლინში, რომელიც გაიდევნება სამხრეთ-დასავლეთისკენ. მის ფარგლებში ჭრილზე ნაჩვენებია პლინსბახური ასაკის მუაშის წყების გამოსავლები, რომლებიც ზევით მომყოლ დასტასთან ერთად ნაოჭდება და წარმოქმნის ერთიან საერთო სტრუქტურებს.

იგივე მიმართულებით, ჭრილის ბოლომდე, 9000 მ მანძილზე, თანმიმდევრულად გაშიშვლებულია სორის ქვედა და ზედა ქვეწყებები, ხოჯალის წყება, ასევე კალოვიური, ზედა იურული და ქვედაცარცული ნალექები. ისინი აგებს ციცაბო მონოკლინს, რომლის ფარგლებში სორის და ხოჯალის წყებების შრეები გადაბრუნებულია 85° კუთხით და დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. ისევ სამხრეთ-დასავლეთისკენ, ისინი აგებს 950 მ სიგანის რღვევისპირა სინკლინს, რომელიც შემდეგ ანტიკლინური გადაღუნვით გადადის სამხრეთ-დასავლეთისკენ ციცაბოდ (70°) დაქანებულ მონოკლინში. ეს უკანასკნელი, უწყვეტად გაიდევნება ჭრილის ბოლომდე. აღნიშნული მონაკვეთის შუა ნაწილში, აღინიშნება ორი რღვევა, რომლებიც ციცაბოდაა (75°) დაქანებული ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. ჩრდილო რღვევა წარმოადგენს ნასხლექს, რომლის ამპლიტუდა სამარკირო ჰორიზონტების გარეშე ვერ ისაზღვრება. სამხრეთი რღვევა წარმოადგენს შესხლექას, რომლის გადაადგილების ამპლიტუდა 500 მ-ს შეადგენს.

## **კლივაჟი**

შესწავლილი ჭრილის გაყოლებაზე, განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს გაგრა-ჯავის ზონაში გამკვეთი კლივაჟის არარსებობა, მიუხედავად იმისა, რომ აქ წარმოდგენილი დასტები ხელსაყრელი კვიშიან-თიხიანი შედგენილობისაა და წარმოადგენს ქვედა-შუაიურულ ტოარს-აალენურ სორის წყებას. უკანასკნელში, ზოგან ჩანს შრეებრივი კლივაჟი, რომლის მიკროლიტონების სისქე 2-5 მმ-ს შეადგენს.

## რღვევები

მოცემულ ჭრილზე გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის ნაოჭა სტრუქტურა გართულე-ბულია განსხვავებული კინემატიკის მქონე რამდენიმე რღვევით. ისინი დანაოჭების მიმართებისადმი ჩრდილო-დასავლეთისკენ (აზ. 285-315°) განვითარებული გასწვრივი სტრუქტურებია, ხოლო ნაოჭების წარმოშობის პროცესთან დაკავშირებით, როგორც ჩანს, დანაოჭების დროინდელი, ან შესაძლებელია, დანაოჭების შემდგომი რღვევებია. უკანას-კნელნი წარმოადგენს დიაგონალურ (აზ. 330° და 30°) შესხლეტა-ნაწევურ გარდიგარდმო რღვევებს, რომელთა გასწვრივ, ზოგჯერ აღინიშნება ჩრდილო-დასავლურ პირველად სტრუქტურებზე დადებული წვრილი რღვევისპირა ნაოჭები.

აღნიშნული რღვევები ავტორების მიერ უკვე დახასიათებულია გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილის დეტალური აღწერის დროს. აღნიშნულია, რომ ისინი წარმოადგენს ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ ციცაბოდ დაქანებულ (70-75°) რღვევებს. მათ გასწვრივ აღინიშნება ნაოჭა სტრუქტურის ცალკეული ბლოკების სხვადასხვა სახის გადაადგილებები. ეს რღვევები მოძრაობის კინემატიკის მიხედვით, შესხლეტები ან ნასხლეტებია, რომელთა გასწვრივ გადაადგილების ამპლიტუდა ფართო ფარგლებში – 200 მ-დან 1125 მ-მდე მერყეობს.

## დასკვნა

გაგრა-ჯავის ზონის მდინარეების ცხენისწყლისა და რიონის გადაკვეთებზე ჩატარებული დეტალური გეოლოგიურ-სტრუქტურული კვლევისას მიღებული ფაქტობრივი მასალის ანალიზი საშუალებას გვაძლევს მივიღოთ შემდეგ დასკვნებამდე.

განსახილველი ტერიტორიის ფარგლებში ჩანს მისი ამგები მეზოზოური ნალექების ნაოჭა სტრუქტურების არათანაბარი განაწილება. რაიონის ამგებ ქვედა-შუაიურულ წყებებში ასეთი დისლოკაცია განპირობებულია დანაოჭებაში სუბვერტიკალური დისკარმონიის არსებობით, რომელიც დაკავშირებულია დედამიწის ქერქის P-T პირობების და დეფორმირებული დასტების რეოლოგიური თვისებების ცვლილებით. ეს გამოხატულია იმაში, რომ ცალკეული წყებები, ან მათი დასტები ერთმანეთისგან განსხვავდება ლითოლოგიური შედგენილობით და დაშრეების ხასიათით, დაჭმუქნის მორფოლოგიით, აგრეთვე დამაბულობის სხვადასხვა ზომით. ყველაზე რთული დანაოჭებით ხასიათდება პლინსბახური ასაკის მუაშის წყება, რომელიც ძირითადად წარმოდგენილია თიხაფიქლებითა და ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვების იშვიათი შუაშრეებით. ეს ნალექები გაგრა-ჯავის ზონაში გავრცელებულ სტრუქტურებს შორის ყველაზე ვიწრო და ინტენსიურად შეკუმშული ფორმებია. ისინი, თავის მხრივ, გართულებულია უფრო მცირე ზომის დამატებითი ნაოჭებით. ამ ასაკის დასტებში, ზოგან გავრცელებულია შრეებრივი კლივაჟი და ღერძული ზედაპირის გამკვეთი კლივაჟი. შედარებით უფრო მსხვილი, მაგრამ ასევე ძლიერ შეკუმშული დანაოჭება აღინიშნება აალენური ასაკის სორის ზედა ქვეწყებაში, რომელიც აგებულია თიხაფიქლების, ალევროლიტებისა და ქვიშაქვების შრენარით. მკვეთრად განსხვავდება ბაიოსური ასაკის ხოჯალის წყების დანაოჭების ხასიათი, რომელიც

ძირითადად შედგება პორფირიტული სერიის ვულკანოგენური ნალექებისგან. აქ ნაოჭები უფრო დიდი ზომისაა და მათ გააჩნია გაცილებით დამრეცი ფრთები და შედარებით გახსნილი დამრგვალებული კლიტეები, რომელთაც არ ახასიათებს უფრო მაღალი რიგის წვრილი დანაოჭება და კლივაჟი.

შესწავლილი ტერიტორიის ნაოჭა სტრუქტურა და მისი ფორმირების პირობები აღმოჩნდა შედარებით უფრო რთული, ვიდრე თვლიდნენ ადრეული მკვლევარები. მდ. ცხენისწყლის გადაკვეთის ფარგლებში განვითარებული დანაოჭების თავისებურებას წარმოადგენს მისი სტრუქტურების სამხრეთ-დასავლური (აზ. 230-260°) მიმართება. მდ. რიონის ჭრილში კი, ძირითადად გავრცელებულია ღერძების ჩრდილო-დასავლური (აზ. 285-315°) ორიენტაციის მქონე ნაოჭები.

მდ. ცხენისწყლის გადაკვეთის მეზოზოური ნალექებით აგებული ნაოჭა სტრუქტურა გამოირჩევა ჭრილის შემადგენელი დასტების მრავალრიგიანობით და არათანაბარი დისლოცირებით. გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილის ფარგლებში გამოიყოფა ციცაბო რღვევებით შემოსაზღვრული დანაოჭებული მონაკვეთები, რომლებიც სხვადასხვანაირადა დეფორმირებული და ზოგჯერ, არ ქმნის ერთიან სტრუქტურას. ასეთი არაერთგვაროვანი სტრუქტურების ერთობის მიზეზს წარმოადგენს ჭრილის ამგები ქანების დანაოჭების ვერტიკალური დისპარმონია და სხვადასხვა მიმართულების ტანგენსური შეკუმშვის პროცესების ერთმანეთზე მრავალჯერადი დადება. ამის გარდა, ეს მოვლენა მიუთითებს ჭრილის ფარგლებში ციცაბოდ მიმართულ მნიშვნელოვან გადაადგილებებზე. მდ. რიონის ჭრილის შუა-ზედაიურული და ცარცული ასაკის ნალექების დანაოჭება შედარებით უფრო მარტივია. ის, ზოგადად, აგებს პირველი რიგის 30 კმ სიგანის ფლექსურისებრ დამრეც სტრუქტურას. აქ განვითარებული ნაოჭების სარკის მიხედვით, ამ ფლექსურის დამრეცი ფრთის სამხრეთი ნაწილი გართულებულია 20-30°-იანი კუთხით დახრილი ანტიკლინური და სინკლინური გაღუნვებით, ხოლო ფრთის ჩრდილო ნაწილი კი დამრეცად (15°) ეცემა ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ. ფლექსურის ამგები შუა ფრთა განლაგებულია სუბვერტიკალურად (75-85°). იგი, ამავე დროს, წარმოადგენს რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ციცაბო ფრთას, რომელიც განლაგებულია შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტის ფარგლებში. ამიტომ, ე. მილანოვსკის ნეოტექტონიკური დარაიონების რუკაზე გაგრაჟავის ტექტონიკური ზონა იკავებს ცენტრალური კავკასიონის აფხაზეთ-სვანეთის საფეხურის სამხრეთ ნაწილს (Милановский, 1968).

გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონის ნაოჭა სტრუქტურა წარმოიშვა კავკასიონის განვითარების ადრე-შუაალპური სტადიის ბათური (ადილეური) და ეოცენ-ოლიგოცენურის საზღვარზე (პირინეული) მოქმედი დანაოჭების ფაზისების გამოვლენის პროცესში. დანაოჭების ფორმირება ხდებოდა რეგიონის ჩრდილო-აღმოსავლური ტანგენსური შეკუმშვის პირობებში, რომელიც განპირობებული იყო შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტის (მიკროფილის) მიჯრით და მიწოლით გაგრა-ჯავის ზონაზე. უახლესი ალპური სტადია (გვიანი მიოცენურ-ანტროპოგენური) უკვე მიმდინარეობდა სუბმერიდიანული ჰორიზონტალური მიწოლის პირობებში აქტიურ განაპირა გაგრა-ჯავის ზონაზე. ეს მოძრაობები

ხდებოდა დანაოჭების უახლესი და მეოთხეული ფაზისების მოქმედების დროს, შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტისა და კავკასიონის ხისტი კოლიზიის პროცესში, ტრანს-კავკასიური გარდიგარდმო აზევების ფორმირებისას (გიორგობიანი, 2015). ამან გამოიწვია რეგიონში არსებული ირიბად ზედადებული სტრუქტურების წარმოშობა პირვანდელი ხაზობრივი დანაოჭების გავრცელების ფარგლებში.

შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტის ჩრდილოეთისკენ გადაადგილების პროცესში, როდესაც ფორმირდებოდა ტრანსკავკასიური გარდიგარდმო აზევება, ხდებოდა რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის შექრა გაგრა-ჯავის ზონაში. დანაოჭების ანტიკავკასიური მიმართება გაგრა-ჯავის ზონის სტრუქტურაში 20 კმ სიგრძის სინკლინის ჩრდილო რკალისებრი ციცაბოფრთიანი შვერილის ამგვარი შეღწევის შედეგია. ამიტომ, სინკლინის ჩრდილო საზღვრის გაღუნვის გამო, დანაოჭებამ შეიცვალა თავისი ადრეული ჩრდილო-დასავლური ორიენტაცია სამხრეთ-დასავლური მიმართულებით.

შესწავლილ რაიონში, დანაოჭების მთავარი ფაზისების გამოვლენის დროს წარმოქმნილმა ტანგენსურმა შეკუმშვამ, რომელიც მიმართული იყო სამხრეთ-დასავლეთიდან, განაპირობა შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროფილის მიჯრა და მიწოლა გაგრა-ჯავის ზონაზე. ამ მიწოლამ გამოიწვია დანაოჭების ფორმირება, ნაოჭების ღერძების სიბრტყეების ციცაბო (70–80°) დაქანება და სამხრეთისკენ მასების საერთო გადაადგილება. ეს გაგრა-ჯავის ზონის და შავი ზღვა-ამიერკავკასიის მიკროკონტინენტის შეხების ზედაპირების ანალოგიური კუთხეებით დახრაზე მიუთითებს. განსხვავებული მიმართულებების მრავალჯერადმა ტანგენსურმა შეკუმშვამ განაპირობა გაგრა-ჯავის ზონის ფარგლებში სხვადასხვა ასაკის არაერთგვაროვანი, ერთმანეთზე დადებული რთული ნაოჭა სტრუქტურის წარმოშობა, რაც თანამედროვე ეპოქაშიც გრძელდება.

## ლიტერატურა

- გუჯაბიძე გ. (2003). საქართველოს გეოლოგიური რუკა. 1:500000 მასშტაბი. (რედაქტორი ე.გამყრელიძე). საქართველოს გეოლოგიის დეპარტამენტი და ნავთობის ეროვნული კომპანია "საქნავთობი". თბილისი.
- Гамкрелидзе П.Д. (1964). Тектоника//Геология СССР. Т. X. Ч. 1. Грузинская ССР. Геологическое строение. М.: Недра. С. 453-477.
- Гегучадзе Ш.Х. (1975). Тектоника и основные этапы геологического развития. В объяснительной записке к «Геологическая карта Рача-Сванетской рудной области». 1:50000. Гегучадзе и др. Тбилиси. С. 194-241.
- გიორგობიანი Т.В. (2015). Этапы альпийского складкообразования Большого Кавказа и их связь с геодинамикой Африкано-Аравийского континента//Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Материалы XLVII тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. С. 93-97.
- Милановский Е.Е. (1968). Центральный кавказ//Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. С.140-159.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963). Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ. С. 222-249.

Хаин В.Е. (1984). Региональная геодинамика. Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра. С. 143-224.

UDC.551.24.035(479.22)

## ტექტონიკური ინდენტაცია და მასთან დაკავშირებული სტრუქტურების მორფო-კინემატიკა

ლ. ბაშელეიშვილი, \*მ. კუმელაშვილი, ნ. თევდორაშვილი,  
\*თ. რაზმაძე-ბროკიშვილი

*თსუ, ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი,*

*\*საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი*

ტექტონიკური ინდენტაცია და მასთან დაკავშირებული სტრუქტურების მორფო-კინემატიკა. ლ. ბაშელეიშვილი, მ. კუმელაშვილი, ნ. თევდორაშვილი, თ. რაზმაძე-ბროკიშვილი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი, \*საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი.* საქართველოს რიგ რეგიონში აღინიშნება ტექტონიკური ინდენტაციისათვის დამახასიათებელი სტრუქტურების არსებობა. ნაშრომში ყურადღება გამახვილებულია ინდენტორის როლზე და ინდენტაციის პროცესში ჩამოყალიბებული დიზუნქტიური და პლიკატური სტრუქტურების მორფო-კინემატიკაზე, რასაც ხშირად თან ახლავს მასების ლატერალური გადინება. ბუნებრივი და მოდელირებით მიღებული ტექტონიკური სტრუქტურების შედარებამ გვიჩვენა მათი საკმაოდ მსგავსება.

**Tectonic Indentation and Morpho-Kinematics of the Related Structures.** L. Bacheleishvili, M.Kumelashvili, N. Tevdorashvili, T. Razmadze-Brokishvili. *TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology, \*Technical University of Georgia.* In some regions of Georgia, presence of structures characteristic of tectonic indentation is common. The paper primarily focused on the indenter's role and morpho-kinematics of the disjunctive and plicative structures that formed in the process of indentation often accompanied by lateral yielding of the masses. Comparison of natural tectonic structures and those obtained by modeling shows their sufficient identity.

**Тектоническая индентация и морфо-кинematика связанных с ними структур.** Л. Башелеишвили, М.Кумелашвили, Н.Тевдорашвили, Т.Размадзе-Брокишвили. *ТГУ, Институт Геологии им. Александра Джanelidze, \*Технический университет Грузии.* В ряде регионов

Грузии отмечается существование структур характерных для процесса индентации. В статье особое внимание уделяется роли индентора и морфо-кинематике дизъюнктивных и пликативных структур, образованных в процессе индентации, часто сопровождающийся латеральным выжиманием масс. Сравнение природных и моделированных тектонических структур указывает на довольно значительное их сходство.

### Extended Abstract

According to the existing literary sources, the tectonic indentation is a horizontal movement of rigid bodies (plates) and the intrusion into the relatively labile mass of the Earth's crust, as a result of which often arcuate or other structures often occur.

In similar structures according to their large scale the oroclines, horizontal structural arcs, horizontal folds, orogenic syntaxes, synthetic and antithetic fault systems formed in the horizontal plane, etc. are distinguished. There are numerous publications in this direction. They describe the structures of the Alpine-Himalayan orogenic belt, such as the Iberian- Armorican arc, Carpathian loop, Punjab syntaxis, Pamir arc, the Lesser Caucasus structural arc, etc. In general, explanation of indentation mechanism is well subject to the experimental modeling being justified with the researches conducted in this direction. They primarily focused on the indenter's role and morpho-kinematics of the disjunctive and plicative structures that formed in the process of indentation often accompanied by lateral yielding of the masses.

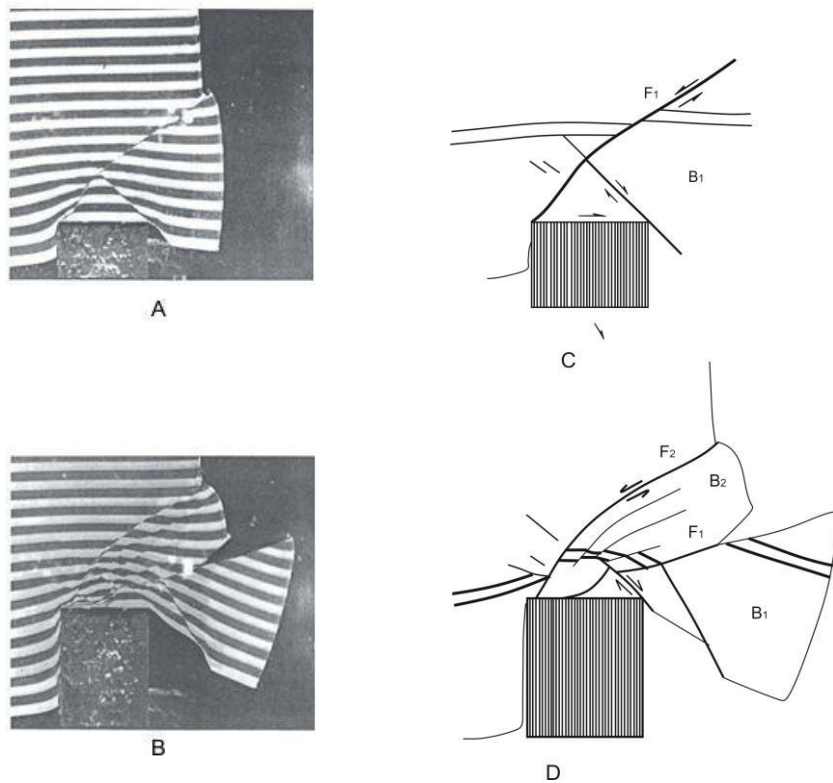
Comparison of natural tectonic structures and those obtained by modeling shows their sufficient identity, especially during the tests conducted with the so-called stamp-indenter. The most important thing is the correct selection in nature of a geological object similar to an indenter that would meet the requirements - principally they must be not only disjunctives but also bodies with lithologically distinct boundaries.

In this regard, the illustrative example is the Sakraula nappe sheet in the western segment of the Achara-Trialeti folded zone and the related echelon fold system and overthrust faults spread in the Miocene-Pliocene deposits of the foredeep. Also, formation of the so-called "horsetail" structures at the eastern termination of the same zone that was conditioned by overthrusting of the Gare Kakheta molassic trough from north to south and its adjustment to the already formed morphostructure of the Achara-Trialeti zone that is accompanied by the occurrence of the synthetic shift fault system. Interpretation of kinematics of the Odishi block in the subsidence zone of the Georgian Block and paragenesis of the related faultline echelon folding also deserves attention.

არსებული ლიტერატურული წყაროების თანახმად (Gamond et al., 1984; Boillot et al., 1986; Davyet et al., 1988; Onavy1988; Peltzer 1988; Soula at al. 1988; De Metset al., 1990), ტექტონიკური ინდენტაცია წარმოადგენს ხისტი სხეულების (ფილების) ჰორიზონტალურ გადაადგილებას და შეჭრას მიწის ქერქის შედარებით ლაბილურ მასაში, რის შედეგადაც ხშირად წარმოიქმნება რკალისებრი თუ სხვა სახის სტრუქტურები.



მსგავს სტრუქტურებში, მათი მასშტაბურობის შესაბამისად, გამოიყოფა ოროკლინები, ჰორიზონტალურ სტრუქტურული რკალები, ჰორიზონტალური ნაოჭები, ოროგენული სინტაქსისები, ჰორიზონტალურ სიბრტყეში ჩამოყალიბებული სინთექტიკური და ანტითექტიკური რღვევათა სისტემები და სხვ. (Гамკრელიძე, 1976, 1986; Gamond et al., 1984; Tapponier et al., 1986; Boillot et al., 1986; Davy et al., 1988; Onavy, 1988; Peltzer, 1988; Soula et al., 1988; De Mets et al., 1990; Баженов, Буртман, 1990; Копп, 1997; Расцветаев, 1997), რომლებიც აღწერს ალპურ-ჰიმალაური ოროგენული სარტყლის სტრუქტურებს, ისეთებს როგორცაა: იბერიულ-არმორიკული რკალი, კარპატების მარყუჭი, პენჯაბის სინტაქსისი, პამირ-ჰიმალაური რკალი, მცირე კავკასიონის სტრუქტურული რკალი, რომელიც წარმოქმნილია ხისტი არაბეთის სოლის ინდენტაციით მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემაში, და სხვ. ზოგადად, ინდენტაციის მექანიზმის ახსნა კარგად ექვემდებარება ექსპერიმენტულ მოდელირებას, რაზეც მიუთითებს ამ მიმართულებით ჩატარებული კვლევები (Gamond et al., 1984; Гамკრელიძე, Гиоргობიანი, 1985; Boillot et al., 1986; Башелеишвили, 1986; Davy et al., 1988; Peltzer, 1988). აღნიშნულ კვლევებში, პირველ რიგში, ყურადღება გამახვილებულია ინდენტორის როლზე და ინდენტაციის პროცესში ჩამოყალიბებული დიზუნქტიური და პლიკატიური სტრუქტურების მორფო-კინემატიკაზე (სურ. 1), რასაც ხშირად თან ახლავს მასების ლატერალური გადინება.



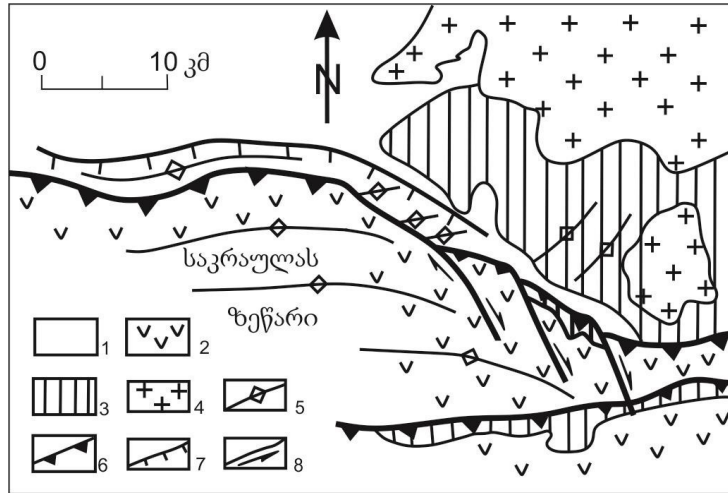
სურ.1. A და B - ინდენტაციის მოდელირება, C და D - ინდენტაციის შედეგად მიღებული სტრუქტურების გეომეტრიის ინტერპრეტაცია (Peltzer, 1983).

ბუნებრივი და მოდელირებით მიღებული ტექტონიკური სტრუქტურების შედარება გვიჩვენებს მათ საკმაო იდენტურობას, განსაკუთრებით ე.წ. შტამპ-ინდენტორით ჩატარებული ექსპერიმენტების დროს. მთავარია, რომ ბუნებაში სწორად იქნას შერჩეული ინდენტორის ანალოგიური გეოლოგიური ობიექტი, რომელიც დააკმაყოფილებს პირობებს - უპირატესად ეს უნდა იყოს არა მარტო დიზუნქტივებით, არამედ ლითოლოგიურადაც მკვეთრად გამოკვეთილი საზღვრების მქონე სხეული.

ამ თვალსაზრისით, საინტერესო მაგალითია აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის დასავლეთ სეგმენტში განვითარებული საკრაულას ტექტონიკური ზეწარი. იგი წარმოადგენს ძირითადად, შუაეოცენური ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების მძლავრ ფირფიტას, რომელიც მოწყვეტილია და გადაადგილებულია სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ დაახლოებით 12-15 კმ-ზე. აქ იგი შეცოცებულია საქართველოს ბელტის კოლხეთის როფის მიო-პლიოცენურ ნალექებზე. სტრუქტურულად საკრაულას ზეწარი წარმოადგენს სუსტადდანაოჭებულ ფირფიტას, (Башелеишвили, Буртман, Гамკრелидзе, 1981; 1986), რომლის ფრონტალური საზღვარი ადრე ცნობილი იყო, როგორც ე.წ. სურამ-ჰოვიშურის შეცოცება-შესხლეტის ტიპის რღვევა (Гамკრелидзе, 1949). შემდგომი კვლევების საფუძველზე (Башелеишвили, 1986) დადგინდა, რომ აღნიშნული რღვევა არ არის ერთი ტიპის რღვევა, არამედ იგი მის სხვადასხვა მონაკვეთზე წარმოადგენს სხვადასხვა კინემატიკის მქონე დიზუნქტივს. კერძოდ, აღმოსავლეთ ნაწილში იგი ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებისაა და მარჯვენა ნაწევს წარმოადგენს, რღვევის განედური ნაწილი კი ტიპური შეცოცებაა, ხოლო დასავლეთით, იგი სამხრეთულ მიმართულებას იძენს. ეს რღვევა გეგმაში რკალისებრი ფორმისაა. თუ აღნიშნულ დიზუნქტივს ერთ მთლიანობაში განვიხილავთ, მივიღებთ ე.წ. „სხეულ დიზუნქტივს“, რომელიც სივრცეში შემოსაზღვრულია ზემოთ აღნიშნული რღვევებით. მამასადამე, გარკვეულ ეტაპზე შესაძლებელია საკრაულას ტექტონიკური ფირფიტა-ზეწარი განხილული იქნას როგორც შტამპ-ინდენტორი, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ გადაადგილებისას წარმოქმნის შესაბამის სტრუქტურებს. კერძოდ, მისივე მთისწინა როფის მიო-პლიოცენურ ნალექებში აღინიშნება ფრონტალური ნაწილის პარალელური ნაოჭა სტრუქტურები, ხოლო მის აღმოსავლეთ ნაწილში კი - კულისისებრად განლაგებული ანტიკლინების რიგი, რომელიც აღნიშნულ რღვევასთან 35°-40°-იან კუთხეს ადგენს (სურ. 2).

აღნიშნული ტექტონიკური მოვლენის მოდელირებისათვის, ჩვენს მიერ ჩატარებულ იქნა ექსპერიმენტი ეკვივალენტურ მასალებზე (Башелеишвили, 1986) (სურ. 3). საწყის მოდელში ხდებოდა წინასწარ დამზადებული რკალისებრი შტამპისაგან თანდათანობითი ცალმხრივი შეკუმშვა. ინდენტორის ჰორიზონტულად გადაადგილების პროცესში ხდებოდა 20-30%-იანი შეკუმშვა. შეკუმშვის პირველ ეტაპზე მივიღეთ ინდენტორის პარალელური ხაზოვანი ნაოჭები, რომლებიც ინდენტორის შემდგომი გადაადგილებისას შრეებრივ მოდელში გარდაიქმნა მოკლე, კულისისებრად განლაგებულ ნაოჭებად. აღნიშნული ნაოჭების ღერძული სიბრტყეები, ამ შემთხვევაში, დახრილია შეცოცებული შტამპის მიმართულებით. მსგავსი ექსპერიმენტი 1984 წელს ჩატარებულ იქნა აგრეთვე, ფრანგი მეცნიერების მიერ (სურ. 4) და შედეგი საკმაოდ მსგავსი აღმოჩნდა.

ამრიგად, ექსპერიმენტული მოდელირებით დასტურდება, რომ აჭარა-თრიალეთის მთისწინა როფის კულისისებრად განლაგებულია ნაოჭების წარმოქმნა დაკავშირებულია საკრაულას ტექტონიკური ზეწრის, როგორც რკალისებრი ინდენტორის გადაადგილებით და შემდგომში შეცოცებით მიმდებარე მიო-პლიოცენურ ნაღებებზე.



სურ. 2. საკრაულას ზეწრის და მისი მიმდებარე ტერიტორიების გეოლოგიური სქემა.  
 1 - მიოპლიოცენური ტერიგენული ნაღებები; 2 - ეოცენური ვულკანოგენები; 3 - მეზოზოური ტერიგენული და კარბონატული ნაღებები; 4 - პალეოზოური გრანიტოიდები; 5 - ანტიკლინები; 6 - შეცოცება; 7 - შესხლეტა-შეცოცება; 8 - ნაწევები.

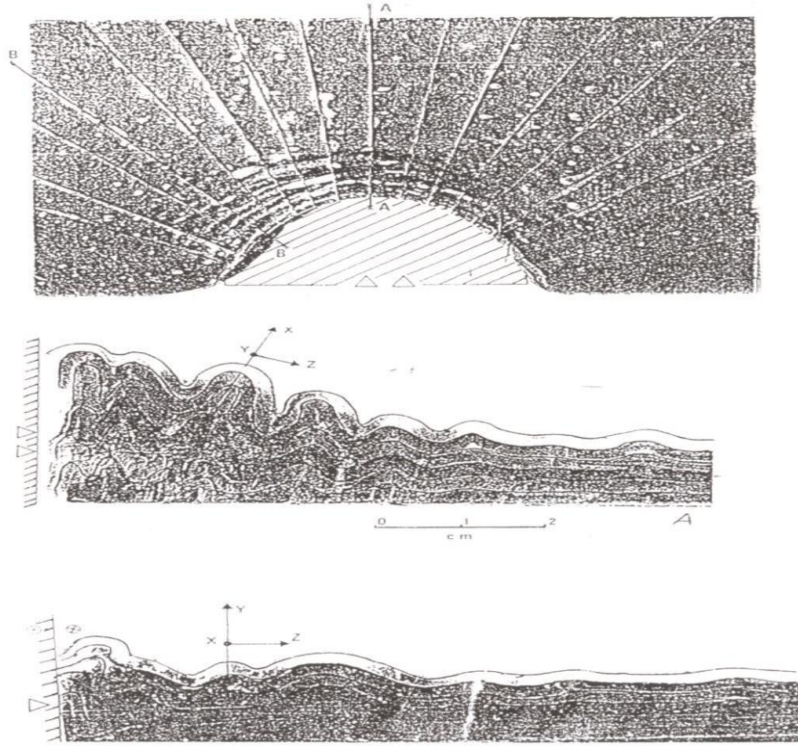
საინტერესოა აგრეთვე, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე განვითარებული სტრუქტურები, სადაც გამოხატულია სტრუქტურების მკვეთრი მოხვევა. ასეთ ტექტონიკურ სურათს უწოდებენ „ცხენისკუდის“ სტრუქტურას და იგი ასოცირდება ნაწევურ მოძრაობასთან. ეს სუბმერიდიანული ახევება ჩაისახა შუამიოცენურის დასაწყისში, სადაც შემდგომი ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად, განვითარდა მერიდიანული ქერცლისებრი შეცოცებები, შესხლეტები დაშესხლეტა-ნაწევები. აქ მასების გადაადგილება ხდებოდა აღმოსავლეთიდან დასავლეთისკენ. ნაოჭა სტრუქტურები 35°-40° კუთხეს ადგენს მთავარ რღვევით სტრუქტურებთან. ფაქტობრივად, ეს არის ჰორიზონტალური ფლექსურა, რომლის ჩამოყალიბებაც გამოწვეულია გარე კახეთის მოლასური როფის მიოპლიოცენური ნაღებების შეცოცებით აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის მორფოლოგიურად ჩამოყალიბებულ სტრუქტურულ ერთეულზე. აღინიშნული ფლექსურა არის პირველი ჰორიზონტალური საფეხური აქ განვითარებულ სინთეტიკურ ნაწევურ რღვევათა სისტემაში (სურ.5).

კერძოდ, ეს მოვლენა ნაკლები მასშტაბით განვითარებულია უფრო აღმოსავლეთით, მდ. კალოთ-ხევის ხეობაში (სოფ. პატარძელი). აქ, პლიოცენურ ნაღებებში ფიქსირდება ნაწევური რღვევებისათვის დამახასიათებელი სხლეტის სარკის ზედაპირები და მცირე ზომის თითქმის ჰორიზონტალური ციცაბოდ დახრილი შარნირების მქონე ნაოჭები (სურ. 6).

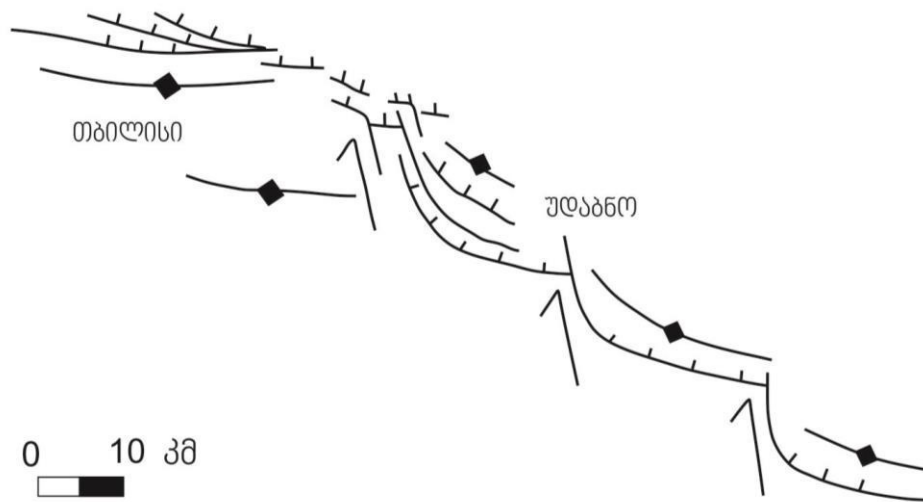
საინტერესო სურათია დაფიქსირებული საქართველოს ბელტის დასავლეთ ნაწილში, სადაც იგი კრისტალურ სუბსტრატში განვითარებული რღვევებით ბლოკებად იყოფა (Py-ბინშტეინ, 1948; გამკრელიძე, 2000). მათი ფარდობითი ვერტიკალური და ჰორიზონტალური გადაადგილება მის დანალექ საფარში ვლინდება სხვადასხვა ინტენსივობის დეფორმაციული ზონების განვითარებით (Bashleishvili, 1987). ამ ზონების მორფოლოგიური თავისებურებების შესწავლა ხელს უწყობს ფუნდამენტში განვითარებული რღვევების კინემატიკისა და გეომეტრიის დადგენას. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს საქართველოს ბელტის დასავლეთი დაძირვის ზონის ოდიშის ბლოკი, რომელიც ყველა მხრიდან შემოსაზღვრულია რღვევებით. მის დასავლეთ საზღვარს წარმოადგენს ცაიშის რღვევა, რომლის მარჯვენა ნაწევური ბუნება დგინდება მასზე მარცხენა კულისისებრად განლაგებული ანტიკლინების საშუალებით. აღმოსავლეთით, ბლოკი შემოსაზღვრულია ფოთი-აბედათის რღვევით. აქ, მისი მარცხენა ნაწევური ხასიათი განპირობებულია უკვე მარჯვენა კულისისებრად განლაგებული ანტიკლინებით მის თავზე (სურ. 8).



სურ. 3. საკრაულას ზეწრის გადაადგილების მოდელირება. I - საწყისი მოდელი; II - ფრონტალური ნაოჭების წარმოქმნა; III - დამატებითი კულისისებრი რღვევისპირა ნაოჭების წარმოქმნა.



სურ. 4. შტამპის გადაადგილებით წარმოქმნილი ნაოჭების მოდელირება.



სურ. 5. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის აღმოსავლეთი დაბოლოების ტექტონიკური სქემა.



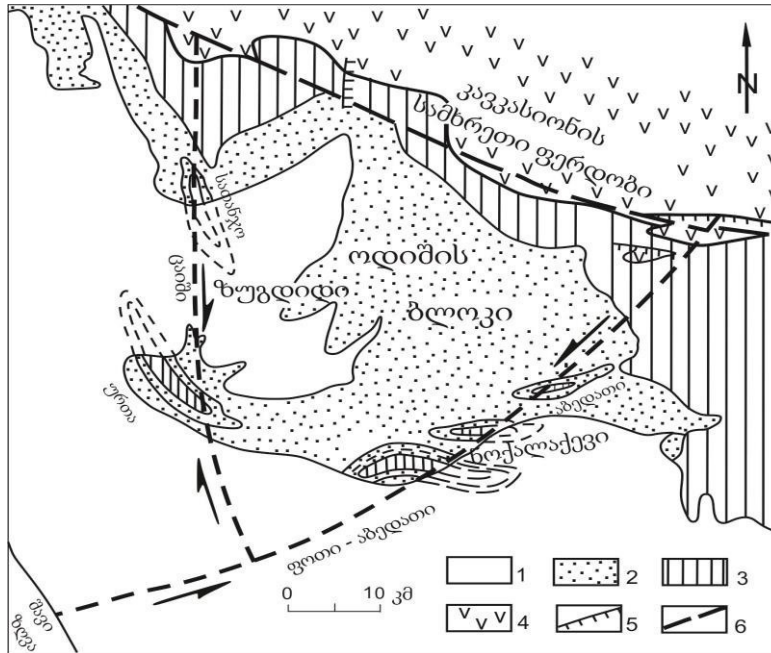


სურ. 6. ნაწევური რღვევებისთვის დამახასიათებელი ჰორიზონტალურნაკაწრებიანი სხლეტის სარკე (მდ. კალოთ-ხევი)



სურ. 7. ცივაბოდ დახრილი შარნირების მქონე მცირე ზომის ნაოჭები მდ. კალოთ-ხევის მარჯვენა ფერდობზე





სურ. 8. ოდიშის ბლოკის ტექტონიკური სქემა. 1- მეოთხეული ნაოჭები; 2 - მიოკლიოცენური ტერიგენული ნალექები; 3 - მეზოზოური ტერიგენული და კარბონატული ნალექები; 4 - შუაიურული ვულკანოგენები; 5 - შესხლეტა; 6 - ფუნდამენტის რღვევები.

მსგავსი სტრუქტურების საშუალებით რღვევების კინემატიკის დადგენა ექსპერიმენტული მოდელირებითაა დასაბუთებული (Gamond et al., 1984).

თუ დავუშვებთ, რომ აღნიშული რღვევების გასწვრივ შესაბამისი ნიშნით ხდებოდა თანადროული გადაადგილება, მაშინ ჩვენ სახეზე გვექნება მთლიანად ოდიშის ბლოკის მოძრაობა სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით და მისი შეჭრა გარემომცველ მასაში. ეს, ბუნებრივია, ქმნის ინდენტორის გადაადგილების მსგავს სურათს და გავლენას ახდენს მის დანალექ საფარში ზემოთ აღნიშული სტრუქტურების ჩამოყალიბებაზე.

## ლიტერატურა

- Basheleishvili L.B. (1987). Kinematics of the Alpine deformation of the Transcaucasian Median massif. National Young School. Sofia. P. 215-222.
- Basheleishvili L. (1999). Structural associations of the basement and sedimentary cover of the Georgian part of the Caucasus. Basement tectonics -13. USA-edit. A.K. Sinha. P. 25-32.
- Boillot G., Picq M., Winterer E., Meyer A. (1986). Amancissement de la croute continentale at denudation tectonicque du manteau superier les marges stables//Bul.elf-Aquitania. V.I. 10. N 1. P.95-104.

- Gamkrelidze I.P. (1986). Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. Tectonophysics. N127. P. 261-277.
- Gamond I.F., Odone F. (1984). Same identification criteria of deep Wrench-fault induced field analog model and field data. Bull. Soc. Geol. France. N1. XXII. P. 115-127
- Davy P., Cobbold R. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment//Bul. Geol. Inst. of the Uppsala. V.14. P.129-141.
- De Mets C. (1990). Current plate motions//Geophys. J. Int. 101. P. 78-94.
- Onavy P. (1988). Cobbold indentation tectonics in nature and experiment//Bul. of Uppsala Geol. Univer.. New Ser. v.14. P.129-141.
- Peltzer G. (1988). Centrifuged experiments of continental scale tectonics in Asia//Bul. of Uppsala Geol. Univer. new ser. V.14. P. 115-128.
- Soula J.C. (1988). Simple-shear experiments on basement-cover sequences with a comparison to the Burro basin. NW Spain//Bul. of Uppsala Geol. Univer. New ser. V.14. P.163-179.
- Tapponier P., Armijio R., Peltzer G. (1986). On the mechanics of the collision between India and Asia//Coll. Tecton. Geol. Soc. Special Publ. N 9. P. 115-157.
- Башелеишвили Л.В., Буртман В.С., Гамквелидзе И.П. (1981). О характере сочленения Аджаро-Триалетской зоны и Дзирульского массива. ДАН СССР 266. №1. С. 196-198.
- Башелеишвили Л.В. (1986). Тектоника полосы сочленения АТЗ и ГГ. Канд. диссертация. Тбилиси. 141 с.
- Баженов М., Буртман В. (1990). Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты-Кавказ-Памир. М. Наука. 270 с.
- Гамквелидзе И.П. (1969). Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Геотектоника. №4. С.72-84.
- Гамквелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси. С. 1-226.
- Гамквелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии//Труды Инст. Геол. Вып.115. С. 204-208.
- Гамквелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. (1985). Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей. Сообщ. АН ГССР. 120. №1. С.116-118.
- Гамквелидзе П.Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Моногр. №2. 508 с.
- Копп М. (1997). Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе//Тр. Гин. РАН. 506 с.
- Расцветаев Л. (1997). Сдвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур. М.ГЕОС. 157с.
- Рубинштейн М.М. (1964). Сеисмотектоника. В.: Геология СССР. Т. X. Груз. ССР. С. 492-503.

**ვულკან პატარა ტყარშეთის (ყაზბეგის ვულკანური მასივი)  
სტრატობრაფია და პალეოგეოგრაფია**

**გ. მაისურაძე, მ. ტოგონიძე, ქ. გაბარაშვილი**

*თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

ვულკან პატარა ტყარშეთის (ყაზბეგის ვულკანური მასივი) სტრატობრაფია და პალეოგეოგრაფია. გ. მაისურაძე, მ. ტოგონიძე, ქ. გაბარაშვილი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. ნაშრომში განხილულია ყაზბეგის ვულკანური მასივის ახალგაზრდა ვულკანების სტრატობრაფიის, მორფოლოგიისა და პეტროლოგიის საკითხები. მოცემულია აღნიშნულ უბანზე ჰოლოცენური ბუნებრივი გარემოს რეკონსტრუქციის მცდელობა. ტბიურ-ალუვიურ ნალექებში განამარხებულ მცენარეთა ნაშთების პალინოლოგიური და რადიოლოგიური ანალიზისა და ლავების პალეომაგნიტური მონაცემების საფუძველზე, დადასტურებულია, რომ ყაზბეგის მასივზე ლავის უკანასკნელი ამოღვრა 6000 წ. წინ მოხდა.

**Stratigraphy and paleogeography of the volcano Patara Tkarsheti (Kazbegi volcanic massif). G. Maisuradze, M. Togonidze, K. Gabarashvili. Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU.** In the article the issues of stratigraphy, morphology and petrology of young volcanoes of the Kazbegi massif are considered. There is done an attempt to reconstruct the natural environment of the area in the Holocene. On the basis of palynological and radiological studies of fossil plants in lacustrine-alluvial sediments and paleomagnetic data of lavas, it is finally established that the last lava eruption on the Kazbegi massif took place 6000 years ago.

**Стратиграфия и палеогеография вулкана Патара Ткаршети (Вуланический массив Казбеги). Г.М. Маисурадзе, М.Г. Тогонидзе, К.А. Габарашвили. ТГУ, Институт Геологии им. Ал. Джанелидзе.** В статье рассмотрены вопросы стратиграфии, морфологии и петрологии молодых вулканов Казбегского массива. Сделана попытка реконструкции природных условий данного участка в голоцене. На основании палеомагнитных данных лав и палинологического и радиологического изучения ископаемых растений в озерно-аллювиальных отложениях, окончательно установлено, что последнее излияние лавы на Казбегском массиве произошло 6000 лет назад.

**Extended Abstract**

Tectonically, the Kazbegi (Mkinvartsveri) volcanic region is located in the transitional zone between the folded system of the southern slope of the Greater Caucasus and the Main Range zone of the Greater Caucasus. The boundary passes along the well-known, so-called "Main Thrust".

The Kazbegi volcanic center is situated at 5047m from the sea level. The cone-like summit represents a polygenic volcano. Its effusive activity is recorded throughout the entire Holocene. The Kazbegi volcanic center includes the polygenic stratovolcano Kazbegi, which is situated in the paleo-Kazbegi caldera center (Dzotsenidze et al., 1985; Koronovskiy, Demina, 2003; Lebedev et al., 2014, 2018) and more than ten modern volcanoes including monogenic and polygenic lava cones, extrusive domes and minor explosive centers surrounding it as an arc from east, south and west. The satellite volcanoes Didi Tkarsheti (Goristsikhe), Patara Tkarsheti, Shevardeni, Kichuttsveri, etc. are also worth to be mentioned. The lava flows (Mna, Arsha, Chkheri, Tsdo, Gveleti, etc.) radially following down the slopes of the Kazbegi massif and fill the paleo-river gorges and glacial troughs.

The lava flows of andesitic composition from the Patara Takarsheti volcanic center spread along the left bank of the river Tergi (Terek), filling the river bed near the present village of Tarksheti thus blocking the river and creating a natural dam, the banks of which were covered with forest. Later, the forest was "buried" under the lacustrine-alluvial deposits. Under the erosion impact, the river Tergi burst the dam causing the water leakage from the lake that conditioned stripping of 10 m thick lacustrine-alluvial deposits with the buried in them wood layer. Samples of fossil woods were dated at Tbilisi State University and the Groningen Radiological Laboratory (Ch. Janelidze, 1975). It has been established that the age of fossil forests from lacustrine sediments is  $5950 \pm 90$  (TB-44) and  $6290 \pm 90$  years (GiF-3487). Later, almost the same age ( $5920 \pm 180$  years) was obtained by radiocarbon dating of wood in the laboratory of the Institute of Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (Chernyshev et al., 2002).

The results of the vegetation pollen composition study and the figures obtained using the radiocarbon method are well consistent. The climatic optimum of the Middle Holocene, which led to the elevation of the landscape belts at a great hypsometric height, manifested in the Central Caucasus, in particular in the Tergi river gorge. According to the number of pollen grains the beech (*Fagus*) was widely spread. The forest included elm (*Ulmus*), birch (*Betula*), hornbeam (*Carpinus*) and alder (*Alnus*). Similar vegetation was spread during the formation of spectra of the zones III (5.2-3.9 m) and IV (3.9-3.4 m). As for the zone V (3.4-0 m), here the coexistence of grass and shrub species is rather obvious. At the post-Middle Holocene stage, under the influence of climate change and anthropogenic factors above the forest landscapes the alpine meadows appeared that continues up to now.

Based on the analysis of the actual material, we can conclude that the eruptive activity of the Patara Tkarsheti volcano in the Middle Holocene coincided with the spreading of broad-leaved forests in the Kazbegi district, and their age coincides with the age of wood fossilization - 6000 years. The climatic optimum of the Middle Holocene is archaeologically consistent with the Eneolithic period.

კავკასიონის ნაოჭა სისტემაში ახალგაზრდა ვულკანიზმის გამოვლინებები დაკავშირებულია მის ცენტრალურ, ყველაზე მაღლა აზევებულ სეგმენტთან. ეს უკანასკნელი, სივრცობრივად თანხვედრა ტრანსკავკასიის სუბმერიდიანული აზევების ზონას, რომელიც იწყება ჩრდილო კავკასიაში და ცენტრალური კავკასიონის, ძირულის მასივის და სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ მთიანეთზე გავლით ვრცელდება თურქეთის მიმართულებით (Милановский, Короновский, 1973; Гамкрелидзе, 2000).

კავკასიონის ცენტრალური სეგმენტის ფარგლებში, მის სამხრეთ ფერდობზე, სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით, გამოიყოფა სამი ვულკანური რაიონი: ჯავის, ყელის და ყაზბეგის, რომლებიც ერთმანეთთან დაკავშირებულია როგორც გასწვრივი, ასევე გარდიგარდმო რღვევებით. მათ შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია დიაგონალური მიმართულების, ლინეამენტის რანგის, ცხინვალ-ყაზბეგის სიღრმული რღვევა, რომლის არსებობაც საკმაოდ სადისკუსიოა, თუმცა მორფოსტრუქტურულად და აეროვიზუალურად მკვეთრად ფიქსირდება რელიეფში. გეოლოგების და გეოფიზიკოსების ფუნდამენტურმა კვლევებმა დაადასტურა, რომ რეგიონული მასშტაბის სიღრმული რღვევები აკონტროლებდა პოსტპალეოგენური კონტინენტური ვულკანიზმის აქტივობის თითქმის ყველა ციკლს, დაწყებული მიო-პლიოცენურიდან, დამთავრებული ჰოლოცენურით (Чагарели, 1972). განსაკუთრებით აქტიურია ვულკანიზმი იმ უბნებზე, სადაც ხდება განედური მიმართულების სიღრმული რღვევების გადაკვეთა ტრანსზონალური ანალოგიური სტრუქტურებით. საინტერესოა, რომ საქართველოში ასეთ უბნებთანაა დაკავშირებული ძლიერი მიწისძვრის კერები.

ტექტონიკურად ყაზბეგის (მყინვარწვერი) ვულკანური რაიონი მდებარეობს გარდამავალ ზონაში კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ნაოჭა სისტემასა და კავკასიონის მთავარი ქედის ზონას შორის. საზღვარი გადის კარგად ცნობილ ე.წ. „მთავარ შეცოცებაზე“.

ყაზბეგის ნეოვულკანური ცენტრის შესწავლა დაიწყო ჯერ კიდევ XIX-XX საუკუნეების მიჯნაზე (Дубянский, 1904; Левинсон-Лессинг, Белянкин, 1914). მოგვიანებით, ვ. რენგარტენმა (Ренгартен, 1932) და დ. ბელიანკინმა (Белянкин, Петров, 1945) დააზუსტეს ყაზბეგის ცენტრის ზოგიერთი ლავური ნაკადის სტრატეგრაფიული მდებარეობა და აღწერეს რამდენიმე მცირე ვულკანური აპარატი (შევარდენი, დიდი ტყარშეთი). აღსანიშნავია ნ.სხირტლადის (Схиртладзе, 1958) მონოგრაფია, რომელშიც სრულად აისახა იმ პერიოდისთვის არსებული ინფორმაცია მყინვარწვერის (ყაზბეგის) ცენტრის გეოლოგიური აგებულებისა და ლავების შედგენილობის შესახებ. მან პირველად დაასკვნა, რომ ყაზბეგი პოლიგენური სტრატოვულკანია. კავკასიონის ცენტრალური ნაწილის ახალგაზრდა მაგმატიზმის კვლევა გააგრძელეს ე. მილანოვსკიმ და ნ. კორონოვსკიმ (Милановский, Короновский, 1973), ნ. ძოწენიძემ კოლეგებთან ერთად (Дзоценидзе и др., 1985), ბ. თუთბერიძემ (Тутберидзе, 2004) და სხვებმა. მათი ნაშრომები ლავური ნაკადების გეომორფოლოგიის, მათი სტრატეგრაფიული კორელაციის, მყინვარული მორენებისა და ვულკანიტების პალეომაგნიტური თვისებების შესწავლასთან იყო დაკავშირებული.

ყაზბეგის ვულკანური ცენტრი ზღვის დონიდან 5047 მ-ზე მდებარეობს. ეს კონუსი-სებრი მწვერვალი წარმოადგენს პოლიგენურ ვულკანს, რომლის ეფუზიური აქტივობა მთელი ანთროპოგენული პერიოდის განმავლობაში შეინიშნება. იგი მოიცავს თავად პოლიგენურ სტრატოვულკან ყაზბეგს, რომელიც პალეოყაზბეგის კალდერის ცენტრში მდებარეობს (Дзоценидзе и др., 1985; Короновский, Демина, 2003; Лебедев и др., 2014, 2018) და ათზე მეტ თანამდევ ვულკანს, მათ შორის მონოგენურ და პოლიგენურ ლავურ კონუსებს, ექსტრუზიულ გუმბათებს და მცირე ექსპლოზიურ ცენტრებს. ისინი მას აღმოსავლეთი, სამხრეთი და დასავლეთი მხრიდან რკალის სახით ერტყმის გარს. აქ აღსანიშნავია დიდი და პატარა ტყარშეთი, შევარდენი, კიჩუტწვერი და სხვ. ვულკანი „დაშენებულია“ ინტენსიურად დანაოჭებულ ქვედა იურული თიხაფიქლების და ქვიშაქვების ფუნდამენტზე, რომლის ეროდირებული სახურავი მდებარეობს 3600-4000 მ სიმაღლეზე. ასე რომ, თვით ყაზბეგის ვულკანური კონუსის სიმაღლე ან ამოღვრილი ლავების ჯამური სიმძლავრე 1000 მ-ს აღწევს.

ლავური ნაკადები მნა, არშა, ჩხერი, ცდო, გველეთი და სხვანი რადიალურად ეშვება ყაზბეგის მასივის ფერდობებზე და ავსებს პალეომდინარეთა ხეობებს და მყინვარულ ტროგებს. წლების მანძილზე, აღნიშნული ლავური ნაკადების და, შესატყვისად, მათი ცენტრების დასათარიღებლად გამოიყენებოდა „შევარდენითი ქრონოლოგიის“ სტრატეგრაფიული მეთოდი. მას საფუძვლად ედო ლავური ნაკადების და მორენული (მყინვარული) ნალექების ვერტიკალურ ჭრილში თანამიმდევრული მორიგეობა (კვლევის გეომორფოლოგიური მეთოდი სტრატეგრაფიაში).

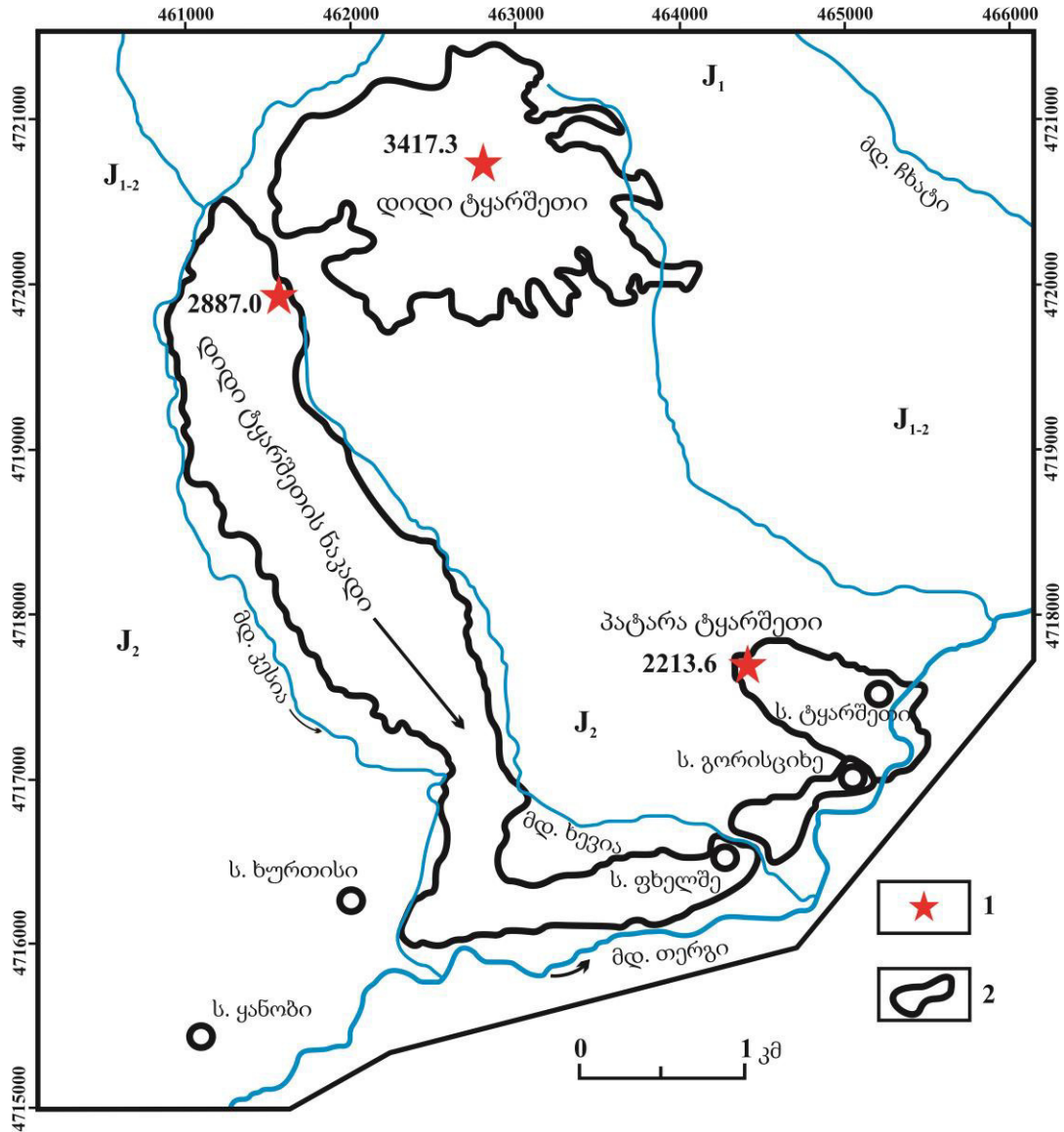
ყაზბეგის მასივის ვულკანიტები ძირითადად წარმოდგენილია ბაზალტური ანდეზიტებით, ტრაქიანდეზიტებით, ანდეზიტებით და დაციტებით. ჭარბობს ანდეზიტური და დაციტური შედგენილობის ლავები. თითქმის ყველა ლავა მიეკუთვნება კირ-ტუტე სერიას.

კვლევის გეოლოგიური, გეომორფოლოგიური, პალეომაგნიტური და შემდგომ, K-Ar მეთოდების კომპლექსური გამოყენებით დადგინდა, რომ ყაზბეგის გარემომცველი ლავური ნაკადების და, ბუნებრივია, მათი კერების აქტივობის ასაკი შუა- ან ზედაპლეისტოცენურია (Лебедев и др., 2014, 2018). გასული საუკუნის სამოცდაათიან წლებში, სოფ. გორისციხესთან მდ. თერგის ტერასაზე აღმოჩენილმა განამარხებულმა ტყემ დაადასტურა, რომ არსებობს გაცილებით ახალგაზრდა - ჰოლოცენური ასაკის „პარაზიტული“ ვულკანები და მათი ლავური ნაკადები. ასეთ ვულკანებია პატარა და, ნაწილობრივ, დიდი ტყარშეთი.

ფართო და გლუვი ლავური კონუსი დიდი ტყარშეთი (ძველი სახელწოდებით „ტყარშიშ“) მდებარეობს 3430 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე. იგი ყაზბეგის სამხრეთ-აღმოსავლეთ კალთაზეა განთავსებული. ანდეზიტური შედგენილობის ლავური ნაკადი ამოღვრისას ჯერ გავრცელდა სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით და მორფოლოგიურად გამოხატული მცირე ზურგობის გადალახვის შემდეგ, პირი იბრუნა სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით. დაეშვა რა მდ. თერგისკენ, მდინარის კალაპოტამდე არ მიულწევია და გაყვა ხეობის მარცხენა ნაპირს. ყაზბეგის სამხრეთ ფერდობზე არსებულ ამოვსებულ პალეოხეობებში, ლავური ნაკადისა და ქვედა- და შუაიურული ნალექების კონტაქტის ზოლში, ზედაპირული წყლების ეროზიული მოქმედებით, გაჩნდა არალრმახეობიანი ორი



მდინარე - კესია და ხევა. მორფოლოგიურად ნათლად ჩანს, რომ ლავები ძველი პალეომდინარის გამოზიდვის კონუსის ფორმას იმეორებს და ჯავშნავს მას. სოფ. გორისციხეც ამ გამოზიდვის კონუსზეა გაშენებული.



სურ. 1. დიდი და პატარა ტყარშეთის ვულკანური ცენტრები და ლავების გავრცელების არეალი. სქემატური გეოლოგიური რუკა ვ. ლებედვის (2018) მიხედვით. 1 - ვულკანური ცენტრები; 2 - ლავების გავრცელების არეალი.

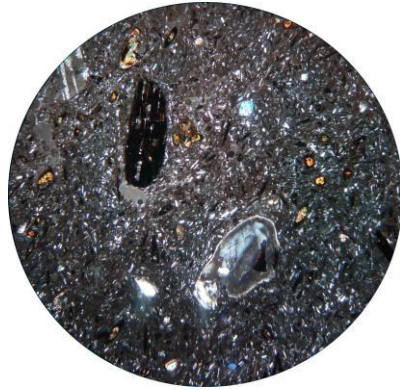
დიდი ტყარშეთიდან წამოსული ლავა იმეორებს პალეოხეობის კალაპოტის მკვეთრ გარდატეხებს, რაც გამოხატულია ლავების ზედაპირის გასწვრივ პროფილში ლავავარდნილი საფეხურებისა და ღრმა ნაპრალების არსებობით. ვულკან ტყარშეთის ლავები, შეფერილობის (მოწითალო, მონაცრისფრო), ფორიანობისა და განწევრების მიუხედავად, ერთგვაროვანია. მათ ზედაპირზე არ შეიმჩნევა მყინვარული ეკზარაციის ნაკვალები, რაც მის ახალგაზრდობაზე ერთმნიშვნელოვნად მეტყველებს.

სოფელ ტყარშეთთან, მდინარის ხეობიდან 250-300 მ შეფარდებით სიმაღლეზე, არსებობს აპოფიზური ბუნების ვულკანური ცენტრი, დაფიქსირებული ჯერ კიდევ წინა მკვლევარების მიერ, პირობითი სახელწოდებით „პატარა ტყარშეთი“ (2213 მ) (სურ. 2).



სურ. 2. ვულკანი პატარა ტყარშეთი (ო. დუდაურის ფოტო).

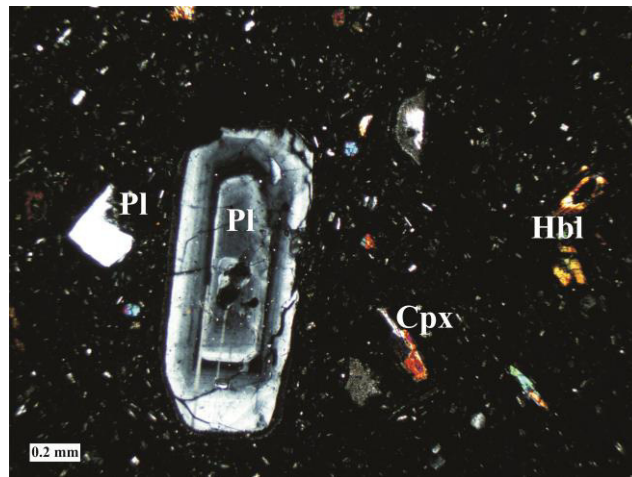
ვულკან პატარა ტყარშეთის ლავები წარმოდგენილია პორფირული სტრუქტურის მქონე ნაცრისფერი ან წითელი ანდეზიტებით. ჩანს სხვადასხვა ზომის პლაგიოკლაზის და მუქი მინერალის პორფირული გამონაყოფები. სტრუქტურა პორფირულია და აქვს ჰიალოპილიტური ძირითადი მასა. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია შემდეგი მინერალებით:  $Pl+Hbl+Opx+Cpx+Bi+Qz$ , ხოლო ძირითადი მასა -  $G1+Pl+Hbl+Opx$ ; მუქი მინერალები მთლიანად ან ნაწილობრივ გაოპაციტებულია (სურ. 3).



სურ. 3. ვულკან პატარა ტყარშეთის ანდეზიტური შედგენილობის ლავა, მიკროფოტო (+).

### მინერალური შედგენილობა:

პლაგიოკლაზი (Pl) – 40-50%, გვხვდება ძირითად მასაში როგორც პორფირული გამონაყოფების (0,5-2,5 მმ), ასევე მიკროლითების სახით. ახასიათებს ზონალური აგებულება (სურ. 4) და პოლისინთეზური მრჩობლები. ხშირად არის რეზორბირებული და შემომლდვალი. ზოგიერთ ზონას, უფრო ხშირად გარე ზონას, აქვს საცრისებრი ტექსტურა, რომელიც მინითაა შევსებული. პლაგიოკლაზში იშვიათად გვხვდება მუქი მინერალის ჩანართები.



სურ. 4. ზონალური პლაგიოკლაზი, მიკროფოტო (+).

რქატყუარა (Hbl) – 25-30%, ასევე, როგორც პორფირული გამონაყოფების (0,2- 1,5მმ), ისე მიკროლითების სახით გვხვდება ძირითად მასაში. იგი როგორც სალი იდიომორფული, ასევე მთლიანად ან ნაწილობრივ გაოპაციტებული კრისტალების სახითაა წარმოდგენილი. იშვიათად აქვს ზონალური აგებულება (სურ. 5 ).



სურ. 5. ზონალური რქატყუარა, მიკროფოტო ერთი ნიკოლით.

პიროქსენი (Pi) არის როგორც მონოკლინური (Cpx), ასევე რომბული (Opx), რომელსაც ზოგჯერ ოპაციტური არშია აქვს.

ბიოტიტი (Bi) ოპაციტური არშიის მქონე ქსენომორფული კრისტალების (0.4-1 მმ-მდე) სახით გვხვდება.

კვარცის (Qz) 0.3-1.5 მმ ზომის კრისტალები დამრგვალებული და ხშირად დამსხვრეულია. აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება მადნეული მინერალები და აპატიტი. ქანში SiO<sub>2</sub>-ის შემცველობა ტოლია 59-61 %.

პატარა ტყარშეთის ვულკანური ცენტრიდან წამოსული ლავური ნაკადი გავრცელდა თერგის მარცხენა ნაპირის გასწვრივ, დღევანდელ სოფ. ტყარშეთთან ამოავსო თერგის კალაპოტი, გადაკეტა მდინარე და შექმნა ბუნებრივი კაშხალი, რომლის ნაპირებიც ტყით იყო დაფარული. მოგვიანებით, ტყე ტბიურ-ალუვიური ნალექებით „დაიმარხა“. მას შემდეგ, რაც თერგმა ეროზიული ზემოქმედებით გაარღვია კაშხალი, ტბა დაიცალა და შედეგად, გაშიშვლდა 10 მ სიმძლავრის ტბიურ-ალუვიური ნალექები, მასში დამარხული ტყის შრენარით. ქვემოთ მოგვყავს ამ ნალექების სრული ჭრილის ზევიდან ქვევით აღწერა (Джанилидзе и др. 1982):

- |   |  |             |
|---|--|-------------|
| 1 | თანამედროვე ნიადაგი .....                                      | 0.0 – 0.20  |
| 2 | რიყნარიანი და ლოდნარიანი ღია ყავისფერი თიხნარი.....            | 0.20 -0.53  |
| 3 | რიყნარიანი და ლოდნარიანი მონაცრისფრო-ყავისფერი თიხნარი.....    | 0.53 – 1.33 |
| 4 | მსხვილმარცვლოვანი ნაცრისფერი ქვიშა .....                       | 1.33 -1.65  |
| 5 | მსხვილმარცვლოვანი ქვიშით შეცემენტებული რიყნარი .....           | 1.65 – 3.65 |
| 6 | გამკვრივებული ღია ყავისფერი ქვიშნარი .....                     | 3.65 – 3.69 |
| 7 | ქვიშის მცირე მინარევიანი მუქი ყავისფერი თიხები.....            | 3.69 – 3.99 |
| 8 | ქვიშის შუაშრეებიანი ღია ყავისფერი თიხები.....                  | 3.99 – 4.36 |
| 9 | მცენარეული დეტრიტუსიანი ქვიშანარევი მუქი ყავისფერი თიხები..... | 4.36 – 5.36 |



10 ქვიშის მინარევიაანი ყავისფერი თიხა.....	5.36 – 5.52
11 თიხნარით შეცემენტებული წვრილი რიყნარი .....	5.52 – 5.85
12 მსხვილმარცვლოვანი ნაცრისფერი ქვიშა .....	5.85 – 6.13
13 მსხვილმარცვლოვანი ქვიშით შეცემენტებული წვრილი რიყნარი .....	6.13 – 6.73
14 განამარხებული ტყის შრენარიანი მუქი ნაცრისფერი თიხა.....	6.73 – 7.10
15 ხის ტოტების დეტრიტუსიანი ღია ყავისფერი თიხები.....	7.10 -7.30
16 ქვიშით შეცემენტებული მსხვილმარცვლოვანი რიყნარი .....	7.30 – 8.94
17 გათიხებული ღია ყავისფერი ქვიშა .....	8.94 – 9.00
18 შეცემენტებული კონგლომერატები.....	9.00 – 9.67
19 მკვრივი ნაცრისფერი ქვიშა .....	9.67 – 9.82
20 ქვიშის ცემენტის მქონე მკვრივი წვრილი რიყნარი.....	9.82 – 10.02
21 ფუძის ლოდნარი - საგები (მდინარის კალაპოტი) .....	წყლის დონე

ქ. ჯანელიძის მიერ (1975), ნამარხი ტყის ნიმუშები დათარიღებულ იქნა თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის და გრონიგენის რადიოლოგიურ ლაბორატორიებში და დადგინდა, რომ ტბიურ ნალექებში ნამარხი ტყის ასაკები არის  $5950 \pm 90$  (ТБ-44) და  $6290 \pm 90$  წელი (GiF-3487), შესაბამისად. მოგვიანებით, თითქმის ანალოგიური ასაკი მიიღეს რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიისა და გეოქიმიის ინსტიტუტის ლაბორატორიაში განამარხებული მერქნის რადიონახშირბადის მეთოდით დათარიღებისას -  $5920 \pm 180$  წელი (Чернышев и др., 2002). რაზე მეტყველებს ეს მონაცემები? ცნობილია, რომ დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში უახლეს პერიოდს წარმოადგენს ჰოლოცენური ეპოქა, რომელიც ქრონოსტრატიგრაფიულად 10000 წლიდან დღემდე დროის ინტერვალს მოიცავს. ამ ხანმოკლე პერიოდში დედამიწაზე კლიმატი მნიშვნელოვან ოსცილაციებს განიცდიდა (Heйштадт, 1979). ეს პერიოდი ემთხვევა ვიურმული (ზედა პლეისტოცენური) მყინვარების დეგრადაციას ჩრდილო ნახევარსფეროს მატერიკებზე (სკანდინავია, კანადა) და ნაოჭა მთათა სისტემებში (კავკასია, ალპები). ეს ცვლილებები ხდებოდა თანდათანობით, ყოველგვარი გლობალური კატასტროფების გარეშე. მეცნიერულმა გამოკვლევებმა გვიჩვენა, რომ პალეოკლიმატური თვალთახედვით, ჰოლოცენური ეპოქა იყოფა ქვედა ( $10000-8000$  წ. - ბორიული კლიმატური გარემო), შუა ( $8000-2500$  წ. - ატლანტიკური) და ზედა ( $2500$ -დან-დღემდე - სუბატლანტიკური) პერიოდებად. ქვედა ჰოლოცენურის პირობები ემთხვევა ვიურმული მყინვარების დეგრადაციას, პლანეტარული მასშტაბით მათ უკუხედავს. ამ დროს, ჯერ კიდევ ცივი და მშრალი ბორიული კლიმატური პირობები ბატონობდა. შუა ჰოლოცენურში საგრძნობლად დათბა და ბორიული შეცვალა ატლანტიკურმა კლიმატურმა რეჟიმმა, რომელმაც თავის ოპტიმუმს მიაღწია  $5000-6000$  წლის წინად. ამ დროს, თანამედროვესთან შედარებით, საშუალო ტემპერატურა მაღალი იყო, ხოლო ნალექიანობა ჭარბი, ამიტომ ტყის საზღვარმა რამდენიმე ასეული მეტრით აიწია. ზედა ჰოლოცენურში კლიმატი თანამედროვე პირობებს მიუახლოვდა და სუბატლანტიკური ტემპერატურული ბალანსი დამყარდა.

რადიოლოგიური თარიღები მიუთითებს, რომ საქმე გვაქვს შუა ჰოლოცენურ ეპოქასთან - მის ოპტიმალურ კლიმატურ ფაზასთან, როცა ფართოფოთლოვან ტყეთა საზღვარი ალპურ საზღვრებს ცდებოდა და მაღლა იყო აწეული. როგორც ჩანს, იმ დროს ყაზბეგის რაიონის ხეობების ფერდობები ტყით იყო დაფარული. დღეს, ეს რეგიონი ალპურ ლანდშაფტურ სარტყელშია მოქცეული. აქ, იშვიათად, ხელოვნურ ნარგავებს თუ შეხვდებით.

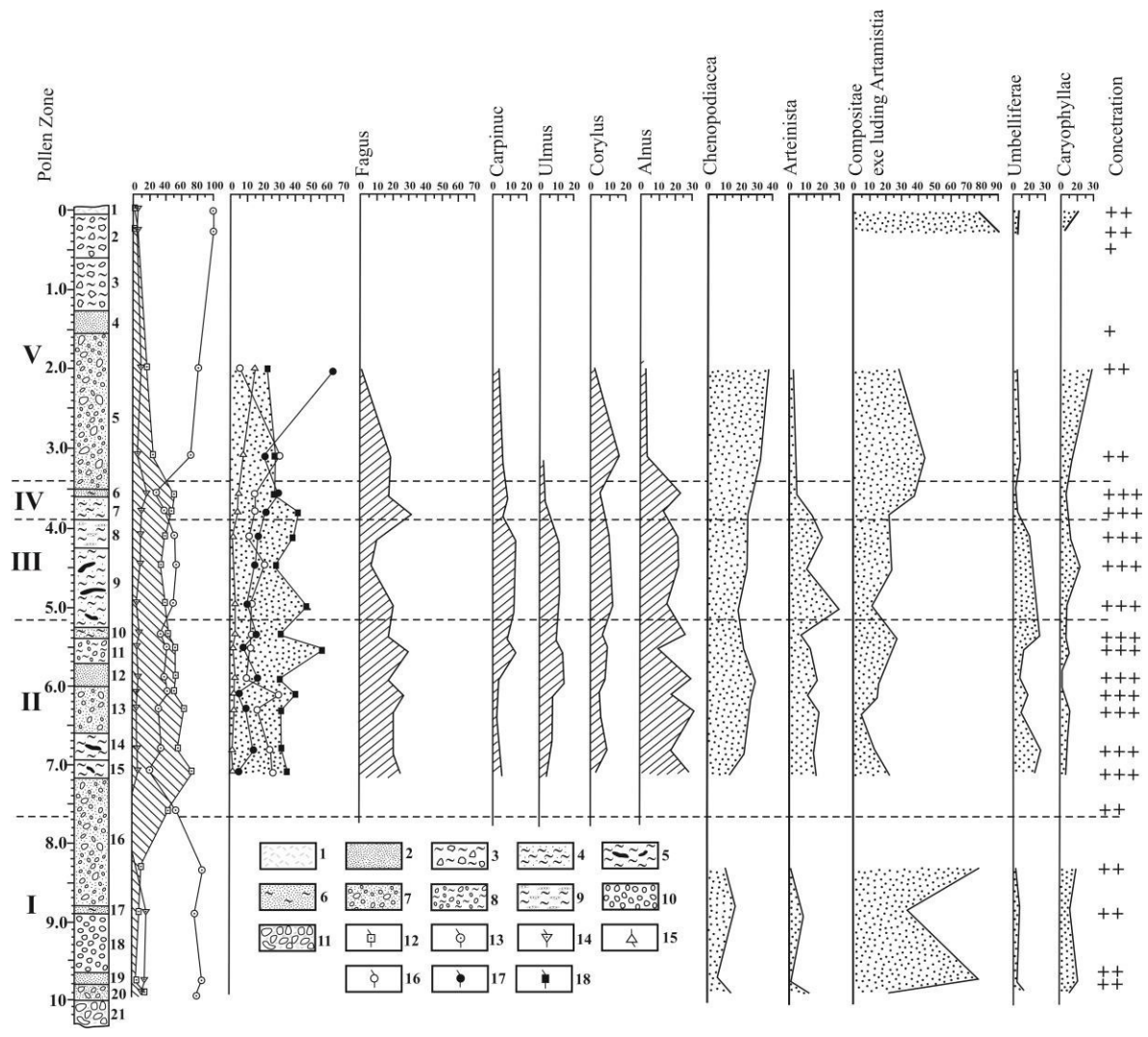
ტბიურ-ალუვიური ნალექების აკუმულაციის პროცესში პალეოკლიმატის ოსცილაცი-აზე ნათლად მეტყველებს პალეობოტანიკური გამოკვლევები. კერძოდ, პალინოლოგიური (განამარხებულ მცენარეთა მტვრის) ანალიზი ჩატარდა ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის პალინოლოგიურ ლაბორატორიაში ნ. კლოპოტოვსკაიას მიერ (1977, 1982).

ქვემოთ მოყვანილია სოფ. გორისციხის ჭრილის სპორა-მტვრის დიაგრამა (სურ. 6).

მცენარეთა მტვრის შედგენილობის მიხედვით, დიაგრამაში გამოიყოფა ხუთი ზონა (ქვევიდან ზევით): პირველ ზონაში (I – 10-7,6 მ) დიდი რაოდენობით ბალახოვან მცენარეთა სიჭარბე და *Lycopodium selago*, *L. alpinum* და *Selaginella selaginoides* სპორების არსებობა მიუთითებს, რომ აღნიშნულ მცენარეთა სპექტრის ფორმირება მიმდინარეობდა ალპური ზონის პირობებში. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ამ დროს კლიმატი თანამედროვესთან შედარებით, უფრო ცივი იყო. მეორე ზონის (II – 7,6-5,2 მ) სპექტრში მნიშვნელოვანი ადგილი უკავია ხემცენარეთა მტვრის მარცვლებს. მათ შორის თითქმის მესამედი უკავია წიფელას (*Fagus*), თელასა (*Ulmus*) და რცხილას (*Carpinus*). ამიტომ, სპექტრის ფორმირება მიმდინარეობდა შერეული ფართოფოთლოვანი ტყის პირობებში. ეს კარგად ეთანხმება რადიონახშირბადის მეთოდის გამოყენებით იღებულ აბსოლუტურ დათარიღებებს. შუა ჰოლოცენურის კლიმატური ოპტიმუმი, რომელმაც გამოიწვია ლანდშაფტური სარტყლების მაღალ ჰიფსომეტრიულ სიმაღლეზე აწევა, გამოიხატა ცენტრალურ კავკასიონზე, კერძოდ, საკვლევ რაიონში, მდ. თერგის ხეობაში. მტვრიანების მარცვლების რაოდენობის მიხედვით, წიფელა (*Fagus*) დიდი გავრცელებით სარგებლობდა. ტყის შემადგენლობაში შედიოდა თელა (*Ulmus*), არყის ხე (*Betula*), რცხილა (*Carpinus*) და მურყანი (*Alnus*). ანალოგიური მცენარეულობა განვითარებული იყო III (5,2-3,9 მ) და IV (3,9-3,4 მ) ზონის სპექტრის ფორმირების დროს. რაც შეეხება V (3,4-0 მ) ზონას, აქ კარგად ჩანს ბალახისა და ბუჩქნარი სახეობების თანაარსებობა. შუა ჰოლოცენურის შემდგომ ეტაპზე, კლიმატის ცვლილებებისა და ანთროპოგენული ფაქტორების ზეგავლენით, ტყისზედა ალპური მდელოები ტყის ლანდშაფტური სარტყლის ზევით გავრცელდა, რაც დღემდე გრძელდება.

ყაზბეგის მასივის ვულკანების და, კერძოდ, ტყარშეთის ლავების პალეომაგნიტური თვისებები შესწავლილ იქნა თსუ-ს ფიზიკის ფაკულტეტის პალეომაგნიტურ ლაბორატორიაში (ლ. ვეკუა და სხვ., 1982). პალეომაგნიტური პარამეტრების მიხედვით (მიხრილობა და დახრილობა), ყაზბეგის ვულკანურ მასივთან დაკავშირებული სატელიტი ვულკანების პალეომაგნიტური მაჩვენებლები (მნა D=328, i=+84; ტყარშეთი D=13, i=+ 43; ჩხერი Cheri D=350, I=+67; ყაზბეგი D=5, i=+48) მიუთითებს ყაზბეგის ვულკანის პოლიგენურ ბუნებაზე.





სურ. 6. ტბიურ-ალუვიური ნალექების (სოფ. გორისციხის) სპორა-მტერის დიაგრამა (Клопотовская, 1977).

1. ნიადაგი; 2. ქვიშა; 3. რიყნარიანი და ლოდნარიანი თიხნარი; 4. ქვიშანარევი თიხები; 5. განამარხებული ხემცენარეებიანი თიხები; 6. თიხიანი ქვიშები; 7. ქვიშით შეცემენტებული რიყნარი; 8. თიხნარით შეცემენტებული რიყნარი; 9. ქვიშის შუაშრებიანი თიხები; 10. კონგლომერატი; 11. ფუძის ლოდნარი (საგები); 12. ხემცენარეთა მტვრიანები; 13. ბალახეულ მცენარეთა მტვრიანები; 14. სპორები; 15. Picea; 16. Betula; 17. Pinus; 18. Quercus mix.

ფაქტობრივი მასალის ანალიზიდან გამომდინარე, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ პატარა ტყარშეთის ვულკანის ერუპციული აქტივობა შუა ჰოლოცენურში დაემთხვა ყაზბეგის რაიონში ფართოფოთლოვანი ტყეების გავრცელებას და ამდენად, მათი ასაკი ემთხვევა ტყის განამარხების ასაკს - 6000 წელს. არქეოლოგიური თვალსაზრისით, შუა ჰოლოცენურის კლიმატური ოპტიმუმი ენეოლითურ პერიოდს შეესაბამება.

## ლიტერატურა

- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Vashakidze G.T., Chernishev I.V., Gabarashvili Q.A. (2014). Major Events in Evolution of the Kazbek Neovolcanic Center, Greater Caucasus: Isotope–Geochronological Data. *Doklady Earth Sciences*. Vol. 458. Part 1. P. 1092-1098.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Vashakidze G.T., Gabarashvili Q.A., Chernyshev I.V., Togonidze M.G. (2018). Chronology of Magmatic Activity and Petrologic–Mineralogical Characteristics of Lavas of Kazbek Quaternary Volcano, Greater Caucasus. *Petrology*. Vol. 26. №1. P. 1–28.
- Maisuradze G., Gabarashvili Q., Dudauri O. (2013). Holocene Volcanism of the Kazbegi Volcanic Region. 1st Int. Conference and Workshop - Caucasus Active Tectonics and Magmatism - Hazards and Resources. Abstract. Tbilisi. Georgia. P. 19-20.
- Векуа Л.В., Маисурадзе Г.М., Какулия В.К., Павленишвили Е. З., Сологашвили Дж. З. (1982). Магнитохроностратиграфия позднекайнозойских вулканитов Грузии//В кн.: Четвертичная система Грузии. Изд. «Мецниереба». Тбилиси. С. 3-25.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии//Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.115. Тбилиси. С. 204-208.
- Дзоценидзе Н.М., Хабурзания И.А., Багратишвили Т.Д. (1985). Геологическое и палеомагнитное изучение лавовых накоплений Казбегского района Большого Кавказа с целью их корреляции, уточнения возраста и определения возможной рудоносности. Отчет за 1983-1985 гг. Тбилиси: КИМС. 125 с.
- Джанелидзе Ч.П. (1975). О среднеголоценовом возрасте последнего извержения Казбегского вулкана//Журнал «Геоморфология» 2. М. С. 75-77.
- Джанелидзе Ч. П., Клопотовская Н.Б., Маисурадзе Г.М. (1982). Голоценовые вулканиты и озерные отложения в районе с. Горисцихе//XI конгресс INQUA. Путеводитель экскурсии А-16. С. 28-30.
- Клопотовская Н.Б. (1977). Пример интерпретации фосильных спорово-пыльцевых спектров на основе субрецентных аналогов//В сб.: Палинологические исследования в Грузии”. Изд. «Мецниереба». Тбилиси. С. 47-62.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. (1973). Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии//«НЕДРА». Москва . 278 с.
- Нейштадт М.И. (1969). Введение//В кн.: «ГОЛОЦЕН». К VIII Конгрессу INQUA. Париж. С. 5-12.
- Схиртладзе Н.Н. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии//Изд. АН Грузии. Тбилиси. С. 368.
- Тутберидзе Б.Д. (2004). Геология и петрология альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента//Изд. ТГУ. Тбилиси. 304 с.
- Цагарели А.Л. (1972). Конэрозионные разломы и четвертичная история Кавказа//XXIV сессия МГК. Четвертичная геология. М. «Наука». С. 102-109.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Аракелианц М.М., Гольцман И.В. (2002). Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа//Журн. ГЕОХИМИЯ. N 11. С. 1151-1166.

UDC.552(234.9)+550.4(234.9)

### დიზის სერიის (ბავკასიონი) ბათონი მაგმატიტების პეტროგეოქიმია

ი. ჯავახიშვილი, გ. ბერიძე  
თსუ, ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი

დიზის სერიის (კავკასიონი) ბათონი მაგმატიტების პეტროგეოქიმია. ი. ჯავახიშვილი, გ. ბერიძე. თსუ, ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი. განხილულია დიზის სერიაში განვითარებული ბათონი ასაკის ინტრუზივები და მოცემულია ახალი მონაცემები მათ შედგენილობასა და წარმოშობაზე.

**Petrogeochemistry of the Dizi Series (the Greater Caucasus) Bathonian magmatites. I.Javakhishvili, G. Beridze. TSU, Alexandre Janelidze Institute of Geology.** In the article Bathonian intrusions of the Dizi series are considered and the new data about their composition and genesis is presented.

**Петрогеохимия батских магматитов Дизской серии (Большой Кавказ). И. Джавахишвили, Г. Беридзе. ТГУ, Геологический институт им. Ал. Джanelidze.** В статье рассмотрены батские интрузивы Дизской серии и приведены новые данные об их составе и происхождении.

#### Extended Abstract

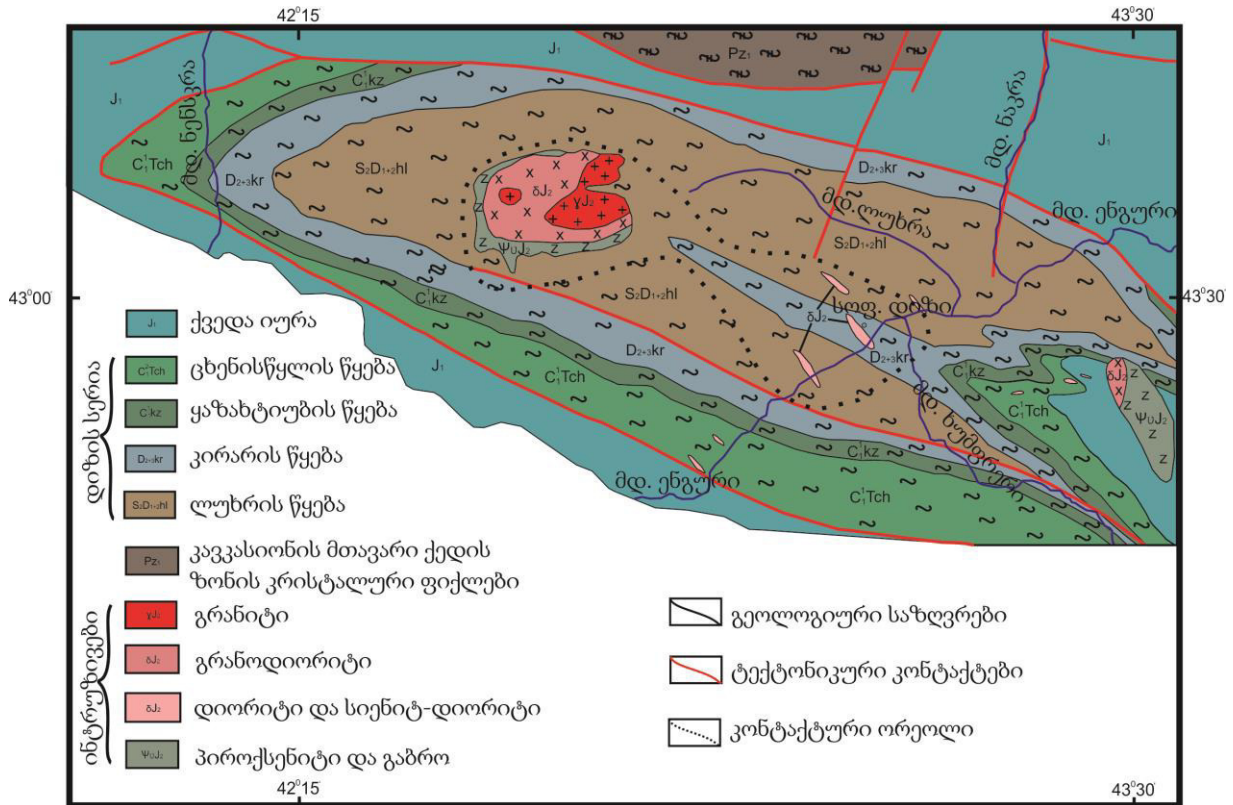
The Dizi series of Devonian-Triassic age, located in the extreme north of the Black Sea-Central Transcaucasian terrane, is exposed on the Southern Slope of the Greater Caucasus, Svaneti (Georgia). In the series Middle Jurassic (Bathonian) intrusions, represented by pyroxenite, gabbro, gabbro-diorite, diorite, syenite-diorite, syenite, monzonite-diorite, quartz diorite and granite, occur. Among the ten mapped exposures of these intrusions the multiphase Kirari, Abakuri and the Dizi intrusions are the largest. Under the influence of these intrusive bodies the Dizi series underwent contact (thermal) metamorphism. K-Ar age dating of the Dizi series magmatites established 176-165 Ma (Dudauroi, Togonidze, 2016) confirming the formation of intrusives during the Batho-

nian orogeny. Despite the fact that these magmatic rocks were the object of interest of many researchers, many petrological and mineralogical questions require further specification. Actually, the studies in respect of their geochemistry haven't been performed so far. Important for petrogenetic modeling trace and rare earth elements content and their distribution regularities have to be defined as well. Integrated field, petrological and geochemical studies of above mentioned intrusions were undertaken including accurate mapping of the intrusions boundaries, standard petrography of more than 150 thin sections, identification of the intrusions effects on host-rocks and whole-rock XRF analyses on selected from intrusions 33 representative samples (pyroxenite, diorite, syenite, monzonite and granite). According to the total alkali vs silica (TAS) classification diagram (Middlemost, 1994) the larger part of the Dizi intrusions are classified as syenites. Diorites and monzonites are in limited amounts established mainly in the peripheral part of the syenite intrusions. In AFM diagram (Irvine, Baragar, 1971) all the points of diorites, syenites and monzonites from the Dizi village area are plotted in the calc-alkaline field. The Kirari intrusive formations are of more calc-alkaline in composition, though tholeiitic formations are observed as well. The Abakuri intrusive formations also are of tholeiitic composition. According to trace and rare earth element concentrations discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks (Pearce, et al., 1984) are created. As a result, syenite-diorite intrusions of the Dizi series belong to the granitoids of continental, volcanic arc and syn-collisional type.

დევონურ-ტრიასული ასაკის დიზის სერია ვრცელდება შავი ზღვა - ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერიტორიის უკიდურეს ჩრდილო ნაწილში. იგი გამოიშვლებულია კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, მდ.მდ. ენგურისა და ცხენისწყლის ხეობებში, სვანეთის ანტიკლინორიუმის გულში (სურ. 1).

დიზის სერიაში განვითარებულია შუაურული (ბათური) ასაკის ინტრუზივები, რომლებიც წარმოდგენილია პიროქსენიტით, გაბროთი, გაბრო-დიორიტით, დიორიტით, სიენიტ-დიორიტით, სიენიტით, მონცოდორიტით, კვარციანი დიორიტითა და გრანიტოიდებით. კარტირებული ათი გამოსავლიდან, ყველაზე მძლავრია კირარის, აბაკურის და სოფ. დიზის მიდამოების მრავალფაზიანი ინტრუზივები. ინტრუზივების ძირითადი ნაწილი გამოიშვლებულია მდ.ენგურის აუზში. კირარის ინტრუზივი მდებარეობს მდ. ენგურისა და მისი შენაკადის - ნენსკრის წყალგამყოფი ქედის ღერძულ ნაწილში და მათ ფერდობებზე, სოფ. დიზის მიდამოების ინტრუზივები - აუზის ცენტრალურ ნაწილში და ზუგდიდ-მესტიის საავტომობილო გზის გასწვრივ, ხოლო აბაკურის ინტრუზივი კი - დიზის სერიის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში.

დიზის სერიის მაგმატიკების K-Ar ასაკი 176-165 მლნ.წ ფარგლებშია (Дудаური, Тоннидзе, 2016), რაც ადასტურებს მათ ჩამოყალიბებას დანაოჭების ბათური ოროგენის გამოვლინების დროს. ინტრუზიული სხეულების ზემოქმედებით, დიზის სერიის ქანებს განცდილი აქვს ინტენსიური კონტაქტური მეტამორფიზმი.



სურ. 1. გეოლოგიური რუკის K-38-25-Г ფურცლის ფრაგმენტი (1: 50 000; Герუჩაძე და დრ. 1986).

პირველი მონაცემები დიზის სერიასთან დაკავშირებული ინტრუზივების შესახებ, გვხვდება გაგალინის (Агалин, 1935) შრომაში. მათი პეტროგრაფიული შესწავლა ჩატარებული აქვთ დ. ბელიანკინსა და ვ. პეტროვს (Белянкин, Петров, 1940), ვ. ერემეევს და ვ. პეტროვს (Еремеев, Петров, 1940), გ. ზარიძეს (Заридзе, 1947), მ. ფავორსკაიას (Фаворская, 1947), ბ. გოიშვილს (Гоишвили, 1962), ო. დუდაურს და მ. ტოგონიძეს (Дудаური, Тогонидзе, 2016).

მ. ფავორსკაია (Фаворская, 1947) დიზის სერიის ინტრუზივების ჩამოყალიბებისას აღნიშნავს ასიმილაციის მნიშვნელოვან როლს და მიიჩნევს, რომ უძველესი წარმონაქმნები გაბროული ქანებია, რომელთა კონტამინაციის შედეგად ჩნდება სიენიტ-დიორიტები.

ბ. გოიშვილის (Гоишвили, 1962) აზრით, დიზის სერიის ინტრუზივები ერთი მაგმური კერის წარმონაქმნებია. პირველ სტადიაზე ჩნდება გაბროული ქანები, შემდეგ - დიორიტი, ბოლოს კი - პორფირისებრი გრანიტი. ამ უკანასკნელს უკავშირდება ასიმილაციისა და ჰიბრიდიზმის პროცესები: წარმოიშვება კვარციანი დიორიტი, სიენიტ-დიორიტი და რქატყუარიანი გრანიტი.

ო. დუდაური და მ. ტოგონიძე (Дудаური, Тогонидзе, 2016) დიზის სერიის ინტრუზივებს კირარ-აბაკურის ინტრუზიული კომპლექსის სახელწოდებით. მათ ქანებში მიკროზონდის საშუალებით შეისწავლეს პიროქსენი, ოლივინი, რქატყუარა, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი და კალიუმის მინდვრის შპატი.  $Na_2O+K_2O/SiO_2$ ,  $Na_2O - K_2O - CaO$  და AFM დია-

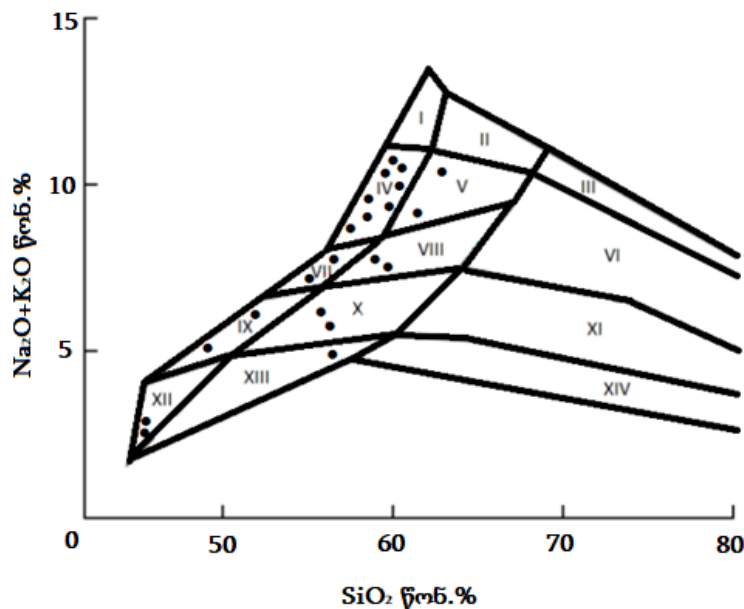
გრამების გამოყენებით, მათ დაადგინეს, რომ კირარ-აბაკურის ინტრუზიული კომპლექსი კირტუტე სერიას მიეკუთვნება და, რომ ის მანტიური წარმოშობისაა, რომელმაც შემდეგ განიცადა ქერქული მასალის ასიმილაცია.

კირარ-აბაკურის მაგმური კომპლექსის გეოქიმიური კვლევა, ის პრაქტიკულად არ ჩატარებულა. არ არსებობს მონაცემები იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობისა და მათი განაწილების კანონზომიერებების შესახებ, რაც მნიშვნელოვანია რიგი პეტრო-მინერალოგიური საკითხის დაზუსტებისთვის და სრულყოფილი პეტროგენური დასკვნებისთვის.

ჩვენს მიერ ჩატარდა ზემოთ აღნიშნული ბათური ინტრუზივების კომპლექსური შესწავლა. GPS ტექნოლოგიის გამოყენებით დაზუსტდა ინტრუზივების და მათ მიერ გამოწვეული კონტაქტური მეტამორფიზმის კონტურები, აღიწერა 200-ზე მეტი გამჭვირვალე თლილი, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტის გეოლოგიური კვლევის კომპლექსურ ლაბორატორიაში ჩატარდა პიროქსენიტის, დიორიტის, სიენიტის, მონცონიტისა და გრანიტის 33 საყრდენი ნიმუშის XRF ანალიზი (ცხრ.1).

### პეტროგეოქიმიური მონაცემების ინტერპრეტაცია

სოფ. დიზის მიდამოებში განვითარებული ინტრუზივების 50%-ზე მეტი სიენიტები და კვარციანი სიენიტებია (სურ. 2), ხოლო მონცონიტური და დიორიტული შედგენილობის ქანებს შეზღუდული გავრცელება აქვს. სიენიტური შედგენილობის ინტრუზივების პერიფერიულ ნაწილში განვითარებულია კვარციანი მონცონიტები და მონცოდიორიტები.



სურ. 2. დიზის სერიის ბათური მაგმატიტების საკლასიფიკაციო დიაგრამა (Middlemost, 1994). I-ტუტე სიენიტი, I -ტუტე კვარციანი სიენიტი, III-ტუტე გრანიტი, IV-სიენიტი, V-კვარციანი სიენიტი, VI-გრანიტი, VII-მონცონიტი, VIII-ვარციანი მონცონიტი, IX-მონცოდიორიტი, X-კვარციანი მონცოდიორიტი, XI-გრანოდიორიტი, XII-გაბრო, XIII-კვარციანი დიორიტი და XIV-ტონალიტი.



პეტროგენული, იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობები  
დიზის სერიის ბათურ ინტრუზივებში

ცხრ.1 (ა)

კომპონენტი	Dz-1 <sup>6</sup>	Dz-1a	Dz-2	Dz-3	Dz-4	Dz-5	Dz-6	Dz-7	Dz-8	Dz-9	Dz-11
SiO <sub>2</sub>	63.65	56.51	46.27	58.56	55.9	58.21	57.94	55.72	58.99	56.53	59.14
TiO <sub>2</sub>	0.2462	0.332	0.7182	0.389	0.4232	0.416	0.396	0.4124	0.4714	0.559	0.3598
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.81	18.49	15.47	17.99	16.44	17.82	17.24	16.96	15.96	16.63	17.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.214	4.764	10.2	4.914	5.337	5.129	4.921	5.045	5.078	5.94	3.543
MnO	0.135	0.032	0.4552	0.188	0.2178	0.186	0.1607	0.2038	0.162	0.173	0.1213
MgO	0.6253	6.453	4.029	1.411	1.805	1.375	1.277	1.703	1.93	2.584	1.66
CaO	3.623	0.4331	9.314	5.678	5.587	5.164	4.94	4.367	5.257	5.702	3.711
Na <sub>2</sub> O	6.03	5.882	4.348	5.071	4.848	4.174	4.666	5.834	3.42	3.456	8.068
K <sub>2</sub> O	4.566	0.9189	0.9889	4.678	4.027	4.739	4.486	4.28	3.601	3.072	1.941
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1088	0.1001	0.56	0.2387	0.2766	0.279	0.2511	0.2012	0.2249	0.2649	0.1248
SO <sub>3</sub>	0.02552	0.1547	0.05152	0.2305	0.1151	0.123	0.111	0.03375	0.01097	0.01269	0.0318
Total	100.03	94.07	92.40	99.35	95.0	97.61	96.39	94.76	95.11	94.92	96.12
V	56.62	45.32	185.2	90.01	87.51	96.33	89.44	92.97	80.49	91.66	77.43
Cr	103.5	62.81	47.82	71.28	63.43	100.7	89.34	61.92	98.76	106.2	90.83
Co	4.843	5.251	14.08	5.849	6.075	5.919	5.819	5.823	7.582	6.264	4.879
Ni	0.7962	8.553	11.08	0.8493	10.32	1.926	1.427	2.685	5.549	6.68	0.7583
Rb	169.7	35.57	46.85	165	149.9	155.7	158.1	125.3	130	106.2	64.51
Sr	653.2	120.5	660.8	684.4	710.1	601.5	611.7	387.6	416.5	454.4	392.2
Y	36.22	18.29	34.65	38.32	34.63	29.97	30.66	37.37	21.07	21.22	33.23
Zr	255.2	293.1	58.6	198.6	169.9	175.7	195.4	238.1	156.3	191.5	230.1
Nb	18.76	18.76	6.15	12.14	14.41	11.54	11.74	15.18	7.628	8.646	14.34
Cs	4.377	4.338	5.105	15.6	4.61	4.613	4.519	4.549	4.571	4.654	4.16
Ba	1188	55.35	124.2	834.7	951.6	820.5	715.8	665.6	652.5	580.1	500.7
La	40.37	29.99	34.29	7.154	7.331	52.35	47.15	52.8	26.18	37.71	48.42
Ce	87.8	74.6	87.35	110.7	131.1	95.64	86.28	94.34	44.23	57.05	85.44
Nd	142.9	61.92	19.47	51.35	34.45	120.5	109.9	109.1	71.03	90.89	110.3
Hf	0.9213	0.8533	2.695	1.003	1.018	0.9992	0.9831	0.9676	0.9582	1.002	0.8761
Ta	1.935	1.799	2.532	2.09	2.108	2.078	2.049	2.02	2.019	2.097	1.857
Th	47.49	58.59	7.847	23.31	33.82	32.55	31.77	40.22	18.38	17.22	37.52
U	9.401	11.27	5.675	6.183	7.745	6.359	8.375	8.068	2.963	2.354	7.556
Cl	300.8	179.7	472.7	322.7	255.4	371	487.5	482.8	342.9	433.1	268.7
Se	0.4177	0.3817	0.4419	0.4117	0.4112	0.4078	0.4014	0.4174	0.3941	0.4031	0.3838
Br	0.3272	0.7472	0.4795	0.2445	0.2445	0.2415	0.2285	1.713	0.233	0.655	1.016
Pb	42.38	6.356	19.6	40.1	39.39	34.53	32.85	32.67	19.29	18.42	22.99
Zn	38.8	8.069	152.8	62.03	65.52	57.98	46.14	61.77	63.63	72.11	43.24
Cu	18.44	10.24	17.67	13.66	24.39	23.49	33.84	14	4.408	6.662	9.376
As	4.3	6.387	1.27	0.6358	6.178	0.6028	2.889	0.4204	0.3741	0.9948	1.727
Hg	1.632	1.464	3.261	1.709	1.71	1.692	1.666	1.643	1.636	1.675	1.527
Tl	1.291	0.5232	0.6267	1.651	1.516	0.8796	1.22	0.8663	0.5657	0.577	0.5276
Sn	1.258	1.145	1.569	1.343	1.362	1.355	1.321	1.324	1.331	1.368	1.199
Sb	1.2	1.092	1.524	1.368	1.384	1.36	1.313	1.272	1.313	1.316	1.176
W	1.112	1.358	4.724	1.198	1.212	1.191	1.175	1.156	1.154	1.197	1.064
Bi	0.6447	0.5612	0.7121	0.6512	0.6791	0.6452	0.6355	0.6494	0.6232	0.64	0.5952
Mo	0.4909	17.03	0.5991	0.5162	1.791	2.921	1.441	0.5106	1.493	2.75	0.4721
Ga	12.04	10.59	19.86	11.6	14.27	12.17	13.49	12.12	11.11	12.7	12.3

<sup>6</sup> Dz-1 - სიენიტი, Dz-1a - სიენიტი, Dz-2 - დიორიტი, Dz-3 - დიორიტი, Dz-4 - დიორიტი, Dz-5 - დიორიტი, Dz-6 - მონცონიტი, Dz-7 - სიენიტი, Dz-8 - მონცონიტი, Dz-9 - მონცონიტი, Dz-11 - სიენიტი

ცხრ.1 (ბ)

კომპონენტი	Dz-12 <sup>7</sup>	Dz-13	Dz-13a	Dz-14	Dz-15	Dz-16	Dz-17	1-12	2-12	5-12	7-12
SiO <sub>2</sub>	60.55	57.99	56.59	60.91	44.12	56.48	58.29	57.9	58.17	54.26	56.5
TiO <sub>2</sub>	0.368	0.535	0.5703	0.3773	0.02368	0.5716	0.4568	0.4444	0.4357	0.5835	0.557
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.72	18.34	17.7	15.67	0.7113	17	17.38	15.12	16.11	15.63	16.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.788	4.92	5.442	4.31	9.416	6.195	5.223	5.245	4.925	6.654	5.82
MnO	0.209	0.1235	0.1563	0.1574	0.1285	0.1671	0.1681	0.1334	0.1184	0.1973	0.158
MgO	1.385	1.862	2.18	1.64	35.15	2.493	1.946	1.487	1.959	2.514	2.305
CaO	3.814	5.331	5.64	5.137	6.731	6.523	5.898	4.286	3.779	5.075	5.984
Na <sub>2</sub> O	6.253	4.443	4.104	4.301	0.1353	3.217	4.176	3.297	5.972	2.911	3.787
K <sub>2</sub> O	4.944	2.5	1.882	3.447	0.00629	4.658	4.133	3.97	1.019	3.771	2.625
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.161	0.2763	0.3114	0.1423	0.00069	0.3932	0.3153	0.2233	0.183	0.2682	0.267
SO <sub>3</sub>	0.018	0.0244	0.01293	0.3668	0.5672	0.0727	0.01945	0.8368	0.1228	0.01364	0.043
Total	99.20	96.35	94.59	96.46	97.0	97.8	98.0	93.0	93.0	92.0	94.18
V	96.26	90.77	92.52	69.05	16.68	152.4	105.2	41.27	54.66	88.81	86.42
Cr	94.73	115.4	101	78.23	2846	85.88	69.16	14.79	18.31	25.59	23.32
Co	5.201	5.737	5.992	6.598	112.3	9.086	6.117	10.38	5.37	6.576	6.153
Ni	1.196	3.436	3.877	1.538	2104	5.891	4.353	1.928	2.792	9.267	7.65
Rb	150.5	133.6	116.5	132.8	0.7127	166.6	139.8	183.9	53.34	141.6	118
Sr	562	488.7	484	489.2	110.9	523.7	525.6	370.4	322	382.2	453.8
Y	37.55	15.55	20.65	20.31	0.6515	24.88	27.25	23.28	20.37	21.78	20.07
Zr	238.4	172.7	163.1	209.1	0.3435	208.3	191.7	237	164.7	203.2	185
Nb	17.2	13.24	13.1	11.92	0.3416	7.127	11.92	10.47	8.2	7.943	9.592
Cs	4.461	4.495	4.534	5.512	18.31	4.902	4.725	114.9	4.014	4.799	4.698
Ba	1033	420.3	295.2	629.5	22.23	730.2	692.7	808.1	297.3	725.7	341.2
La	49.34	30.96	40.33	29.85	32.17	56.15	40.53	6.742	7.098	7.579	7.48
Ce	85.35	62.55	72.84	56.36	9.453	91.25	74.32	8.156	8.722	58.22	100.6
Nd	114.9	72.19	64.22	72.52	45.24	126.2	75.33	59.47	67.83	76.01	67.27
Hf	0.9425	0.9566	0.9766	1.147	5.63	1.045	0.9922	0.9803	0.9093	2.01	1.001
Ta	1.984	2.007	2.045	2.417	12.73	2.176	2.076	2.031	4.913	2.136	2.088
Th	48.71	20.63	17.66	20.57	0.4097	32.55	22.35	23.79	19.63	16.12	16.89
U	7.528	4.153	4.128	4.982	0.6468	5.298	4.328	8.008	4.38	3.512	4.056
Cl	328.4	389.7	423.4	261.1	714.7	366.4	418.8	400.9	231.3	317	302.5
Se	0.3963	0.403	0.4057	0.4801	0.4047	0.421	0.4191	0.4029	0.3863	0.4066	0.401
Br	1.068	0.5589	0.2337	0.2843	0.3266	0.2816	0.4223	0.2433	0.6883	0.658	0.238
Pb	53.55	28.87	25.48	39.22	0.6257	25.89	27.56	23.7	14.51	19.06	17.35
Zn	58.97	66.18	70.64	55.9	64.29	64.31	59.73	69.24	85.13	70.09	61.14
Cu	11.47	13.81	14.74	33.55	31.81	31.31	18.29	110.3	189.7	8.36	8.627
As	0.8089	1.074	1.516	0.7454	117.6	0.5783	0.3895	0.5432	0.3561	1.058	0.511
Hg	1.644	1.631	1.643	1.997	2.568	1.756	1.696	1.668	1.54	1.69	1.667
Tl	0.7306	0.5507	0.7428	0.6595	0.5871	0.8326	0.5447	0.8608	0.5395	0.5805	0.578
Sn	1.302	1.286	1.318	1.59	1.45	1.432	1.371	15.04	12.71	1.403	1.378
Sb	1.273	1.242	1.265	1.521	1.428	1.356	1.314	1.44	1.362	1.351	1.385
W	1.138	1.149	1.172	1.389	1.306	1.245	1.19	1.173	1.103	1.22	1.193
Bi	0.6522	0.6216	0.628	1.064	0.64	0.6698	0.6467	0.6414	0.5946	0.6477	0.638
Mo	0.5004	4.277	3.32	0.8608	1.833	0.5341	0.5114	0.5162	0.4743	0.5179	0.505
Ga	12.69	13.3	14.1	10.54	1.055	13.01	12.82	11.57	9.394	13.75	15.89

<sup>7</sup>Dz-12 - სიენტი, Dz-13 - გრანოდორიტი, Dz-13a - გრანოდორიტი, Dz-14 - დიორიტ-პორფირი, Dz-15 - გაბრო, Dz-16 - მონცონიტი, Dz-17 - მონცონიტი, 1-12 - დიორიტი, 2-12 - დიორიტი, 5-12 - დიორიტი, 7-12 - დიორიტი.

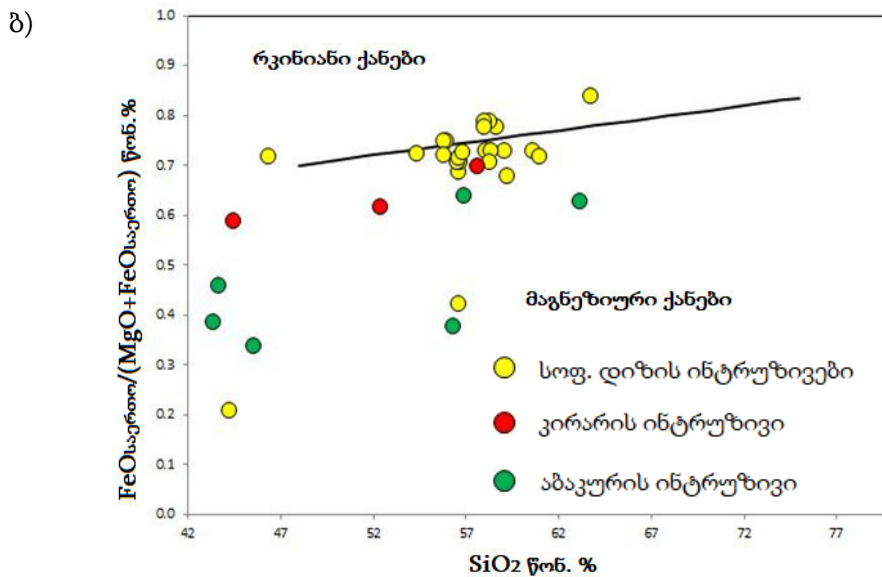
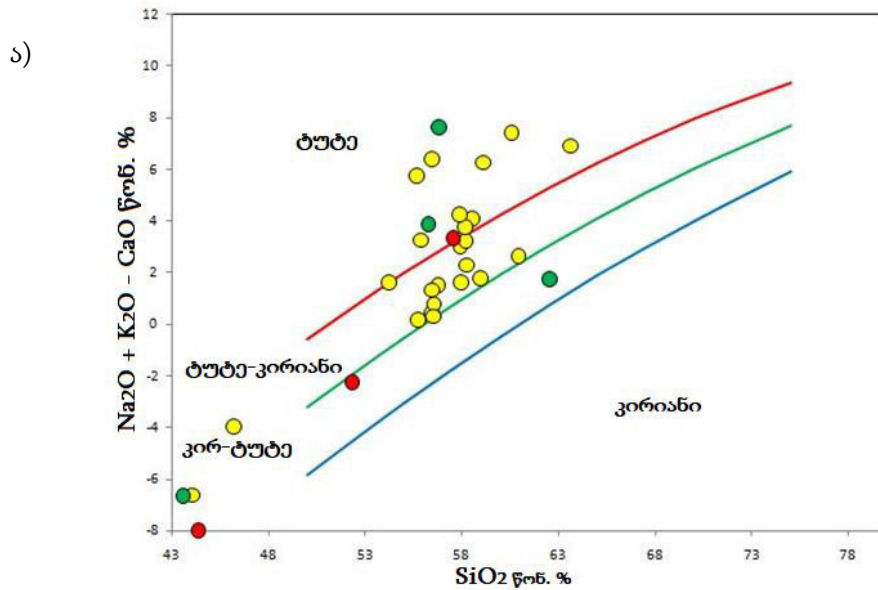
ცხრ.1 (გ)

კომპონენტი	8-12 <sup>8</sup>	11-12	Kr-2	Kr-14	Kr-X	Ab-3	Ab-4	Ab-5	Ab-8	Ab-9	Ab-10
SiO <sub>2</sub>	56.75	55.76	44.34	52.31	57.53	63.07	56.25	56.85	43.55	45.49	43.31
TiO <sub>2</sub>	0.5213	0.6016	1.155	0.6224	0.497	0.6037	0.7172	1.189	1.115	0.3737	0.4918
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.67	15.86	17.65	19.18	15.86	15.16	18.34	24.54	15.2	5.805	10.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.619	6.283	10.82	4.748	5.335	4.664	5.563	2.835	10.16	10.69	11.7
MnO	0.157	0.1792	0.1968	0.08632	0.154	0.07793	0.038	0.0202	0.2087	0.1836	0.2212
MgO	2.09	2.42	7.301	2.864	2.251	2.748	9.028	1.568	11.8	20.73	18.57
CaO	5.137	5.681	11.41	7.703	4.907	4.474	0.7971	0.3843	9.719	16.28	14.81
Na <sub>2</sub> O	3.016	2.446	0.4543	3.907	3.724	4.864	2.864	3.017	1.527	0.1353	0.1353
K <sub>2</sub> O	3.599	3.392	1.125	1.523	4.494	1.688	1.778	4.99	1.545	0.391	0.2452
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1896	0.2477	0.1764	0.2542	0.25	0.1954	0.2378	0.1011	0.3613	0.0007	0.1331
SO <sub>3</sub>	0.223	0.02721	0.04884	0.03261	0.013	0.0023	0.0025	0.0867	0.03858	0.317	0.15
Total	93.0	92.9	94.6	93.23	95.0	97.6	95.6	95.60	95.20	100.00	100.00
V	12.54	104.8	278.7	106.9	108.2	107.1	105.7	102.2	243.4	192.5	179.4
Cr	9.044	26.65	121.4	77.57	91.94	136.8	70.3	115	456.2	1180	855.8
Co	15.7	9.285	32.06	9.013	7.302	6.688	14.6	5.273	38.25	58.67	53.28
Ni	4.867	10.17	46.2	189.4	6.817	17.13	24.5	2.895	154.8	293	253.6
Rb	127.8	116.8	44.14	64.08	164.4	79.54	76.66	179	43.8	12.01	5.744
Sr	422.4	417.5	407.6	626.6	455.7	302.4	78.26	170.2	516.8	193	319.4
Y	17.83	21.35	28.62	13.51	20.38	20.03	69.62	7.723	20.38	10.73	15.1
Zr	168.9	176.5	57.12	177.2	168.2	123.4	186.6	162.8	38.54	15.15	16.57
Nb	8.115	8.158	3.006	4.279	8.951	10.24	15.24	14.73	3.242	0.4674	0.47
Cs	125.4	4.882	6.642	5.55	5.769	7.924	4.96	4.851	6.33	8.228	6.797
Ba	877.7	694.5	195.5	339	744.3	245.9	128.8	388.2	359.5	88.8	47.06
La	249.4	7.635	9.704	21.93	30.3	8.711	112.9	8.539	9.429	17.66	11.42
Ce	8.12	44.21	20.58	45.55	68.01	42.7	166.9	25.98	35.49	10.95	18.23
Nd	14.56	84.54	73.79	59.4	89.47	63.03	87.38	37.98	76.12	71.77	66.54
Hf	0.9956	1.02	3.936	1.174	1.203	1.117	1.592	1.038	1.432	1.471	4.447
Ta	5.406	2.123	3.285	2.474	2.518	2.369	2.32	2.151	3.111	3.096	3.279
Th	17.72	16.38	3.495	10.06	26.83	9.26	14.04	7.41	3.946	1.729	1.964
U	4.569	2.018	0.9988	1.067	2.834	1.071	1.883	1.379	0.9878	0.751	0.7256
Cl	388.9	295.7	411.2	362	481	247	287	432.7	940.6	780.5	707.4
Se	0.4042	0.4071	0.5561	0.4814	0.49	0.4581	0.4421	0.4283	0.3559	1.266	0.564
Br	0.2444	0.256	0.3596	0.3077	0.885	0.7992	0.4377	0.2535	0.5499	0.3537	0.3634
Pb	19.05	17.12	8.922	14.81	30.96	9.485	3.013	4.952	3.278	2.683	2.143
Zn	116	83.1	90.27	51.31	55.06	47.63	24.61	19.68	83.46	51.35	72.48
Cu	207.3	9.465	68.55	46.85	5.563	2.521	3.088	9.062	26.02	194.9	45.78
As	0.5178	0.4891	0.5347	0.459	0.626	1.112	5.155	23.3	0.576	0.5782	0.583
Hg	1.675	1.695	2.395	2.01	2.043	1.886	1.824	1.786	2.297	3.973	3.62
Tl	0.666	0.5861	0.7393	0.7039	0.646	0.6712	0.6539	0.6478	0.9103	0.8134	0.8039
Sn	16.5	1.433	2.079	1.599	1.696	1.499	1.458	1.376	1.928	2.021	2.074
Sb	1.461	1.362	1.921	1.517	1.61	1.446	2.695	2.863	1.826	1.918	1.978
W	1.195	1.211	1.82	1.418	1.443	1.352	1.327	1.235	1.745	1.9	1.966
Bi	0.6446	0.6486	0.932	0.7611	0.779	0.7206	0.7	0.687	0.8748	0.9201	0.9573
Mo	0.5145	0.5134	0.7009	2.217	0.904	4.7	0.5788	1.953	1.907	6.815	3.356
Ga	11.71	13.85	18.19	15.57	11.84	6.72	8.073	14.43	8.955	3.361	8.294

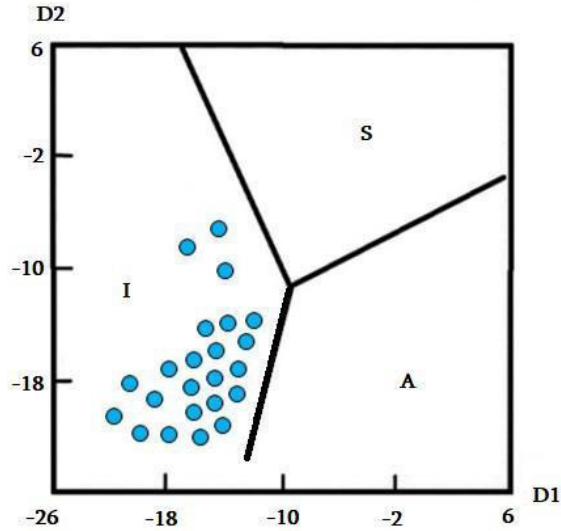
<sup>8</sup>8-12 - დიორიტი, 11-12 - დიორიტი, Kr-2 - გაბრო, Kr-14 - გაბრო-დიორიტი, Kr-X - გრანოდიორიტი, Ab-3 - გრანიტი, Ab-4 - დიორიტი, Ab-5 - მონცონიტი, Ab-8 - გაბრო, Ab-9 - გაბრო, Ab-10 - პიროქსენიტი.

ბ.ფროსტისა და ც.ფროსტის (B.Frost & C.Frost, 2008) ფელდშპატიანი ქანების საკლასიფიკაციო დიაგრამაზე ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs  $\text{SiO}_2$ , სურ. 3ა) დიზის სერიის ინტრუზივის ქანების ფიგურული წერტილების ძირითადი ნაწილი მოხვდა ტუტე-კირიან, ხოლო მცირე ნაწილი კი – ტუტე ველში. კირ-ტუტე ველში განლაგდა მხოლოდ სამი წერტილი. ზოგადად, შეინიშნება კირარ-აბაკურის კომპლექსის ქანების ტუტე-კირიანობა და ტუტიანობისკენ გადახრა.

ფელდშპატიანი ქანების დიაგრამაზე ( $\text{FeO}_{\text{საერთო}}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{საერთო}})$  vs  $\text{SiO}_2$ , სურ. 3 ბ) ფიგურული წერტილების ძირითადი ნაწილი განლაგდა მაგნეზიურ ველში, ხოლო ქანების რკინიანი სახეობები იშვიათია და გვხვდება მხოლოდ სოფ. დიზის სამხრეთ-დასავლეთ მიდამოებში, ზუგდიდი-მესტიის საავტომობილო გზის გასწვრივ.



სურ. 3 (ა,ბ). დიზის სერიის ბათური მაგმატიტების ტუტე-კირიანობა და რკინა-მაგნეზიურობა (B.Frost & C.Frost, 2008)



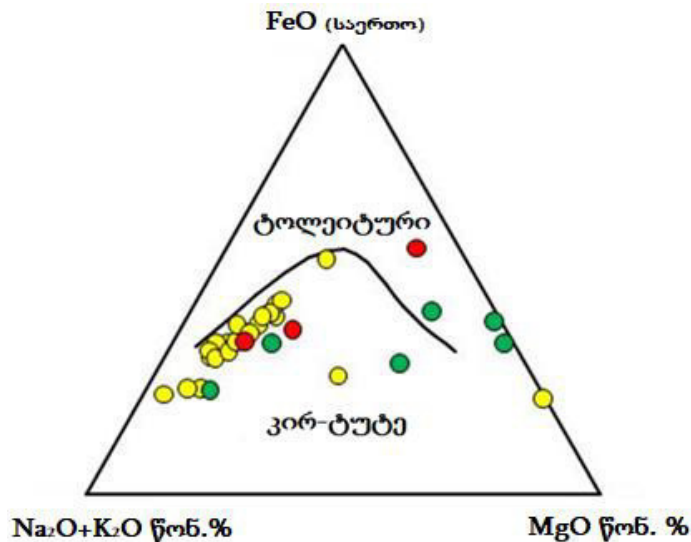
● კირარ - აბაკურის მაგმური კომპლექსი

სურ. 4. I, S, A გრანიტოიდების დისკრიმინაციული დიაგრამა (Hassan, McAllister, 1992)

$$D1 = -0.76 Al_2O_3 + 5.96 TiO_2 + 2.91 MnO - 1.93 Na_2O + 1.95 K_2O - 18.5 P_2O_5;$$

$$D2 = 0.37 Al_2O_3 + 7.25 TiO_2 - 54.08 MnO - 4.28 Na_2O - 0.55 K_2O + 45.81 P_2O_5$$

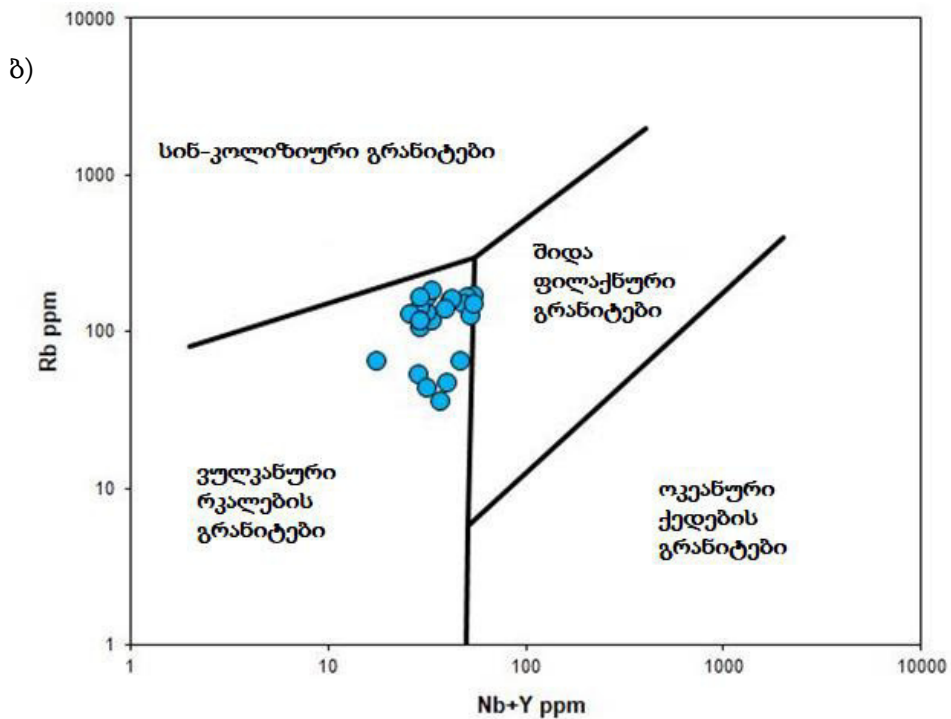
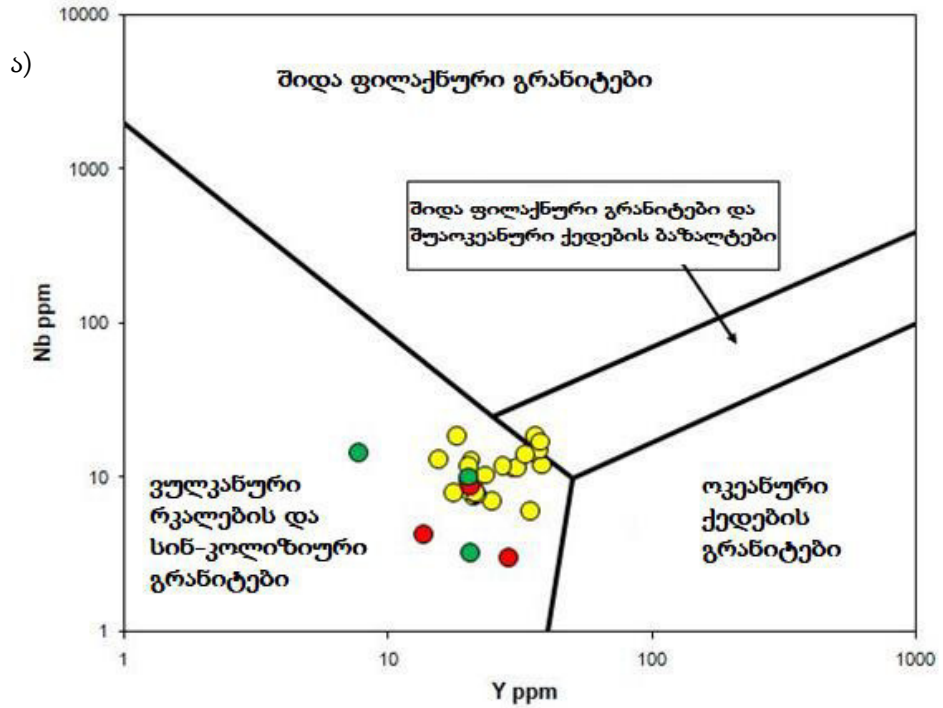
I, S, A გრანიტოიდების დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Hassan, McAllister, 1992), ყველა წერტილი განლაგდა I გრანიტოიდების ველში (სურ.4).



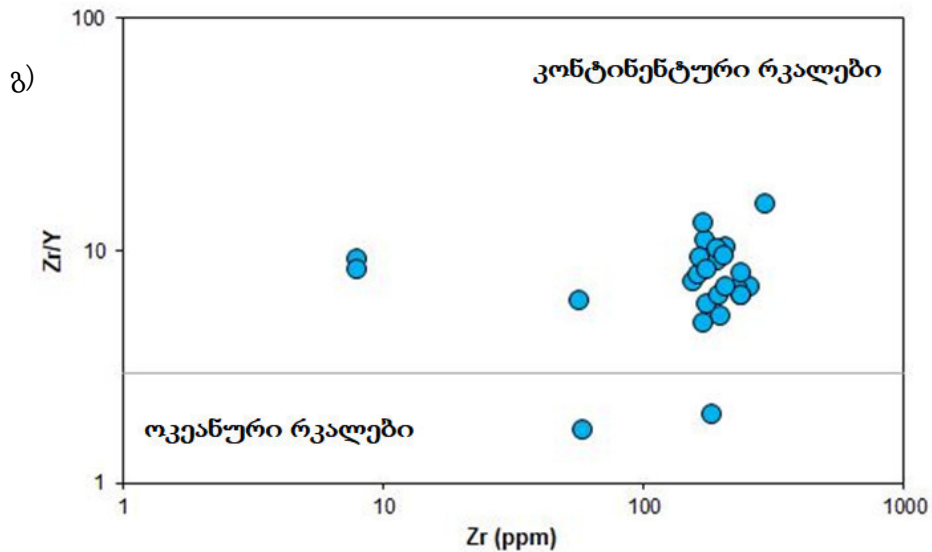
სურ. 5. დიზის სერიის ბათური მაგმატიტების AFM დიაგრამა (Irvine, Baragar, 1971).

პირობითი ნიშნები იხ. სურ. 3.

AFM დიაგრამაზე (Irvine, Baragar, 1971) სოფ. დიზის მიდამოების ინტრუზივების ყველა წერტილი განლაგდა კირ-ტუტე ველში. ასევე, იმავე ველში მოხვდა კირარის ინტრუზივის წერტილების 75%, ხოლო აბაკურის კი - 50% (სურ. 5).







სურ. 6 (ა, ბ, გ). დიზის სერიის ბათური მაგმატიტების ტექტონიკურ-საინტერპრეტაციო დიაგრამები (Pearce, et al., 1984). პირობითი ნიშნები იხ. სურ. 3 და 4.

იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების გამოყენებით აგებული ტექტონიკური საინტერპრეტაციო დისკრიმინაციული დიაგრამის (Nb vs Y, Pearce, et al., 1984) საფუძველზე დადგინდა, რომ დიზის სერიის ინტრუზივები მიეკუთვნება კონტინენტური და ვულკანური რკალების და სინკოლიზიური გრანიტოიდების ჯგუფს (სურ. 6 ა). ამავე ავტორის დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Rb vs Nb+Y, Pearce, et al., 1984), დიზის სერიის ბათური მაგმატიტების ყველა ფიგურული წერტილი განლაგდა ვულკანური რკალების ველში (სურ. 6 ბ).

კონტინენტური და ოკეანური რკალების დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Zr/Y vs Zr, Pearce, et al., 1984) დიზის სერიის ბათური მაგმატიტების თითქმის ყველა წერტილი კონტინენტური რკალების ველში მოხვდა (სურ. 6 გ).

### დასკვნა

კირარ-აბაკურის მაგმური კომპლექსის ამგები ქანები ტუტე და სუბ-ტუტე შედგენილობისაა. ტუტეების რაოდენობა იზრდება ქანის მჟავიანობასთან ერთად. ფუძე ქანები ნაკლებად ტუტიანია. ინტრუზივების ძირითადი ნაწილი ტოლეიტური შედგენილობისაა. დიზის სერიაში განვითარებული ინტრუზიული სხეულების ქანები გეოქიმიურად მიეკუთვნება კონტინენტური და ვულკანური რკალებისა და სინკოლიზიური გრანიტოიდების ჯგუფს.

## ლიტერატურა

- Frost B.R., Frost C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*. Vol. 49. P. 1955-1969.
- Hassan, H.H., McAllister, A.L. (1992). An integrated geological, geochemical investigation of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi Anticlinorium, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Science*. N. 13. P. 91-115.
- Irvine T., Baragar W.A. (1971). Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8.5. P. 523-548.
- Middlemost E. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth - Science Reviews*. Vol. 37. Issues 3-4. P. 215-224.
- Pearce J., Harris N., Tindle A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*. Vol. 25. P. 956-983.
- Агалин Г.П. (1935). Некоторые данные по неинтрузиям Абхазии и Сванетии. «Геология на фронте индустриализации». №11. С. 12.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. (1940). Заключительные замечания к неинтрузиям Сванетии и Абхазии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч.2. Труды СОПС АН СССР. Сер. Закавказ. Вып. 24. С.145-178.
- Гегучадзе Ш. Х., Гвинерия Л. С., Калинина Е. В., Берадзе Р.Ш. (1986). Фрагмент геологической карты листа К-38-25-Г масштаба 1:50 000. Атлас геологических карт Рача-Сванетской геологической области (Грузинская ССР).
- Гоишвили Б.А. (1962). Петрография магматических пород дизской свиты (Верхняя Сванетия) //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. Грузинский политехнический институт. 20 с.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (2016). Мезозойский магматизм Грузии. Тр. Института Геологии им. А.И. Джанелидзе Тбилисского государственного университета им. И.Джавахишвили. Новая серия. Вып. 128. 370 с.
- Еремеев В.П., Петров В.П. (1940). Неинтрузии Сванетии. Тр. СОПС АН СССР. Сер. Закавказ. Вып. 24. С. 58-78.
- Фаворская М.А. (1947). Неинтрузии Верхней Сванетии. АН СССР ин-та геол. Наук. Вып. 84. Петрограф. серия (№27). С. 26-62.

**ქ. თბილისის საბურთალოსა და ვაკის რაიონების ზოგიერთი ძირითადი მაგისტრალის საავტომობილო ტრანსპორტის ხმაურით დაბინძურების ხარისხის შეფასება**

**ა. მიქაბერიძე, ვ. გვახარია, ტ. ადამია, გ. ჟორჯოლიანი**  
*თსუ ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*

ქ. თბილისის საბურთალოსა და ვაკის რაიონების ზოგიერთი ძირითადი მაგისტრალის საავტომობილო ტრანსპორტის ხმაურით დაბინძურების ხარისხის შეფასება. ა. მიქაბერიძე, ვ. გვახარია, ტ. ადამია, გ. ჟორჯოლიანი. *თსუ, ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიის ინსტიტუტი*. ნაშრომში განხილულია ქ. თბილისის საბურთალოსა და ვაკის რაიონების ძირითადი სატრანსპორტო მაგისტრალეების (ვაჟა ფშაველას, ალექსანდრე ყაზბეგის, ილია ჭავჭავაძის, მიხეილ თამარაშვილის გამზირებისა და პეტრე ქავთარაძის, გიორგი წერეთლისა და გიგო გაბაშვილის ქუჩების) საავტომობილო ტრანსპორტის ხმაურით დაბინძურების მდგომარეობა. გამოთვლები ჩატარებულია მაგისტრალეების შერჩეულ უბნებში დროის ერთეულში გამავალი ტრანსპორტის რაოდენობის განსაზღვრის საფუძველზე. საკვლევ რაიონებში გამოთვლილია ტრანსპორტის ნაკადის ხმაურის მახასიათებლები. დიაგრამებზე მოცემულია შესწავლილ გამზირებსა და ქუჩებზე  $L_{A_{033}}$  (დბა)-ს მნიშვნელობები.

**Assessment of the state of noise pollution by motor transport in main roads adjacent to some avenues and streets of Saburtalo and Vake districts of Tbilisi. A. Mikaberidze, V. Gvakharia, T. Adamia, G. Zhorzholiani. Alexandre Janelidze Institute of Geology, TSU.** Noise pollution by road transport has been assessed on the territories adjacent to Vazha Pshavela, Alexandre Kazbegi, Mikhael Tamarashvili, Ilia Chavchavadze avenues and Petre Kavtaradze, George Tsereteli, Gigo Gabashvili streets of Saburtalo and Vake districts of Tbilisi. The calculations were carried out through a quantitative account of transport units passing through the target sections of the avenues and streets per unit of time. Noise characteristics of the traffic flow were calculated in the research areas. The values of  $L_{A_{eqv}}$  (dBA) for researched avenues and streets are shown on diagrams.

**Оценка состояния шумового загрязнения автомобильным транспортом некоторых основных магистралей районов Сабуртало и Ваке г. Тбилиси. А. Микаберидзе, В. Гвахария, Т. Адамия, Г. Жоржوليани. Институт Геологии им. Ал. Джanelidze, ТГУ.** Проведена оценка шумового загрязнения автомобильным транспортом территорий, прилегающих к проспектам Важа Пшавела, Ильи Чавчавадзе, Михаила Тamarashvili, Александра Казбеги и улицам Петре Кавтарадзе, Георгия Церетели, Гиго Габашвили Сабурталинского и Вакийского районов г.Тбилиси. Расчеты проведены посредством количественного учета единиц транспорта проезжающего по определенным участкам улиц за единицу времени. Рассчитаны шумовые характеристики транспортного потока в районе исследований. Значения  $L_{A_{эkv}}$  (дБА) для исследованных проспектов и улиц даны на диаграммах.

## Extended Abstract

Noise pollution by road transport has been assessed on the territories adjacent to Vazha Pshavela, Alexandre Kazbegi, Mikhael Tamarashvili, Ilia Chavchavadze avenues and Petre Kavtaradze, George Tsereteli, Gigo Gabashvili streets of Saburtalo and Vake districts of Tbilisi. The calculations were carried out through a quantitative account of transport units passing through the target sections of the avenues and streets per unit of time. Noise characteristics of the traffic flow were calculated in the research areas. Researches were accomplished on working days. The main part of transport flow was passenger cars. Their number was above 90 % of all the passing automobiles. The number of passing motor transport in the investigated areas changed depending on time of the day and night. Motor transport noise indicator  $L_{Aeqv}$  (dBA) was calculated. It depends on traffic intensity, part of trucks and public transport into the transport flow, average velocity of traffic flow, geometric characteristics of the road, parameters of the dividing line and etc. Variations in noise level  $L_{Aeqv}$  (dBA) during twenty four hours with one hour time intervals for high intensity traffic intersections of above mentioned streets are obtained. Maps of corresponding avenues and streets are shown with indicated maximum values of  $L_{Aeqv}$  (dBA). According to the research results, it can be inferred that a motor transport has an important effect on eco-system of Vazha Pshavela, Alexandre Kazbegi, Mikhael Tamarashvili, Ilia Chavchavadze avenues and Petre Kavtaradze, George Tsereteli, Gigo Gabashvili streets of Saburtalo and Vake districts of Tbilisi. It is necessary to optimize noise pollution sources by restriction of transport flow velocity, decreasing part of trucks into the transport flow at a defined time of day and night, glazing buildings with noise protection glass, arranging noise protection shields along the main roads, etc.

გეოეკოლოგიაში ანთროპოგენული ზემოქმედების სახეობები ტექნოლოგიის, მახასიათებლების, მასშტაბის, სიჩქარის, ხანგრძლივობისა და ბუნებაზე ზემოქმედების ადგილის მიხედვით, იყოფა სამ ძირითად კლასად, რომლებშიც, თავის მხრივ, შედის ქვეკლასები და ჯგუფები.

პირველ კლასს ეკუთვნის ემისიური ანთროპოგენული ზემოქმედების ყველა სახეობა, ანუ სხვადასხვა სახის დამაბინძურებელი ნივთიერებების გაფრქვევა ბუნებრივი გარემოს ყველა სფეროში (ჰაერი, ნიადაგის ზედაპირი, ყველა სახის წყალსაცავი და სხვ.).

მეორე კლასს ეკუთვნის ფონურ-პარამეტრული ანთროპოგენული ზემოქმედება. ეს არის სითბური, რადიაქტიური, იონიზაციური და, მათ შორის ხმაურით დაბინძურებაც. ასეთი ზემოქმედების თავისებურება იმაში მდგომარეობს, რომ იგი პლანეტის ზედაპირის მნიშვნელოვან სივრცეებზე ვრცელდება. იონურ-პარამეტრული ანთროპოგენული ზემოქმედების პირველ ქვეკლასში შედის ზემოქმედებები, რომლებიც იწვევს გარემოს ყველა გეოკომპონენტის გახურებას. მეორე ქვეკლასი ატომური ენერგეტიკისა და ბირთვული იარაღის გამოცდების შედეგად გარემოს რადიაქტიური დონის გაზრდასთანაა დაკავშირებული.

ფონურ-პარამეტრული ზემოქმედების მესამე ქვეკლასს შეადგენს გარემოზე და, განსაკუთრებით, მის ბიოსფეროზე ხმაურის ზემოქმედება. მაღალი დონის ხმაური კატასტროფულად მოქმედებს ცხოვრების ბიოლოგიურ პირობებზე, ამცირებს ადამიანის სიცოცხლის ხანგრძლივობას და თრგუნავს მის ცნობიერებას. სამწუხაროდ, დაბინძურების ამ სახეობას ჯერ-ჯერობით ნაკლებ ყურადღებას აქცევენ საქართველოში.

აკუსტიკური ანუ ხმაურით დაბინძურება განისაზღვრება, როგორც ფიზიკური დაბინძურების ფორმა, როცა ხმაურის არსებული დონე აჭარბებს მის ბუნებრივ დონეს. ფიზიოლოგიური თვალსაზრისით, ხმაური განისაზღვრება, როგორც არასასიკეთოდ აღქმული ბგერა და წარმოადგენს ერთ-ერთ ტიპურ ეკოლოგიურ დაბინძურებას.

გაეროს განათლების, მეცნიერებისა და კულტურის ორგანიზაციის (იუნესკო) განმარტებით „ხმაური თანამედროვე მსოფლიოს უბედურება და ტექნიკური ცივილიზაციის არასასურველი პროდუქტია“. თუ კი ცივილიზაციის ძირითადი მიზანი ადამიანის ცხოვრების ხარისხის გაუმჯობესებაა, მაშინ ამ მიზნის განხორციელებისას, ერთ-ერთ მთავარ პრობლემად გვევლინება ეკოლოგიური უსაფრთხოება და გარემოს დაცვა. 20-30 დბა ხმაური უვნებელია ადამიანისათვის და ბგერის ბუნებრივ ფონს შეადგენს, რომლის გარეშე შეუძლებელია ცხოვრება. რაც შეეხება ხმამაღალ ბგერებს, აქ დასაშვები ზღვარი იზრდება დაახლოებით 80 დბა-მდე. 130 დბა ხმაური ადამიანში უკვე იწვევს ტკივილის შეგრძნებას, ხოლო 150 დბა კი - მისთვის აუტანელი ხდება.

დიდ ქალაქებში აკუსტიკური ხმაურით დაბინძურების ძირითადი წყაროა საავტომობილო ტრანსპორტი, რომელზეც, ლიტერატურული მონაცემების მიხედვით, მოდის აკუსტიკური დაბინძურების წყაროების 80-90%-მდე. საავტომობილო ტრანსპორტის ხმაურის მახასიათებელია  $L_{A_{33}}$  (დბა) მაჩვენებელი, რომლის სიდიდე განპირობებულია ტრანსპორტის ნაკადის ინტენსიურობით, სიჩქარით და შემადგენლობით. გარდა ამისა, იგი დამოკიდებულია დაგეგმარებაზე (ქუჩების გასწვრივი და განივი პროფილი, განაშენიანების სიმაღლე და სიმკვრივე) და კეთილმოწყობის ისეთ ელემენტებზე, როგორცაა ტრანსპორტის სავალი ნაწილის საფარი და მწვანე ნარგავების არსებობა. თითოეულ ამ ფაქტორს შეუძლია სატრანსპორტო ხმაურის შეცვლა 10 დბ-ის ფარგლებში. მაგისტრალის სავალ ნაწილზე წარმოქმნილი ხმაური ვრცელდება არა მხოლოდ მის მიმდებარე ტერიტორიაზე, არამედ საცხოვრებელი განაშენიანების სიღრმეშიც.

სატრანსპორტო საშუალებით წარმოქმნილი საერთო ხმაური შეიძლება გადანაწილდეს ორ ძირითად წყაროზე: 1. სატრანსპორტო საშუალების წვეის ენერგიაზე (ძრავა, კარდანული ლილვი, კბილანა გადამცემები) და 2. საბურავისა და გზის საფარის კონტაქტზე.

პირველი წყარო მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული. მათ შორისაა, ნაკადის შემადგენელი ცალკეული ერთეულის ძრავას სიმძლავრე და მუშაობის რეჟიმი, ერთეულის ტექნიკური მდგომარეობა, გზის საფარის ხარისხი, მოძრაობის სიჩქარე. ძრავით გამოწვეული ხმაური მკვეთრად იზრდება მისი ჩართვისას და გათბობისას (10-დბ-მდე). ავტომობილის პირველი სიჩქარით (40 კმ/სთ-მდე) მოძრაობისას, ძრავას ხმაური ორჯერ აღემატება მეორე სიჩქარით მოძრაობის დროს წარმოქმნილ ხმაურს. ასევე, მნიშვნელოვან ხმაურს იწვევს მაღალი სიჩქარით მოძრაობის დროს ავტომობილის მკვეთრი დამუხრუჭება.

მოდრავი საბურავისა და გზის საფარის კონტაქტი წარმოქმნის ბგერითი ტალღების მთელ სპექტრს, მეტ-ნაკლებად სხვადასხვანაირს, რაც განპირობებულია ბორბლის გორვის ეფექტით. გორვის ხმაურის შემცირება შესაძლებელია მისი გენერირების, გავრცელებისა და შთანთქმის პროცესების კონტროლის საშუალებით. ეს დამოკიდებულია სატრანსპორტო საშუალებაზე (წონა, ბორბლების რაოდენობა, ვიბრაციები, ძარას ფორმა), საბურავზე (პროტექტორის ზედაპირის ქვეშ ჰაერის წნევა/გავრცელება, პროტექტორის კონტაქტის ფართობი და მისი ზედაპირის შეჭიდულება გზის ზედაპირთან), ბორბლის გორვის პირობებზე (სიჩქარე, ბრუნვითი მომენტი, გარემოს ჰაერის ტემპერატურა), გზაზე (გზის საფარის ზედაპირული მახასიათებლები, გზის სამოსი, გზის განივი პროფილი). აღმოჩნდა, რომ გორვის ხმაური მნიშვნელოვნად იზრდება სიჩქარის ზრდისას (3 დბ+0.2/0.5 დბ ყოველ 15 კმ/სთ-ზე); დაახლოებით 60 კმ/სთ სიჩქარით მოძრაობისას, გორვის ხმაური აღემატება ძრავის ხმაურს.

მაღალი დონის აკუსტიკური ხმაურის გამოსავლენად, ჩვეულებრივ, გამოიყენება როგორც გაზომვის, ისე ხმაურით დაბინძურების ძირითადი მახასიათებლის გამოთვლის მეთოდები (Методические рекомендации, 2011; Методические рекомендации, 2003; Методические рекомендации, 1989), რომლებიც გამიზნულია ადგილზე გამოკვლევებისთვის და ითვალისწინებს ურბანიზებული ტერიტორიის ფარგლებში ბგერითი ტალღების გავრცელებაზე მოქმედ ყველა ფაქტორს.

ჩვენს მიერ შესწავლილი იყო თბილისის ზოგიერთი ძირითადი სატრანსპორტო მაგისტრალის მიმდებარე ტერიტორიების საავტომობილო ტრანსპორტით დაბინძურების ხარისხი (მიქაბერიძე და სხვ., 2018; Mikaberidze et al., 2018).

წინამდებარე ნაშრომი ეხება ქ. თბილისის საბურთალოსა და ვაკის რაიონების ძირითადი სატრანსპორტო მაგისტრალის (ვაჟა ფშაველას, ალექსანდრე ყაზბეგის, ილია ჭავჭავაძის, მიხეილ თამარაშვილის გამზირებისა და პეტრე ქავთარაძის, გიორგი წერეთლისა და გიგო გაბაშვილის ქუჩების) საავტომობილო ტრანსპორტის ხმაურით დაბინძურების ხარისხის შეფასებას. საკვლევი მაგისტრალის გასწვრივ მდებარეობს სამედიცინო და სასწავლო დაწესებულებები, საცხოვრებელი და საზოგადოებრივი დანიშნულების შენობები, საპარკო ზონები. მაგისტრალის გადაკვეთის ზონებს ყოფს მოძრაობის რეგულირებადი და თვითრეგულირებადი გამყოფზოლიანი ქუჩები.

კვლევები ტარდებოდა სამუშაო დღეებში. საკვლევ უბნებზე დღე-ღამის განმავლობაში, დროის ერთსაათიან შუალედში, დათვლილ იქნა ორივე მიმართულებით მოძრავი საავტომობილო ტრანსპორტის ერთეულების საშუალო რაოდენობა. ავტოტრანსპორტის ძირითად ნაკადს შეადგენდა მსუბუქი ავტომობილები. მათი რაოდენობა ყველა გავლილი ავტომობილის 90%-ს აღემატებოდა. საკვლევ უბნებზე გავლილი ავტოტრანსპორტის რაოდენობა იცვლებოდა დღე-ღამის განმავლობაში.

სურ. 1. მოცემულია ილია ჭავჭავაძის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიორგი წერეთლის ქუჩაზე დროის ერთსაათიან შუალედებში გავლილი ავტომანქანების ინტენსიურობის (ავტ/სთ) ცვლილება დღე-ღამის განმავლობაში. სურათიდან ჩანს, რომ ჭავჭავაძის გამზირის ბოლო მონაკვეთებზე, ორივე მიმართულებით მოძრავი ტრანსპორტის

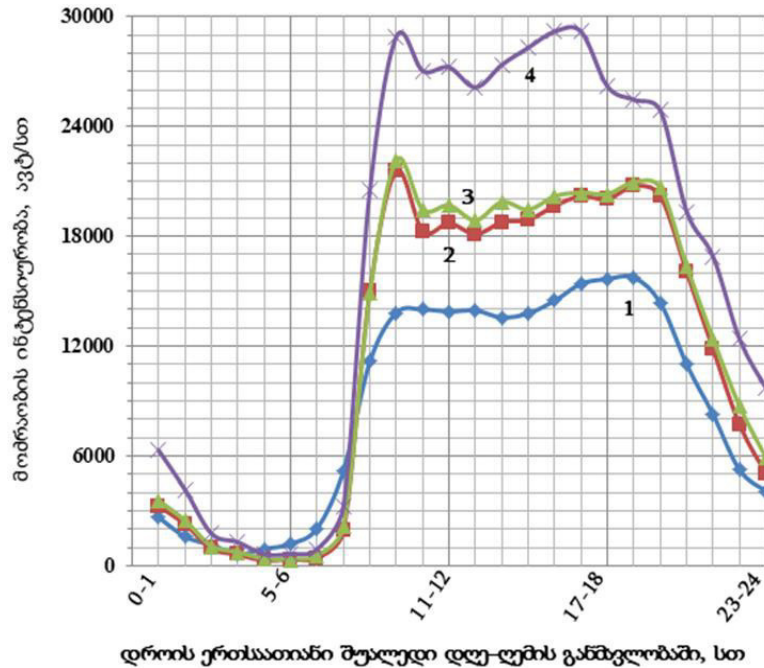


ინტენსიურობის ჯამი ღამის 2-3 საათიდან დილის 7 საათამდე მცირდება; 8 საათიდან მკვეთრად იზრდება და 10 საათისთვის აღწევს მაქსიმუმს, 11-12 საათისთვის კი ოდნავ მცირდება. შემდეგ, მოძრაობის ინტენსიურობა ისევ იზრდება და 21 საათიდან მკვეთრად იკლებს. აღსანიშნავია, რომ მოძრავი ტრანსპორტის რაოდენობა ნიკოლოზ ყიფშიძის ქუჩასა და მიხეილ თამარაშვილის გამზირს შორის, დაახლოებით 6-7 ათასით აღემატება ინტენსიურობას სხვა მაღალინტენსიურ მონაკვეთებზე.

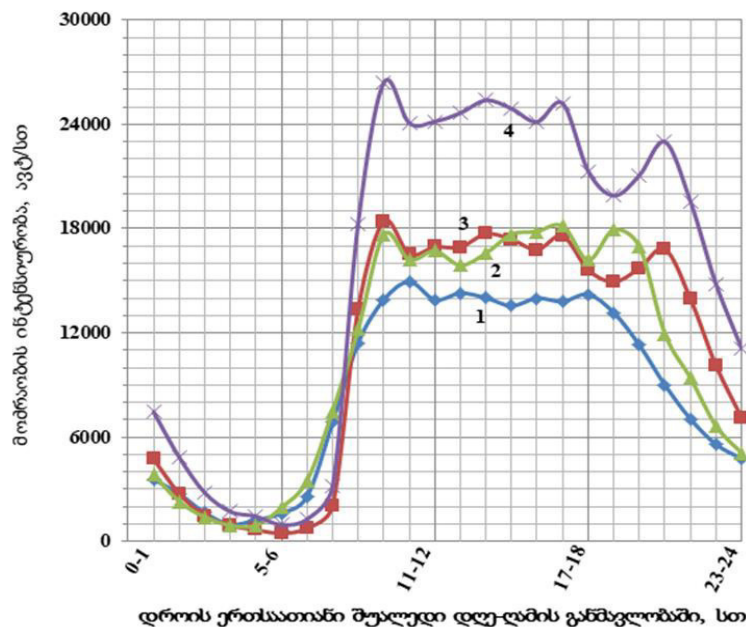
სურ. 2 მოცემულია მიხეილ თამარაშვილის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე დროის ერთსაათიან შუალედში მოძრავი ავტომობილების ინტენსიურობის (ავტ/სთ) ცვლილება დღე-ღამის განმავლობაში. გზის ამ მონაკვეთებზე ტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსიურობა 1-2 საათიდან 5-6 საათამდე მცირდება, 8-10 საათისთვის მკვეთრად იზრდება, 11-18 საათის შუალედში ინტენსიურობის ცვლილება უმნიშვნელოა, ხოლო 21 საათიდან მკვეთრად მცირდება. მოძრაობის მაღალი ინტენსიურობით გამოირჩევა ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირსა და უნივერსიტეტის ქუჩებს შორის მონაკვეთი. ამ მონაკვეთზე 10 საათიდან 17 საათამდე მოძრაობის ინტენსიურობა დაახლოებით 6-7 ათასი ერთეულით აღემატება მიხეილ თამარაშვილის გამზირის სხვა მონაკვეთებზე მოძრაობის ინტენსიურობას.

მე-3 სურათზე წარმოდგენილია ილია ჭავჭავაძის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიორგი წერეთლის ქუჩაზე დღე-ღამის განმავლობაში დროის ერთსაათიან შუალედში ხმაურის ექვივალენტური დონის  $LA_{333}$  განსაზღვრისათვის ჩატარებული გამოთვლების შედეგები. როგორც სურათიდან ჩანს, ილია ჭავჭავაძის გამზირზე, ნიკოლოზ ყიფშიძისა და მიხეილ თამარაშვილის გამზირს შორის 9-18 საათის ინტერვალში  $LA_{333}$ -ის მნიშვნელობები აღემატება 80 დბა-ს, ხოლო გიორგი წერეთლის (ცალმხრივი მოძრაობის) ქუჩაზე კი 80 დბა ტოლია.

მე-4 სურათზე წარმოდგენილია მიხეილ თამარაშვილის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე დღე-ღამის განმავლობაში დროის ერთსაათიან შუალედში ხმაურის ექვივალენტური დონის  $LA_{333}$  განსაზღვრისათვის ჩატარებული გამოთვლების შედეგები. სურათიდან ჩანს, რომ თამარაშვილის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე  $LA_{333}$ -ის მნიშვნელობები 9-დან 18 საათამდე აღემატება 80 დბა-ს, ხოლო გიორგი წერეთლის (ცალმხრივე მოძრაობის) ქუჩაზე კი 80 დბა-ს ტოლია. გამონაკლისია მონაკვეთი გიორგი წერეთლის ქუჩიდან თამარაშვილის N4<sup>ბ</sup>-მდე, სადაც  $LA_{333}$ -ის მაქსიმალური მნიშვნელობა 10-11 საათისთვის არის 79,8 დბა.

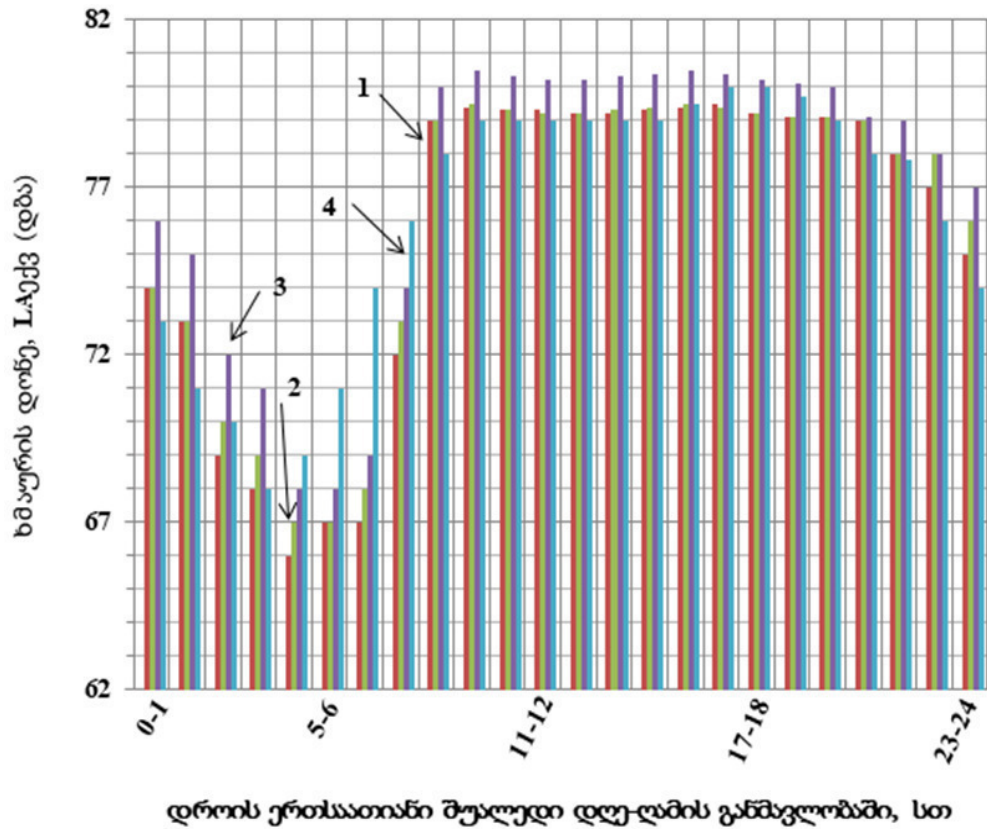


სურ. 1. ილია ჭავჭავაძის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიორგი წერეთლის ქუჩაზე დროის ერთსაათიან შუალედებში მოძრავი ავტომობილების ინტენსიურობის (ავტ/სთ) ცვლილება დღე-ღამის განმავლობაში: 1 - გიორგი წერეთლის ქუჩაზე; 2 - ლადო კავსადისა და ნიკოლოზ ბერძენიშვილის ქუჩებს შორის; 3 - ნიკოლოზ ბერძენიშვილისა და ნიკოლოზ ყიფშიძის ქუჩებს შორის; 4 - ნიკოლოზ ყიფშიძის ქუჩასა და მიხეილ თამარაშვილის გამზირს შორის.

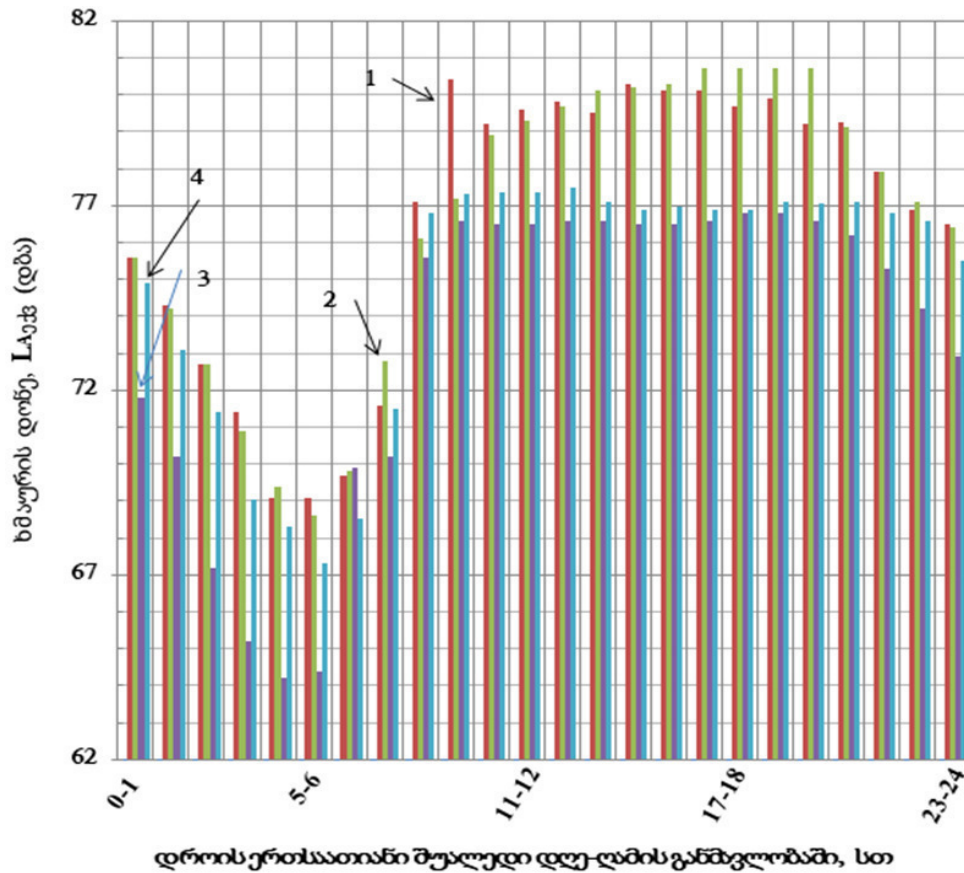


სურ. 2. მიხეილ თამარაშვილის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე დროის ერთსაათიან შუალედებში მოძრავი ავტომობილების ინტენსიურობის (ავტ/სთ) ცვლილება დღე-ღამის განმავლობაში. 1 - ჯამი გიორგი წერეთლის ქუჩასა და თამარაშვილის 4<sup>ა</sup>-ს შორის; 2 - გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე, ვაჟა-ფშაველასა და ალექსანდრე ყაზბეგის ქუჩებს შორის, ორივე მიმარ-

თულებით მოძრავი ავტომობილების ჯამი; 3 - მიხეილ თამარაშვილის გამზირის (ცალმხრივი მოძრაობის მონაკვეთზე) N1-დან N13<sup>ა</sup>-მდე; 4 - მიხეილ თამარაშვილის გამზირზე, ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირსა და უნივერსიტეტის ქუჩებს შორის ორივე მიმართულებით მოძრავი ტრანსპორტის ჯამი.

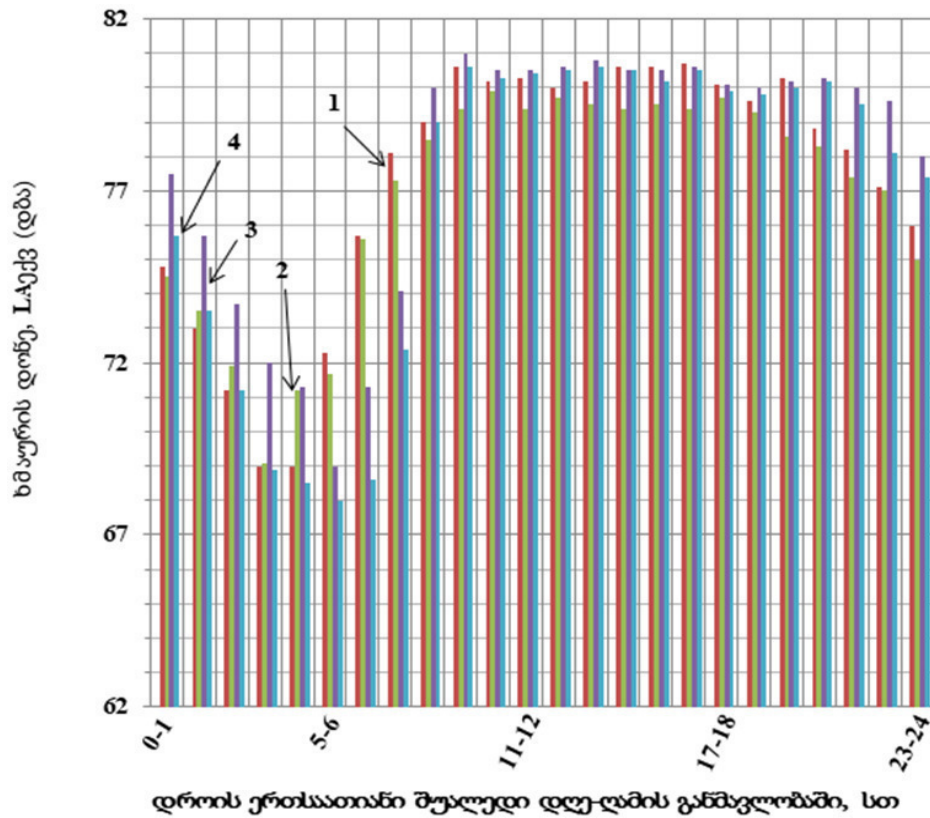


სურ. 3. ილია ჭავჭავაძის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიორგი წერეთლის ქუჩაზე დღე-ღამის განმავლობაში დროის ერთსაათიან შუალედში ხმაურის ექვივალენტური დონის LAeq ცვლილება. 1 - ილია ჭავჭავაძის გამზირზე ლადო კავსაძისა და ნიკოლოზ ბერძენიშვილის ქუჩებს შორის; 2 - ილია ჭავჭავაძის გამზირზე ნიკოლოზ ბერძენიშვილისა და ნიკოლოზ ყიფშიძის ქუჩებს შორის; 3 - ილია ჭავჭავაძის გამზირზე ნიკოლოზ ყიფშიძის ქუჩასა და მიხეილ თამარაშვილის გამზირს შორის; 4 - გიორგი წერეთლის (ცალმხრივე მოძრაობის) ქუჩაზე.



სურ. 4. მიხეილ თამარაშვილის გამზირის გზაჯვარედინებზე და გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე დღე-ღამის განმავლობაში დროის ერთსაათიან შუალედში ხმაურის ეკვივალენტური დონის  $LA_{eq}$  ცვლილება. 1 - მიხეილ თამარაშვილის გამზირზე N 1-დან N13-მდე; 2 - მიხეილ თამარაშვილის გამზირზე N4ა-სა და გიორგი წერეთლის ქუჩას შორის; 3 -მიხეილ თამარაშვილის გამზირზე, ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირსა და უნივერსიტეტის ქუჩას შორის; 4 - გიგო გაბაშვილის ქუჩაზე, ვაჟა-ფშაველასა და ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირებს შორის.

მე-5 სურათზე წარმოდგენილია ვაჟა-ფშაველასა და ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირებისა და პეტრე ქავთარაძის ქუჩის მაღალინტენსიური მოძრაობის გზაჯვარედინებზე დღე-ღამის განმავლობაში დროის ერთსაათიან შუალედში ხმაურის ეკვივალენტური დონის  $LA_{eq}$  განსაზღვრისათვის ჩატარებული გამოთვლების შედეგები. სურათიდან ჩანს, რომ 4-5 საათისთვის  $LA_{eq}$  -ის მნიშვნელობა მცირდება 69 დბა-მდე, ხოლო 6-7 საათიდან მატულობს და უკვე 9-10 საათისთვის აღწევს მაქსიმალურ მნიშვნელობას. 19-20 საათიდან  $LA_{eq}$ -ის მნიშვნელობები იწყებს კლებას.



სურ. 5. ვაჟა-ფშაველასა და ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირებისა და პეტრე ქავთარაძის ქუჩის მაღალინტენსიური მოძრაობის გზაჯვარედინებზე დღე-ღამის განმავლობაში დროის ერთსაათიან შუალედში ბგერის ეკვივალენტური დონის (LA<sub>333</sub>) ცვლილება. 1 - ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირის მონაკვეთი მიხეილ ასათიანის ქუჩიდან იონა ვაკელის ქუჩამდე; 2- ვაჟა-ფშაველას გამზირის მონაკვეთი იონა ვაკელის ქუჩიდან მიხეილ ასათიანის ქუჩამდე; 3 - პეტრე ქავთარაძის ქუჩის მონაკვეთი მარიჯანის ქუჩიდან თენგიზ ბუაჩიძის ქუჩამდე; 4 - ვაჟა-ფშაველას გამზირის მონაკვეთი მარიჯანის ქუჩიდან თენგიზ ბუაჩიძის ქუჩამდე.

საქართველოში, ამჟამად არსებული სანიტარული ნორმების მიხედვით (სანიტარული ნორმები, 2001), საცხოვრებელ კვარტალებში დღის საათებში (7 სთ-დან 23 სთ-მდე) ხმაურის დონის დასაშვები ნორმაა 55 დბა, ხოლო ღამის საათებში (23 სთ-დან 7 სთ-მდე) – 45 დბა.

მიღებულია, რომ ტერიტორია, სადაც ხმაურის დონე 80 დბა-ზე მეტია, მიეკუთვნება დისკომფორტული ტერიტორიების ჯგუფს, თუ მერყეობს ინტერვალში 60-80 დბა – შედარებით დისკომფორტულს, როცა 40-60 დბა ტოლია – შედარებით კომფორტულს, ხოლო თუ 40 დბ-ზე ნაკლებია – კომფორტულს.

ხმაურის დონის ზემოთ აღნიშნული შეფასების მიხედვით, ვაჟა-ფშაველასა და ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირების ტერიტორია შეიძლება მთლიანობაში შედარებით დისკომფორტულ ტერიტორიებად ჩაითვალოს. აღნიშნულ პროსპექტებზე გამონაკლისს

წარმოადგენს მიხეილ ასათიანისა და იონა ვაკელის გზაჯვარედინებს შორის მონაკვეთი, სადაც LA<sub>333</sub> მაქსიმალური მნიშვნელობებია 80-81 დბა. შესაბამისად, ხმაურის დონის მიხედვით, ეს მონაკვეთები დისკომფორტულ ზონებს წარმოადგენს. დისკომფორტული ზონებია ილია ჭავჭავაძის გამზირზე, ნიკოლოზ ყიფშიძის ქუჩიდან მიხეილ თამარაშვილის გამზირამდე, მიხეილ თამარაშვილის გამზირის მონაკვეთი N1-დან N13<sup>ა</sup>-მდე და უნივერსიტეტის ქუჩიდან ალექსანდრე ყაზბეგის გამზირამდე. ასევე დისკომფორტულია გიგო გაბაშვილისა და გიორგი წერეთლის ქუჩების მიმდებარე ტერიტორიებიც, სადაც LA<sub>333</sub>-ის მაქსიმალური მნიშვნელობა 80 დბ-ია.

## დასკვნა

კვლევის შედეგების მიხედვით, შეიძლება დავასკვნათ, რომ ავტოტრანსპორტი მნიშვნელოვან ზეგავლენას ახდენს ვაკისა და საბურთალოს რაიონების ეკოსისტემაზე. გარემოს ხმაურით დაბინძურების დონის შემცირების მიზნით, საჭიროა შემდეგი ღონისძიებების გატარება:

- ხმაურის წყაროთი გამოწვეული ხმაურის შემცირება (ნაკლებად ხმაურიანი ავტომობილების გამოყენება, ტრანსპორტის ხმაურიანი სახეობების მოძრაობის რეგლამენტირება);
- ქალაქში ხმაურის გავრცელების გზაზე მისი შემცირება (საგზაო მოძრაობის ორგანიზება და რეგულირება, ინტენსიური გამწვანება);
- ობიექტის სიახლოვეს ხმაურის შემცირება შემომსახურელი კონსტრუქციების აგებითა და ფანჯრების მინების ბერის მაიზოლირებელი ხარისხის ამაღლების საშუალებით.

ხმაურის შეფასებასა და მართვასთან დაკავშირებით, დიდი ყურადღება უნდა მიექცეს ევროსაბჭოს დირექტივებს (Directive 2002/49/EC, 2002). საქართველოში გარემოს ხმაურით დატვირთვასთან დაკავშირებული სამუშაოები მხოლოდ საწყის სტადიაშია და ეფუძნება მხოლოდ უშუალო გაზომვებს. ამიტომ, აქტუალურია თანამედროვე კომპიუტერული პროგრამების საშუალებით ქალაქის ხმაურის რუკების შედგენა. ამით შესაძლებელი იქნება ხმაურის წინააღმდეგ ყველაზე უფრო რაციონალური ღონისძიებების გატარება, გარემოს ხმაურით დაბინძურების მონიტორინგის განხორციელება, საცხოვრებელ კვარტლებში ხმაურის გავრცელების კანონზომიერების შესწავლა, საპროექტო გადაწყვეტილებების კორექტირება და ა.შ. (Benerjee et al., 2009; Cao et al., 2004; Eunice et al., 2014; Fyhri, Aasvang, 2010; Kaliski, Duncan, Cowan, 2007; Pathak et al., 2008).

## ლიტერატურა

მიქაბერიძე ა., გვახარია ვ., ადამია ტ., ჟორჟოლიანი გ. (2018). ქ. თბილისის საბურთალოს რაიონის შალვა ნუცუბიძის, სიმონ კანდელაკის, ბუდაპეშტისა და გურამ ფანჯიკიძის



- ქუჩების სატრანსპორტო ხმაურით დაბინძურების ხარისხის შეფასება//მეცნიერება და ტექნოლოგიები. N3(729). გვ. 18-25.
- ხმაური სამუშაო ადგილებზე, საცხოვრებელი, საზოგადოებრივი შენობების სათავსოებში და საცხოვრებელი განაშენიანების ტერიტორიაზე. სანიტარული ნორმები სნ 2.2. 4/2.1.8.000-00. გვ. 1-8.
- Benerjee D., Chakroborty K., S. Bhattacharyya S. and Gangopadhyay A. (2009). Appraisal and mapping the spatial-temporal distribution of urban road traffic noise//International Journal of Environmental Science & Technology. Vol. 6. P. 325-335.
- Cao J., Dai L., Fan L., N. Mobed N. (2004). Assessment of traffic noise impact on residential areas of Regina//Environmental Informatics Archives. Vol. 2. P. 456-463.
- Directive 2002/49/EC of the European Parliament and of the Council relating to the assessment and management of environmental noise (2002)//Official Journal of the European Communities. July 18. P. 12-24
- Eunice Y. Lee, Jerrett Michael, Ross Zev., Coogan Patricia F. and Seto Y.W. (2014). Assessment of traffic-related noise in three cities in the United States//Environmental research. Vol. 132. P.182-189.
- Fyhri A., Aasvang G.M. (2010) Noise, sleep and door health: Modeling the relationship between road traffic noise and cardiovascular problems//Science of the Total Environment. Vol. 408. P. 4935-4942.
- Kaliski K., Duncan E., Cowan J. (2007). Community and regional noise mapping in the United States//Sound and Vibration. P. 14-17.
- Mikaberidze A., Gvakharia V., Adamia T., G. Zhorzholiani G. (2018). Estimation of noise pollution of Shalva Nutsubidze and Simon Kandelaki streets of Tbilisi by motor transport//Power of Geology is the Precondition for Regeneration of Economics. Book of Abstracts: 4<sup>th</sup> International Scientific-Practical Conference on Up-to-date Problems of Geology. P. 79-82.
- Pathak V., Tripathi B.D., Mishra V.K. (2008). Evaluation of traffic noise pollution and attitudes of exposed individuals at working place//Atmospheric Environment. Vol. 42. P. 3892-3898.
- Методические рекомендации по защите от транспортного шума территорий, прилегающих к автомобильным дорогам//(2011). ОДМ 218.2.013-2011. М. Росавтодор. С. 1-167.
- Методические рекомендации по учету шумового загрязнения в составе территориальных комплексных схем охраны среды городов. (1989). Л., стр. 1-18.
- Методические рекомендации по оценке необходимого снижения звука у населенных пунктов и определению требуемой акустической эффективности экранов с учетом звукопоглощения//(2003). Министерство транспорта Российской Федерации. Государственная служба дорожного хозяйства. М. Росавтодор. С. 1-46.

