

ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის  
ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი

# შრომათა კრებული



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

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ИМ.  
А. ДЖАНЕЛИДЗЕ ТБИЛИССКОГО  
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ИМ. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

PROCEEDINGS

2015

СБОРНИК ТРУДОВ





ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის  
ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის  
შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127

ALEXANDRE JANELIDZE INSTITUTE OF GEOLOGY OF  
IVANE JAVAKHISHVILI TBILISI STATE UNIVERSITY  
PROSEEDINS. NEW SERIES. VOL. 127

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ИМ. АЛЕКСАНДРЕ ДЖАНЕЛИДZE  
ТБИЛИССКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ИМ. ИВАНЕ ДЖАВАХИШВИЛИ  
ТРУДЫ. НОВАЯ СЕРИЯ. ВЫП. 127

## შრომებათა კრებული

მიძღვნილი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის  
დაარსებიდან 90 წლისთავისადმი

## PROSEEDINGS

dedicated to 90-th anniversary of Alexandre Janelidze Institute of Geology

## СБОРНИК ТРУДОВ

посвященный 90-летию со дня основания Института геологии

им. Александре Джanelidze

Tbilisi თბილისი Тбилиси  
2015





რედაქტორი  
ე. გამყრელიძე  
სარედაქციო კოლეგია:  
დ. შენგელია  
მ. თოფჩიშვილი  
მ. კაკაბაძე  
ო. დუდაური  
ს. კეკელია  
თ. წუწუნავა  
მ. კეკელია

**Editor**  
**I. Gamkrelidze**

**Редактор**  
**И. Гамквелидзе**

**Editorial Board:**  
**D. Shengelia**  
**M. Topchishvili**  
**M. Kakabadze**  
**O. Dudauri**  
**S. Kekelia**  
**T. Tsutsunava**  
**M. Kekelia**

**Редакционная коллегия:**  
**Д. Шенгелиа**  
**М. Топчишвили**  
**М. Какабадзе**  
**О. Дудаури**  
**С. Кекелия**  
**Т. Цуцунава**  
**М. Кекелия**

რეცენზენტები: გეოლ.-მინ. მეცნ. დოქტორი, პროფესორი ბ. თუთბერიძე  
გეოლ.-მინ. მეცნ. დოქტორი, პროფესორი ვ. ალფაიძე

**Reviewers: Doctor of geol.-min. sciences, Prof. B. Tutberidze**  
**Doctor of geol.-min. sciences, Prof. V. Alpaidze**

**Рецензенты: доктор геол.-мин. наук, проф. Б. Тутберидзе,**  
**доктор геол.-мин. наук, проф. В. Алпаидзе**

ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ალექსანდრე ჯანელიძის  
გეოლოგიის ინსტიტუტი, 2015  
**Alexandre Janelidze Institute of Geology of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 2015**  
**Институт геологии им. Александре Джanelidze Тбилисского государственного университета им.**  
**Иване Джавахишвили, 2015**



**გეოლოგიური მეცნიერების 90-წლიანი გზა ალექსანდრე ჯანელიძის  
გეოლოგიის ინსტიტუტში**

**ე. გამყრელიძე, მ. თოფჩიშვილი**

**90 Years' Way of the Geological Science at Alexandre Janelidze Institute of Geology. I. P. Gamkrelidze and M. V. Topchishvili.** The Institute of Geology was founded on the initiative of the Professor Al. Janelidze on the basis of the Chair of Geology and Paleontology of the Tbilisi State University on December 25, 1925. It has become the first scientific-research institution of geological profile in the former Soviet Union. Since the date of foundation of the Institute of Geology, Alexandre Janelidze gave prime attention to the paleontology and biostratigraphy. The tectonics as well played a key role in the researches of the Institute. From the very beginning of its foundation, the analysis of the tectonic pattern of Georgia was a top-priority goal. One of the significant places in the researches carried out at the Institute of Geology has been assigned to the petrology. The scientific publications in this branch are undoubtedly of great value. At the Institute, since 1941 the systematic mineralogical investigations have begun, and in late 30-ies a new trend - paleovolcanology has developed. At the same period lithological researches have begun as well. In 1955 a Department of Mineral Resources was founded, which in early 80-ies of the past century had expanded the scope of its scientific researches and was renamed into a Department of Geology and Geochemistry of Ore Deposits. Since 1955 in the Institute the Department of Isotope Geochronology was functioning, where the K-Ar dating of magmatic rocks systematically was carried out. In the Department of Geochemistry that was founded in 1961, the investigations have been held in two directions: identification of geochemical features of ore fields and distribution regularities of the rare and trace elements in the sulphide deposits of Georgia. The scientists of the Institute study the environment by means of different physical and chemical methods as well. By the scientists of the Institute a unique Paleontological Museum was established; it keeps monographically studied for a long time and published 130 collections of fauna and flora. The Institute has a long-standing and stocked library. Since 1932, the Institute has been publishing its own periodicals. On the initiative of the Institute of Geology different local, all-Union and International conferences, sessions and symposiums have been held. Many researchers of the Institute are involved in international and local grant projects.

კავკასია, რომელიც უაღრესად საინტერესო მთიან მხარეს წარმოადგენს, დიდი ხანია იპყრობს ბუნებისმეტყველთა და, მათ შორის, გეოლოგთა ყურადღებას. მე-19 საუკუნის 30-იანი წლებიდან დაწყებული, 70-იანი წლების ჩათვლით, კავკასიისა და კერძოდ საქართველოს გეოლოგიურ შესწავლას აწარმოებდნენ ევროპელი მკვლევარები, ხოლო შემდგომ რუსი გეოლოგები. მათი მოღვაწეობა მიმართული იყო ძირითადად პრაქტიკული ამოცანების შესასრულებლად. შესაბამისად, საჭირო გახდა უკვე არსებული და აგრეთვე ახალი სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა და ძიება. საქართველოსთვის ამ მნიშვნელოვანი ამოცანის შესრულება შეუძლებელი იყო სამეცნიერო ბაზის შექმნის გარეშე, რომელიც ხელს შეუწყობდა ფუნდამენტური მეცნიერების განვითარებას.

1924 წელს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტთან გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრის შექმნამ შესაძლებლობა მისცა სორბონისა და ყაზანის უნივერსიტეტების კურსდამთავრებულ ახალგაზრდა პროფესორს ალექსანდრე ჯანელიძეს დაეყენებინა გეოლოგიის ინსტიტუტის დაარსების საკითხი. ამ ინიციატივას მხარი დაუჭირა საქართველოს სახალხო მეურნეობის უმაღლესმა საბჭომ და, შედეგად, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრის ბაზაზე შეიქმნა გეოლოგიური ინსტიტუტი. ამან შესაძლებლობა მისცა ალ. ჯანელიძეს, ფუნდამენტურ მეცნიერების განვითარებასთან ერთად, ეკისრა ახალგაზრდა სპეციალისტების აღზრდის პასუხისმგებლობა.

გეოლოგიის (მაშინ გეოლოგიისა და მინერალოგიის) ინსტიტუტი, რომელიც დაარსდა 1925 წლის 25 დეკემბერს, გახდა გეოლოგიური პროფილის პირველი სამეცნიერო დაწესებულება ყოფილ საბჭოთა კავშირში. 1941 წლიდან ინსტიტუტი შევიდა ახლად დაარსებულ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის სისტემაში, 2006 წლიდან ის მოექცა საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს დაქვემდებარებაში, ხოლო 2010 წლიდან ინსტიტუტი ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შემადგენლობაშია.

გეოლოგიის ინსტიტუტის დაარსების დღიდან ალ. ჯანელიძე განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევდა ბიოსტრატиграფიასა და პალეონტოლოგიას. მან თვითონ სამეცნიერო მოღვაწეობა დაიწყო საფრანგეთში პალეონტოლოგიური გამოკვლევებით.

1924 წელს ალ. ჯანელიძე აწარმოებდა გეოლოგიურ კვლევებს რაჭასა და ლეჩხუმში, რისი შედეგიც იყო მის მიერ ადრეცარცული ამონიტების ახალი გვარის - კოლხიდიტების გა-



მოყოფა. როგორც შემდგომმა კვლევებმა უჩვენა, ამ გვარის შესწავლას დიდი მეცნიერული ღირებულება გააჩნია.

რაჭაში შეგროვებული ფაუნის საფუძველზე ალ. ჯანელიძემ პირველად საქართველოში დაადგინა კალოვიური ნალექები და „ქორთის შრეები“, რომლებიც ოქსფორდულად დაათარი-და. ამავე დროს, რაჭაში და მთელ საქართველოში ფართოდ გავრცელებული ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები, მან გამოყო როგორც „პორფირიტული სერია“ და იგი ბაიოსურ სართულს მიაკუთვნა. რაჭა-ლენხუმის სინკლინის ფარგლებში მან უტყუარად დაადგინა შუა-მიოცენური ნალექები და პალეონტოლოგიურად დაასაბუთა ე.წ. „უსახელოს ქვიშაქვების“ ჩოკრაკული ასაკი (ადრე ისინი ოლიგოცენურს მიეკუთვნებოდა) და გამოავლინა მათი ტრანსგრესიული ბუნება.

გასული საუკუნის 20-იან წლებში ი. კაჭარავამ დაიწყო მიოცენური ნალექების კვლევა სამეგრელოსა და ლენხუმის ტერიტორიაზე. მის სახელს უკავშირდება საქართველოს პალეოგენური ნალექების სისტემატური და მრავალფეროვანი შესწავლა. მან პალეონტოლოგიური კვლევის ობიექტად შეარჩია ნუმულიტები. ი. კაჭარავას შრომა „თბილისის მიდამოების პალეოგენური“ (1936) ფაქტობრივად გახდა საქართველოს პალეოგენური ნალექების სტრატиграფიისა და პალეონტოლოგიის კვლევის საფუძველი. მის მონოგრაფიაში „რაჭა-ლენხუმის აუზი და მისი მომიჯნავე რეგიონები პალეოგენურ დროში“ (1944) ახლებურად არის გააზრებული პალეოგენური დროის გეოლოგიური მოვლენები.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ძირულის მასივის სამხრეთი პერიფერიის სტრატиграფიულ-სტრუქტურული კვლევები, რომლებიც პ. გამყრელიძის მიერ 1929-1933 წლებში იყო შესრულებული. მიღებულ შედეგებს დღესაც არ დაუკარგავს აქტუალობა. 1940 წელს პ. გამყრელიძემ ფაუნისტური მონაცემების საფუძველზე პირველად დაასაბუთა კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის თიხა-ფიქლების სერიაში ქვედა იურულის სამივე ნაწილის არსებობა. მოგვიანებით (1942), ლოქის მასივზე ნაპოვნი მდიდარი ფაუნის წინასწარი განსაზღვრის საფუძველზე, პ. გამყრელიძემ, კ. გაბუნიასთან ერთად, ფაუნისტურად დაასაბუთა აქ ქვედა- და ზედაიურული ნალექების არსებობა.

1946 წელს ალ. ჯანელიძემ გამოყო სორის წყება, რომელიც ფართოდ არის გავრცელებული კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის სამხრეთ ნაწილში და მისი ასაკი ტოარსულ-აალენურად განსაზღვრა. იმავე წელს ძირულის მასივის წითელი კირქვებიდან მან შეისწავლა თავფეხიანების ფაუნა და შემცველი შრეები მიაკუთვნა დომერულ ქვესართულს, ტოარსულს და ქვედა აალენურს.

გასული საუკუნის 40-იანი წლებიდან ინსტიტუტში დაიწყო დეტალური პალეონტოლოგიური კვლევები, რომელთა შედეგები შეჯამებულია შემდეგ ნაშრომებში: „საქართველოს ზედაცარცული ექინოიდები“ (რუხაძე, 1940), „საქართველოს ზედაცარცული ინოცერამები“ (ვაგარელი, 1942), „საქართველოს შუაიურული ფაუნა“ (კახაძე, 1942), „საქართველოს ქვედაიურული ბრაქიოპოდები“ (ნუცუბიძე, 1945), „საქართველოს ლიასური და ბაიოსური ინოცერამები“ (კახაძე, 1948), „საქართველოს შუაცარცული აუცელინები“ (ერისთავი, 1948), „დასავლეთ საქართველოს დასავლეთი ნაწილის ნუმულიტები“ (კაჭარავა, 1948), „რაჭისა და სამხრეთ ოსეთის ზედაიურული მარჯნები“ (ბენდუქიძე, 1949), „ძირულის მასივის პერიფერიის ლიასური ბრაქიოპოდები“ (ნუცუბიძე, 1949), „საქართველოს ზედაცარცული ფაუნა“ (ვაგარელი, 1949).

1945 წლიდან ინსტიტუტში შეიქმნა ახალი სამეცნიერო მიმართულება – პალეობიოლოგია, რომელსაც სათავეში ჩაუდგა გამორჩენილი მეცნიერი ლ. დავითაშვილი. მისი ხელმძღვანელობით 1951 წელს საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის პრეზიდიუმთან შეიქმნა პალეობიოლოგიის სექტორი, რომლის ბაზაზეც 1957 წელს დაარსდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის პალეობიოლოგიის ინსტიტუტი.

1947 წელს ი. კახაძემ გამოაქვეყნა ფუძემდებლური მონოგრაფია „საქართველო იურულ დროში“, რომელშიც გადაჭრილი იყო სტრატиграფიისა და საქართველოს იურული დროის გეოლოგიური განვითარების უმნიშვნელოვანესი საკითხები. მის მიერ დადგენილი იყო ბათური ოროფაზისის და კალოვიური ტრანსგრესიის განსაკუთრებული მნიშვნელობა არა მხოლოდ საქართველოსთვის, არამედ მთელი კავკასიისთვის.

1933-1947 წლებში პ. გამყრელიძემ დეტალურად შეისწავლა აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის გეოლოგიური აგებულება. ამ კვლევის შედეგები გამოქვეყნდა მის ფუნდამენტურ მონოგრაფიაში (1949), რომელიც წარმოადგენს სტრატиграფიულ-სტრუქტურულ სინთეზს და შეიცავს უნიკალურ ფაქტობრივ მასალას, რომელსაც დღესაც არ დაუკარგავს თავისი მნიშვნელობა.



ქვედაცარცული ნალექების სტრატეგრაფიისა და ფაუნის შესწავლაში განსაკუთრებულია მ. ერისთავის დამსახურება. მან ორი ათეული წლის განმავლობაში ჩატარებული კვლევების შედეგად შეიმუშავა ქვედაცარცული ნალექების დანაწევრების პირველი სქემა (1951). მანვე წარმატებით გადაწვიტა ქვედაცარცულის პალეოგეოგრაფიის რიგი საკითხი, განსაზღვრა ფაუნისტური კავშირები მეზობელ აუზებთან, დაადგინა კავშირი ქვედაცარცულ ზონებსა და ამონიტების განვითარების ძირითად ეტაპებს შორის (1964).

ზედაცარცული ნალექების სტრატეგრაფიის ფუნდამენტური კვლევა დაკავშირებულია პირველ რიგში ა. ცაგარელის სახელთან. მის ცნობილ მონოგრაფიაში „საქართველოს ზედაცარცული“ (1957) მან გააანალიზა და განაზოგადა მდიდარი ფაქტობრივი მასალა და დაადგინა საქართველოში ზედაცარცულის ყველა სართულის არსებობა. მონოგრაფიაში განხილულია საქართველოს გვიანცარცული აუზები, მათი კავშირი მეზობელ აუზებთან და საქართველოს გეოლოგიური განვითარების ისტორია გვიანცარცულ დროში.

ამ დროისათვის მიღებულ იქნა ახალი მონაცემები ნეოგენის სტრატეგრაფიაშიც. დასავლეთ საქართველოს პონტური ნალექების ევქსინური აუზისთვის გ. ჭელიძემ მოიპოვა სრულიად ახალი ფაუნა, რომელიც დამახასიათებელი იყო დაკიური აუზის ე.წ. პორტაფერული ქვესართულისთვის.

ახალი პალეონტოლოგიური მასალის გამოყენებით ა. ჩიქოვანმა დაანაწევრა დასავლეთ საქართველოს ჩოკრაკული და კარაგანული სართულები შესაბამისად ორ და სამ ნაწილად.

1952-1955 წლებში ა. ცაგარელმა, ქ. ნუცუბიძემ და ვ. ხესაშვილმა, ი. კახაძის ხელმძღვანელობით მდინარეების მალკასა და ლაბას შუა, ნახშირშემცველი ნალექების გავრცელების ზოლის მსხვილმასშტაბიან აგეგმვასთან დაკავშირებით, ჩაატარეს დიდი მოცულობის სამუშაოები. მიღებული შედეგები გამოქვეყნებულია სპეციალური მონოგრაფიის სახით (1960).

1955 წელს გამოქვეყნდა ვ. ხესაშვილის მონოგრაფია „ფოლადაურის აუზის გეოლოგია“, რომელშიც მოყვანილია ადრეიურულ-ცარცული ხავსცხოველების, ბრაქიოპოდების, ორსაგდულიანების, გასტროპოდებისა და ამონიტების აღწერა; დაზუსტებულია ლიასურ-სენომანური ნალექების ტექტონიკური სტრუქტურა და სტრატეგრაფია.

გასული საუკუნის 60-იანი წლების დასაწყისში გაფართოვდა სტრატეგრაფიულ-პალეონტოლოგიური გამოკვლევები - დაიწყო პალეოზოური ნალექების გეგმაზომიერი შესწავლა. ამას ხელი შეუწყო ზემო სვანეთში ქვიშის წყების აღმოჩენამ (პ. გამყრელიძე, 1962). აქ ნაპოვნი განამარხებული მდიდარი ფაუნის პოვნის (პ. გამყრელიძე, ჩიხრაძე, ხუციშვილი) და მისი შესწავლის (ხუციშვილი, 1966) საფუძველზე დადგინდა ამ წყების გვიანკარბონულ-პერმული ასაკი. დასაბუთდა გვიანპალეოზოური წარმონაქმნების არსებობა სრამის მასივის ვულკანოგენურ-დანალექ წყებაშიც (პ. გამყრელიძე, სხირტლაძე, ადამია).

პალეოზოური ნალექების სისტემატიურმა შესწავლამ, რომელიც დაიწყო შ. ადამიამ 60-იანი წლების დასაწყისში, ასახვა ჰპოვა მის მონოგრაფიაში „კავკასიის იურულისწინა წარმონაქმნები“ (1968). ლაბის სერიაში, რომლის ასაკი ადრე განსაზღვრული იყო როგორც კამბრიულისწინა-ადრეპალეოზოური, შ. ადამიამ აღმოაჩინა შროშანების ღეროები, რამაც საშუალება მისცა დაესკვნა, რომ მეტამორფული ფიქლების ფორმირება მოხდა არაუადრეს ორდოვიციულისა. მანვე გამოთქვა მოსაზრება კავკასიონის კრისტალური გულის ამგები ბუულგენისა და ლაბის სერიების იდენტურობის შესახებ.

1980-იან წლებში ზ. ქუთელიამ შეისწავლა კონოლონტების ფაუნა ღიზის სერიიდან, დააზუსტა ცალკეული წყებების სტრატეგრაფიული დიაპაზონი და გამოყო კონოლონტური ზონები.

საქართველოს ქვედაიურული ნალექების დანაწევრების პირველი ცდა განახორციელა ქ. ნუცუბიძემ 1962 წელს. მოგვიანებით მან გამოაქვეყნა მონოგრაფია (1966), რომელშიც მოყვანილია ადრეიურული ფაუნის (ზღვის შროშანების, ორსაგდულიანი მოლუსკების, გასტროპოდების და თავფეხიანი მოლუსკების) 210 ფორმის აღწერა და ეტაპობრივი განვითარება.

გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან მ. თოფჩიშვილი მუშაობს საქართველოს ქვედაიურულ-აალენური ნალექების დეტალური სტრატეგრაფიული დანაწილების პრობლემებზე. ძირულის მასივზე ჩატარებული კვლევების შედეგად პირველად ამონიტური ფაუნის საფუძველზე მან დადგინდა ქარსიანი ქვიშაქვების (მარტოთუბნის წყება) სინემურული ასაკი. ამ წყებასა და წითელ ორგანოგენულ კირქვებს (შროშის წყება) შორის მ. თოფჩიშვილმა ახალი ლითოსტრატეგრაფიული ერთეული - ყვირილის წყება გამოყო და იგი ადრე პლინსბახურად დაათარიდა.

შემდგომში მ. თოფჩიშვილმა ამონიტების საფუძველზე ფიქლების სერიაში დაადგინა საერთაშორისო სკალის ერთეულების (სართულების და ზონების) არსებობა. საქართველოს ფარგლებში მან პირველად გამოყო აალენურის ზედა ქვესართული, დახასიათებული ამონიტური ფაუნით.



განსაკუთრებულ მნიშვნელობას იძენს კვლევები, რომლებიც აფხაზეთის პორფირიტული სერიის წარმონაქმნებში ჩატარდა (თოფჩიშვილი, ლობჯანიძე, 1980, 2002). მ. თოფჩიშვილის მიერ აღმოჩენილი გვიანპლინსბახური ამონიტების საფუძველზე პორფირიტული სერიის ქვედა საზღვარმა ბაიოსურიდან გაცილებით ქვევით - ზედაპლინსბახურ ქვესართულში გადაინაცვლა.

მ. თოფჩიშვილის პალეონტოლოგიური მასალა, რომელიც აღმოჩენილია ფიქლების სერიის ქვედაიურულ-აალენურ ნაწილში, შეჯამებულია 1990 წელს გამოქვეყნებულ მონოგრაფიაში.

საქართველოს ქვედაიურულ-აალენური ნალექების სტრატиграფიის სისტემური კვლევის შედეგები შესულია მის მონოგრაფიაში (1996), სადაც ზოგი დასავლეთ ევროპის სტანდარტული ზონაა გამოყოფილი; შედგენილია საქართველოს ქვედაიურულ-აალენური ნალექების ახალი უნიფიცირებული სტრატиграფიული სქემა; გამოვლენილია საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიური განვითარების ზოგი ახალი თავისებურება ადრეიურულ-აალენურ დროში.

2002 წ. გამოქვეყნდა ფუნდამენტური მონოგრაფია „იურული და ცარცული ბელემნიტები“ (თოფჩიშვილი, კელეპტრიშვილი, კვანტალიანი), რომელიც ბელემნიტების პირველ განზოგადოებულ მონოგრაფიულ აღწერას შეიცავს.

უკანასკნელ ხანებში კავკასიის სხვადასხვა რეგიონის ჭრილებიდან მ. თოფჩიშვილის მიერ მოპოვებული და არსებული პალეონტოლოგიური მასალით, რომელიც წარმოდგენილია ამონიტებით, შემუშავდა აალენური ნალექების ზონური დანაწილების სქემა და დადგინდა, რომ დასავლეთი ევროპა და კავკასია ამ დროს ერთ ფაუნისტურ პროვინციას წარმოადგენდა (2009).

კავკასიის ადრეიურულ-ბაიოსური ამონიტების ეკოლოგიისა და ევოლუციური განვითარების შესწავლის შედეგად მ. თოფჩიშვილმა და თ. ლომინაძემ (2012) დაადგინეს ამ ცხოველთა მიგრაციის გზები და განსახლების ადგილები. დაახუსტეს პალეოგეოგრაფიული საზღვრები და დაასაბუთეს კავკასიის ტერიტორიაზე ადრეიურულ-აალენურ დროს ოთხი პალეოგეოგრაფიული რაიონის არსებობა.

საქართველოს სხვადასხვა რეგიონის ქვედა და შუაიურული ნალექებიდან შეგროვებული მიტილოცერამუსების ფაუნის შესწავლის საფუძველზე მ. თოფჩიშვილმა (2013) ზუსტად განსაზღვრა მათი შემცველი ნალექების ასაკი და დაადგინა მიტილოცერამუსების გავრცელების საზღვრები.

საინტერესო დასკვნები საქართველოს ტრიასული პალეოგეოგრაფიული გარემოს შესახებ მოყვანილია მ. თოფჩიშვილის, გ. ნადარეიშვილის და თ. ლომინაძის ნაშრომში (2014), სადაც გამოთქმულია მოსაზრებები საქართველოს ტერიტორიაზე ტრიასულ დროში ხმელეთისა და ზღვის განაწილების კანონზომიერების შესახებ.

გეოლოგიის ინსტიტუტში ნ. ბენდუქიძის მოღვაწეობა ყოველთვის გამოირჩეოდა მის მიერ შესრულებული შრომების მაღალი მეცნიერული დონით. მან პირველმა დაიწყო მარჯნებისა და საერთოდ რიფული ფორმაციების შესწავლა კავკასიაში. აღსანიშნავია, რომ მისი შრომა ექსსხივოსნური მარჯნების შესახებ გამოქვეყნებულია პრესტიჟულ წიგნში „პალეონტოლოგიის საფუძვლები“ (მოსკოვი, 1962). ნ. ბენდუქიძის მონოგრაფია (1982) კავკასიისა და ყირიმის მარჯნების შესახებ წარმოადგენს მისი მრავალწლიანი მოღვაწეობის შემაჯამებელ ნაშრომს, რომელშიც განხილულია მარჯნების შემცველი ზედაიურული ნალექების სტრატиграფიის, რიფული ბიოფაციესების ფორმირების პირობების, აგრეთვე სკლერაქტინების ეკოლოგიის, ფილოგენიისა და სისტემატიკის საკითხები.

კავკასიაში პირველად ზ. ლებანიძის მიერ (1987) აღიწერა კალოვიური კოლონიური მარჯნები. მან მონოგრაფიულად შეისწავლა აფხაზეთის გვიანიურული მარჯნები და რიფოგენული ფაციესი, რაც საფუძველად დაედო რეგიონის გვიანიურული დროის დეტალურ პალეოგეოგრაფიულ რეკონსტრუქციებს.

ზედაიურული ნალექების სტრატиграფიის შესახებ საინტერესო მონაცემები მოყვანილია თ. პაიჭაძის ნაშრომში (1975), სადაც აღწერილი და გაანალიზებულია სამხრეთ ოსეთის ზედაიურული ნალექების საყრდენი ჭრილები. მონოგრაფიულად არის შესწავლილი სტრატиграფიულად უმნიშვნელოვანესი ამონიტური ფაუნა. კოლექტიურ მონოგრაფიაში „კავკასიის იურული“ (როსტოვცევი და სხვ., 1992) თ. პაიჭაძის მიერ შედგენილია ზედაიურულის რეგიონალური სტრატиграფიული სქემა ორი სტრუქტურული ერთეულისათვის.

იურულის სტრატиграფიაში (მიკროფაუნის მიხედვით) მნიშვნელოვანი წვლილი აქვს შეტანილი ვ. თოდრიას. მან შეიმუშავა საქართველოს ბელტის ჩრდილო პერიფერიის შუა- და ზედაიურული ნალექების ბიოსტრატиграფიული სქემა, რომელიც შემდგომ საფუძველად დაედო საქართველოს შუა- და ზედაიურულის სქემის შედგენას (1992-2005).

ქვედაცარცული ნალექების პალეონტოლოგიისა და სტრატиграფიის შესწავლის საქმეში უაღრესად მნიშვნელოვანი წვლილი აქვს შეტანილი ე. კოტეტიშვილს. მან პირველმა (1958)

დეტალურად შეისწავლა შქმერის სინკლინის ცარცულის მოღუსკური ფაუნა და ბიოსტრატოგრაფიის საკითხები. მის მიერ გამოქვეყნებულ მონოგრაფიაში „დასავლეთ საქართველოს კოლხიდიტებისა და მოსაზღვრე ჰორიზონტების სტრატოგრაფია და ფაუნა“ (1970) დასაბუთებულია კოლხიდიტებიანი ჰორიზონტის ზედაბარემული ასაკი საქართველოში. მონოგრაფიაში „საქართველოს ქვედაცარცული ნალექების ზონური სტრატოგრაფია და ხმელთაშუა ზღვის ოლქის ადრეცარცული აუზების პალეობიოგეოგრაფია“ (1986) მოცემულია საქართველოს ქვედა ცარცულის ბიოფაციესური აღწერა; გამოვლენილია ადრეცარცული ამონიტური ფაუნის კომპლექსები, რომლებიც ახასიათებდა ადრეცარცული ზღვიური აუზის სხვადასხვა ბათიმეტრიულ დონეებს; პირველად სსრკ-ს სამხრეთ ზოლში ქვედა ბარემული დაყოფილია ორ ნაწილად; აღსანიშნავია, რომ ე. კოტეტიშვილისა და მ. კაკაბაძის მიერ (1995) საქართველოს ზედაბარემულში გამოყოფილი ზონა *Pseudocrioceras waagenoides* ცარცული სისტემის საერთაშორისო სტანდარტულ სქემაშია შეტანილი. ე. კოტეტიშვილის, მ. კაკაბაძის და ი. კაკაბაძის მიერ (2000) ბიოსტრატოგრაფიული და სექვენსტრატოგრაფიული მონაცემების ანალიზის საფუძველზე დადგენილია ადრეცარცული ამონიტების ევოლუციური ეტაპები და განხილულია მათი გამომწვევი მიზეზები.

მ. კაკაბაძის ადრეულ მონოგრაფიულ შრომებში (1971-1981) შესწავლილია სსრკ-ს სამხრეთი ზოლის ადრეცარცული ამონიტების - ჰეტეროცერატიდებისა და ანცილოცერატიდების ოჯახების წარმომადგენელთა სისტემატიკის, ფილოგენიის, პალეოეკოლოგიის, პალეობიოგეოგრაფიისა და სტრატოგრაფიული მნიშვნელობის საკითხები. მის მიერ კავკასიის ქვედაცარცულ ნალექებში დაზუსტებულია ჰორტივული, ბარემული და აპტური სართულების ბიოსტრატოგრაფიული სქემები. მ. კაკაბაძის (1988) მიერ ონტოგენეზის საწყისი და მომდევნო სტადიების მსგავსება-განსხვავების საფუძველზე პირველად არის შემუშავებული პალეოზოურ-მეზოზოური ჰეტერომორფული ამონიტების მორფოლოგიური კლასიფიკაცია. შემდგომ მ. კაკაბაძემ შეისწავლა (1989-2009) კოლუმბიის, სამხრეთ აფრიკის, მოზამბიკისა და დასავლეთ ევროპის ადრეცარცული ამონიტური ფაუნის სისტემატიკის, ფილოგენიის, პალეოეკოლოგიის, პალეობიოგეოგრაფიისა და სტრატოგრაფიული მნიშვნელობის, აგრეთვე ქვედაცარცული ნალექების რეგიონთაშორისი ბიოსტრატოგრაფიული კორელაციის საკითხები. მ. კაკაბაძის მონაწილეობით სპეციალისტთა ინტერნაციონალური ჯგუფის მიერ (2007) პირველად იქნა დადგენილი, რომ ჩრდილო- და სამხრეთ ატლანტური პალეოაუზების შეერთება და თანამედროვე ატლანტის ოკეანის ფორმირება ფაუნის თავისუფალი მიგრაციით დაიწყო ადრეაპტური დროიდან. მ. კაკაბაძისა და ფ. ჰუდემეკერის მონოგრაფიაში (ქ. ლეიღენი, 2010) შესწავლილია ჩრდილო გერმანიის ადრეცარცული (ჰორტივულ-ბარემული) ჰეტერომორფული ამონიტების სტრატოგრაფიული მნიშვნელობისა და სისტემატიკის საკითხები. საყურადღებოა, რომ მ. კაკაბაძის თანაავტორობით ახლახან გამოქვეყნებულ ნაშრომში (რებულე და სხვ., ამსტერდამი, 2014) მნიშვნელოვნად არის დაზუსტებული ქვედაცარცულის საერთაშორისო სტანდარტული ზონური დანაწილების სქემა და განხილულია ჩრდილო-დასავლეთ ევროპის, საქართველოს, არგენტინის და მექსიკის ბიოსტრატოგრაფიული სქემების ზონური შეპირისპირების საკითხები.

საყურადღებოა, რომ პირველი სექვენსტრატოგრაფიული კვლევები საქართველოს ქვედაცარცულ ნალექებში მ. კაკაბაძემ ჩაატარა (2000, 2006). კერძოდ, დასავლეთ საქართველოში (ოკრიბა-ხრეთის ზონის ფარგლებში) ქვედა ცარცულის ჰორტივულ-ალბურის ინტერვალში. მომდევნო წლებში ავტორთა ჯგუფის მიერ (ი. კაკაბაძე, 2008; მ. კაკაბაძე, ი. კაკაბაძე, 2012; მ. კაკაბაძე, ი. კაკაბაძე, შარიქაძე, 2013). საქართველოსა და მისი მიმდებარე კავკასიის რეგიონების ბარემულ-აპტური ნალექების სექვენსების კორელაციის საფუძველზე დაადგინა, რომ რიგ შემთხვევაში სექვენსების შორისი სტრატოგრაფიული უთანხმოებები მთელი კავკასიის ტერიტორიაზე გაიდევნება და მათ ძირითად გამომწვევ მიზეზს ევსტაზია უნდა წარმოადგენდეს.

ქვედაცარცული ნალექების სტრატოგრაფიისა და ამონიტური ფაუნის შესწავლაში მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს ი. კვანტალიანის შრომებს. მან სპეციალური მონოგრაფია (1989) მიუძღვნა ბერიასული სართულის ბიოსტრატოგრაფიული მოცულობის საკითხს. იმავე წელს გამოსულ მეორე მონოგრაფიაში განხილულია მეზოზოური მონომორფული ამონიტების სისტემატიკის საკითხები. გამოკვლეულია *Ammonitida*-ში შემავალი მაღალი ტაქსონების ფილოგენეტური კავშირები, რის საფუძველზეც გამოყოფილია ორი ახალი ქვერივი.

პალეონტოლოგიური გამოკვლევებიდან აღსანიშნავია აგრეთვე მონოგრაფიული ნაშრომები ადრეიურულ-ცარცული გასტროპოდების (დვალი, 1963, 1966; სამხარაძე, 1995) და ბელემნიტების (ნაზარიშვილი, 1973) სისტემატიკისა და სტრატოგრაფიული მნიშვნელობის შესახებ. უდავოდ მაღალ შეფასებას იმსახურებს გ. სიხარულიძის (1971-1985) შრომები, რომლებშიც სა-

ქართველოს ადრეცარცული მარჯნების (ჰექსაკორალების) კლასიფიკაციისა და პალეოეკოლოგიის საკითხებია შესწავლილი.

ლ. ცირეკიძის მიერ ჩატარებული მრავალწლიანი კვლევები საქართველოს ადრეცარცული მიკროფაუნის შესახებ შეჯამებულია მის მონოგრაფიაში (1999), რომელშიც მოცემულია საქართველოს ქვედაცარცულ სუბპლატფორმულ ნალექებში ფორამინიფერების სტრატოგრაფიული მნიშვნელობის ანალიზი. ბენტოსური და პლანქტონური ფორამინიფერების მიხედვით გამოყოფილია ქვედაცარცული ზონები და ფაუნისტური შრეები. განხილულია ფორამინიფერების ევოლუციის განვითარების ეტაპები ადრე ცარცულის განმავლობაში და შესწავლილია მათი პალეოეკოლოგიისა და პალეოგეოგრაფიის საკითხები. მოხდენილია საქართველოს ქვედაცარცულის მაკროფაუნისტური და მიკროფაუნისტური ზონური სქემების შეპირისპირება. ლ. ცირეკიძის მომდევნო შრომებში (2004-2011) მნიშვნელოვნად არის დაზუსტებული საქართველოს ბელტის ფარგლებში აპტური სართულის ზონური სქემა და შესწავლილია ფორამინიფერების კომპლექსების სტრატოგრაფიული მიშვნელობა ქვედაცარცულ ფლიშურ ნალექებში.

ეტაპურ ნაშრომად შეიძლება ჩაითვალოს ფუნდამენტალური წიგნი „საქართველოს ადრეცარცული ფაუნის ატლასი“ (2005), რომელიც გამოიცა ე. კოტეტიშვილის, ი. კვანტალიანის, მ. კაკაბაძისა და ლ. ცირეკიძის რედაქტორობით (მთავარი რედაქტორი მ. თოფჩიშვილი). მასში ასახულია საქართველოს ქვედაცარცულ ნალექებში სტრატოგრაფიული კვლევის ძირითადი მიღწევები და აღწერილია ამ ნალექებიდან ცნობილი თითქმის ყველა განამარხებული ფაუნისტური ჯგუფი. საყურადღებოა, რომ მათ უმეტესობას დიდი მნიშვნელობა აქვს არა მარტო საქართველოს, არამედ ხმელთაშუა ზღვის სხვა რეგიონების ქვედაცარცულ ნალექებში დეტალური ბიოსტრატოგრაფიული ერთეულების დადგენისთვის.

რ. დამბაშიძე გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან იკვლევდა საქართველოსა და მიმდებარე აზერბაიჯან-სომხეთის რეგიონების ზედაცარცულ ნალექებს. მისი კვლევების ძირითადი შედეგები მოცემულია შემაჯამებელ მონოგრაფიაში (1977), სადაც საქართველოს ზედაცარცულ ნალექებში გამოყოფილია 10 ფაციესური ტიპი და ქვეტიპი. მან შეიმუშავა ამიერკავკასიის ზედაცარცული ნალექების რეგიონათაშორისი სტრატოგრაფიული დანაწილების სქემა და მოახდინა მისი კორელაცია შუა აზიის, რუსეთის ბაქნის, შუა და დასავლეთ ევროპის ზედაცარცულის სქემებთან. მომდევნო წლებში (1980-2000 და სხვ.) მან მნიშვნელოვნად დააზუსტა საქართველოს გვიანცარცული გეოლოგიური განვითარების ისტორიის საკითხები და შეადგინა პალეოგეოგრაფიული რუკები.

იმავე წლებში ზედაცარცული ნალექების ბიოსტრატოგრაფიულ დანაწილებაში მნიშვნელოვანი როლი ითამაშა დ. ახვლედიანის შრომებმა. მის მიერ ჩატარებულმა მიკროპალეონტოლოგიურმა კვლევებმა, გარკვეული თვალსაზრისით, დააზუსტა და შეავსო საქართველოს ზედაცარცულის ბიოსტრატოგრაფიული სქემა.

ზედაცარცული ნალექების შესწავლაში აღსანიშნავია აგრეთვე ე. კილასონიას (1986) გამოკვლევები. მან პირველმა მოახდინა საქართველოს ზედაცარცული ნალექების ბიოსტრატოგრაფიულ ზონებად დანაწილება ნანოპლანქტონის შესწავლის საფუძველზე და მათი კორელაცია დასავლეთ ევროპაში დადგენილ ნანოპლანქტონურ სტრატონებთან.

მ. წერეთელმა (1989) შეისწავლა სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ზედაცარცულის მიკროფორამინიფერები, დაადგინა მათი სტრატოგრაფიული მნიშვნელობა და შეიმუშავა ამ რეგიონის ზონური დანაწილების სქემა.

საქართველოს პალეოგენურის შესწავლაში დიდი ღვაწლი მიუძღვის ნ. სალუქვაძეს. მის მიერ შედგენილ პალეოგენურის სტრატოგრაფიულ სქემებს საფუძველად უდევს ნუმულიტები და მიკროფორამინიფერები. ნ. სალუქვაძემ შეისწავლა კავკასიის პალეოგენურის ზონური დანაწილების საკითხები, შეიმუშავა კავკასიონის სამხრეთი ფერდობისა და ამიერკავკასიის მთათაშუა მასივის პალეოცენური და ეოცენური ნალექების უნიფიცირებული სტრატოგრაფიული სქემები და წარმატებით გადაწყვიტა კავკასიისა და ყირიმის შუა ეოცენურის ბიოსტრატოგრაფიული შეპირისპირების საკითხი (2002).

ნანოპლანქტონის შესწავლის საფუძველზე თ. დავთაძემ (1985) აფხაზეთის პალეოგენურ ნალექებში დეტალურად შეისწავლა მასტრიხტულისა და დანიურის ნანოპლანქტონური კომპლექსები, რის საფუძველზეც ცარცულისა და პალეოგენურის საზღვარი გაატარა დანიური სართულის ფუძეში. მან შეიმუშავა აჭარა-თრიალეთის ცენტრალურ სეგმენტში წარმოდგენილი პალეოცენურ-ეოცენური ფლიშური და ვულკანოგენური ნალექების ზონური სქემა ნანოპლანქტონის მიხედვით. მომდევნო წლებში (2011), თანაავტორებთან (ჩხაიძე, მიქაძე) ერთად, თ. დავთაძემ გამოიკვლია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ზედაცარცულ-პალეოგენური ფლიშური ნალექების ბიოსტრატოგრაფიის რიგი მნიშვნელოვანი საკითხი.



მიოცენურის კვლევისთვის დიდი მნიშვნელობა აქვს გ. ანანიაშვილის შრომებს. მან მონოგრაფიულად შეისწავლა საქართველოს მიოცენურის მდიდარი მოლუსკური ფაუნა და დაადგინა მისი მნიშვნელობა საყარაულოს, კოწახურისა და თარხნულის ბიოსტრატოგრაფიულ დანაწილებაში. 1985 წლის შრომაში წარმოდგენილია თარხნული სართულის განახლებული ბიოსტრატოგრაფიული სქემა და პირველად არის მოხდენილი თარხნული დროის პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციები. მომდევნო წლებში მან არა ერთი შრომა მიუძღვნა საქართველოს მიოცენური ნალექების ბიოსტრატოგრაფიულ დეტალიზაციას და საქართველოსა და პარატეთის რიგი რეგიონის სინქრონულ ნალექებთან ზონური კორელაციის პრობლემას.

საქართველოს თარხნულის ბიოსტრატოგრაფიის შესწავლაში აღსანიშნავია აგრეთვე ზ. სახელაშვილის შრომები. მან დაასაბუთა „ოსტრეებიანი შრეების“ თარხნული ასაკი და დაადგინა ე.წ. „სპირიალისებიანი თიხების“ გვიანთარხნულ-ადრეჩოკრაკული ასაკი (1989).

საქართველოს მიოცენურის ბიოსტრატოგრაფიული შესწავლა ნანოპლანქტონის საფუძველზე ც. მინაშვილის სახელს უკავშირდება (1984, 1985). აღმოსავლეთ საქართველოს მაიკოპური სერიის ქვედა ნაწილში და მიოცენურში ეტალონური ნანოკომპლექსების შესწავლის საფუძველზე მან გამოყო ზედაოლიგოცენური, ზედაოლიგოცენურ-ქვედამიოცენური და ქვედამიოცენური (აქვიტანური სართული) შრეები. მომდევნო წლებში (2000-2011) მან შეისწავლა ოლიგოცენური და სარმატული ნალექების ბიოსტრატოგრაფია. საყურადღებოა, რომ გ. ანანიაშვილისა და ც. მინაშვილის მიერ (2004, 2013) დამუშავებულია ყირიმ-კავკასიისა და აღმოსავლეთ პარატეთის თარხნულ-ჩოკრაკული ნალექების ბიოსტრატოგრაფიული კორელაციის საკითხები.

ლ. ფოფხაძემ (1975-1990) ადრემიოცენური ფორამინიფერებისა და ოსტრაკოდების ფაუნისტური კომპლექსების შესწავლის საფუძველზე საყარაულოს სართული დაანაწილა ორ, ხოლო ჩოკრაკული სამ ჰორიზონტად. მომდევნო წლებში მან მნიშვნელოვნად დააზუსტა გვიანმიოცენური (სარმატული) ფორამინიფერებისა და ოსტრაკოდების სტრატოგრაფიული მნიშვნელობა (1995, 2011), შეისწავლა პლიოცენ-პლეისტოცენურის საზღვრის საკითხი და ძველექსინური და კარანგანტული ასაკის მიკროფაუნა (2004, 2008).

კ. ქოიავამ (2006) აღმოსავლეთ საქართველოს სარმატულ ჭრილებში შეისწავლა ფორამინიფერების კომპლექსები, დაადგინა მათი ცვალებადობის კანონზომიერებანი დროში და შეიმუშავა სარმატული ნალექების დეტალური ბიოსტრატოგრაფიული დანაწილების სქემა. მომდევნო წლებში მან (ლ. მაისურაძესთან თანაავტორობით) შეისწავლა აღმოსავლეთ პარატეთის სარმატული ფორამინიფერები (2007-2009), გამოიკვლია პონტურ-კასპიის რეგიონის მეოტურ-პონტური ფორამინიფერების ბიომრავალფეროვნებები (2011, 2013) და სარმატულის პალეოგეოგრაფიის საკითხები აღმოსავლეთ საქართველოში (2012).

გეოლოგიის ინსტიტუტში ჩატარებული პალეოფლორისტული კვლევებიდან პირველ რიგში აღსანიშნავია მ. უზნაძის მონოგრაფია (1965), რომელშიც მდიდარი ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე შესწავლილია საქართველოს ფლორა და მთელი მცენარეული საფარის ცვალებადობის ისტორია ნეოგენური დროის განმავლობაში. აღსანიშნავია, რომ მ. უზნაძის მოწაფეების მიერ მონოგრაფიულად არის შესწავლილი ადრემიოცენური ფლორა (ი. ჯაფარიძე, 1982), კომპლექსურად (წიწვები, ფოთლები, სპორები, მტვრიანები) არის დამუშავებული სამხრეთ-დასავლეთ საქართველოს მეოტური ფლორის სისტემატიკის, აგრეთვე მეოტური დროის პალეოგეოგრაფიის, პალეოკლიმატისა და მცენარეთა ტაფონომიის საკითხები (ფურცელაძე, ე. ცაგარელი, 1977).

მნიშვნელოვანი გამოკვლევებია ჩატარებული საქართველოს მეოთხეული ნალექების პალინოლოგიაში ნ. კლოპოტოვსკაიას (1970) მიერ; გამოვლენილია მცენარეული სპორებისა და მტვრიანას სპექტრის ფორმირების კანონზომიერებები და აღდგენილია გვიანპლეისტოცენური გამყინვარების პალეოგეოგრაფიული სურათი.

გ. მაისურაძის მრავალწლიანი კვლევის შედეგები შეჯამებულია შრომებში „კავკასიის ანთროპოგენური“ (1970) და „კავკასიის მეოთხეული ნალექების კორელაციური სტრატოგრაფიული სქემა“ (1991). აღსანიშნავია დმანისის არქეოლოგიურ გათხრებთან დაკავშირებით ინტერნაციონალური შემადგენლობის არქეოლოგებთან მისი თანამშრომლობა და ჟურნალ „Science“-ში გამოქვეყნებული ნაშრომი (2000). მომდევნო წლებში გ. მაისურაძემ (2008-2013) გამოიკვლია მეოთხეულ ეპოქაში საქართველოს რელიეფის გეოლოგიური განვითარების ძირითადი ეტაპები და სტრატოგრაფიული თანამიმდევრობით განიხილა მათა გამყინვარების, შავი ზღვის ტრანსგრესიებისა და რეგრესიების, ახალგაზრდა ვულკანიზმისა და ნეოტექტონიკის საკითხები.

როგორც ცნობილია, ტექტონიკას წამყვანი ადგილი უკავია გეოლოგიურ კვლევებში. ამიტომ, ბუნებრივია, რომ საქართველოს ტექტონიკური აგებულების კვლევას თავიდანვე პირ-

ველხარისსოვანი მნიშვნელობა მიენიჭა. ა. ჯანელიძემ ახლებურად განიხილა ტექტონიკის ზოგიერთი თეორიული საკითხი. კერძოდ, მის მიერ შემოთავაზებული იყო ოროგენეტიკური ფაზისების დათარიღების ახალი მეთოდი (1940), რომელიც რეგრესიული ნალექების შესწავლას ეყრდნობოდა და უადრესად მნიშვნელოვანი აღმოჩნდა ისტორიული გეოლოგიისათვის.

ჯერ კიდევ გასული საუკუნის 20-იან წლებში ა. ჯანელიძემ გამოთქვა მთელი რიგი მოსაზრება საქართველოს ბელტის აგებულების შესახებ, რომლებიც შემდგომ ჩამოყალიბდა წამყვან რეგიონულ კონცეფციად (1942) და გამოყენებულ იქნა საქართველოს შედარებით – ტექტონიკური შესწავლისათვის და მისი ტერიტორიის ტექტონიკური დარაიონებისათვის. მან განავითარა ოროგენის მიგრაციის თეორია და ახლებურად გააშუქა კონტინენტებისა და დედამიწის ქერქის სიალური ფენის წარმოშობის პრობლემა (1995).

თანამედროვე შეხედულებათა პოზიციიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ა. ჯანელიძის შრომა „ოროგენის დაბადება“ (1949), რომელშიც დასავლეთ წყნაროკეანური კიდის ოკეანური ღრმულები, კუნძულთა რკალები, განაპირა ზღვები და სეისმოფოკალური ზონები (ბენიოვის ზონები) განხილულია, როგორც თანამედროვე ოროგენული სარტყლის შემადგენელი ნაწილები.

გასული საუკუნის 50-იანი წლებიდან ინსტიტუტში გაფართოვდა რეგიონულ-ტექტონიკური კვლევები. პ. გამყრელიძის ხელმძღვანელობით სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში დაიწყო მსხვილმასშტაბიანი რეგიონულ-გეოლოგიური გამოკვლევები, რამაც ხელი შეუწყო ინსტიტუტის მრავალი ახალგაზრდა გეოლოგის პროფესიული კვალიფიკაციის ამაღლებას.

1960-იან წლებში რეგიონული გეოლოგიის და ტექტონიკის განყოფილებამ, პ. გამყრელიძის ხელმძღვანელობით, ჩაატარა დიდი კომპლექსური გეოლოგიური გამოკვლევები რაჭაში და სვანეთში, შიდა ქართლში და კახეთში, რომლებსაც მეტად მნიშვნელოვანი სამეცნიერო დასკვნები მოჰყვა.

ამ პერიოდში დასრულდა განმაზოგადოებელი შრომა საქართველოს გეოლოგიური აგებულების შესახებ და მოსკოვში გამოიცა მონოგრაფია „საბჭოთა კავშირის გეოლოგია“ (ტომი X, 1964, საქართველოს სსრ), რომელსაც საქართველოს სახელმწიფო პრემია მიენიჭა.

1974 წელს მოსკოვში გამოიცა კავკასიის ტექტონიკური რუკა 1 : 1 000 000 მასშტაბში. გეოლოგიური ინსტიტუტიდან მასში მონაწილეობდნენ: პ. გამყრელიძე (მთავარი რედაქტორი), ა. ცაგარელი, შ. ადამია, ე. გამყრელიძე.

1970-იანი წლების დასაწყისში გეოლოგიური ინსტიტუტის თანამშრომლებმა ჩაატარეს კომპლექსური გეოლოგიური გამოკვლევები აჭარაში, გურიასა და მესხეთში, რის შედეგადაც ახლებურად იქნა გაშუქებული მთელი რიგი კარდინალური გეოლოგიური საკითხი, რომლებიც ეხებოდა აჭარა-თრიალეთის ზონას (შ. ადამია, ე. გამყრელიძე, გ. ზაქარიაძე, მ. ლორთქიფანიძე, გ. ნადარეიშვილი). ამ სამუშაოების შედეგები გამოქვეყნდა შრომათა კრებულის (1974) და არაერთი სტატიის სახით. პარალელურად ჩატარდა კვლევა კავკასიის სიღრმული აგებულებისა და მისი ლითოსფეროს ევოლუციისა და ასევე შავი ზღვის გენეზისისა და ევოლუციის შესახებ (ადამია, ე. გამყრელიძე, ზაქარიაძე, ლორთქიფანიძე, 1974). დამოუკიდებელი მნიშვნელობა ჰქონდა ე. გამყრელიძის მიერ დისლოცირებული წყებების პლანეტარული ნაპრალოვნების აღმოჩენას და შესწავლას (1972); აგრეთვე დედამიწის ქერქის ტექტონიკური სტრუქტურების წარმოშობის მექანიზმის კვლევას (1976).

ცნობილია, რომ გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან დაწყებული ოკეანეების ყოველმხრივი გეოლოგიური და გეოფიზიკური კვლევის შედეგად ჩამოყალიბდა შეხედულებათა ახალი სისტემა, რომელიც თანდათან გადაიზარდა ახალ გეოლოგიურ თეორიაში ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის სახელწოდებით. საქართველოს ტერიტორია და მთლიანად კავკასია, ახალი გეოლოგიური თეორიის საფუძველზე ენდოგენური და ეგზოგენური პროცესების კვლევისათვის ბუნებრივ ლაბორატორიად იქცა. ეს რეგიონი აღმოჩნდა უნიკალური პოლიგონი ამ თეორიის მთელი რიგი პოსტულატების შესამოწმებლად. ქართველი გეოლოგების სასახელოდ უნდა ითქვას, რომ ისინი თავიდანვე ჩაებნენ ამ თეორიის საფუძველზე საქართველოსა და მთელი კავკასიის ყოველმხრივ შესწავლაში და შექმნეს ამ რეგიონის გეოლინამიკური ევოლუციის მობილისტური მოდელები (შ. ადამია, ე. გამყრელიძე, გ. ზაქარიაძე, მ. ლორთქიფანიძე). 1974 წელს ე. გამყრელიძემ ჩაატარა აღნიშნული თეორიის ანალიზი ხმელთაშუა ზღვის კოლიზიური სარტყლის მაგალითზე და აჩვენა, რომ იგი დასტურდება ამ რეგიონის შესახებ არსებული და მის მიერ მოპოვებული გეოლოგიური მონაცემებით. ამასთან დაკავშირებით 1976 წელს გამოქვეყნდა მისი სპეციალური მონოგრაფია „ტექტონიკური სტრუქტურების ფორმირების მექანიზმი და ტექტოგენეზისის ზოგიერთი ზოგადი პრობლემა“, რომელიც მოიცავს სა-

კითხთა ფართო წრეს, დაწეებული სტრუქტურული გეოლოგიის მეთოდური საკითხებიდან ტექტოგენეზის შესაძლო მიზეზებისა და მექანიზმის პრობლემის განხილვამდე.

განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა ახალი თეორიის სრულყოფისათვის ჰქონდა იმ ფაქტს, რომ 1970-იანი წლებიდან დაწეებული დადგინდა დედამიწის ქერქისა და ლითოსფეროს ჰორიზონტალური ტექტონიკური განშრევა. ამ თვალსაზრისით კავკასიის რეგიონის კვლევისათვის დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა პ. გამყრელიძის და ე. გამყრელიძის მიერ კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის შარიაჟული აგებულების გამოვლენას. პალეოგეოგრაფიული და სტრუქტურული მონაცემების საფუძველზე შარიაჟების არსებობა დადგინდა, როგორც კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის მეზოზოურ-კაინოზოურ დანალექ კომპლექსში, ისე მტკვრის დეპრესიის მოლასურ საფარში. ამასთან დაკავშირებით 1977 წელს გამოქვეყნებული მონოგრაფია „კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ტექტონიკური ზეწრები“ უაღრესად მნიშვნელოვანი აღმოჩნდა საქართველოსა და მთელი კავკასიის ტექტონიკური სტრუქტურების შემდგომი კვლევის თვალსაზრისით. აღსანიშნავია, რომ აღნიშნული შარიაჟების არსებობა, მოგვიანებით, მთლიანად დაადასტურა არეკვლილი ტალღების მეთოდით ჩატარებულმა გეოფიზიკურმა კვლევებმა.

ამის შემდგომ, ე. გამყრელიძემ ხმელთაშუა ზღვის მოძრავი სარტყლის მთათა სისტემების (ალპების, კარპატების, ბალკანიდების, ბოჰემის მასივის და როდოპის კრისტალინიკუმის) შესწავლის საფუძველზე დაადგინა ტექტონიკური ზეწრების (შარიაჟების) ფართო გავრცელება როგორც დედამიწის ქერქის დანალექ საფარში, ისე მის კრისტალურ ფუნდამენტში (1982, 1991). ამის პარალელურად გამოვლინდა ტექტონიკური ზეწრების არსებობა ძირულის კრისტალურ მასივში (ე. გამყრელიძე, დუმბაძე, კეკელია, ხმალაძე, ხუციშვილი, 1981; ე. გამყრელიძე, შენგელია, 2005) კავკასიონის კრისტალურ გულში (ე. გამყრელიძე, შენგელია, ჭიჭინაძე, 1996) და ლოქის კრისტალურ მასივში (ე. გამყრელიძე, შენგელია, ვაშაკიძე, შველიძე, 1999).

დადგენილ იქნა შარიაჟების წარმოშობის ქვეცოცებითი მექანიზმის უნივერსალური ხასიათი არამარტო საქართველოში (პ. გამყრელიძე, ე. გამყრელიძე, 1977), არამედ ხმელთაშუა ზღვის სარტყლის მრავალ მთათა სისტემაში (ე. გამყრელიძე, 1982, 1991).

საქართველოს ტერიტორიაზე ფილების ტექტონიკის თეორიის ერთ-ერთი დადასტურება იყო ძირულის (ე. გამყრელიძე, დუმბაძე, კეკელია, ხმალაძე, ხუციშვილი, 1981) და ლოქის მასივებში (ე. გამყრელიძე, შენგელია, ვაშაკიძე, შველიძე, 1999) და კავკასიონის კრისტალურ გულში (ე. გამყრელიძე, შენგელია, 2005) გვიანკამბრიულის წინა და პალეოზოური ასაკის ოფიოლიტური ასოციაციების გამოვლენა.

საქართველოს იურულისწინა წარმონაქმნების ტექტონიკას მრავალი წლის განმავლობაში იკვლევდა ო. ხუციშვილი. მან ახლებურად წარმოადგინა საქართველოს იურულისწინა ფუნდამენტის შიგა სტრუქტურა და გეოდინამიკური ევოლუცია (1991).

ამის შემდგომ გამოირკვა, რომ ახალი გეოლოგიური თეორიის – ფილების ტექტონიკის და დედამიწის ქერქის ჰორიზონტალური ტექტონიკური განშრევების კონცეფციის სინთეზი უაღრესად ნაყოფიერია ენდოგენური გეოლოგიური პროცესების (რეგიონული მეტამორფიზმისა და მაგმატიზმის) სრულიად ახალ ასპექტში შესასწავლად. ამ პრობლემას მრავალი წელია (1996-2015) ერთობლივად იკვლევენ ე. გამყრელიძე და დ. შენგელია. ამის შედეგი იყო მათი მოსკოვში გამოცემული ერთობლივი მონოგრაფია „კავკასიის კამბრიულისწინა-პალეოზოური რეგიონული მეტამორფიზმი, გრანიტოიდული მაგმატიზმი და გეოდინამიკა“ (2005) და არაერთი სტატია (1996-2014). ამ გამოკვლევების შედეგად კარდინალურად შეიცვალა წარმოდგენები კრისტალური ფუნდამენტების ამგები ქანების ასაკის შესახებ, რაც დადასტურდა იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური კვლევებით. კერძოდ, ქანების ასაკი (ბრიტანულ და ტაივანულ მეცნიერებთან თანამშრომლობით) განისაზღვრა უახლესი U-Pb LA-ICP-MS ცირკონული მეთოდით (ე. გამყრელიძე, შენგელია, წუწუნავა და სხვ., 2011). დაზუსტდა იურულისწინა კრისტალური ფუნდამენტის შიგა სტრუქტურა და დადგინდა ენდოგენური პროცესების (მეტამორფიზმისა და მაგმატიზმის) განვითარების ძირითადი ეტაპები. აღნიშნულ ნაშრომებში ნახვენებია, რომ გრანიტოიდული მაგმატიზმი და რეგიონული მეტამორფიზმი, ასახავს რა დედამიწის გარე გარსებში თერმობარული ველის ვარიაციებს, წარმოადგენს კავკასიის დედამიწის ქერქისა და ლითოსფეროს სხვადასხვა სტრუქტურული ერთეულის გეოდინამიკური რეჟიმისა და შიგა აგებულების თავისებურებათა პირდაპირ შედეგს. ე. გამყრელიძის და დ. შენგელიას წიგნის რედაქტორის აკადემიკოს ვ. ხაინის აზრით: „...მისი გამოქვეყნება არის, უდავოდ, დიდი მოვლენა კავკასიის გეოლოგიური კვლევის ისტორიაში“..... „სრულიად აშკარაა, რომ ეს მონოგრაფია მრავალი წელი იქნება ამოსავალი წერტილი ყველა შემდგომი კვლევებისთვის“.



ფილემის ტექტონიკის თეორიის სრულყოფისთვის უადრესად მნიშვნელოვანი იყო აგრეთვე ტერეინების კონცეფციის განვითარება, რომელიც სათავეს იღებს 1980-იანი წლებიდან ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების მაგალითზე. ტერეინული ანალიზი საშუალებას იძლევა ჩატარდეს სრულყოფილი რეგიონთაშორისო კორელაციები და თანამედროვე დონეზე იქნას განხილული გეოლინამიკური ევოლუციის მოდელები და პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციები. მის საფუძველზე ჩატარდა კავკასიის და მისი მოსაზღვრე რეგიონების ტექტონიკური დარაიონება (ე. გამყრელიძე, 1997).

ფილემის ტექტონიკის ფაქტობრივად უნივერსალური თეორიის შექმნის მიუხედავად, იმისთვის, რომ დადგინდეს ტექტონიკურ მოძრაობათა და ლითოსფეროს დეფორმაციის მიზეზები და ყველა ეტაპის ტექტონიკური სტრუქტურის წარმოშობის მექანიზმი, აუცილებელია გაგრძელდეს კვლევა ამ სტრუქტურების ყველა დონეზე. ეს კი გულისხმობს დედამიწის ქერქის გვიანალპური და თანამედროვე დეფორმაციების ხასიათისა და სრულიად სხვადასხვა რიგის სტრუქტურების გენეზისისა და წარმოშობის მექანიზმის კვლევას დეტალური და რეგიონული სტრუქტურული ანალიზის გამოყენებით. ამგვარი კვლევა მრავალი წელია მიმდინარეობს (ე. გამყრელიძე, თ. გიორგობიანი, ლ. ბაშაღლიშვილი). ე. გამყრელიძემ შეისწავლა აჭარათრიალეთის ზონის ტექტონიკური სტრუქტურების ფორმირების მექანიზმი (1974). თ. გიორგობიანის და დ. ზაქარაიას მონოგრაფიაში (1989) გამოვლინდა ჩრდილო-დასავლეთ კავკასიონის ალპური ნაოჭა კომპლექსის აგებულება, კანონზომიერებანი, გარდვიგარდმო ზონალობა და წარმოშობის კინემატიკური თავისებურებანი.

ე. გამყრელიძისა და ფ. მაისაძის მიერ ჩატარებული კვლევის შედეგად ახლებურად იქნა გაშუქებული კავასის მადნიანი ველის რთული ტექტონიკური აგებულება (1982).

კავკასიის ტექტონიკური სტრუქტურების მრავალმხრივი შესწავლის საფუძველზე დადგინდა მეტად თავისებური სტრუქტურული ანსამბლის არსებობა, რომელიც მიუთითებს გვიანალპურ დროში არაბეთისა და ევრაზიის ფილემის ურთიერთმიხედობას (ე. გამყრელიძე, გიორგობიანი, 1997).

მრავალი წელია შეისწავლება კავკასიის კლივაჟური სტრუქტურების მორფოლოგიური თავისებურებანი და გენეზისი (თ. გიორგობიანი, ზ. ქოქრაშვილი, ა. ყაველაშვილი). ამავე დროს, დედამიწის ქერქის უახლესი დეფორმაციის პრობლემა უშუალოდ უკავშირდება მისი სეისმურობის კვლევას, რასაც ცხადია, თეორიულთან ერთად, პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს. ამ მიზნით გამოკვლეულ იქნა საქართველოს ტერიტორიის დედამიწის ქერქის უახლესი (ნეოტექტონიკური) და თანამედროვე ჰორიზონტალური მოძრაობების მიმართულება და სიჩქარე (ე. გამყრელიძე, ყულოშვილი, 1998). შესწავლილ იქნა აგრეთვე სეისმურად აქტიური სიდრმული და რეგიონული ტექტონიკური რღვევები. სიდრმული რღვევების დადგენა მოხდა გეოლოგიურ და გეოფიზიკურ ნიშანთა კომპლექსის არსებობის საფუძველზე (ე. გამყრელიძე, გიორგობიანი, ლობჯანიძე და სხვ., 1998). საქართველოსთვის პირველად შედგა აქტიური რღვევების კატალოგი, რომელიც დაედო საფუძველად ქართველი სეისმოლოგების მიერ საქართველოს ტერიტორიის სეისმური დარაიონების რუკას. ეს უკანასკნელი 1999 წელს მშენებლობისათვის ნორმატიულ დოკუმენტად იქცა.

გასული საუკუნის ბოლოს გეოლოგიის ინსტიტუტში მნიშვნელოვანი რეგიონულ-გეოლოგიური გამოკვლევები ჩატარდა. ე. გამყრელიძის და გ. ლობჯანიძის მონოგრაფიაში (1984) დაზუსტებულ იქნა აჭარათრიალეთის ზონის ცენტრალური ნაწილის გეოლოგიური აგებულება და განხილულ იქნა ბორჯომის მინერალური წყლის ფორმირების პირობები.

1985 წელს მოსკოვში გამოვიდა ე. გამყრელიძის და თანაავტორების (ა. მიხაილოვი, მ. ლორთქიფანიძე, გ. ნადარეიშვილი, გ. თვალჭრელიძე) წიგნი „სამხრეთ შავი ზღვის ვულკანური სარტყელი და მისი მეტალოგენია“, რომელშიც განხილულია აღნიშნული რეგიონის ვულკანიზმისა და მეტალოგენიის კავშირის პრობლემა გეოლინამიკასთან ფილემის ტექტონიკის თეორიის საფუძველზე.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია კავკასიონის მთავარი ქედის სტრუქტურულ-ტექტონიკური და ლითოლოგიურ-სტრატეგრაფიული აგებულების შესწავლა მდინარეების ასას და არაგვის გადაკვეთაზე (ხელმძღვანელები ე. გამყრელიძე, მ. ბერიძე, გ. ჩიხრაძე), რომლის შედეგები გამოქვეყნდა ინსტიტუტის შრომათა კრებულის სახით (1991).

ფ. მაისაძემ პალეოგენური ნალექების ლითოლოგიურ-ფაციესური თავისებურებების მრავალწლიანი კვლევის შედეგად მოახდინა საქართველოში პალეოგენური დროის პალეოგეოგრაფიული ვითარებისა და გეოლოგიური განვითარების ისტორიის რეკონსტრუქცია, რაც ასახულია მის მონოგრაფიაში (1999). ფ. მაისაძის კვლევებში განსაკუთრებით აღსანიშნავია ზედაეოცენური ოლისტოსტრომების კომპლექსური შესწავლა (1994) და მათი კორელაცია აღ-

პურ ნაოჭა სისტემაში ფართოდ გავრცელებულ სინქრონულ ოლისტოსტრომებთან და „გელურ ფლიშთან“. აღნიშნა რა კატასტროფული მოვლენების წამყვანი როლი მათ წარმოქმნაში, მან ისინი პირველად მიაკუთვნა „მოვლენათა ნალექებს“ (2008). შემდგომში ფ. მაისაძის მიერ სპეციალურად იქნა გამოკვლეული რეგრესიული ნალექებისა და ოროგენეტიკური ფაზისების კავშირის პრობლემა, რამაც საშუალება მისცა განესაზღვრა ცალკეული ფაზისების სავარაუდო ხანგრძლივობა (2004, 2008). დასავლეთ აფხაზეთის ზედაოცენური ნალექების მაგალითზე ფ. მაისაძემ საქართველოსთვის პირველად გამოთვალა ნალექთდაგროვების სინქარეები და დაადგინა ცალკეული წყებების დაგროვების ხანგრძლივობა (2015).

თ. გიორგობიანის მიერ კავკასიონის სტრუქტურული კვლევის შედეგად გამოვლენილია დანაოჭების სუბვერტიკალური სტილი, გამკვეთი ციცაბოდ დახრილი კლივაჟის სიბრტყეები და სინქრონული ბლანტი რღვევები (2008). კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ზოგიერთ ტექტონიკურ ზონაში მან დაადგინა გადამკვეთი ანუ ინტერფერენციული დანაოჭების ფართო გავრცელება (2012). მან განიხილა აგრეთვე კავკასიონისა და მიმდებარე ამიერკავკასიის უახლესი და თანამედროვე გეოლინამიკა (2014).

ლ. ბაშელეიშვილმა გამოავლინა აჭარა თრიალეთის ნაოჭა ზონის აღმოსავლეთი ნაწილის ჩრდილო კიდის შარიაჟული აგებულება (ლ. ბაშელეიშვილი, ე. გამყრელიძე, ვ. ბურტმაანი, 1982). მოლასური როფების ფარგლებში ლ. ბაშელეიშვილმა გამოყო ნაწევური დეფორმაციების სხვადასხვა კინეტიკური და მორფოგენეტიკური ფორმები (2011). მისი გამოკვლევების თანახმად, ცივ-გომბორის ქედის თანამედროვე სტრუქტურა წარმოადგენს რამპანტიკლის და მისი ფორმირება პარაგენეტიკურად დაკავშირებულია ალაზნის როფის ფორმირებასთან (2012).

დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა ჩატარებულ კვლევას საქართველოს კამბრიულისწინა და ფანეროზოური მაგმატიზმის გეოლინამიკური ტიპიზაციისათვის (ე. გამყრელიძე, დუდაური, ნადარეიშვილი, სხირტლაძე, თუთბერიძე, შენგელია, 2002).

ე. გამყრელიძისა და ლ. ბაშელეიშვილის მიერ (2004) სახელმწიფოს დაკვეთით შესწავლილ იქნა ბაქო-თბილისი-ჯეიჰანის ნავთობსადენისა და შაჰ-დენისის გაზსადენის ტრასების გეოლოგიური და სეისმოტექტონიკური პირობები.

ე. გამყრელიძის, გ. ნადარეიშვილის თ. წამალაშვილისა და ლ. ბაშელეიშვილის მიერ საველე დაკვირვებების, ბურღვისა და გეოფიზიკური მონაცემების საფუძველზე დადგინდა, რომ თბილისის შუაოცენური ოლისტოსტრომების ფორმირება დაკავშირებულია ხანგრძლივად განვითარებად, კონსედიმენტაციურ, ფარულ სიღრმულ რღვევასთან (2008). გამოირკვა აგრეთვე, რომ ეს რღვევა განიცდის გაახალგაზრდავებას ნეოტექტონიკურ ეტაპზე და სეისმოაქტიურია (ე. გამყრელიძე, წამალაშვილი, ჯავახიშვილი და სხვ., 2008).

ე. გამყრელიძის რედაქტორობით 2003 წელს გამოიცა საქართველოს ახალი გეოლოგიური რუკის ელექტრონული ვერსია 1 : 500 000 მასშტაბში (ავტორი გ. გუჯაბიძე), ხოლო 2013 წელს - საქართველოს ახალი ტექტონიკური რუკა (1 : 500 000) ავტორები: ე. გამყრელიძე და სხვ. (იხ. სტატია წინამდებარე კრებულში).

გეოლოგიის ინსტიტუტის მეცნიერულ კვლევებში განსაკუთრებული დამსახურება აქვთ გ. ზარიძესა და ნ. თათრიშვილს. ისინი ქართული პეტროლოგიური სკოლის ფუძემდებლები არიან. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მრავალრიცხოვანმა შრომებმა მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა პეტროლოგიური მეცნიერების განვითარებაში და აღიარება მოიპოვა არა მხოლოდ საქართველოში, არამედ მის ფარგლებს გარეთაც.

ამ ავტორების მიერ (1962) პირველად იქნა დამუშავებული და შემოთავაზებული კონცეფცია მეტამორფული ფორმაციების შესახებ, რომელმაც საყოველთაო აღიარება მოიპოვა. მოგვიანებით (1970), მსოფლიოს მრავალი ობიექტის შესწავლის საფუძველზე, გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა გააერთიანეს მაგმური და მეტამორფული ფორმაციები ერთ ენდოგენურ ფორმაციად. მათ განსაზღვრეს სხვადასხვა ენდოგენური ფორმაციების ადგილი და როლი დედამიწის ევოლუციის სხვადასხვა გეოლოგიურ ეტაპზე.

გ. ზარიძესა და ნ. თათრიშვილის მიერ პირველად შემუშავდა მეტასომატური გრანიტიზაციის სტადიური განვითარება და გამოიყო გრანიტიზაციის მონო – და პოლისტადიური საფეხურები.

საყოველთაოდ დამკვიდრებული შეხედულებების საწინააღმდეგოდ, ამ ავტორებმა დამაჯერებლად დაასაბუთეს ცირკონის პოლიგენეტიკობა (1953), რაც დღეს ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი საფუძველია ცირკონული მეთოდით ქანების იზოტოპური დათარიღებისთვის.

გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის შრომები კავკასიის მაგმური, მეტამორფული და მეტასომატურე წარმონაქმნების გენეზისის და ფორმირების განვითარების პირობების შესახებ დღესაც სამაგიდო წიგნებია გეოლოგების ფართო წრისათვის.

აფხაზეთის მაგმატიკების და მეტამორფიკების შესწავლას საფუძველი ჩაუყარა გ. ჩხოტუას შრომებმა მდ. კოდორის სათავეების ძველი ფუძე და ულტრაფუძე ქანების პეტროგრაფიისა (1938) და აფხაზეთის ინტრუზივების (1944) შესახებ.

მეტად მაღალი მეცნიერული ღირებულებისაა ს. ჩიხელიძის შრომები, რომელთა შორის აღსანიშნავია „გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში“ და „საქართველოს იურულისწინა ფორმაციები“ (1948-1949).

შ. ჯავახიშვილმა დეტალურად შეისწავლა ლოქის კრისტალური მასივის გეოლოგია და პეტროგრაფია, ასევე კავკასიის რიგი მეტამორფული და მაგმური წარმონაქმნი – (1951-1967). მის მონოგრაფიაში (1970) ახლებურადაა გაშუქებული კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის მეტამორფიკების გეოლოგიისა და პეტროლოგიის რიგი საკითხი.

ი. ხმალაძემ შეისწავლა მდ. ყუბანის ბენასინის სტრუქტურული ზონის ალპურისწინა მცირე ინტრუზივები (1958), ხოლო შემდგომ ძირულის კრისტალური მასივის მაგმატიკებისა და მეტამორფიკების პეტრო-მინერალოგიის საკითხები და გრანიტოიდების ფორმირების ფიზიკურ-ქიმიური პირობები (1975), ამავე მასივის გრაფიტიანი წარმონაქმნები (1978), ძირულის კრისტალური მასივის ფორმირების თერმოდინამიკური პირობები (1977) და სხვ.

ო. დუდაურის შრომები პეტროლოგიის ფართო სპექტრს მოიცავს. მან დეტალურად შეისწავლა ბოლნისის რაიონის მცირე ინტრუზივები (1965), შემდგომ, მ. ტოგონიძესთან ერთად, გამოიკვლია საქართველოს ფანეროზოური მაგმატიკების პრაქტიკულად ყველა გამოსავალი (1975-2003). ამ ავტორებმა გორაბის ინტრუზივის მახლობლად (აფხაზეთი) ლიასურ ნალექებში დაადგინეს ალპურისწინა კრისტალური სუბსტრატის გამოსავალი (1972). ო. დუდაურის მონოგრაფიაში (2003) „საქართველოს მეზოზოური ინტრუზიული კომპლექსების პეტროლოგია“, ახლებურად არის განხილული ამ ინტრუზივების რიგი პეტროგენეტიური და ფორმირების გეოდინამიკური პირობები.

1978 წლიდან ო. დუდაური ხელმძღვანელობს ინსტიტუტის იზოტოპური გეოქრონოლოგიის ლაბორატორიას. მისი ინიციატივით შესრულდა რიგი წარმონაქმნების დათარიღება. მან ძირულის მასივის მიგმატიკების და კვარციანი დიორიტების ცირკონები დაათარიღა U-Pb მეთოდით. ამავე მასივის ვარისკული გრანიტები და მათი დიფერენციატები კი – K-Ar მეთოდით. ეს ასაკი შემდგომში დადასტურებული იქნა U-Pb ცირკონული განსახვდრებითაც.

ო. დუდაურმა და მ. ტოგონიძემ K-Ar მეთოდით დაათარიღეს ძირულისა და ხრამის მასივების ვარისკული გრანიტები (320-330 მლნ. წ.). გ. ვაშაკიძემ იგივე სამუშაო ჩაატარა ლოქის მასივზე. მან ამ მასივში უკრაინელ კოლეგებთან ერთად U-Pb მეთოდით გამოავლინა იურული, ცარცული და მესამეული ასაკის სხეულები (1999).

ო. დუდაური, მ. ტოგონიძე, გ. ვაშაკიძე და ქ. გაბარაშვილი წარმატებით თანამშრომლობენ ИГЕМ-ის გეოქრონოლოგიური განყოფილების თანამშრომლებთან სამხრეთ საქართველოსა და ყაზბეგის რაიონის მეოთხეული ვულკანოგენების პეტროგრაფიულ-გეოქრონოლოგიურ შესწავლაში (1999-2015). ამ თანამშრომლობის ფარგლებში გ. ვაშაკიძის თანაავტორობით გეოქრონოლოგიურ, ვულკანოლოგიურ და იზოტოპურ-გეოქიმიურ მონაცემებზე დაყრდნობით შედგენილ იქნა კავკასიონის მეოთხეული ვულკანების კატალოგი; შესწავლილ იქნა კავკასიონზე მდ. სუატისის სათავეებში ჯიმარას პოლოფაზური მასივი. ასევე შეწავლილ იქნა ყელის მთიანეთის მეოთხეული ვუკანიზმის ევოლუციის თავისებურებანი. აღმოჩენილი და კარტირებულ იქნა 2 ვულკანი - ხარულის უღელტეხილზე და არჩვების ტბასთან.

დ. შენგელიამ გამოყო და დაასაბუთა კავკასიის ფარგლებში რეგიონული მეტამორფიზმის ყველაზე უფრო მაღალტემპერატურული საფეხური – გრანულიტური ფაციესი (1968, 1969), რამაც მნიშვნელოვნად შეცვალა არსებული წარმოდგენები კავკასიონის კრისტალური სუბსტრატის აგებულების და ჩამოყალიბების შესახებ. მან, დ. კეცხოველთან ერთად, დაადგინა მეტამორფული წარმოშობის ზონალური პლაგიოკლაზები და გაშიფრა მათი გენეზისი (1966, 1968).

დ. შენგელიას ხელმძღვანელობითა და თანაავტორობით პირველად დამუშავდა გრაფიტული გეოთერმომეტრი, რაც თანამედროვე პეტროლოგიის მნიშვნელოვან მიღწევას წარმოადგენს (1976, 1977). მან პირველმა შეძლო გაეანალიზებინა არაკონგრუენტული მინერალების – თეთრი ქარსისა და რქატყუარას წონასწორობა (1973). მან, გ. ჭიჭინაძესა და დ. კეცხოველთან ერთად, პირველად მსოფლიო ლიტერატურაში აღწერა შავი ფერის პორფირობლასტური კალიუმიანი მინდვრის შპატი და გაშიფრა მისი წარმოშობის პირობები (1974, 1975).

დ. შენგელიამ გრანიტოიდულ და მეტამორფულ ქანებში კავკასიაში პირველმა შეისწავლა ცვლადი შედგენილობის პარაგენეტიური მინერალების წონასწორობა და მინერალური პარაგენეზის ფიზიკურ-ქიმიური პირობები. მან დაადგინა გენეტიური კავშირი გრანიტოიდებ-



სა და მათ შემცველ ქანებს შორის (1969, 1972); ზონალური მინერალების ევოლუციის შესწავლის საშუალებით ფართოდ დანერგა წნევისა და ტემპერატურის განსაზღვრის მეთოდები; თანავეტორებთან ერთად, მინერალების მიკროზონდული ანალიზის საფუძველზე ჩაატარა კავკასიის ყველა ტერეინის ალპურისწინა კრისტალური წარმონაქმნების გეოთერმობარომეტრული კვლევები (1986-1991).

დ. შენგელიამ, გ. ზარიძესთან ერთად, კავკასიის მასალაზე დაყრდნობით, ჯერ კიდევ გასული საუკუნის სამოცდაათიან წლებში (1977, 1978) ფილების ტექტონიკის პოზიციიდან გაანალიზა მაგმატიზმისა და რეგიონული მეტამორფიზმის წარმოშობის გეოდინამიკური პირობები.

დ. შენგელიას ხელმძღვანელობითა და მონაწილეობით შესრულდა კავკასიონის კრისტალინიკუმის მასშტაბური შესწავლა. მიღებული შედეგები ასახულია 1991 წელს მოსკოვში დასტამბულ მონოგრაფიაში „კავკასიონის მეტამორფული კომპლექსების პეტროლოგია“. ნაშრომში პირველად კავკასიაში დადგენილია თითოეული ტემპერატურული საფეხურის (სუბფაციების დონეზე) ფაზური წონასწორობა და გარდამავალი (იზოგრადული) რეაქციები. გეოთერმობარომეტრების გამოყენებით დადგენილია პროგრადული ზონალური რეგიონული მეტამორფიზმის P-T ტრენდები.

დ. შენგელია თანავეტორი და რედაქტორია 1 : 200 000 მასშტაბის ორი საერთაშორისო რუკის „კავკასიონის რეგიონული მეტამორფიზმისა და ალპურისწინა გრანიტოიდების რუკა“ (1997) და – „კავკასიონის მეტამორფული ფორმაციების რუკა“ (1999), რომლებსაც თან ახლავს მონოგრაფიული ხასიათის ახსნა-განმარტებითი ბარათი.

დ. შენგელიამ, თანავეტორებთან ერთად, დაადგინა მრავალი ალპურისწინა ტექტონიკური ზეწარი და სოლი: კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე (1995-1999), კავკასიონის წინა ქედის სტრუქტურულ ზონაში და, გ. ჭიჭინაძესთან ერთად, კავკასიონის იალბუხის სტრუქტურული ქვეზონის ფარგლებში (1996-2005), კავკასიონის საუღელტეხილო ქვეზონაში. ე. გამყრელიძესთან და სხვებთან ერთად მან (1992) ლოქის მასივში დაადგინა სხვადასხვა შედგენილობის ტექტონიკური ფირფიტები, ხოლო თ. წუწუნავასთან ერთად, რიგი ტექტონიკური ზეწარი ცახკუნიაცის (სომხეთი) მასივში (2005, 2006). დ. შენგელიამ, გ. ჭიჭინაძესთან და გ. ციმაკურიძესთან ერთად მთავარი ქედის ზონის ფარგლებში მეტამორფულ კომპლექსში გამოყო ორი ახალი წყება: ვერცხლის ტბის (1974) და ლადევალის (1997). ასევე მან, ე. გამყრელიძესთან და სხვებთან ერთად, ლოქის კრისტალური მასივის ფარგლებში პირველად დაადგინა და დეტალურად შეისწავლა ალპურისწინა მეტაოფიოლიტური კომპლექსი.

დ. შენგელიამ გრანიტოიდების ფორმირების პროცესში ტექტონიკური ზეწრების როლის შეფასების შუქზე, საყოველთაოდ ცნობილი გრანიტოიდების გენეტური ტიპების გარდა, გამოყო გრანიტოიდების ორი ახალი გენეტურ-გეოდინამიკური ტიპი (1998): U ტიპი, განპირობებული ტექტონიკური განშრევების დროს მიწის ქერქის განტვირთვით და T ტიპი – მსხვილი შარიაჟული გადაადგილების დროს მიწის ქერქის გასქელებით. მოგვიანებით, ე. გამყრელიძესთან ერთად, მან დაადგინა კავკასიის ყველა ტერეინის ფარგლებში აღნიშნული ტიპების ფართო გავრცელება (2005).

როგორც ზემოთ აღინიშნა, 2005 წელს მოსკოვში გამოიცა ე. გამყრელიძის და დ. შენგელიას მონოგრაფია, რომელშიც შეჯამებულია მათი 30 წლიანი კვლევის შედეგები კავკასიის ალპურისწინა მაგმატიზმის, მეტამორფიზმისა და ტექტონიკური პროცესების შესახებ.

ი. კიკნაძის მიერ დეტალურადაა შესწავლილი მდ. ცხენისწყლის სათავეების მესამეული ინტრუზივები (1967).

დ. კეცხოველის მონოგრაფიაში (1972) ახლებურად არის გაშუქებული შუაიურული ასაკის ცეის გრანიტოიდების (ჩრდ. კავკასია) პეტროგენეზის საკითხები. იგი, დ. შენგელიასთან ერთად, ავეტორია მონოგრაფიისა „დაბალი და ზომიერი წნევის რეგიონული მეტამორფიზმი აფხაზეთში“ და მრავალი სტატიის (1967-1991).

ძირულის მასივის დაბალტემპერატურული წარმონაქმნების (ფილიტების) შედგენილობა და ფორმირების გეოლოგიური პირობები შეისწავლა მ. აბესაძემ (1969). იგი თანავეტორია მრავალი სტატიისა (1980-2004), რომლებიც ეხება კავკასიონის, ძირულისა და ლოქის კრისტალური მასივების ალპურისწინა წარმონაქმნების პეტროლოგიასა და ფორმირების გეოდინამიკურ პირობებს.

გ. ციმაკურიძემ შეისწავლა ზემო სვანეთის (1971), ძირულის (1976, 1982) და ლოქის კრისტალური მასივების (2002) ალპურისწინა გრანიტოიდები და მეტამორფიტები.

გ. ჭიჭინაძის პირველ პუბლიკაციებში (1970-1978) ახლებურადაა მოცემული სოფის აზეების ალპურისწინა წარმონაქმნების გეოლოგიისა და პეტროლოგიის საკითხები. შემდგომ

წლებში (1971-2014) იგი იკვლევს მთელი კავკასიონის გეოლოგიისა და პეტროლოგიის საკითხებს (1974-1998).

გ. დუმბაძემ შეისწავლა აფხაზეთის ალპურისწინა მაფიტებისა და ულტრამაფიტების გეოლოგია და პეტროქიმია (1975, 1977), გამოიკვლია კავკასიისთვის იშვიათი პარაგენეზის – კიანიტიანი ამფიბოლიტების, როდინგიტებისა და ეკლოგიტისებრი ქანების შედგენილობისა და ფორმირების პირობები (1971, 1982). თანაავტორებთან ერთად (ე. გამყრელიძე, მ. კეკელია, ი. ხმალაძე, თ. ხუციშვილი) აღწერა კამბრიულისწინა-პალეოზოური ასაკის ოფიოლიტების ფრაგმენტები ძირულის მასივის ფარგლებში (1981).

თ. ჩხოტუას მიერ შესწავლილია აფხაზეთის მეტამორფული კომპლექსი (1971-1977). გეოლოგიური ინსტიტუტის სხვა თანამშრომლებთან ერთად მას გამოქვეყნებული აქვს არაერთი სტატია, რომლებიც ეხება კავკასიონის მთავარი და წინა ქედების, აგრეთვე, ლოქის მასივის გეოლოგიის, ტექტონიკის, პეტროქიმიისა და გეოდინამიკის პრობლემებს (1978-2010).

ქ. ჩიხელიძის შრომებში განხილულია ძირულის მასივის იურისწინა გრანიტოიდების გენეზისის საკითხები (1999-2004). მათ შორის მნიშვნელოვანია აქცესორული მინერალების დეტალური შესწავლა. მან გამოიკვლია აგრეთვე ძირულის მასივის ცირკონების ტიპომორფული თვისებები (2004, 2010).

მ. ტოგონიძემ, გარდა ზემოთ აღნიშნული თ. დუდაურთან ერთად ჩატარებული კვლევებისა, დეტალურად შეისწავლა გორაბის ინტრუზივი; დაადგინა ამ ინტრუზივის მრავალფაზიანობა – ულტრაფუძე შედგენილობიდან ულტრამაფამდე (1973).

ა. ოქროსცვარიძემ კავკასიონის ალპურისწინა გრანიტოიდების დეტალური შესწავლის საფუძველზე (1995), გრანიტოიდების I, S, M და H ტიპიზაციის მიხედვით გამოყო მათი გენეტიური სერიები. შემდგომ იგი იკვლევს საქართველოს კოლიზიური ოროგენული მაგმური სისტემების პეტროლოგიას, ოროგენულ სისტემებთან დაკავშირებულ მადნიანი მინერალიზაციის პროცესებს, გრანიტოიდული მაგმის გენერაციისა და კონტინენტური ქერქის ევოლუციის საკითხებს.

თ. წუწუნავამ (1983-2005 წწ.) კომპლექსურად და დეტალურად შეისწავლა კავკასიის დაბალტემპერატურული რეგიონული მეტამორფიზმი: დააზუსტა მეტამორფიზმის ფაციესები და სუბფაციესები, დაადგინა რეგიონის ყველა მეტამორფული სტრუქტურული ერთეულის პირველადი ქანები, მკაფიოდ განაცალკევა ერთმანეთისგან მეტამორფიზმის პროგრადული და რეტროგრადული საფეხურები და დიაფტორეზი. წარმოადგინა კავკასიის დაბალტემპერატურული რეგიონული მეტამორფიზმის ახალი მოდელი. თ. წუწუნავამ (2004-2010 წწ.), პირველად კავკასიაში, გამოყო ანქიმეტამორფული ქანები, რომელიც ადრე განიხილებოდა კლასიკური ვაგებით მეტამორფული ქანების შემადგენლობაში. მან დაადგინა, რომ კავკასიონის მთავარი ქედის და ბეჩასინის სტრუქტურული ზონების შემადგენელი ქანების უმეტესობას, ჩხალთა-ლაილის ზონის დიზის სერიას, ძირულის კრისტალური მასივის ნეოავტოქთონურ ჩეშორის წყებას, ხრამის კრისტალური მასივის ალოქთონურ ქვიშაქვებს და ცახკუნიაციის (სომხეთი) კრისტალური მასივის დაღარის მეტამორფული კომპლექსის ადვერანის წყებას განცდილი აქვს მხოლოდ ანქიმეტამორფიზმი. 2010-2014 წწ. თ. წუწუნავამ თანაავტორებთან ერთად (ე. გამყრელიძე, დ. შენგელია და სხვ.) ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით დაათარიდა კავკასიონისა და შავი ზღვა - ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერეინების მეტამორფიტებისა და მაგმატიტების ასაკი, შეისწავლა ამ წარმონაქმნების პეტროგეოქიმია და წარმოადგინა მათი ფორმირების პეტროგენული და გეოდინამიკური მოდელები. ასევე თანაავტორებთან ერთად დაადგინა შავი ზღვა – ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერეინის ალპურისწინა კონტინენტური ქერქის ფორმირების ძირითადი ეტაპები.

ლ. შუბითიძე 1999-2005 წლებში სწავლობდა ძირულის მასივის ორთოკლასიან გაბროს (რიკოთიტს). მან წარმოადგინა რიკოთიტის ფორმირების ახალი პეტროგენული მოდელი; დაადგინა, რომ რიკოთიტი სუბდუქციური ტიპის კონტინენტური კიდის ენსიალური კუნძულთარკალის კირ-ტუტე ბაზალტების რიგს შეესაბამება და მისი პროტოლითი ზედა მანტიის და „ქერქულ ასთენოსფეროში“ ჩამოყალიბებული ფუძე-ულტრაფუძე შედგენილობის მაგმას წარმოადგენდა.

რ. ჩაგელიშვილის საკანდიდატო დისერტაციაში (2006) მოცემულია რკვიის ინტრუზივის პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური, გეოქიმიური, იზოტოპური და თერმობარომეტრული კვლევები.

გ. ჭიჭინაძემ და ნ. მაისურაძემ (2010) ჯალოვჩატის გაბროიდული ინტრუზივის პეტროგეოქიმიური შესწავლის საფუძველზე დაადგინეს, რომ ინტრუზივი შეესაბამება შუაოკეანური ქედების ბაზალტებს.

2008-2011 წლებში ი. მშვენიერაძემ შეისწავლა ძირულის კრისტალური მასივის გვიანპერცინული გრანიტები და მათი როლი მადანგამოვლინებაში.

ნ. ფოფხაძემ 2010-2014 წლებში დეტალურად შეისწავლა მადნეულის საბადოს შემცველი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები და წარმოადგინა მათი გეოლოგიური გარემოს ახალი ვულკანოგენურ-სედიმენტაციური მოდელი.

2010-2014 წლებში ქ. თედლიაშვილი იკვლევდა ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პეტროლოგიის საკითხებს. თანამედროვე მეთოდების გამოყენებით მან განსაზღვრა მეტამორფიზმის ფორმირების P-T პირობები და წარმოადგინა მათი პეტროგენეტიკური მოდელი.

ქ. ვარდანიანი და ნ. მაისურაძემ (2010) კლინის გაბრო-დიორიტული ინტრუზივის პეტროგეოქიმიური შესწავლის საფუძველზე დაადგინეს, რომ ინტრუზივის შედგენილობა მერყეობს გაბრო-დიორიტებიდან კვარც-დიორიტებამდე და შეესაბამება სუსტადდიფერენცირებულ დაბალკალიუმიან სერიას.

2013-2015 წლებში გ. ბერიძე შეისწავლის ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული მაგმური და ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების პეტრომინერალოგიური საკითხები. პეტროქიმიური მონაცემების საფუძველზე მან წარმოადგინა შესწავლილი მაგმატიტების ფორმირების პეტროგენეტიკური და გეოდინამიკური მოდელები.

1941 წლიდან ინსტიტუტში დაიწყო სისტემატური მინერალოგიური კვლევები. ამ დროიდან 1948 წლამდე გ. გვახარიას ხელმძღვანელობით ე. ვეხირიშვილი და თ. ბაგრატიშვილი სწავლობდნენ საქართველოს გვიანცარცულ პოსტვულკანურ მინერალიზაციას, კავკასიონის ვერცხლისწყლის საბადოებსა და ქალკოპირიტ – პიროტინულ გამოვლინებებს, ასევე დასავლეთ საქართველოს ბარიტების საბადოებს. 1949-1956 წლებში თ. ივანიციმ და ზ. ოთხმეზურმა შეისწავლეს კვაისის და მადნეულის პოლიმეტალური და ბარიტ-პოლიმეტალური საბადოების მინერალოგია და სტრუქტურულ-მორფოლოგიური თვისებები.

გასული საუკუნის 60-იან წლებში გ. გვახარიას, ე. ვეხირიშვილის, თ. ბაგრატიშვილის, რ. მანველიძის და რ. ახვლედიანის მიერ სხვადასხვა ასაკის, გეოლოგიური მდებარეობის და ქიმიური შედგენილობის პლუტონურ ქანებში განვითარებული პიროქსენების და ამფიბოლების კრისტალიზაციის თერმოდინამიკური რეჟიმის ცვლილებებთან დაკავშირებით, განხილულ იქნა ამ მინერალების ევოლუციის საკითხები. მოგვიანებით (1975-1990 წწ.) გ. ნასიძე იკვლევდა აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის ვულკანური ქანების მინერალოგიის საკითხებს.

1960-1980 წლებში რ. მანველიძე სწავლობდა საქართველოს გრანიტოიდების კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალური მესრის სტრუქტურული მოწესრიგების საკითხებს. ამავე წლებში რ. ახვლედიანის მიერ განსაზღვრულია მეტამორფული ქანების რიგი ქანმაშენი მინერალის ფორმირების თერმოდინამიკური პირობები. აჭარა-თრიალეთის ვულკანოგენების ჰიდროთერმულ და ვულკანოგენ-დანალექ წარმონაქმნებში განვითარებული ცეოლითების შესახებ მინერალოგიური მონაცემების საფუძველზე თ. ბათიაშვილმა და გ. მიქაძემ დაადგინეს კლინოპტილოლიტის შემცველი ქანები.

ახალციხის და კასპის რაიონების მეზო-კაინოზოურ ვუკლანიტებში განვითარებული აქატიტებისა და ქალცედონების მინერალოგიური მონაცემების შესწავლის საფუძველზე ც. კარგარეთელმა დაადგინა, რომ მინერალიზაცია სივრცობრივად და გენეტიურად დაკავშირებულია შემცველ ქანებთან.

ი. შველიძემ კავკასიონის და ძირულის, ლოქის და ხრამის კრისტალური მასივების ქანებში ქანმაშენი მინერალების შესწავლის შედეგად დაადგინა შრეებრივი სილიკატების ტიპომორფული თვისებები.

გასული საუკუნის 30-იანი წლების ბოლოს გ. ძოწენიძის თაოსნობით გეოლოგიის ინსტიტუტში ჩამოყალიბდა ახალი მიმართულება – პალეოვულკანოლოგია. მოგვიანებით იგი ხდება ახალი მნიშვნელოვანი მიმართულების – ვულკანიზმის ნალექდაგროვებაზე გავლენისა და ვულკანოგენური მეტალოგენიის თეორიის ფუძემდებელი. ეს უკანასკნელი დამუშავებულია გ. თვალჭრელიძესთან ერთად. გ. ძოწენიძე ვულკანიზმს განიხილავდა დედამიწის ქერქში მიმდინარე პროცესებთან მჭიდრო კავშირში. კერძოდ, ვულკანიზმსა და ტექტონიკას, ვულკანიზმის გავლენას ნალექდაგროვებაზე, ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი მეტალოგენიის კანონზომიერებებს და არამადნეული წიაღისეულის ფორმირებას ვულკანიზმთან კავშირში (1948, 1965).

1948 წ. გ. ძოწენიძეს მონოგრაფიისათვის „საქართველოს მიოცენურისწინა ვულკანიზმი“ მიენიჭა სტალინური პრემია, ხოლო 1972 წ. მონოგრაფიისთვის „ვულკანიზმი და მადანწარმოშობა“ – ლენინური პრემია.

ნ. სხირტლაძის კვლევებმა მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანა საქართველოს ვულკანოლოგიის შესწავლაში. მან დეტალურად შეისწავლა საქართველოს ნეოგენურ-მეოტოხეული ვულკანიზმი. ამ პრობლემას ეხება მისი მონოგრაფია (1958), რომელიც საუკეთესო კავკასიის ახალგაზრდა ვულკანიზმის საკითხებში.

1958 წლიდან ინსტიტუტის პალეოვულკანიზმის განყოფილება შეიქმნა ახალგაზრდა კადრებით. გ. ნადარეიშილი და მ. ლორთქიფანიძემ შეისწავლეს აჭარა-თრიალეთის შუა-ქვედა-ეოცენური ვულკანიტები (1956-1971). თ. ჯანელიძემ – ბაიოსის პორფირიტული სერია (1960-1970), გ. მიქაძემ აჭარა-თრიალეთის აღმოსავლეთ ნაწილის ვულკანიზმი და ვულკანოგენური ფლიშური კომპლექსი (1960-1974), ვ. გუგუშილი – საქართველოს ბელტის ზედაცარცული მთავრის წყება (1960-1967). შემდგომ წლებში (1969, 1990) გ. ნადარეიშილი შეისწავლა პიროკლასტური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების კლასიფიკაციის პრობლემები; მუშაობდა ჭაბურღილების მონაცემების საშუალებით პალეოვულკანური რუკების შედგენის მეთოდოლოგიაზე; დეტალურად შეისწავლა მეზო-კაინოზოური ვულკანოგენური ფორმაციები. გ. მიქაძემ და თ. ბათიაშვილმა (1970-1993) მნიშვნელოვანი სამუშაოები შეასრულეს საქართველოსა და კუბის ვულკანოგენური ცეოლითების საბადოების შესწავლისა და პროგნოზირებისათვის.

ვ. გუგუშილი შეისწავლა ჰიდროთერმული აქტივობის კავშირი ვულკანიზმთან და დაამუშავა მადნეულის სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოს ფორმირების მოდელი.

შ. ადამიამ, ე. გამყრელიძემ, მ. ლორთქიფანიძემ და გ. ზაქარიაძემ (1974), შეისწავლეს აჭარა-თრიალეთის პალეოგენური ვულკანურ-პლუტონური კომპლექსის ტექტონიკური ევოლუცია და პეტროლოგიურ-გეოდინამიკური თავისებურებები.

ამავე პერიოდში მ. ტატიშვილმა (1975 წ.) შეისწავლა მესხეთის შუაეოცენური ვულკანიზმის კავშირი ტექტონიკურ პროცესებთან, წარმოადგინა ამ რეგიონის პეტროქიმიური და პალეოვულკანური დახასიათება, რომლის საფუძველზეც ახლებურად დაისვა ზოგიერთი სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიების საკითხები.

1975-1981 წლებში მ. ლორთქიფანიძემ და გ. ზაქარიაძემ, ა. კნიპერთან ერთად, შეისწავლეს მცირე კავკასიონის ოფიოლიტური სარტყლის ვულკანიზმი.

80-იან წლებში დ. ყუფარაძე იკვლევდა ლოქის მასივის მიმდებარე იურულ ვულკანიზმს, ხოლო დ. გოგოლაძე – ბოლნისის რაიონის ცარცულ სუბვულკანურ წარმონაქმნებს.

მ. ლორთქიფანიძის 1985 წლის ნაშრომი „აღპურ-ჰიმალაიური ნაოჭა სარტყლის ცენტრალური სეგმენტის მეზო-კაინოზოური ვულკანიზმი და გეოდინამიკა“ პირველი კვლევაა, სადაც დიდი რეგიონის მეზო-კაინოზოური განვითარების მაგალითზე, სისტემისთვის – კუნძულთარკალი – ზურგის აუზი გამოვლენილია ვულკანიზმის განვითარების საერთო კანონზომიერებები; დადგენილია კუნძულთარკალური ვულკანიზმის ინტენსიური გამოვლინების დროის უშუალო დამოკიდებულება აფრიკა-არაბეთის და ევრაზიის კონტინენტების კონვერგენციის სისწრაფეზე.

გ. ნადარეიშილი და თ. ჯანელიძემ (1998) კავკასიის აღპური ეტაპის ტექტონურ-მაგმური განვითარების თანამედროვე წარმოდგენების შუქზე ახლებურად განიხილეს საქართველოს მეზოზოური ვულკანიზმის ევოლუციის საკითხები.

ვ. გუგუშილის თანახმად (2000), ოკეანე თეტიისისა და მისი აქტიური კიდის ფანეროზოური ევოლუცია თურქეთისა და კავკასიის ფარგლებში მიმდინარეობდა სხვადასხვაგვარ გეოდინამიკურ პირობებში, რომლებთანაც დაკავშირებულია ნაირგვარი ტიპის ვულკანიზმი და სულფიდური მადანწარმოშობა.

აღმოსავლეთ პონტიდების და აჭარა-თრიალეთის სამხრეთ დასავლეთ ნაწილის ლითოლოგიურ-ფაციესური, მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული და ნივთიერი შედგენილობის საფუძველზე გ. ნადარეიშილი და ნ. სადრაძემ (2004) დაასკვნეს, რომ ეოცენური ვულკანიზმი და მისი თანამდგომი განვითარების ეტაპები, ასევე ცალკეული ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების ფორმირება მიმდინარეობდა მსგავს გეოლოგიურ პირობებში.

გეოლოგიურ ინსტიტუტში ლითოლოგიური კვლევების დაწყება გ. ძოწენიძის სახელთანაა დაკავშირებული. ლითოლოგიური კვლევის ძირითად ობიექტად ძირულის კრისტალური მასივი იქცა, რომელიც გადარეცხვისა და ლიასური და ბაიოსური წარმონაქმნების ძირითადი კვების წყაროს წარმოადგენდა. კვლევის შედეგები შეჯამებულია გ. ძოწენიძის (1948), გ. ძოწენიძის, ნ. სხირტლაძის და ი. ჩხელაშვილის შრომებში (1950-1956).

შემდეგ წლებში გ. ჩიხრაძემ, ი. ჩხელაშვილმა, მ. ბერიძემ ა. კოპალეიშილი, გ. სიბაშვილი, ე. ვარსიმაშვილი, გ. ქიქოძემ და ნ. ცაბაძემ შეისწავლეს კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის იურული და ცარცული ასაკის ტერიგენული, კარბონატული და ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაციები.



70-იანი წლების ბოლოს შეისწავლებოდა ტყიბულისა და ტყვარჩელის რაიონების ნახშირ-იანი ფორმაციები და კვაისის მადნიანი რაიონის დანალექი ქანები. ამავე დროს, გ. ჩხრაძემ (1979) ლითოლოგიურად შეისწავლა კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ქვედა და შუაიურული ნალექები. ნაშრომში მოცემულია ზოგიერთი ახალი დასკვნა ადრეიურულ-აალენური დროის პალეოგეოგრაფიისა და ვულკანიზმის შესახებ. მოგვიანებით ი. ნაჩეშვილი, გ. ჩხრაძემ, მ. ბერიძემ და ე. ვასრიაშვილმა მოგვცეს საქართველოსა და ბულგარეთის იურული დანალექი ფორმაციების შედარებითი დახასიათება. შედეგები გამოქვეყნებულია 1984 წლის მონოგრაფიაში.

წლების გამწვანებაში ე. ვასრიაშვილი იკვლევს საქართველოს სხვადასხვა ასაკის წარმონაქმნების სელიმენტაციისა და ლითოლოგიის საკითხებს. დასავლეთ საქართველოს ქვედაცარცული ეპიკონტინენტურ-ზღვიური ნალექების შესწავლის საფუძველზე (2002), მან გამოყო სელიმენტაციური ციკლი, რომელიც იწყება გვიანტიტონური ტრანსგრესიით და მთავრდება გვიანალპური რეგრესიით. კავკასიონის კიდურა ზღვის „აღმოსავლეთი აუზის“ ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაციის ტერიტორიული მინერალოგიის კვლევის შედეგად მან დაადგინა აღნიშნული ნალექების მკვებავი წყარო (2010). იგი ფლიშური ფორმაციის შემადგენელ ქანებს, შეცვლის ხარისხის მიხედვით, უპირატესად სიღრმული კატაგენეზისის ზონას აკუთვნებს (2013).

საქართველოს ზედაიურული ფერადი ნალექების დეტალური ლითოლოგიური კვლევების საფუძველზე ნ. ცაბაძემ (1999) დაადგინა ამ ნალექების ნივთიერი შედგენილობა, გამოყო და დაახასიათა ქანების ლითოლოგიური ტიპები, განსაზღვრა სელიმენტაციისა და ნალექდაგროვების პირობები.

90-იანი წლებიდან დაწყებული (1988-1995) მ. თვალჭრელიძე ასრულებდა შავი ზღვის საქართველოს სექტორის კოლოცენური ნალექების სელიმენტოლოგიურ კვლევებს. მან განსაზღვრა ზღვის ევსტატიკის, ნეოტექტონიკის, მდინარეების მყარი ნატანების მოცულობის, სანაპირო ზონის მორფო- და ლითოლინამიკის როლი თანამედროვე რელიეფის ფორმირებაში. მან ასევე ჩაატარა კვლევა გვიანპლიოცენურ და პლეისტოცენურ დროში პირველყოფილი ადამიანის გარემოსთან შეგუების ურთიერთდამოკიდებულების შესახებ.

ლ. ჩომახიძემ (2002) დეტალურად შეისწავლა ბაიოსის ვულკანოგენურ სერიაში განვითარებული გამოფიტვის ქერქი. მან განსაზღვრა მისი მინერალური შედგენილობა და მინერალების სტადიური გარდაქმნა, დაადგინა ჰიდრატაციის, გამოფიტვისა და ჰიდროლიზის ზონები, შეისწავლა გამოფიტვის ქერქის გეოქიმია.

თ. ბერიძე 1991 წლიდან დღემდე იკვლევს საქართველოს მეზო-კაინოზოური სელიმენტაციური აუზის ლითოლოგიისა და ვულკანიზმის საკითხებს. 2005-2012 წლებში იგი მონაწილეობდა მადნეულის საბადოს შემცველი ვულკანოგენურ-დანალექი და დანალექი წყებების კვლევაში, რის შედეგადაც დადგინდა საბადოს შემცველი ქანების წარმოშობის, მათი ვულკანიზმთან და მინერალიზაციასთან კავშირის ზოგიერთ საკითხი. უკანასკნელი ორი წლის მანძილზე მან კვლევებთან ერთად, საქართველოში საფუძველი ჩაუყარა იქმნოლოგიურ კვლევებს.

მაასტრიხტული და ზედაეოცენური ოლისტოსტრომული წარმონაქმნების დეტალური შესწავლის შედეგად ნ. გაგნიძემ (2000, 2002) დაადგინა გადარეცხილი კლასტური მასალის ხასიათი და წყარო.

1955 წელს გეოლოგიურ ინსტიტუტში დაარსდა სასარგებლო წიაღისეულის განყოფილება, რომელსაც მოგვიანებით ეწოდა გეოქიმიის და მადნეული საბადოების განყოფილება. ლითონური სასარგებლო წიაღისეულის შესწავლაში დიდი წვლილი ეკუთვნით – თ. ივანიცკის, ვ. ნადირაძეს, ზ. ოთხმეზურს, ე. კახაძეს. აღსანიშნავია ი. ნაზაროვის – მადნეულის საბადოს პირველადმოძიების ფართო სამუშაოები ბოლნისის მადნიან რაიონში. ზემოთ აღნიშნულმა მკვლევარებმა გარდა საბადოების განლაგების კანონზომიერების დადგენისა, შეასრულეს დეტალური სამუშაოები მადნეების მინერალოგიური და გეოქიმიური შესწავლის მიზნით. მოგვიანებით გაჩნდა ახალი მიმართულება – საქართველოს ოქროს მადნეების გეოლოგია და პერსპექტივები (ვ. გელეიშვილი).

ი. დოლიძემ ჩაატარა თერმობაროგეოქიმიური კვლევები. ა. მაღალაშვილმა და რ. მიგინეიშვილმა შეისწავლეს მერისის მადნეული კვანძის და ბოლნისის მადნეული რაიონის გამადნებული სტრუქტურები. 1980-იანი წლების ბოლოს გ. თვალჭრელიძემ შეისწავლა საკითხები, რომლებიც ეხებოდა მადნეული საბადოების გლობალური განაწილების კანონზომიერებებს. მისი თეორიული შედეგები აისახა სპეციალურ მონოგრაფიასა და მრავალ სტატიაში.

ლუხუმის დარიშხანის საბადოზე მ. ჯანჯღავამ დაადგინა მადნეში სელენისა და ტელურის შემცველობა და ქცევა.

ზეკარის, ლოქის, ხრამისა და ძირულის მასივების მაგმური ქანებისა და კავკასიონის მთავარი ქედის გრანიტოიდების შესწავლის საფუძველზე მ. კეკელიას მიერ დადგენილ იქნა იშვიათმიწა და სხვა ლითოფილური ელემენტების შემცველობები და ქცევა; მანვე ჩაატარა პალეოზოოური მაგმური კომპლექსების გეოქიმიური ტიპიზაცია (მ. კეკელია, 1961, 1994). შესწავლილ იქნა აგრეთვე აჭარა-თრიალეთის ინტრუზიული ქანების გეოქიმია (მ. კეკელია, ჯ. ნადარეიშვილი, 1965, 1969).

ს. კეკელიამ და მ. კეკელიამ შეისწავლეს პონტიდების და კავკასიის ალპური ვულკანოგენური ფერადი მეტალების საბადოები (2002). ამ გამოკვლევების თანახმად, ვულკანოგენური საბადოების ჰიდროთერმული სისტემები კანონზომიერად წარმოიქმნება ევრაზიის კონტინენტის აქტიური პალეოკიდის განვითარების სხვადასხვა ეტაპზე; დივერგენტულ ეტაპზე ფორმირდება სპილენძის და პოლიმეტალური მადნების ჰიდროთერმულ-დანალექი ბუდობები, კონვერგენტულზე – დასაწყისში ეპიგენეტური სპილენძისა და მცირე მოცულობის ბარიტ-პოლიმეტალური, ხოლო მოგვიანებით – როგორც კომბინირებული, ისე ძირითადად თუთიის შემცველი ეპიგენეტური მადნები. კოლიზიური ეტაპისკენ გარდამავალ სტადიაზე წარმოიქმნება ეპიგენეტური პოლიფორმაციული საბადოები.

2003-2004 წლებში აღნიშნულმა ავტორებმა, ამერიკის გეოლოგიური სამსახურის კოლეგებთან ერთად, შეისწავლეს რაჭისა და სვანეთის ფარგლებში კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის პოტენციური ოქროს მადნები. დადგინდა იქნა ცალკეულ მადანგამოვლინებათა პერსპექტიულობა; შედგინდა იქნა ლუხრასა და ზოფხითოს საბადოების 1 : 1000 მასშტაბის გეოლოგიური რუკა.

აშშ-ს გეოლოგიურ სამსახურთან ერთობლივი სამუშაოს შედეგები აისახა ს. კეკელიას და მ. კეკელიას შრომაში (2008), რომელიც ეხებოდა კავკასიონის ოქროს გამოვლინებების გენეზისსა და პერსპექტივებს.

2008-2014 წლებში გეოქიმიის და სასარგებლო წიაღისეულის განყოფილების თანამშრომლები მუშაობდნენ პროექტზე „მადან-მაგმური სისტემების და ვულკანურ-პლუტონური წარმონაქმნების კომპლექსური კვლევა“. ყოველმხრივ იყო შესწავლილი მადან-მაგმური სისტემები საქართველოს ფარგლებში და მის მომიჯნავე ტერიტორიებზე (თურქეთში, აზერბაიჯანში და სომხეთში). სამხრეთ კავკასიაში გამოიყო მეტალოგენური ზონები, რომლებიც შეფასდა სხვადასხვა ტიპის მადნეული საბადოების აღმოჩენის პერსპექტიულობის თვალსაზრისით. ჩატარებული სამუშაოს შედეგები შეჯამებულია მონოგრაფიაში - „ალპურ-ჰიმალაიური სარტყლის ცენტრალური ნაწილის ალპიდების მეტალოგენია“ (2014) და მრავალ სამეცნიერო სტატიაში.

2000-2013 წლებში განყოფილების თანამშრომლებმა შეისწავლეს აჭარა-თრიალეთის პალეოგენური კოლიზიური ოქროსშემცველი და ბოლნისი-ყაზახის გვიანცარცული სპილენძი და ოქროს მატარებელი ზონები. გეოქიმიური კვლევის საფუძველზე, მათ დაადგინეს მაგმატიკების და მადნიანი ნივთიერების წყარო და შექმნეს გეოლოგიურ-გენეტიკური და ძებნითი მოდელები მცირე კავკასიონის სხვადასხვა ფართობების პერსპექტიულობის დასაზუსტებლად.

Arc GIS- კომპიუტერული პროგრამის საშუალებით შეიქმნა 1 : 500 000 მასშტაბის კავკასიის მეტალოგენური რუკა, 1 : 200 000 მასშტაბის მეტალოგენური რუკები რაჭა-სვანეთის და აჭარა-თრიალეთის რეგიონებისათვის, 1 : 500 000 და 1 : 25 000 პალეოგენური რუკები ბოლნისის მადნიანი რაიონებისათვის, აგრეთვე, მერისის და ალავერდის მადნიანი კვანძებისათვის. აღნიშნული რუკები ატარებს გეოლოგიურ – პროგნოზულ ნიშნებს სხვადასხვა ტიპის ლითონური საბადოებისათვის.

1981 წლიდან გეოლოგიის ინსტიტუტში მუშაობს ფიზიკურ-ქიმიური მეთოდების, ხოლო შემდგომ გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური კვლევის განყოფილება ვ. გვახარიას ხელმძღვანელობით. სამეცნიერო კვლევით ფირმა „გამა“-სთან ერთობლივი სამუშაოების ჩატარება განყოფილებას ფართო შესაძლებლობებს აძლევს, როგორც კვლევების დიაპაზონის, ასევე ტექნიკური აღჭურვილობის გამოყენების თვალსაზრისით.

განყოფილების საქმიანობა მოიცავს გეოლოგიის, ეკოლოგიისა და გეოქიმიის სხვადასხვა ასპექტებს. განყოფილება მრავალი წლის განმავლობაში ჩართული იყო ინსტიტუტის თემატიკის მიხედვით განხორციელებულ კვლევებში, რომელიც ეხებოდა საქართველოს სასარგებლო წიაღისეულის შედგენილობას კერძოდ მადნებში ოქროს, ვერცხლისა და ბარიტის შემცველობისა და კონდიციურობის საკითხებს. ჩატარებულია კვლევები სელექციური სორბენტების გამოყენებით ხსნარებიდან ძვირფასი და იშვიათი ლითონების (ოქროს, ვერცხლისა და ნიობიუმის) კონცენტრირებასთან დაკავშირებით, დარიშხანორგანული ნაერთების სინთეზისა და ქიმიურ ანალიზში მათი გამოყენების შესაძლებლობის შესახებ.

განყოფილებაში ტარდება სხვადასხვა მიმართულების ეკოლოგიური კვლევები. შესწავლილია საქართველოს სხვადასხვა რეგიონის ნიადაგებში, მათ შორის თბილისში, ტყვიის გავრცელების კანონზომიერებები (1981-83 წწ).

განყოფილების კვლევებში უმნიშვნელოვანესი ადგილი ეთმობა საქართველოს მიწისქვეშა წყლების კვლევას. შესწავლილია საქართველოს ყველა რაიონში არსებული მინერალური და მტკნარი წყლის წყაროები, დადგენილია მათი ქიმიური შემადგენლობა. წყლის რამდენიმე საბადოსთან მიმართებაში ჩატარებულია რეკომენდებული კვლევები, რომელთა მიზანი იყო მათი საექსპლუატაციო პოტენციალის დადგენა (1990-2000).

განყოფილების კვლევების ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ნაწილია შავი ზღვის საქართველოს აკვატორიის ეკოლოგიური და გეოქიმიური კვლევები. 2000 წლიდან მიმდინარეობს საქართველოს აკვატორიის, ასევე აუზის მდინარეების წყლისა და ფსკერული ნალექების კვლევა მძიმე ლითონებისა და ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობასა და განაწილებასთან დაკავშირებით. იდენტიფიცირებულია ზღვის გარემოში და ზღვაში შემავალ მდინარეებში მათი მოხვედრის წყაროები.

განყოფილების მიერ, სხვადასხვა სამეცნიერო ორგანიზაციებთან თანამშრომლობის საფუძველზე, ჩატარებულია მნიშვნელოვანი კვლევები, რომელთა მიზანი იყო საქართველოს სამთამადნო წარმოების რეგიონებში შექმნილი ეკოლოგიური სიტუაციის კვლევა და ნარჩენების გაუვნებლება და მათი მეორადი ნედლეულის სახით გამოყენების გზების შემუშავება.

შესწავლილია ჭიათურისა და ხესტაფონის საწარმოო და საცხოვრებელი ზონების ზედაპირული წყლებისა და წყალმომარაგების სისტემების, ნიადაგისა და ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურება.

შემუშავდა ნარჩენების სამრეწველო გადამუშავების პიონერული ტექნოლოგიები ლითონური მანგანუმის, დაბალნახშირბადიანი ფერომანგანუმის, მანგანუმშემცველი ლიგატორების, მანგანუმის ოქსიდის მაღალხარისხოვანი კონცენტრატისა და მანგანუმის სულფატის მისაღებად.

შესწავლილია რაჭისა და ქვემო სვანეთის რეგიონში დარიშხანის მადნების მოპოვებით, გადამუშავებით და ნარჩენების დასაწყობებით გამოწვეული ზედაპირული წყლებისა და ნიადაგების დაბინძურება.

2009 წელს ფიზიკური კრისტალოგრაფიის განყოფილების ფიზიკოსების ჯგუფი შეუერთდა გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური კვლევის განყოფილებას. ჯგუფმა განაგრძო მუშაობა კრისტალების ზრდის ბუნებრივი პროცესების მოდელირების, წინასწარ განსაზღვრული თვისებების მქონე მასალების მიღების და ახალი ტექნოლოგიების დამუშავების დარგში. ტარდება კვლევები კრისტალოგრაფიის, ოპტიკის, მყარი ტანის ფიზიკისა და კვანტური ელექტრონიკის დარგებში. კრისტალების ოპტიკური თვისებების შესწავლის შედეგები შეტანილია ერთობლივ შრომაში (ა. მიქაბერიძე, მ. ჯიბლაძე, ზ. რაზმაძე).

მ. ჯიბლაძის ხელმძღვანელობით დამუშავდა გოგირდწყალბადით მდიდარი შავი ზღვის წყლის ამოღების მარტივი მეთოდი, რომელიც ნებისმიერი სიღრმიდან, წყლის ტუმბოების გარეშე, ჩვეულებრივი წყლის მიღების დახმარებით სიღრმული წყლის ამოღების საშუალებას იძლევა. ასევე მეთოდი, რომელიც ეხება გოგირდწყალბადის დაშლას ფოტოდისოციაციის საშუალებით.

ზემოაღნიშნული ჯგუფის მიერ დამუშავებულ იქნა ბაზალტის ძაფის მიღების ახალი ეფექტური მეთოდი სინათლის ღუმელის გამოყენებით, რომელიც საშუალებას იძლევა მივიღოთ მაღალხარისხოვანი ბაზალტის ძაფი ენერგეტიკული დანახარჯების მკვეთრი შემცირებით.

2013 წლიდან გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური კვლევის განყოფილების ფიზიკოსების ჯგუფი იკვლევს ქ. თბილისის ტერიტორიის სხვადასხვა ზონებში ხმაურის დონეებს. ჩატარებული კვლევის შედეგების მიხედვით დადგენილია ადგილები, რომლებიც იმყოფება ზენორმატული ხმაურის ზეგავლენის ქვეშ (ა. მიქაბერიძე, მ. ჯიბლაძე, ვ. გვახარია, ტ. ადამია, გ. ჟორჯოლიანი, მ. გოგილავა). ამჟამად მიმდინარეობს საბურთალოს რაიონის ძირითადი სატრანსპორტო მაგისტრალის მიმდებარე ტერიტორიებზე ტრანსპორტით გამოწვეული ხმაურის შესწავლა.

გეოლოგიის ინსტიტუტში ყოველთვის დიდი ყურადღება ექცეოდა ახალგაზრდა კადრების მომზადებას. უნდა აღინიშნოს, რომ ფუნდამენტურ კვლევებში ახალგაზრდა მეცნიერების ამჟამად არსებული დეფიციტის პირობებში, ინსტიტუტში მუშაობს არაერთი დოქტორანტი და მაგისტრი.

ინსტიტუტის თანამშრომლები ეწევიან პედაგოგიურ მოღვაწეობას საქართველოს სხვადასხვა უმაღლეს სასწავლებლებში; ატარებენ ლექცია-სემინარებს, ამზადებენ დოქტორანტებს და მაგისტრებს.

გეოლოგიის ინსტიტუტი 1932 წლიდან გამოსცემს საკუთარ პერიოდულ ბეჭდვით პროდუქციას. 1942 წლამდე გამოიცემოდა „საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის ბიულეტენი“. შემდგომ, 1952-დან 1965 წლამდე, იბეჭდებოდა „საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები“ ორ, გეოლოგიურ და მინერალოგიურ-პეტროგრაფიულ სერიად.

1948-1955 წლებში გამოიცემოდა სერია „მონოგრაფიები“, ხოლო 1965 წლიდან დღემდე გამოდის გამოშვებების მიხედვით „გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომების ახალი სერია“. სულ გამოცემულია: „ბიულეტენები“ – 16 ტომი, „შრომები“ – სერიების მიხედვით 33 ტომი და „შრომების ახალი სერია“ – 127 გამოშვება (რომლებიც ეძღვნება მნიშვნელოვან მოვლენებს, საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის სესიებს, საიუბილეო თარიღებს), 70 მონოგრაფია და სხვადასხვა გეოლოგიური ექსკურსიების მეგზურები.

ინსტიტუტის თანამშრომლებმა შექმნეს მონოგრაფიული პალეონტოლოგიური მუზეუმი, რომელიც ამჟამად განთავსებულია ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში. ამ მუზეუმში ინახება 130 მონოგრაფიულად შესწავლილი და გამოცემული პალეონტოლოგიური კოლექცია. ინსტიტუტს აქვს მდიდარი სამეცნიერო ბიბლიოთეკა.

გეოლოგიის ინსტიტუტის ინიციატივით ჩატარებულია მრავალი სხვადასხვა საკავშირო, ადგილობრივი და საერთაშორისო კონფერენცია, სესია, კოლოქვიუმი და სიმპოზიუმი. თავის მხრივ, ინსტიტუტის თანამშრომლები ხშირად მონაწილეობენ საზღვარგარეთ ჩატარებულ საერთაშორისო სამეცნიერო ღონისძიებებში.

ინსტიტუტის არაერთი თანამშრომელი მონაწილეობს საერთაშორისო (INTAS, ITF, NATO, CRDF-GRDF, UNESCO, ISTC, SCOPEs, DARIUS და სხვ.) და შოთა რუსთაველის ეროვნული სამეცნიერო ფონდის საგრანტო პროექტებში.

ასეთია გზა, რომელიც გაიარა ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის კოლექტივმა. ის ნათლად მეტყველებს, რომ ქართველი მეცნიერ-გეოლოგების მიღწევები ჭეშმარიტად ღირებული და მნიშვნელოვანია.

## TOWARDS THE MORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF THE HETEROMORPH AMMONITES

M. Kakabadze

**ჰეტერომორფული ამონიტების მორფოლოგიური კლასიფიკაციის შესახებ. მ.კაკაბაძე.**  
 ჰეტერომორფული ამონიტების პალეოეკოლოგიისა და ფილოგენიის რიგი საკითხების კვლევაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მათ მორფოლოგიურ კლასიფიკაციას. ახალი დამატებითი მასალის შესწავლის საფუძველზე მოხდენილია ჰეტერომორფული ამონიტების არსებული მორფოლოგიური კლასიფიკაციური სქემის რევიზია; ჰეტერომორფებში გამოყოფილია 4 მორფოლოგიური ქვეტიპი და 44 ჯგუფი.

**1. Introduction**

By the peculiarities of shell construction ammonites are divided into monomorph (the shell is characterized by planispiral evolute/involute coiling) and heteromorph (during the ontogeny in one or more ontogenetic stages the whorls are uncoiled) morphological types. Rapid, repeated ontogenetic changes in shell morphology are characteristic feature of many representatives of heteromorphs and usually they are hereditary. In most cases they were fixed in the genetic code thanks to functional value, and therefore except a great taxonomic significance, they became a principal key in ethological speculations (Kakabadze, 1981, 1985). Moreover, investigations of such changes during the ontogeny, in many cases become very valuable in revealing and explaining of origin and development of the various trends in evolution of Heteromorphs (Wiedmann, 1962, 1969, Thieuloy, 1964, Tovbina, 1965, Seilacher, 1970, Seilacher & Gunji, 1993, Kakabadze, 1981, Mikhailova, 1983, Mikhailova & Braboshkin, 2009, etc.).

It is obvious that studies of the problems of ethology and causes of origin of the various trends in the evolution of heteromorphic ammonites, first of all should be started with analyses of their shell modifications throughout ontogeny. Hence, improvement of the existing morphological classification of the heteromorphic ammonites is an actual task of the agenda.

**2. Morphological classification**

Morphological classification of heteromorph ammonites, given in the earlier editions (Arkell et al., 1957; Druschchits & Kudryavtsev, 1960; etc.) was based on the peculiarities of ammonites's adult shell form whereas the peculiarities of the whorl coiling in early ontogenetic stages, in most cases, were not taken into account. Later on, it was noted (Kakabadze, 1981) that among heteromorph ammonites there are genera with similar shell morphology at the late-premature and mature stages, but they differ significantly from each other by the type of whorl coiling in the early ontogenetic stages and they cannot be included in one and the same morphological group. Hence, it became clear that in ethological studies of heteromorphic ammonites it is necessary to classify them on the basis of shell morphological peculiarities beginning from the early ontogenetic stages.

On the basis of shell coiling peculiarities in the early and subsequent ontogenetic stages the type Heteromorpha is divided into 4 subtypes (Kakabadze, 1981, 1988): (a) Bilaterally symmetric heteromorphs with planispirally uncoiled second whorl; (b) Bilaterally symmetric heteromorphs with straightly uncoiled second whorl (tube); (c) Bilaterally symmetric heteromorphs with contiguous early whorls and (d) Asymmetrical heteromorphs. Each subtype consists of morphological groups, and each of group is characterized by specific shell modifications, in many cases beginning from early ontogenetic stages.

After the first publication of morphological classification of the Paleozoic-Mesozoic heteromorph ammonites (Kakabadze, 1988), there accumulated a lot of additional data about heteromorphic shell morphology, which provided the basis for recognition of 13 new additional morphological groups. Hence, on the whole, currently there are identified 44 groups.

The diagnoses (in some cases – the revised diagnosis) of the morphological groups of all 4 subtypes are given below.

**2.1. Subtype of bilaterally symmetric heteromorphs with planispirally uncoiled second whorl.** Directly after the first embryonic whorl the second whorl is uncoiled so that inside the second whorl the umbilical hiatus is formed (Fig. 1). At the end of the second whorl the aperture may come or may not come into contact with the first embryonic whorl and beginning from the third whorl there is large variability in shell coiling. The following 14 groups are attributed to this subtype (Fig. 2<sub>(1-14)</sub>):



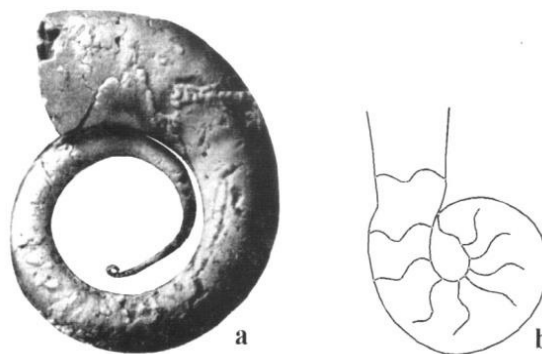


Fig. 1. Early ontogenetic stage of *Luppovia* Bogdanova, Kakabadze & Michailova; a - the relationship in the 1 - 3 whorls of *Luppovia dostshanensis* Bogdanova et al. (x 5); b - the first whorl and beginning of the uncoiling in *Luppovia adjiderensis* Bogdanova et al. (x 43) (Kakabadze et al., 1978).

1) Protancylocone – coiled in very open spiral. Typical representative (T.r.) – *Protancyloceras kurdistanense* (Spath).

2) Criocone – planispiral whorls with noncontiguous whorls. T.r. – *Crioceratites duvalii* Léveillé.

3) Matheroniconce – after the planispiral, uncoiled second whorl follow contiguous whorls, which in some cases acquire faint involution with age. T.r. – *Hemihoplites (Matheronites) ridzewskyi* Renngarten.

4) Pseudothurmannicone- crioconic early whorls, followed by contiguous or faintly involute whorls at late mature stage. T.r. – *Pseudothurmannia (Kakabadziella) mortilleti* (Pictet et De Loriol).

5) Ammonitoceracone – after the planispiral, uncoiled second whorl follow contiguous whorls, but the last whorl is crioconically uncoiled. T.r. – *Ammonitoceras (A.) ucetiae* Dumas.

6) Hoplocriocone – crioconic early whorls. The last whorl very open (not fully rectified) with gently rounded hook. T.r. – *Acrioceras (Hoplocrioceras) dilatatum* D'Orbigny.

7) Ancylocone – crioconic whorls, followed by a straight or sub-straight shaft and terminal hook. T.r.- *Ancyloceras matheronianum* D'Orbigny.

8) Lytocriocone – ancyloconic planispiral whorls and shaft, but the hook is very long so that the aperture reaches up to the planispiral whorl. T.r. – *Lytocriocera sjauberti* (Astier).

9) Pseudocriocone – early whorls of planispiral stage are noncontiguous, whereas the late planispiral whorls are contiguous. The shaft and hook resemble those of the ancylocone. T.r. – *Pseudocrioceras abichi* (Bacevich & Simonovitsch).

10) Trianglicone – crioconic early whorls are followed by straight shaft, which in turn is bent strongly to another straight shaft. At the end it is sharply bent again, forming on the whole the open triangular shell shape. T.r. – *Scalarites antiquus* (Matsumoto).

11) Labeceracone – crioconic whorls followed by straight or slightly bent shaft and significantly curved final hook with inturned aperture; i.e. the aperture is oriented very close to the dorsal side of the shaft. T.r. – *Labeceras ammonoides* (Etheridge).

12) Macroscaphiticone – contiguous planispiral whorls, followed by more or less twisted (S – like) shaft and rather sharply bent hook. T.r. – *Macroscaphites yvani* Puzos.

13) Oxybelocone – planispiral contiguous initial whorls followed by long straight shaft and hook, which are closely adpressed for all their length. T.r. – *Oxybeloceras neckmanum* (Whitfield).

14) Eoscapiticone – initial whorls with umbilical perforation. Later whorls more involute, followed by shaft and terminal hook. T.r. – *Eoscapites subcircularis* (Spath).

**2.2. Subtype of bilaterally symmetric heteromorphs with straightly uncoiled second whorl.** At the adult stage some representatives do not change the straight or slightly curved shell shape (tube), whereas others are characterized by one or more bends in the tube. The following 5 morphological groups are recognized in this subtype (Fig. 2<sub>(15-19)</sub>):

15) Baculicone – directly after the embryonic planispiral whorl follows a straight or slightly curved long tube. T.r. – *Baculites anceps* Lamark.

16) Hamulicone – the embryonic planispiral whorl is followed by straight tube, ending in a terminal hook. T.r. – *Hamulina astieriana* D'Orbigny.

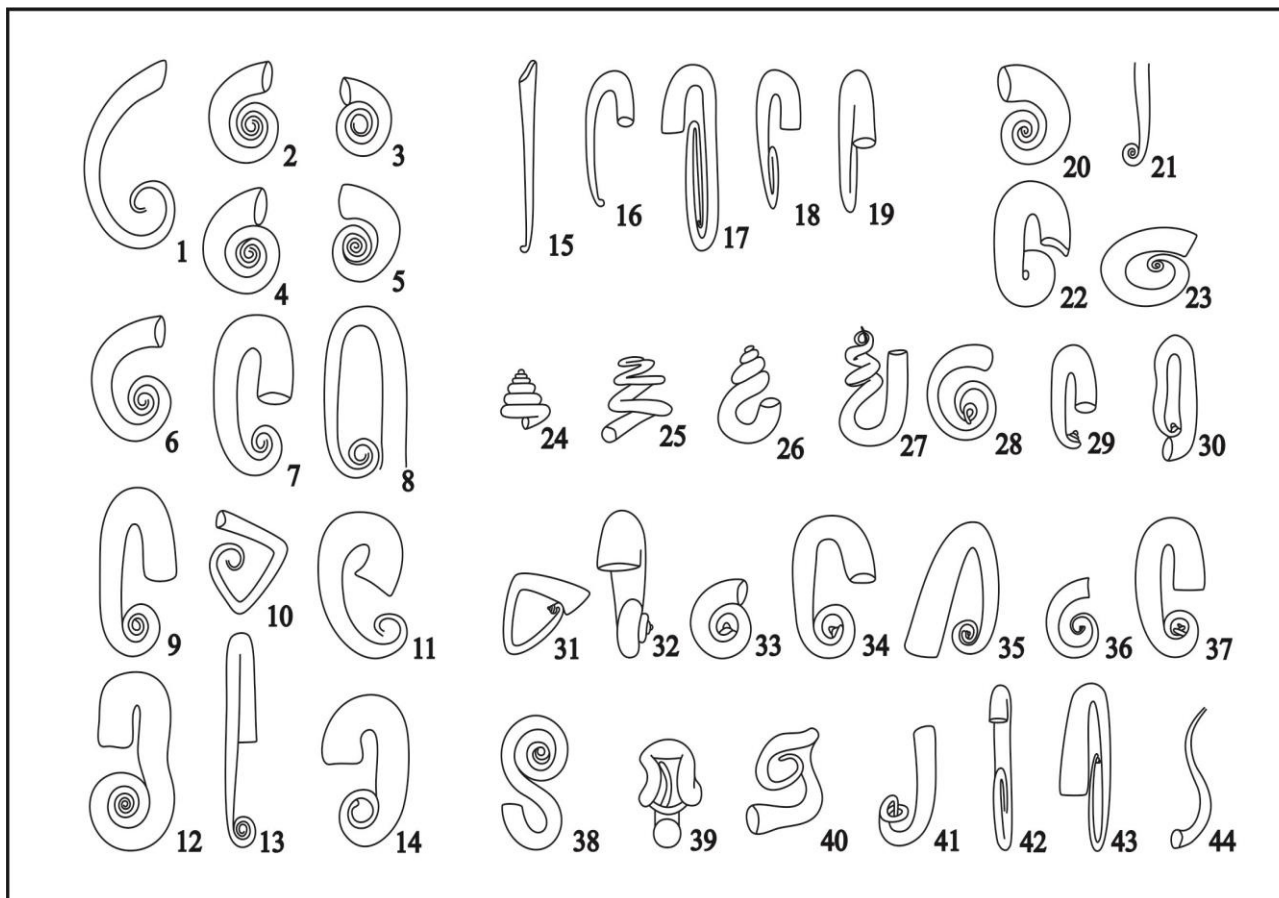


Fig. 2. Principal shell modifications in heteromorph ammonites: 1- Proptancylocone; 2 – Criocone; 3 – Matheronocone; 4 – Pseudothurmannicone; 5 - Ammonitoceracone; 6 – Hoplocriocone; 7 – Ancylocone; 8 – Lytocriocone; 9 – Pseudocriocone; 10 – Trianglicone; 11 – Labeceracone; 12 – Macroscephiticone; 13 – Oxybelocone; 14 – Eoscephiticone; 15 – Baculicone; 16 – Hamulicone; 17 – Polyptychocone; 18 – Subptychocone; 19 – Ptychocone; 20 – Choristocone; 21 – Rhabdocone; 22 – Scaphicone; 23 – Leptocone; 24 – Turricone; 25 – Emperocone; 26 – Nostocone; 27 – Emperonostocone; 28 – Scalariticone; 29 – Heterocone; 30 – Longiheterocone; 31 – Heterotrianglicone; 32 – Planostocone; 33 – Imericone; 34 – Colchicone; 35 – Longicolchicone; 36 – Colchicriocone; 37 - Emperocolchicone; 38 – Praviticone; 39 – Nipponiticone; 40 – Apertonipponiticone; 41 – Muramotocone; 42 – Rhyoptychocone; 43 – Hamiticone; 44 - Vermiformicone .

17) Polyptychocone – parallel/sub-parallel non-touching 4 shafts (tubes), followed by open hook. T.r. – *Polyptychoceras (Polyptychoceras) pseudogaultinum* (Yokoyama).

18) Subptychocone – 3 parallel, touching each other tubes, followed by more or less open hook. T.r. – *Polyptychoceras (Subptychoceras) yubarensis* (Yabe).

19) Ptychocone – shell is characterized by 3 sharp bends and therefore consists of 4 straight, contiguous tubes. T.r. – *Ptychoceras renngarteni* Egoian.

**2.3. Subtype of bilaterally symmetric heteromorphs with contiguous early whorls.** Early stage is characterized by contiguous or slightly involute planispiral whorls (Fig. 3). Uncoiling begins at the late ontogenetic stage. To this subtype are attributed 4 morphological groups (Fig. 2<sub>(20-23)</sub>):

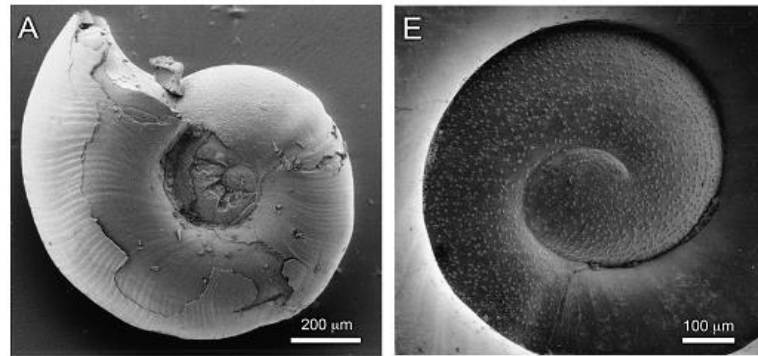


Fig. 3. Early embryonic and postembryonic whorls in *Scaphites whilfrid* Cobban (A) and *Hoploscaphites* or *Jeletzkytes* sp. (E) (Tanabe et al., 2010).

20) Christocone – after the early contiguous, planispiral whorls follow crioconically uncoiled whorls. T.r. – *Choristoceras marshi* Hauer.

21) Rhabdocone – the contiguous planispiral earliest whorls are followed by straight/sub-straight tube. T.r. – *Rhabdoceras suessi* Hauer.

22) Scaphicone – beginning from the early stage spire is more or less involute, followed by a shaft and recurved hook. T.r. – *Scaphites equalis* (J. Sowerby).

23) Leptocone – uncoiling begins after the second planispiral whorl, forming sub-circular or elliptical spire with non-contiguous whorls. T.r. – *Leptoceras pumilum* Uhlig.

**2.4. Subtype of asymmetrical heteromorphs.** In one or more ontogenetic stages the whorls are coiled asymmetrically, showing great variability in shell shape. In most cases after ammonitella stage the second whorl rapidly or gradually deviates from the plane of symmetry giving rise to helicoidal coiling or U-shaped bends of subsequent whorls. In some cases in the early and middle ontogenetic stages the shell is bilaterally symmetric, but in the later stage whorl deviates from plane symmetry. The following 21 morphological groups are recognized in this subtype (Fig. 2<sub>(24-44)</sub>):

24) Turricone – contiguous, helicoidal whorls. T.r. – *Turrilites costatus* Lamark.

25) Emperococone – whorls are normally helicoidal, but noncontiguous. T.r. – *Emperoceras simplicostatum* (Whitfield).

26) Nostocone – early whorls are turriconic, but the last one forms a U-shaped body chamber so that the aperture is situated near the last helicoid whorl. T.r. – *Nostoceras stantoni* Hyatt.

27) Emperonostocone – early helicoidal whorls are noncontiguous, but subsequent last whorl has U-shaped form with various length of the body chamber. T. r. – *Hyphantoceras reussianum* (Orbigny).

28) Scalariticone – very open sub-helicoidal spire, with initial very short straight arm. T.r. – *Scalarites scalare* (Yabe).

29) Heterocone – early helicoidal whorls are contiguous, followed by more or less straight shaft ending in a hook. T.r. – *Heteroceras elegans* Rouchadze.

30) Longiheterocone – early helicoidal whorls and shaft are like heterocone, but then after a U-turn very long second shaft is developed. At the mature stage it bends so that the aperture with dorsal side reaches up to the last helicoidal whorl. T.r. – *Heteroeras baylei* Reynes.

31) Heterotrianglicone – heteroconic early whorls are followed by straight shaft, which in turn is bent strongly and passes to another straight shaft. Later, it is sharply bent again forming the triangular or sub-triangular shell. T. r. – *Heteroceras moulladei* Delanoy & Bert.

32) Planostococone – contiguous helicoidal whorls, followed by shaft and hook; axis of the helical cone is perpendicular/sub-perpendicular to the plane symmetry of the shaft and hook. T.r. – *Planostoceras rehavami* Lewy.

33) Imericone – early whorls are contiguous helicoidal, followed by contiguous planispiral whorls. T.r. – *Imerites giraudi* Kilian.

34) Colchicone - early whorls are contiguous helicoidal; coiling then becomes planispiral, followed by a straight or moderately curved shaft and ending in a terminal hook. T.r. – *Colchidites colchicus* Djanelidze.

35) Longicolchicone - early whorls are contiguous helicoidal, subsequent – planispiral, followed by straight shaft and very long (longer than shaft) hook. T.r. - *Protanisoceras (Heteroclinus) nodosum* (J. Sowerby).

36) Colchicriocone – early whorls contiguous helicoidal, followed by non-touching crioconic spire. T.r. – *Egoianiceras mikhaili* Delanoy & Bert.

37) Emperocolchicone – Planispiral and uncoiled (shaft-hook) whorls are similar to colchicone, but unlike colchicone their early helicoidal whorls are noncontiguous, i.e. similar to emperocones. T.r. – *Kutatissites* aff. *chreithiensis* Delanoy & Bert.

38) Praviticone – early whorls helicoidal, then follow just touching crioconic whorls, but part of the body chamber is significantly uncoiled and irregularly S-shaped. T.r. – *Pravitoceras sigmoidale* Yabe.

39) Nipponiticocone – after an open, helicoidal spire the whorls are coiled in a repeating U-turn coiling type, thereby forming a knot, in some cases with clearly distinguished U-shaped body chamber. T.r. - *Nipponites mirabilis* Yabe.

40) Apertonipponiticocone – shell consist of several very open, U-shaped bends in the whorl. T.r. – *Nipponites occidentalis* Ward & Westermann.

41) Muramotocone – after ammonitella stage follows straight short shaft, which abruptly turns into an open, helicoid coil with the axis located at about the first shaft. Following second shaft is straight. T.r. – *Muramotoceras leaum* Matsumoto.

42) Rhyoptychococone – shell consists of 3 parallel shafts (tubes), followed by moderately open hook. Plane symmetry of the last shaft with hook is perpendicular (sub-perpendicular) to that in the early stage. T.r. – *Rhyoptychoceras mikasaense* Matsumoto.

43) Hamiticocone – early whorl is open helical spire followed by three sub-parallel non-contiguous shafts. *Hamites (Hamates) attenuates* Sowerby.

44) Vermiformicone - heteromorphs, which may have a fully or partially strongly uncoiled irregularly twisted (rotate out of the plane) vermiform shell. T.r. – *Spiroceras orbigny* (Baugier & Sauzé).

### 3. Conclusions

Thus, at this stage of knowledge, heteromorph ammonites can be divided into four morphological subtypes and 44 groups. However, analysis of the literature on heteromorphs indicates the existence of further modes of shell modifications, although in cases of incomplete material, new groups cannot be established at this stage. For example, in the group Nipponiticocone, forms with or without a clearly formed, final U-shaped hook are included. If better material will prove that some nipponiticocones did not possess a U-shaped hook in the mature stage, such morphs should form a new group. There are uncertainties also in the group Vermiformicone, characterized by strongly uncoiled, irregularly twisted whorls. All forms with fully or partly uncoiled, irregularly twisted whorls (some forms even possessing a nearly straight whorl with a twisted sculpture) are tentatively referred to this group. In connection with study of the mode of life, the vermiformicones may be split into several groups, but because of insufficient data all these forms are here treated as one group.

The proposed morphological classification based on ontogenetic features of shell coiling needs further improvement, especially with respect to the mode of life of the various morphs. For example, in case of similar mode of coiling finely ornamented species with smooth whorls and weak ribs may be included in the same morphological group as heavily ornamented species with coarse ribs and spines. There are also differences in whorl section and length of body chamber (Kakabadze, 2004) within the same groups. All these differences reflect variations in mode of life. As more material becomes available, it may be justified to establish subgroups of such highly variable morphological groups.

Study of the functional-adaptive significance of ontogenetic changes in heteromorphs will contribute to understanding the causes and trends of development of their variable morphological characters, which in turn may help to solve some problematic questions of their phylogeny.

## Acknowledgments

The author expresses his sincere gratitude to the Humboldt Foundation for financial support (in 2011 and 2014) to study palaeontological collections stored in Universities and Museums of Berlin, Gottingen, Stuttgart, Heidelberg and Tübingen. Many thanks also to Prof. Dr. Peter Bengtson (Heidelberg University) for his helpful remarks in the first draft of the manuscript.

## Reference

- Arkell, W. J., Kumel, B. & Wright, C. W. (1957). Mesozoic Ammonoidea. In: Moor, R.C. (Ed.). Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda. Ammonoidea. The University of Kansas & Geological Survey of America. New York & Lawrence. xxii+490 P.
- Druschchitz, V. V. & Kudryavtsev, M. P. (1960). Atlas of the Lower Cretaceous fauna of the Northern Caucasus and Crimea. "Gostekhizdat", Moscow. 700 P. (in Russian).
- Kakabadze, M. V. (1981). Ancyloceratids of the South USSR and their stratigraphical significance. Proceedings of Geol. Inst. Acad. Sci. of GSSR. New Series. Vol. 71, 197 P. (in Russian).
- Kakabadze, M. V. (1985). On principles of the ethological investigations of Heteromorphic ammonites. //Bull. Acad. Sci. of Georgia. Vol. 118, № 2: P. 377-380 (in Russian).
- Kakabadze, M. V. (1988). On the morphological classification of the Heteromorph ammonites. In: Wiedmann, J & Cullmann, J. (Eds). Cephalopodes, Present and Past. E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung. Stuttgart: P. 447-452.
- Kakabadze M.V. (2004). Intraspecies and intrageneric variabilities and their implications for the systematic of Cretaceous heteromorph ammonites: a review. In: Donovan S.K. (ed.), Early Cretaceous ammonites from Colombia. Scripta Geologica, 128, P. 17-37.
- Kakabadze, M. V., Bogdanova, T. N. & Mikhailova, I. A. (1978). On the stratigraphy of the Aptian of the south USSR and some heteromorphic ammonites. Bull. MOIP, Geology, 53: P. 75-90 (in Russian).
- Mikhailova, I. A. (1983). The system and phylogeny of the Cretaceous ammonoids. "Nauka". Moscow, 280 P. (in Russian).
- Mikhailova, I. A. & Baraboshkin, E. Yu. (2009). The evolution of the heteromorph and monomorph Early Cretaceous ammonites of the suborder Ancyloceratina. Paleont. Journ. Vol. 43, № 5: P. 527-536.
- Seilacher, A. (1970). Arbeitskonzept zur Konstruktions-Morphologie. Lethaia 3: P. 393-396.
- Seilacher, A. & Gunji, P. Y. (1993). Morphogenetic countdowns in heteromorph shells. N. Jb. für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen, 190/2-3: P. 237-265.
- Tanabe, K., Kulicki, C., Landman, N. H. & Keim, A. (2000). Tuberculate micro ornamentation on embryonic shell of Mesozoic ammonoids: microstructure, taxonomic variation, and morphogenesis. Cephalopoda – Present and Past. Tokai University Press, Tokyo: P. 105-121.
- Thieuloy, J.P. (1964). Un Céphalopode remarquable de l'Hauteriviens basal de la Drome: Himantoceras nov. gen. Bull. Soc. Geol. France, 7 e series, t. VI: P. 2005-2013.
- Tovbina, S. Z. (1965). About Upper Barremian ammonites of Turkmenia. Proceedings of VSEGEI. Nov. ser., t.109/14: P. 89-119. (in Russian).
- Wiedmann, J. (1962). Ammonites du Crétacé Inferieur de Majorque (Baléares), 1. Partie: Lytocderatina et Aptychi. Bol. Soc. Hist. de Baleares, t. VIII, fasc. 1-4: P. 1-54.
- Wiedmann, J. (1969). The Heteromorphs and ammonoid extinction. Biol. Rev. 44: P. 563-602.



## РАСПРОСТРАНЕНИЕ УРГОНСКОЙ МИКРОФАУНЫ ГРУЗИИ В ОСАДКАХ НИЗКОЙ И ВЫСОКОЙ ЭНЕРГИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ КАРБОНАТОВ И ЕЕ СВЯЗЬ С БАТИМЕТРИЧЕСКИМИ УРОВНЯМИ МОРЯ

Л. Р. Цирекидзе

**Distribution of the Urgonian Microfauna in the High and Low-energy Carbonate Platform Deposits of Georgia and their Connection to the Bathymetric Levels of the Sea. L.Tsirekidze.** Detailed analysis of the distribution pattern of Early Cretaceous (Hauterivian-Barremian) microfauna in the sections of Georgian carbonate platform deposits shows that the certain foraminiferal associations are met in the different bathymetric levels, especially – in the infralittoral and circalittoral zones. Use of modern classification and nomination of deposits with the new terminology showed that abundance of micrites are indicative of existence of the low-energy deposits in the platform carbonates, which is characteristic feature for the deposition in calm environment within the inner part of the platform, where exists an infralittoral zone of the sea. Prevalence of sparits is marked at the platform margin, where exist the high-energy deposits, connected to the circumlittoral zone of the sea. It is noteworthy that the certain foraminiferal associations are related to low-energy, as well as to high-energy carbonate platform deposits.

Ургонская биоседиментационная система широко представлена в нижнемеловых отложениях Средиземноморской области. В каждом отдельном регионе Средиземноморья, в том числе и в Грузии, ургонские известняки следует рассматривать как результат общего процесса осадконакопления, требующего сочетания особых геологических, седиментационных, биохимических, климатических и других условий.

В нижнемеловых отложениях Грузии особое место занимают платформенные карбонаты ургонской фации. Геотектонически ургонские известняки встречаются, в основном, на Грузинской глыбе, но также отмечены в южной части Гагра-Джавской зоны. Они распространены на перифериях Дзирульского кристаллического выступа, на куполовидном поднятии Окрибы, большой мощности достигают на южном крыле Рача-Лечхумской синклинали, дальше тянутся узкой полосой на северо-запад, через Мегрелию, Сванетию до северо-западной Абхазии.

Ургонские известняки представлены массивными или толстослоистыми кристаллическими и органогенно-обломочными известняками, четко выражены в рельефе по морфологии, создавая высокие карнизы и глубокие каньоны. Мощность этих отложений изменчива, увеличиваясь с юга на север от 20-40 м (неполный разрез) до 300-450 м.

В Грузии ургон охватывает, в основном, верхний готерив-нижний баррем, в крайне восточном пункте охватывает и верхний баррем, но никогда не достигает границы баррем-апт (Kotetishvili, 1979, Котетишвили, 1986).

В силу своих морфологических особенностей ургонские известняки еще в прошлом столетии привлекли внимание геологов. Подробно они были изучены А. И. Джанелидзе (1940) и М.С.Эристави (1952), которые отнесли их к баррему. Данные об изученности ургона Грузии впоследствии детально изложены в ряде работ, в которых был уточнен предел распространения ургонских известняков и их возрастной диапазон, а также изучены ископаемые группы (Котетишвили, 1986, 1989, 1998, Kotetishvili, 1979, Котетишвили, Сихарулидзе, 1980, Котетишвили, Цирекидзе, 1993, 1995, Квахадзе, 1972, Сихарулидзе, 1970, Sikharulidze, 1979, Цирекидзе, 1980, 1983, 1989, 1999, 2006, Jaffrezo, Kotetishvili, Tsirekidze, 1982, и др.).

Несмотря на интенсивное изучение ургонских известняков в Грузии, до последнего времени не применялись современные классификации платформенных карбонатов, которыми пользуются ученые всего мира. По седиментологическим исследованиям ученые пришли к выводу, что карбонатные платформы являются палеосредой для образования мелководных или платформенных карбонатов – ургонских известняков. Изучая платформенные карбонаты необходимо иметь о них сформулированное понятие. По данным французских исследователей платформенные карбонаты образуются на двух морфологических моделях: О-фон (Haut-fond) и платформа (Plate-form) (Arnaud-Vanneau, Arnaud, 1978). О-фон – это подводный рельеф, изолированный от открытого моря. Его поверхность в сфере действия волн.

Платформа является типом О-фон, имеющим субгоризонтальную поверхность на уровне моря. Поэтому максимальный волнобой имеет место по краям платформы, на месте перелома поверхности к склону, где накапливаются осадки высокой энергии – спариты (с текстурой грейнстоун). К внутренним частям платформы волнобой ослабевает и там образуются осадки с низкой и средней энергией – микриты (с текстурой пекстоун, векстоун, мадстоун).

Изучая платформенные карбонаты ургонской фации содержащие микрофауну, для нас весьма значительны работы современных ученых, основанные на принятой классификации карбонатов.

В настоящее время наиболее приемлемыми являются классификации Р. Фолка (Folk, 1962) и Р. Данхема (Dunnham, 1962), которые основаны на литологических текстурных особенностях пород. По данным этих авторов стало возможным определить фации платформенных карбонатов.

Впервые в Грузии Э. В. Котетишвили (Котетишвили, Цирекидзе 1993, 1995; Котетишвили 1998) были использованы современные классификации платформенных карбонатов. Определены структурно-текстурные особенности ургонских известняков, установлены номинации осадков по соответствующей терминологии и в карбонатах выделены две основные группы: 1) микриты и 2) спариты с многочисленными вариациями. Данным автором изучены более 30 разрезов платформенных карбонатов Грузии, в том числе и те разрезы в которых обнаружена микрофауна.

На этом основании стало возможным определить раннемеловую микрофауну в пределах низкой и высокой энергии осадков и установить ее связь с батиметрическими зонами морского дна, в частности, с инфралиторали и циркулиторали (в понимании французских геологов) (Masse, 1976; Arnaud-Vanneau, Arnaud, 1978).

Для решения этих целей изучена микрофауна более чем из 20 разрезов платформенных карбонатов от периферии Дзирульского выступа до северо-западной Абхазии включительно.

Необходимо учесть, что описание разрезов ургонских известняков и определение микрофауны нами изложены в ряде работ (Цирекидзе, 1971, 1975, 1980, 1985, 1999). Здесь мы к ним прибавим те данные которые были получены при распределении микрофауны в различных зонах морского дна и в осадках низкой и высокой энергии.

В ургонских известняках много ископаемых остатков, среди которых наряду с кораллами и рудистами, особое место занимают фораминиферы и известняковые водоросли (сем. *Dacycladacea* – зеленые водоросли). В составе фораминифер преобладают бентосные формы, представители планктона единичны. Фораминиферы в основном изучены в шлифах; сечение их раковин встречаются в большинстве шлифов, где они иногда образуют массовые скопления отдельных видов и родов. В шлифах обнаружены, в достаточном количестве, остатки известняковых водорослей, которые характерны для ургона Средиземноморья, а также мшанок, иглокожих, гастропод, остракод и др. Всего в ургонских известняках определено 47 видов из более 50 родов фораминифер, относящихся к 18 семействам, а из известняковых водорослей определено 9 видов из 10 родов.

В составе фораминифер характерными являются представители семейств *Miliolidae*, *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Verneuilinidae*, *Orbitolinidae*. Особенно многочисленны представители семейств *Miliolidae*. Во всех шлифах они преобладают и создают основной фон микрофауны. На этом основании ургонские известняки верхнеготеривско-нижнебарремского возраста выделены как слои с *Miliolidae* (Цирекидзе, 1980, 1985, 1999).

Что касается представителей семейства *Orbitolinoidae*, которые в Средиземноморской области являются руководящими и часто породообразующими, в ургонской фации Грузии они сравнительно малочисленны и играют подчиненную роль.

Анализ распределения фораминифер и известняковых водорослей в разрезах ургонских известняков показал, что они встречаются на разных батиметрических уровнях морского дна – инфралиторали и циркулиторали.

Инфралиторальная зона охватывает верхнюю часть платформы, характеризуется нормальной соленостью, дно, в основном, песчаное, глубина от 8 до 50 м. Здесь встречаются представители семейств *Lituolidae*, *Ataxophragmiidae*, *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Orbitolinidae*, *Involutinidae*. Доминирующими родами являются *Verneuilina*, *Lituola*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Trocholina*, *Dictioconus*, *Orbitolinopsis*; появляются также *Textularia*, *Spiroplectammina*, *Bigenerina*, *Novallesia*.

Дазикладиевые водоросли характерны, в основном, для инфралиторали и представлены родами *Salpingoporella*, *Cylindroporella*, *Actinoporella*, *Pianella*, *Clipeina*, *Pseudoactinoporella*.

Циркалиторальная зона распространена в низах платформы, соленость нормальная, дно песчано-илистое, глубина до 200 м. Здесь представлены роды из семейств Verneulinidae, Ammodiscidae, Ceratobuliminidae, Vaginulinidae, Spirillinidae. Доминирующие роды в основном агглютинирующие формы. Особенно характерны для этой зоны роды Tritaxia, Dorothis, Lenticulina, Patellina, которые не встречаются в верхней части платформы в инфралиторальной зоне.

Современная классификация платформенных карбонатов, номинация пород по соответствующей терминологии дали нам возможность, наряду с установлением связи микрофауны с разными зонами морского дна, указать также на ее приуроченность к фаціальным изменениям осадков платформенных карбонатов.

Ниже приводится анализ разрезов ургонских известняков основываясь на вышесказанном.

Здесь-же рассмотрим данные о стратиграфическом диапазоне ургонских известняков в изученных разрезах.

На восточной периферии Дзирульского выступа ургон охватывает почти весь барремский ярус. В разрезах окр.с.Чумателети основную часть ургонских известняков представляют микриты, биодоломикриты, осадки с низкой энергией с текстурой векстоун; в верхней части отмечены перекристаллизованные известняки с редкими биоспаритами. Из микрофауны представлены типичные для инфралиторали роды – Quinqueloculina, Triloculina, Pyrgo, Orbitolinopsis, Trocholina и известняковые водоросли. В разрезах окр. сс. Цхетисджвари, Али, Цедани и в ущелье р. Цоцхнарисцкали платформенные карбонаты представлены микритами, биомикритами, пелмикритами, биодоломикритами с дазикладиевыми водорослями, осадками низкой энергии. Редко встречаются биоспариты, пелмикроспариты. Микрофауна представлена многочисленными представителями семейств Miliolidae, Textulariidae, Orbitolinoidae; из водорослей *Cylindroporella benizarensis* Fourc. et al., *C. arabica* Elliot.

На южной периферии Дзирульского выступа в окр. с. Гореша, близь р. Квадаура, в ургонских известняках с реквиениями преобладают микриты и их вариации, осадки низкой энергии. Микрофауна обнаружена характерная для инфралиторали, а из водорослей определены *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), широко распространенная форма в Средиземноморье, а также *Licanella danilovae* Radoicic. В данном разрезе в верхней границе ургона отмечен хорошо выраженный Hard ground. Поверхность неровномерная, на которой налегают слои с *Hemihoplites khvamliensis*. Возраст ургона верхний готерив-нижняя часть нижнего баррема.

В окр. с. Молити, которое находится на южной периферии выступа, наблюдается совсем другая картина. Здесь ургонские известняки представлены долоспаритами, биоспаритами, осадками высокой энергии, указывающими на углубление моря, что подтверждается нахождением родов фораминифер *Tritaxia*, *Dorothis*, *Lenticulina*, *Spirillina*, *Patellina*, характерных для циркулиторальной зоны моря. В с. Молити ургон представляет маломощную пачку 12-20 м (неполный разрез), которую можно отнести к нижнему баррему т. к. выше следует зональная макрофауна верхнего баррема (Котетишвили, 1961 )

В западном обрамлении Окрибы, в окр. сс. Рондиши, Гелавери, Цуцхвати встречаются в основном микриты, биомикриты с водорослями, осадки с низкой энергией с текстурой векстоун, мадстоун. Из фораминифер определены роды характерные для инфралиторали, сходные с микрофауной разрезов восточной периферии Дзирульского выступа. Много представителей семейства Miliolidae встречаются в этих разрезах. В окр. с. Рондиши смена палеосред происходит на границе готерива и нижнего баррема. Здесь возраст ургона ограничивается готеривом, т.к. выше следуют слоистые известняки с нижнебарремским зональным видом *Parascoceras rondishiense* Kakab., в разрезе с.Гелавери над ургоном расположены отложения зоны с *Subpulchellia plana* *Heinzia matura* указывающие, что здесь ургон достигает до верхней части нижнего баррема.

В долине р. Цкалцитела у шоссеиной дороги Тбилиси-Кутаиси, в разрезах ущ. рр. Каджигеле-Цкалцитела и в окр. с. Годогани преобладают также микриты с вариациями, осадки низкой энергии с текстурой векстоун, мадстоун. Редко встречаются биоинтраспариты с бриозоями. Микрофауна обильная, характерная для инфралиторали. К ним относятся *Quinqueloculina danubiana* Neagy, *Quinqueloculina* sp. 233 Arn.-Van., *Quinqueloculina* sp. 231 Arn.-Van., *Hauerina* (?) sp. 255 Arn.-Van., *Massilina* sp. sp., *Actinoporella* sp., *Salpingoporella* ex. gr. *muehlbergii* (Lorenz). В окр. с. Годогани и в долине р. Каджигеле ургон не поднимается выше готерива т. к. здесь найдены кораллы готеривского возраста.

Севернее разреза с. Шкмери, вдоль дороги обнажаются высокие карнизы ургонских известняков Поцхвревского кряжа. Образцы были взяты из нижней части карнизов доступной для наблюдений. Контакт ургонских известняков с нижележащими породами по дороге не обнажаются. Здесь преобладают спариты с

вариациями, осадки высокой энергии с текстурой грейнстоуна. Из микрофауны встречаются роды *Gaudryina*, *Tritaxia*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Patellina* характерные для циркулиторали. Можно предположить, что море углублялось до верхних уровней циркулиторальной зоны. С этим хорошо согласуется наличие здесь органогенной постройки (Сихарулидзе, 1970), характерной для края платформы. Возраст ургона здесь предположительно готерив.

На хребте Накерала спорадические наблюдения показали, что ургон представлен биоинтрамикритами и биоинтраспаритами с текстурой грейстоун. Здесь определены роды фораминифер *Tritaxia*, *Lenticulina*, *Gavelinella*, *Spirillina*, *Patellina* характерные для циркулиторали. Аналогичная картина наблюдается к западу вдоль Накеральского хребта, до перевала Накерала, в окр. курорта Цхраджвари. Здесь также имеет место углубление моря до низов инфралиторли. а возможно и до верхних пределов циркулиторали, на что также указывает наличие органогенных построек (Сихарулидзе, 1970) и возможно здесь была активная часть края платформы. В районе Накеральского перевала ургонское осадконакопление начинается в нижнем готериве. А в самой верхней части мощных ургонских известняков залегают слоистые известняки где определен характерный вид верхней части нижнего баррема *Heinzia ouachensis* Coq (Котетишвили 1970). Можно предположить, что Накеральский хребет имеет возраст готерив - нижний баррем.

В урочище Квибия ургон представлен массивными плотными известняками розовато-серого цвета. Хорошо обнажена верхняя часть (до 30 м) разреза. Микрофауна небогатая, определены роды фораминифер *Textularia*, *Spiroplectammina*, *Globuligerina*, а также вид *Trocholina friburgensis* (Guill. et Reich.), встречаются множество остатков водорослей, что указывает на инфралиторальную зону моря. Здесь ургон представлен микритами, биомикритами, пелмикритами, осадками низкой энергии. На ургонские известняки налегают отложения нижнего баррема (до 4м) с зональной макрофауной *Subpulchellia plana* – *Heinzia matura* (Котетишвили, 1986).

Платформенные карбонаты широко распространены в Абхазии. В долине р. Бзыбь наблюдаются микриты, биомикриты и пелмикриты с кристаллами доломита, редко интраспарит биокластический. Преобладание микритов указывает на осадки низкой энергии. По микрофауне здесь инфралиторальная зона, где определены представители милиолид. а также *Trocholina friburgensis* (Guill. et Reich.), *Tr. alpina* Leup, *Tr. molesta* Gorb. и роды *Novalesia*, *Spiroplectammina*. Инфралиторальная зона также отмечена в районах разрезов ущ. рр. Магана и Галидзга. Здесь ургонские известняки представлены микритами и их вариациями, осадками низкой энергии с текстурой векстоун. Фораминиферы из семейства *Miliolidae*, *Involutinidae*, *Textulariidae* встречаются в достаточном количестве; из орбитолинид определен *Orbitolinopsis ex gr. kiliani* (Prev. et Silv.), *Massilina ex gr. sp. 245* Arn.-Van. и остатки водорослей. В разрезе ущ. р. Магана на валанжин залегают ургонские известняки готеривского возраста т.к. выше расположены отложения с зональным видом нижнего баррема *Holcodiscus caillaudianus*. Возраст ургона в разрезе Магана готерив, а в разрезе ущ. р. Галидзга смена палеосред произошло на границе нижнего и верхнего баррема. Так что, возраст ургонских отложениях здесь готерив-нижний баррем.

В разрезе ущ. р. Кодори платформенные карбонаты представлены спиритами и их вариациями, осадками высокой энергии. Из фораминифер определены представители родов *Glomospirella*, *Verneuilina*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Gavelinella*, *Clavhedbergella*, которые характерны для циркулиторальной зоны моря. Аналогичная картина отмечена в ущ. рр. Улыс и Баклановка. Здесь определены роды *Dorothia*, *Conorboides*, *Marginulina*, *Spirillina* типичные для циркулиторальной зоны, но вместе с ними в данных разрезах можно встретить роды характерные для инфралиторали *Verneuilina*, *Textularia*, *Spiroplectammina* и представителей милиолид, которые встречаются в обеих зонах. Преобладание в этих разрезах типичных глубоководных форм фораминифер указывает на то, что в пределах данных разрезов происходило углубление моря до самой низкой части инфралиторальной зоны или имелись самые верхи циркулиторали, более нижняя часть склона платформы. В разрезе р. Баклановки углубление моря отмечено на границе готерива и раннего баррема. Стратиграфически выше ургонских известняков следуют нижнебарремские аммониты *Subpulchellia sp.* и *Paracrioceras dolloi* (Sark), что указывает на готеривский возраст ургонских известняков.

В заключение можно отметить, что на большей части изученной территории, какими являются восточная и частично южная периферии Дзирульского выступа южная часть и западное обрамление Окрибы, северо-западная Абхазия, присутствовала инфралиторальная зона моря от середины до нижних для этой зоны глубин. Значительное углубление моря до верхних уровней циркулиторали наблюдалось в Центральной Абхазии, северной части Шкмерской синклинали, вдоль Пощхревского кряжа, частично в пределах Накеральского хребта и на южной периферии Дзирульского выступа (разрез в окр. с. Молити).

В разрезах, где была установлена по микрофауне инфралиторальная зона моря при фациальном анализе платформенных карбонатов везде отмечено преобладание микритов, осадков с низкой энергией, указывающих на спокойную среду осадконакопления во внутренней части платформы. В пунктах, где отмечалась циркуляторная зона моря, при фациальном анализе платформенных карбонатов преобладали спариты, осадки с высокой энергией, указывающие на наличие края платформы.

Стало очевидным, что определенные комплексы фораминифер, характерные для разных батиметрических уровней моря, непосредственно связаны с низкой и высокой энергиями осадков платформенных карбонатов.

Изучение богатой и однотипной ассоциации фораминифер показало, что по комплексам этих микроостатков хорошо сопоставляются ургонские известняки Грузии и Средиземноморской палеозоогеографической области. Сходные микрофаунистические комплексы отмечены во многих регионах Средиземноморья (Цирекидзе, 1999, 2006).

Более распространенные виды и роды фораминифер и известняковых водорослей определенных в ургонских известняках Грузии приведены в табл. № 1, 2, 3.

## Литература

- Джанелидзе А.И. (1940). Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми //Тбилиси. Изд-во Груз. филиала АН СССР. 408 с.
- Квахадзе Н.Н. (1972). Раннемеловые брахиоподы бассейна среднего течения р. Риони (Западная Грузия) и их стратиграфическое значение //Фонды ГИН АН СССР, 430 с.
- Котетишвили Э.В. (1961). Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Дзирульского массива // Сообщ. АН СССР. Т 27. N4. С. 427-430.
- Котетишвили Э.В. (1970). Стратиграфия и фауна колхидитого и смежных горизонтов западной Грузии //Тр. ГИН АН СССР. Нов. Сер. Вып. 25.116 с.
- Котетишвили Э.В. (1986). Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеозоогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 91.160 с.
- Котетишвили Э.В. (1989). Ургон Кавказа и Западных Карпат. Сравнительная геология Кавказа и Западных Карпат // Геол. инст. им. Д.Штура. Братислава. С. 25-37.
- Котетишвили Э.В. (1998). Нижнемеловые платформенные карбонаты Грузии //Сб. тр. ГИН АН СССР. Тбилиси. С. 37-50.
- Котетишвили Э.В., Сихарулидзе Г.Я. (1980). Стратиграфия ургонской фации Окрибы //Фонда ГИН АН СССР, 111 с.
- Котетишвили Э.В., Цирекидзе Л.Р. (1993). Платформенные карбонаты активного края Тетиса: Ургонская биоседиментационная система Грузии // Фонды ГИН АН Грузии. 93 с.
- Котетишвили Э.В., Цирекидзе Л.Р. (1995). Нижнемеловая карбонатная платформа Грузии //Научн. сессия посвящ. 70-летию Геол. Ин-та АН Грузии. Тезисы докл. Тбилиси, Мецниереба, С. 63-64.
- Сихарулидзе Г.Я. (1970). О нижнемеловых органогенных постройках Грузии. В кн. Мезозойские кораллы СССР //Тр. II Всесоюзн. симп. по изучению ископаемых кораллов СССР. Вып. 4. М. С. 69-74.
- Цирекидзе Л.Р. (1971). Стратиграфия нижнемеловых отложений южной и восточной периферии Дзирульского массива по фауне фораминифер //Фонды ГИН АН СССР (канд. дисс.). 252 с.
- Цирекидзе Л.Р. (1976). Стратиграфия нижнемеловых отложений южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали по фауне фораминифер //Фонды ГИН АН СССР. 175 с.
- Цирекидзе Л.Р. (1980). Стратиграфия нижнемеловых отложений Окрибы по фауне фораминифер //Фонды ГИН АН СССР. 183 с.
- Цирекидзе Л.Р. (1983). Фораминиферы из ургонской фации Окрибы // Сообщ. АН СССР. III, № 3. С. 541-544.



- Цирекидзе Л.Р. (1985). Стратиграфия нижнемеловых отложений Абхазии по фауне фораминифер //Фонды ГИН АН СССР. 170 с.
- Цирекидзе Л.Р. (1999). Биостратиграфия нижнемеловых отложений Грузии по микрофауне //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 109. 222 с.
- Цирекидзе Л.Р. (2006). Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и некоторых регионов Средиземноморской области по планктонным фораминиферам //Межд. научн. – техн. информ. журнал «Нефть и газ Грузии» № 17. С.20-26.
- Цирекидзе Л.Р., Салаи И. (1989). Стратиграфическая корреляция нижнемеловых отложений Грузии и Западных Карпат по фораминиферам. Сравнительная геология Кавказа и Западных Карпат //Геол. Инст. им. Д.Штура. Братислава. С. 39-53.
- Эристави М.С. (1952). Грузинская глыба в нижнемеловое время //Тр. ГИНАНГССР. Сер. геол. т. VI (XI) С. 137-210.
- Dunham R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture //Ed. by W.E. Ham. Pub. Am. Ass. Petr. Geol. Tulsa. Oklahoma U.S.A. Mem. 1 P. 108-121. Pl. 7.
- Folk R.L. (1962). Spectral subdivision of limestones types. Classification of carbonate rocks //Ed. by W.E. Ham. Pub. Am. Ass. Petr. Geol. Tulsa. Oklahoma U.S.A. Mem. 1. p. 62-84. 7 fig.
- Jaffrezo M., Kotetishvili E., Tsirekidze L. (1982). Algues Dasycladales des faciès urgoniens de la R.S.S. de Géorgie (Caucase) //Géobios. Lyon. 15.5. p. 765-773.
- Kotetishvili E.V. (1979). Les calcaires urgoniens de Georgia // Geobios. Mem.Spec. 3. Lyon. p. 193-200.
- Masse J.-P. (1976). Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inferieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Doctoral thesis, Science, Université Aix-Marseille II, P. 445.
- Sikharulidze G. (1979). The Coral of the Urganian Facies of Georgia //Geobios. Mem. Spec. 3. Lyon. p. 301-304.
- Tsirekidze L. R. (1997). Microfauna of the Lower Cretaceous Platform Carbonate of Georgia and its Relation with Bathymetric zonality of the Sea Basin //Bull. of the Georg. Acad. of Sci. 155. 3. P. 395-398.

### Объяснение к таблицам

#### Таблица 1.

1. *Dezventina* sp.
2. *auerina* (?) sp. 265 Arn.-Vann.
3. *Quinqueloculina danubiana* Neagy  
Ущ. р. Цкалцитела, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
- 4.5. *Triloculina* sp. sp.
6. *Purgo elliptica* Jocheva  
Ущ. р. Галидзга, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
- 7.8. *Massilina* sp.sp
- 9.10. *Quinqueloculina* sp. 231. Arn.-Vann.  
Окр. с. Годогани, ургонские известняки, h<sub>2</sub>
11. *Quinqueloculina* sp.233 Arn.-Vann.
12. *Quinqueloculina* ex.gr. sp. 233 Arn.-Vann.
13. *Pseudotriloculina* sp. 250 Arn.-Vann.  
Ущ. р. Каджигеле, ургонские известняки, h<sub>2</sub>
14. *Triloculina* sp.
15. *Massilina* (?) sp.
16. 17. *Quinqueloculina* sp.sp.  
Ущ. р. Кодори, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>

#### Таблица 2.

1. *Bigennerina* sp.

2. *Pseudolituonella gavonensis* Foury  
 Окр. с. Цуцхвати, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
- 3.4 *Textularia* sp.sp  
 Окр. г. Кутаиси, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
- 5.8.9. *Orbitolinopsis* sp. *Parascoscinolina* sp., *Dictioconus* sp.  
 Окр. с. Моцамета, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
- 6.7. *Orbitolinopsis* ex gr. *kiliani* (Prev. et Silv)  
 6 - Продольное сечение 7 – поперечное сечение  
 Ущ. р. Магана, ургонские известняки, h<sub>2</sub>
10. *Spiroplectammia* sp.  
 Ущ. р. Галидзга, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
- 11.12.13. *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Conorboides* sp.  
 Ущ. р. Кодори, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
14. *Gavelinella* sp.  
 Накеральский хребет, ургонские известняки, h<sub>2</sub>
15. *Globuligerina* sp.  
 Урочище Квибия, ургонские известняки, h<sub>2</sub>

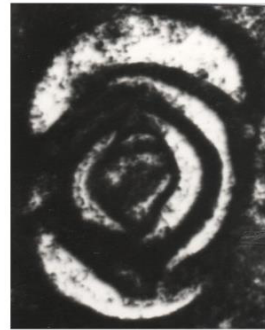
**Таблица 3.**

1. *Trocholina friburgensis* (Guill. Et Reich.)  
 Урочище Квибия, ургонские известняки, h<sub>2</sub>
2. *Trocholina molesta* Gorb.
3. *Trocholina alpina* Leup.  
 Ущ. р. Бзыбь, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
4. *Cylindroporella benizarensis* Fourc. et al.
5. *Actinoporella* sp.
6. *Cylindroporella arabica* Elliot  
 Ущ. р. Цоцхнарисцкали, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
7. *Licanella danilovae* Radoicic
11. *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz)  
 Окр. с. Гореша, ургонские известняки, h<sub>2</sub>-br<sub>1</sub>
8. *Carphatoporella* sp.
9. 10 *Salpingoporella* ex gr. *muehlbergii* (Lorenz)  
 9 - Продольное сечение 10 – поперечное сечение  
 Ущ. р. Каджигеле, ургонские известняки, h<sub>2</sub>

Таблица 1.



1



2



3



4



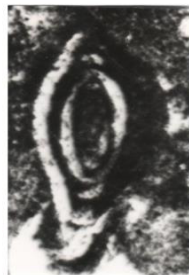
5



6



7



8



9



10



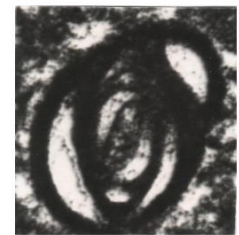
11



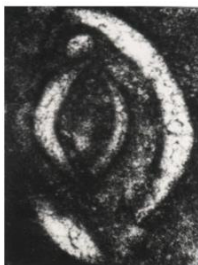
12



13



14



15



16



17

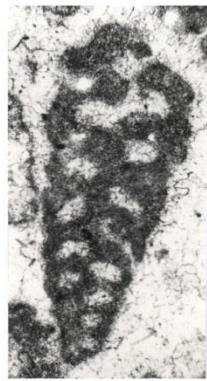
Таблица 2.



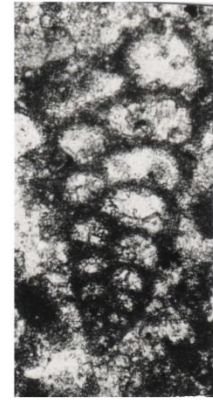
1



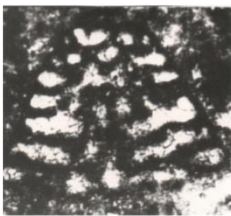
2



3



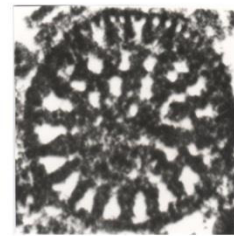
4



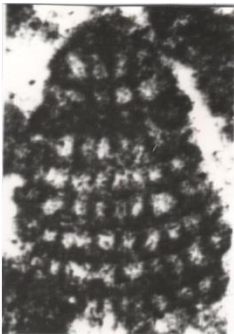
5



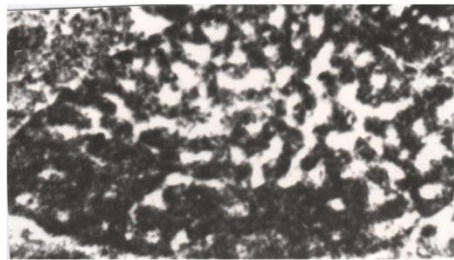
6



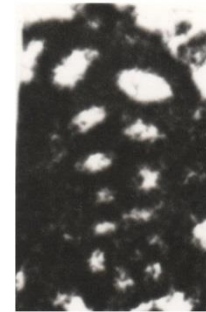
7



8



9



10



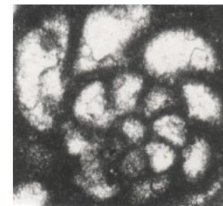
11



12



13



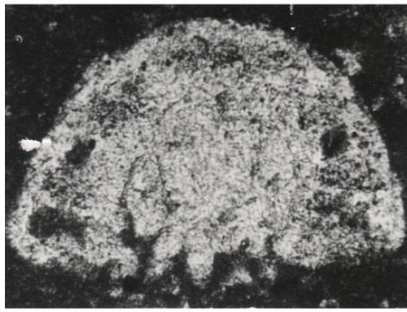
14



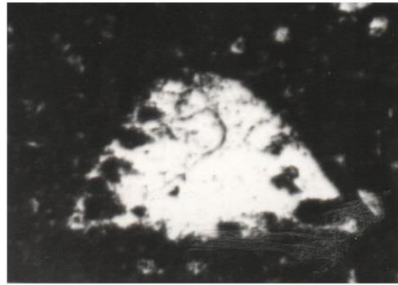
15



Таблица 3.



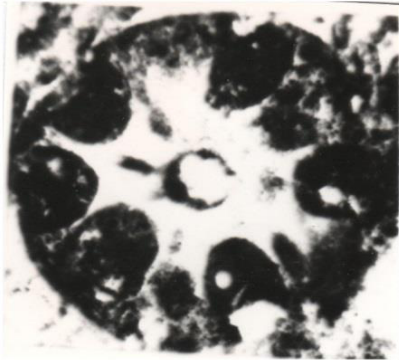
1



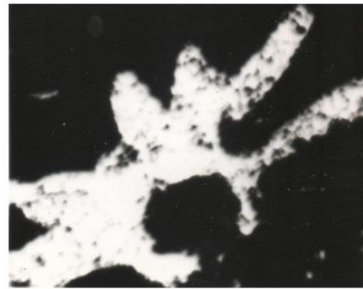
2



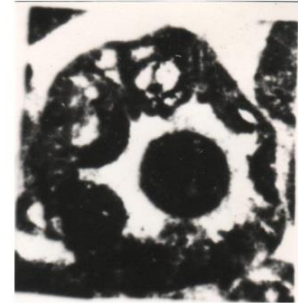
3



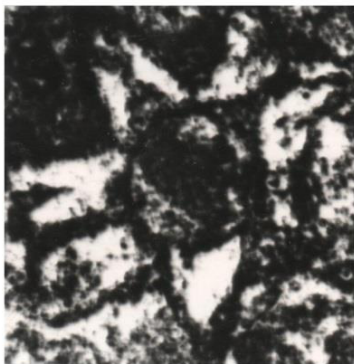
4



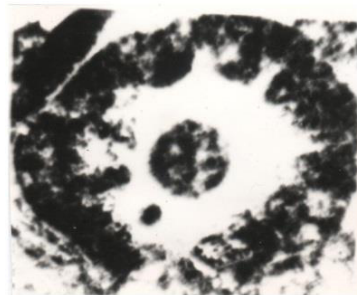
5



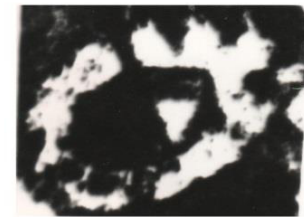
6



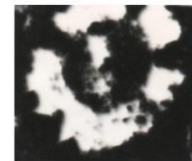
7



8



9



10



11

აღმოსავლეთ პარატეთის შუამიოცენური ნალექების ბიოსტრატობრაფიისათვის

ც. მინაშვილი, ს. ხუციშვილი, გ. ანანიაშვილი.

**About Biostratigraphy of Late-Middle Miocene Deposits of Eastern Paratethys, Ts.Minashvili, S.Khutsishvili, G.Ananiashvili.** In the paper, as a result of studying paleontological material (mollusks, nannoplankton) that we obtained from the Karaganian and Konkian deposits spread on the territory of Georgia, among numerous geochronological schemes is shared the scheme of Zhgenti (1971) that is based on step-wise temporal evolution of the representatives of **luteciids** and **pholadidea**. According to these data in the Karaganian the Arkhashenian and Varnian substages and in the Qartveluri – Khobi and Mukhuri substages are stated. As to the Qartvelury beds located between the Sartaganian and Varnian (Davitashvili, 1933), contrary to the views of a number of researchers, their stratigraphic independence (Zhgenti, 1971) leaves no doubt by our data as well.

კარაგანულ-კონკურინალექები ფართოდ არის გავრცელებული მთელ აღმოსავლეთ პარატეთისში, რომელიც განედურად არის გადაჭიმული არალის ზღვიდან დასავლეთ უკრაინამდე. აღნიშნულ შრეებს დიდი ადგილი უჭირავს საქართველოს ტერიტორიაზეც, სადაც ისინი თითქმის ყველა გეოტექტონიკური სტრუქტურული ერთეულის აგებულებაში იღებენ მონაწილეობას (Гамкрелидзе, 2000).

კარაგანულ-კონკური ნალექების საუკუნოვანი კვლევების მიუხედავად, რიგი მკვლევარებისათვის დღემდე რჩება არაერთი სადავო ბიოსტრატოგრაფიული საკითხი, რომელთა განხილვას წმინდა მეცნიერული თვალსაზრისის გარდა, დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება. როგორც ცნობილია, შუამიოცენურ ნალექებში (რომლის სიმძლავრე რამოდენიმე ასეულ მეტრს უდრის) მთელ კავკასიაში და მათ შორის საქართველოშიც, განთავსებულია საწარმოო მნიშვნელობის ნავთობისა და გაზის საბადოები, რომლის ეფექტური ძებნა-ძიებისას, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება სწორედ მეცნიერულად მრავალმხრივ დასაბუთებულ ბიოსტრატოგრაფიულ დასკვნებს, მიმართულს ნალექების ასაკის დასაზუსტებლად.

საქართველოს ტერიტორიაზე გავრცელებული ზემოსენებული სტრატონები მრავალ მკვლევარს აქვს შესწავლილი და მათ შესახებ არაერთი მნიშვნელოვანი მოსაზრება არის გამოთქმული. ამიტომ ჩვენ ქვემოთ ძირითადად განვიხილავთ ნაკლებად ცნობილ იმ ჭრილებსა და ცალკეულ გამოსავლებს, საიდანაც მოპოვებული დამატებითი პალეონტოლოგიური მასალა საშუალებას მოგვცემს გამოვხატოთ ჩვენი დამოკიდებულება განსახილველი ნალექების ირგვლივ არსებულ სადავო საკითხებზე.

სტატიაში გამოყენებული პალეონტოლოგიური მონაცემები მოლუსკებისა და ნანოპლანქტონის შესახებ, თუ არ არის სპეციალური მითითება, შესრულებულია ჩვენს მიერ (მოლუსკები – გ. ანანიაშვილი; ს. ხუციშვილი; ნანოპლანქტონი – ც. მინაშვილი).

მიუხედავად იმისა, რომ კარაგანულ-კონკური ნალექები აფხაზეთში დიდი ხანია ცნობილია (Жгенти, 1958; Майсурадзе, 1971; Чиковани, 1960; Джanelidze, 1970 და სხვ.) და საკმაოდ გავრცელებითაც სარგებლობს, აღნიშნული წარმონაქმნების განხილვას სამეგრელოდან (ოდიშის ტექტონიკური ბლოკი) დავიწყებთ, სადაც შესაძლებელია ერთ უწყვეტ გაშიშვლებაში თვალი მივადევნოთ კარაგანულ-კონკურის არა მარტო სართულების, არამედ ქვესართულების სტრატოგრაფიულ მოცულობებს, მათ ურთიერთობებს ერთმანეთთან და მეზობელ სტრატონებთან. ერთ-ერთი ასეთი სრული ჭრილი პირველად ააღწერილი ჩვენ მიერ სოფ. საჩინოსთან (წალენჯიხის რაიონი), მდ. ინწრას ხეობის გასწვრივ (სურ.1).

პალეონტოლოგიურად მდიდარი მოლუსკური ფაუნით და ნანოპლანქტონით (Минашвили, 1986) დათარიღებულ 350 მ სიმძლავრის ქვიშიან-თიხიან ჩოკრაკულ ნალექებს სრული თანხმობით ავრძელებს:

1. მსხვილმარცვლოვანი სქელ- და თხელშრეებრივი არკოზული ქვიშაქვები და ქვიშიანი-თიხები, ლუმაშელის ხშირი შუაშრეებით. მასში ნანახია ლუტეციიდების ისეთი წარმომადგენლები როგორცაა - *Spaniodontella pulchella* Baily, *Sp. opistodon* Andrus. *Sp. gentilis* Eichw. შეინიშნება დასტის მთელ სისქეზე .....295 მ.



ბანკოფილება	ქვებანკოფილება	რემბიოსარტული	სიმკვარე	ლითოლოგია	ნანოპლანქტონი
მ ო ტ ც ე ნ ო	ზელა	სარმატული	270		Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, C. macintyreii, Pontosphaera multipora, Reliculofenestra pseudoumbilica, Helicopontosphaera kamptneri, Braarudosphaera bigelowi, Discoaster variabilis, Catinaster cf. coalitus
		კონკური	230		Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Helicopontosphaera kamptneri, Reliculofenestra pseudoumbilica, Braarudosphaera bigelowi, Discoaster variabilis, D. ex gr. exilis, D. cf. kugleri
		ძარბაზნული	195		
		ჩოკრაბული	350		Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Reliculofenestra pseudoumbilica, Pontosphaera multipora, Perforocalcinella fusiformis.
		თარხნული	36		Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Pontosphaera multipora, Helicopontosphaera kamptneri, Rhabdosphaera sicca, Braarudosphaera bigelowi, Sphenolithus heteromorphus.
		ძარბაზნული	10		

სურ. 1. ნანოპლანქტონური კომპლექსების განაწილება სოფ. საჩინოს მიდამოების შუამოცენურ ნალექებში (Mინაშვილი, 1986).

2. თხელშრეებრივი მკვრივი წმინდამარცვლოვანი ქვიშაქვების, თიხების, იშვიათად მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობა. ქვიშაქვებში წვრილი სპანოდონტელების გვერდით ამოცნობა *Savanella andrussovi* (Toula), *Ervilia pusilla* Phil., *Spirialis* sp. და გასტროპოდების ნამტვრევები.....29 მ.

3. თხელ- და სქელშრეებრივი ქვიშაქვების, თიხების და შედარებით იშვიათად მიკროკონგლომერატების (2-5სმ.) მორიგეობა. ქვიშაქვებიდან განვსაზღვრეთ *Euxinibarnea ustjurtensis* (Eichw.), *Ervilia pusilla* Phil. და *Spaniodontella pulchella* Baily. ხოლო თიხებიდან ნანოპლანქტონის შემდეგი ასოციაცია დავადგინეთ: *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Reliculofenestra pseudoumbilica*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Discoaster variabilis*, *D. ex gr. exilis*, *D. cf. kugleri* .....20 მ.

ხარვეზი .....30 მ.

4. სქელშრეებრივი ქვიშაქვების დასტა, თხელშრეებრივი ქვიშიანი თიხების შუაშრეებით. უკანასკნელი მთლიანად *Ervilia pusilla* Phil.-ს ნიჟარებით არის გადაჭედული. მათთან ერთად შეინიშნება თითო-ორჯერ *Euxinibarnea kubanica* (Zhizh.). კარბონატული თიხების შუაშრეებში

დადგინდა ნანოპლანქტონის ზუსტად ისეთივე კომპლექსი, როგორც მესამე დასტაში.....32 მ.

5. სქელ- და თხელშრეებრივი ქვიშაქვები, თიხებისა და მიკრო- მაკროკონგლომერატების შუაშრეებით.....80 მ.

6. თხელშრეებრივი მკვრივი წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და ქვიშიანი თიხების მორიგეობა. ქვიშაქვებიდან შევაროვეთ *Ervilia dissita andrussovi* Koles., *Paphia naviculata* (R.Hoern.) Andrus., *Parvivenus konkensis* (Sok.), *Donax dentiger* Eichw., *Bulla* sp., ხოლო თიხების შუაშრეებში აღმოჩნდა ნანოპლანქტონის ისეთივე ასოციაცია როგორც მეოთხე დასტაში, მაგრამ დაემატა შემდეგი ფორმები: *Coccolithus leptoporus* (Murray et Blackmann) Kamptner; *C. macintyreii* Bucry et Bram.; *Pontospaera multipora* Kamptneri; *Diseoaster deflandrei* Bramlette et Reidel .....46 მ.

სტრატეგრაფიულად ზევით გრძელდება მიკრო-მაკროფაუნით მდიდარი სარმატული ასაკის ნალექები.

ზემოსხენებული ჭრილის პალეონტოლოგიური ანალიზის დაწყებამდე, მიზანშეწონილად მიგვაჩნია, აღვნიშნოთ, რომ აღმოსავლეთ პარატეთისის ფარგლებში გავრცელებული კარაგანულ-კონკური ნალექებისათვის, პრაქტიკულად არ არსებობს გეოქრონოლოგიური სქემა, რომელიც არ განსხვავდებოდეს ერთმანეთისაგან. მიუხედავად იმისა, რომ სქემები ეყრდნობა მაკრო- და მიკროფაუნისტურ საკმაოდ მდიდარ მონაცემებს (Давишвили, 1930-33, Ливеровская, 1935; Жижченко, 1937, 1940; Джанелидзе, 1970; Мерклин, 1953; Челидзе, 1954; Жгенти, 1958; Булеишвили, 1960; Чиковани, 1964; Бидзинაშვილი, 1974; Майсурадзе, 1971; Крашениниковидр., 2003).

ცალკე გვინდა გამოვყოთ ე. უდენტის (1961) მიერ შემოთავაზებული სტრატეგრაფიული სქემა, რომელიც ემყარება კარაგანულ-კონკური მოლუსკური ფაუნის ფილოგენეტიკური განვითარების ცალკეულ ეტაპებს. ავტორი აღნიშნულ სართულებს უფრო მცირე სტრატეგრაფიულ ერთეულებად ანაწილებს: კარაგანულში გამოყოფს - ქვედა არხაშენის და ზედა ვარნულის ქვესართულს, ხოლო ქართველურში - ქვედა ხობის და ზედა მუხურის ქვესართულს. ამავე სქემაში, წინააღმდეგ ზოგი მკვლევარისა, ქართველური სართული მიჩნეულია დამოუკიდებელ სტრატეგრაფიულ ერთეულად. აქვე გვინდა აღვნიშნოთ, რომ ჩვენს მიერ მოპოვებული პალეონტოლოგიური მასალის შედეგები, სრულ შესაბამისობაშია ე. უდენტის მიერ შემუშავებულ სტრატეგრაფიულ სქემასთან.

ვაგრძელებთ რა, სოფ. საჩინოსთან შედგენილი ჭრილის ანალიზს, ვაფიქსირებთ, რომ პირველ დასტაში მოქცეული ლუტეციიდების სამივე წარმომადგენლის მიერ შექმნილი ასოციაცია, ტიპურია საქართველოში, კარაგანულის ქვედა ნაწილში დადგენილი არხაშენის ქვესართულისათვის. რაც შეეხება მეორე დასტაში აღნიშნულ *Savanna andrussovi* (Toula)-ს, იგი კარაგანული სართულის ზედა ნაწილის, ვარნული ქვესართულის სახელმძღვანელო ნამარხია.

კარაგანულის სტრატეგრაფიულად ზევით მდებარე მე-3 და მე-4 დასტები, მასში არსებული მოლუსკური ფაუნის მიხედვით, პირველი - ხობის ქვესართულის, ხოლო მეორე - მუხურის ქვესართულების დონეებს იკავებენ.

სართაგანულის ქვესართული სოფ. საჩინოსთან პალეონტოლოგიურად არ დასტურდება, მაგრამ მისი არსებობა ჭრილში, სტრატეგრაფიული მდებარეობის გათვალისწინებით, სრულიად დასაშვებად მიგვაჩნია. იგი უნდა ვიგულისხმოდ პალეონტოლოგიურად დათარიღებულ მუხურისა და ვესელიანკურის ქვესართულის ნალექებს შორის (დასტა 5). ასეთ დასკვნაში გვარწმუნებს მეზობელ, სოფ. ჯგალის ჭრილის პალეონტოლოგიური ანალიზი, რომელსაც ქვემოთ განვიხილავთ.

ყურადსაღებია ჭრილში ნანოპლანქტონური კომპლექსების ვერტიკალური განაწილება. სპანოლონტელებით დახასიათებული 1 და 2 დასტები აბსოლუტურად სტერილურია ნანოფოსილიებისაგან, მაშინ, როცა უკანასკნელნი ქართველური ქვესართულის პირველივე შრეებში (დასტა 3) ჩნდებიან და მათ შორის ისეთი სახელმძღვანელო ფორმების არსებობის გამო როგორცაა *Discoaster variabilis* Martini. და *D. exilis* Martini აშკარად კონკურად უნდა ჩაითვალოს. ეს მონაცემები შესაძლებლობას გვაძლევს საქართველოს კონკური შრეები უკრაინის (Андреева-Григоровичи, 1977) ამავე ასაკის NN6 NN7 ნანო-ზონებს შეუპირისპიროდ. მეექვსე დასტაში მოლუსკური ფაუნის კომპლექსი შესამჩნევლად ღარიბია, მაგრამ მათ შორის სახე-ინდექსის *Parvivenus konkensis* (Sok.) არსებობის გამო, შრეების ასაკი ვესელიანკურ

ქვესართულად უნდა მივიჩნიოთ. ანალოგიური დასკვნის საშუალებას გვაძლევს ნანოპლანქტონური მონაცემებიც.

სრულიად მსგავსი სურათია იმავე ტექტონიკური სტრუქტურის ჩრდილო ფრთაში, სოფ. საჩინოს აღმოსავლეთით ნკმ-ში, მდ. ჭანის წყლის ხეობაში (სოფ. ჯგალთან). ამ უბანში გაერცვლებული შუამიოცენური ნალექები მრავალი მკვლევარის მიერ არის შესწავლილი (Дзвеляя, 1940; Жгенти, 1958; Джанелидзе, 1953; Майсурадзе, 1966; Мухелишვილი, 1970; Багдасарян, 1965; Ананиაშვილი, 1985; Минашвили 1986), ამიტომ ჭრილის დეტალურ განხილვას არ შეუვდგებით, აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ სანდო პალეონტოლოგიურ (მოლუსკები, ფორამინიფერები, ნანოპლანქტონი) მონაცემებზე დაყრდნობით, სოფ. ჯგალთან დადგენილია შუამიოცენური ნალექების ყველა სართული და ქვესართული.

ცალკე გვინდა შევხვით სოფ. ჯგალის ჭრილში სართაგანული ქვესართულის პალეონტოლოგიურ დასაბუთებას. აქ, ხობისა და ვესელიანკურ შრეებს შორის თანხმობით განლაგებულ თიხიან-ქვიშაქვებში (30 მ.) შევავროვეთ მოლუსკების შემდეგი სახეობები: *Aloidis gibba* (Ol.), *Ervilia pusilla* (Phil.), *Maetra basteroti konkensis* Sok., *Oxistele orientalis* Cossnan et Peyrot. ჩვენ განსაკუთრებულ ყურადღებას ვამახვილებთ უკანასკნელ ფორმაზე (დანარჩენი სამივე წარმომადგენელი საერთოა სართაგანულ-ქართველური ნალექებისათვის), რომელიც დღემდე საქართველოში მხოლოდ სართაგანულ შრეებში აღინიშნება. ამ სახეობას ე. ულენტი (1966) ასახელებს აფხაზეთის (სოფ. საბერიო) და იმერეთის სართაგანულიდან, ხოლო ს. ხუციშვილი (2006) სოფ. სერბაისის იმავე ასაკის ნალექებიდან, სამ სხვადასხვა სტრატოგრაფიულ დონეზე. აქედან გამომდინარე, აღნიშნულ გასტროპოდს ჩვენ ვანიჭებთ სახელმძღვანელო ნამარხის მნიშვნელობას და სოფ. ჯგალის ჭრილში მათ შემცველ შრეებს სართაგანულად ვათარილებთ. აღსანიშნავია, რომ განხილულ შრეებში ფიქსირდება საკმარისად მდიდარი სართაგანული ფორამინიფერების კომპლექსი (Джанелидзе, 1970; Майсурадзе, 1971) და კონკური ასაკის ნანოპლანქტონი: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. leptoporus*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Reliculofenestra pseudoumbilica*, *Braarudosphaera* sp., *Discoaster variabilis*, *D. cf. kugleri*, *Pontosphaera multipora*, *Spenolithus moriformis* (Минашвили, 1986).

რაც შეეხება ზედა კონკურსა (ვესელიანკური შრეები) და ქვედა სარმატულს შორის მდებარე გარდამავალ შრეებს, ნანოპლანქტონისა (*Cyclococcolithus macintyreii* და *Catinaster coalithus*) ფორამინიფერების (Майсурадзе, 1971) მიხედვით, იგი სარმატულად უნდა მივიჩნიოდ.

სამეგრელოს სინკლინის ჩრდილო-აღმოსავლეთ მონაკვეთზე, მდ. ოჩხამურის ხეობის გასწვრივ, ჩვენი მონაცემებით შესანიშნავად ჩანს საზღვარი ზედა კარაგანულსა (ვარნული შრეები) და ქართველურ ნალექებს (მუხურის შრეები) შორის. *Spaniodontella pulchella* Baily და *Savanella andrussovi* (Toula)-ს ნიჟარებით გადაჭედილი თიხიანი ქვიშაქვები თანხმობით იფარება ქვიშიანი თიხებით, რომელშიც *Euxinibarnea kubanica* Zhizh., *Euxinibarnea ustjurtensis* (Eichw.), *Eux. pseudoustjurtensis* (Bog.) სახეობებია დაფიქსირებული. აღსანიშნავია, რომ ასეთ მოკლე ინტერვალში (0,3 მ.) სტრატოგრაფიული საზღვრის დადგენა, საკმაოდ იშვიათი შემთხვევაა.

განსახილველი საკითხების ირგვლივ ახალი ფაქტიური მასალის შეგროვების მიზნით, აღწერილი გვაქვს ძალიან საინტერესო და ნაკლებად ცნობილი ჭრილი მდ. ჩხოუშის გასწვრივ, სადაც ჩოკრაკული ასაკის ნალექებს თანხმობით აგრძელებს სქელ- და თხელშრეებრივი ქვიშაქვებისა და თიხიანი ქვიშაქვების მორიგეობა (85 მ), რომლის ფუძეშივე ჩნდებიან *Spaniodontella pulchella* Baily, Sp. *tapesoides* Andrus. და *Mohresternia* sp. დასტა, აშკარად, ქვედა კარაგანულ არხაშენის ქვესართულის დონეს იკავებს. ზედა ჰორიზონტები (90 მ) კი, მასში აღმოჩენილი კომპლექსის (*Spaniodontella pulchella* Baily, *Savanella andrussovi* (Toula), *Ervilia cf. pusilla* Sok.) მიხედვით, განეკუთვნება ვარნულ ქვესართულს, რომელიც თანხმობით იფარება *Euxinibarneaustjurtensis* და *Ervilia trigonula*-ანი ხობის ქვიშიან-თიხიანი შრეებით (95 მ).

სტრატოგრაფიულად უფრო ზემოთ, ექვსინიბარნეებიანი შრეები (80 მ) გრძელდება, მაგრამ მათთან ერთად მონათესავე გვარის – *Euxinibarnea kubanica* Zhizh.-სგამოჩენა, შედარებით ახალგაზრდა, მუხურის შრეების დასაწყისზე მიგვანიშნებს. ამავე დონეზე აღმოჩნდა (Минашвили, 1986) საკმაოდ მდიდარი ნანო-კომპლექსი: *Coccolithuspelagicus* (Wallich) Schiller, *C. miopelagicus* Bukry, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *C. leptoporus* (Murray et Black.),

*Holodiscolithus macroporus* (defl.), *Reticulofenestra pseudoumbilica gartner*, *Helicopontosphaera kamptneri* Hay et Monler, *Braarudosphaera bigelovi* (Gran et Braarud).

ქართველური შრეების მომდევნო ქვიშიან-თიხიან დასტაში (77 მ), ფუიდან 5 მ სიმაღლეზე განისაზღვრა – *Abra alba scythica* Sok., *Aloidis gibba* (OL.), *Maetra basteroti* Sok., *Parvivenus konkensis* (Sok.), *Cardium* sp., *Mohrensternia* sp. მოლუსკური ფაუნის ეს კომპლექსი აშკარად უცხოა ქართველური სართულისათვის და ძალიან ახლოს დგას დასავლეთ საქართველოს არაერთ ჭრილში დადგენილ (Жгенти, 1958, 1991; Джанелидзе, 1970; Бидзинაშვილი, 1974) სართაგანული ქვესართულის მაღაკოფაუნის ასოციაციასთან. ასეთი დასკვნის გაკეთება მოულოდნელი არც უნდა იყოს, თუ გავითვალისწინებთ აღნიშნული შრეების სტრატиграფიულ მდებარეობას – ქართველურ შრეებსა და ვესელიანკურ ნალექებს შორის.

ზემოგანხილული ტექტონიკური ერთეულის აღმოსავლეთით, შაორ-ხრეთის ბლოკის ფარგლებში განფენილი შუამიოცენური ნალექები, არაერთი მკვლევარის (კაჭარავა, 1926; Вахания, Папава, 1956; Жгенти, 1959; Ананиაშვილი, 1967; Джанелидзе, 1970; Бидзинაშვილი, 1974; Минаშვილი, 1986) შესწავლის ობიექტი გამხდარა. კარაგანულ-კონკური ნალექები მთლიანად დაკავშირებულია რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინთან, რომლის სამხრეთ ფრთაში სოფ. ნასფერთან (მდ. ღვირიშის ხეობა) ე. ულენტის (1976), ლ. ბიძინაშვილის (1986) და ჩვენს მიერ აღწერილია დეტალური ჭრილი. აქ ზედაკარაგანული ასაკის ვარნულ ნალექებს თანხმობით მოსდევს ქართველური სართულის ხობისა და მუხურის შრეები (190 მ), რომლებსაც სტრატиграფიულად ზევით აგრძელებს სართაგანულისა და ვესელიანკური ქვესართულების ქვიშიანი თიხები. ეს ჭრილი, ე. ულენტის მიერ, საქართველოში განვითარებული კარაგანულ-კონკური ნალექებისათვის, ეტალონურად არის მიჩნეული.

საინტერესო აღმოჩნდა ჩვენს მიერ შედგენილი ჭრილი ხსენებული სინკლინის ჩრდილო ფრთაში (სს. ჩხუტელი – მახაშის ზოლი, მდ. ცხენისწყლის მარცხენა ნაპირი). სოფ. მახაშის მიდამოებში კარაგანული ქვიშაქვების უკიდურეს ზედა ნაწილში მდებარე ლუმაშელიანი შუაშრეები მთლიანად *Savanella andrussovi* (Toula)-ს ნიჟარებით არის აგებული. აღმოსავლეთით, სოფ. ჩხუტელთან ახლოს, ქვიშაქვები ჯერ იცვლება თიხიანი ქვიშებით და მერგელოვანი თიხებით (20 მ), შემდეგ კი მთელი 160 მ. დასტა – პრაქტიკულად სულ თიხებია. უკანასკნელში დასტის ფუიდან 15 მ-ზე აღმოჩნდა *Euxinibarnea ustjurtensis* (Eichw.), *Ervilia* cf. *pusilla* Phil. და ძალიან წვრილი სპანიოდონტელების თხელი გამჭირვალე ნიჟარები. უფრო ზევით 40 მ მანძილზე თიხები ნამარხებს არ შეიცავს. მომდევნო, თიხების საკმაოდ მძლავრ (75 მ.) ქვიშიანი თიხების შუაშრეებში დაფიქსირდა - *Euxinibarnea pseudoustjurtensis* (Bog.) და *Euxinibarnea kubanica* (ZhiZh.).

სტრატиграფიულად ზევით, სარმატული ასაკის ქვიშიანი-თიხების ნალექებამდე, გაშიშვლებაში 35 მ-იანი ხარვეზია.

ამრიგად, ჩხუტელი-მახაშის მონაკვეთის ფარგლებში, შესაძლებელი გახდა დადასტურებულიყო კარაგანული და ქართველური სართულების 4-ვე ქვესართული.

რაჭა-ლეჩხუმის ჩრდილო ფრთის აგებულებაში მონაწილე კარაგანულ-კონკური ნალექები უწყვეტი, ვიწრო ზოლის სახით მიემართება აღმოსავლეთით, დაბა ამბროლაურისკენ. სს. ჭრებალო, ტოლა-ბოსტანას მონაკვეთზე კარაგანულსქელშრეებრივ (ზოგჯერ მასიური 2-3 მ.) უხეშმარცვლოვანი, ლუმაშელის ხშირი შუაშრეების შემცველ ნალექებში (მდ. რიონის ხეობის მარცხენა ნაპირი) დიდი რაოდენობით აღინიშნება *Spaniodontella pulchella* Baily; *Spaniodontella gentilis* (Eichw.)-ს ნიჟარები. სტრატиграფიულად უფრო ზევით, მდინარის ხეობის გამო, გაშიშვლებაში ხარვეზია, ამიტომ დაკვირვებებს ვაგრძელებთ მდ. რიონის მარჯვენა ნაპირზე, სადაც თხელშრეებრივ კარბონატულ ქვიშიან-თიხებში (48 მ.) აღმოჩნდა *Euxinibarnea ustjurtensis* (Eichw.), *Euxinibarnea pseudoustjurtensis* (Bog.). ზევით, 22 მ. ხარვეზის შემდეგ, ქვიშიანი თიხების (37 მ.) ზედაპირი მოფენილია *Euxinibarnea kubanica* (ZhiZh.)-ს ნიჟარებით. ევქსინიბარნეებიანი შრეები გრძელდება დაახლოებით 60 მ-მდე, რასაც შემდეგ აგრძელებს ძლიერ კარბონატული თხელშრეებრივი ქვიშაქვებისა და თიხების დასტა ქვედა სარმატული მოლუსკებით – *Paphia aksajca* Bog, *Abra reflexa* (Eichw.), *Ervilia dissita andrussovi* Koles., *Bulla* sp. და შემდეგი ნანოკომპლექსი: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Cyclococcolithus leptoporus* (Murray et Black.), *C. cf. macintyreii* Bukry et Bram., *Helicopontosphaera kamptneri* Hay et Monler, *Reticulofenestra pseudoumbilica gartner*, *Braarudosphaera bigelovi* (Gran et Braarud), *Discoaster variabilis* Martini et Bram., *Rhabdosphaera clavigera* Murray et Black – 10 მ.

მსგავსი ალგოფლორის ბიოცენოზი შეგვხვდა უფრო ზევით 65 მ-ზე, ძლიერ კარბონატული თიხების შრენარში.

აღნიშნული შრეები სტრატეგრაფიულად ზევით, შუასარმატული ნალექებით იფარება.

ამიერკაკასიის მთათაშუა ოლქის, აბაშის ბლოკის ფარგლებში, განსახილველი ნალექები დიდი გავრცელებით სარგებლობს და ძირითადად ერთგვაროვანი ქვიშიან-თიხიანი ნალექებით არის წარმოდგენილი. აქ განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობს გეოლოგიური ჭრილი სოფ. სერბაისთან (ხარაგაულის რაიონი), რომლის შესახებ დეტალურ და საინტერესო ინფორმაციას ვხვდებით ე. ჟღენტის (1959) და ლ. ბიძინაშვილის (1974) შრომებში. მიუხედავად ამისა, ჩვენს მიერ ჭრილის შრეშრეზე შესწავლამ გამოავლინა რიგი სიახლეები, რის გამოც ქვემოთ მოგვყავს ამ ჭრილის მოკლე აღწერა (სურ. 2).

1. მსხვილმარცვლოვანი, სქელშრეებრივი, მოყვითლო ფერის მკვრივი ქვიშაქვები, კირქვის თხელი შუაშრეებით. ქვიშაქვებშიც და კირქვებშიც გაფანტულია სხვადასხვა ზომის *Spaniodontella pulchella* (Baily), რომლებიც დასტის სხვადასხვა დონეებზე ლუმაშელის თხელი (0,02 – 0,05 მ) შუაშრეების სახით გვევლინება.....9 მ.

ხ ა რ ვ ე ზ ი .....20 მ.

2. მსხვილმარცვლოვანი, მოყვითალო-ჟანგისფერი მკვრივი არამკაფიოდშრეებრივი ქვიშაქვები, რომელშიც შევავროვეთ *Savanella andrussovi* (Toula), *Spaniodontella pulchella* (Baily).....1,5 მ.

ხ ა რ ვ ე ზ ი .....60 მ.

3. მკვრივი, მოყვითლო ფერის მასიური ქვიშაქვები, რომლის ქვედა ნაწილში მიმოფანტულია *Euxinibarnea* sp.-ის ნიჟარები, ხოლო ზედა ნაწილში ლუმაშელის ლინზებში აღმოჩნდა *Euxinibarnea pseudoustjurtensis* (Bog.), *E. ustjurtensis* (Eichw.).....2,5 მ.

4. მუქი ნაცრისფერი შრეებრივი მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები.....1,3 მ.

5. მუქი ნაცრისფერი მოყვითალო სუსტადკარბონატული ქვიშაქვა, რომელშიც აღინიშნება შემდეგი სახეები: *Cardium (Plicatiforme) praeplicatum* (Hilb.), *Venus basteroti* (Desh.), *Chama gryphoides* (L.), *Oxistele orientalis* Cossm. et Peyr., *O. orientalis serbaisensis* Zhg. ....1 მ.

6. მუქი ნაცრისფერი კარბონატული ქვიშაქვებიდან ჩვენს მიერ განისაზღვრა –*Cardium andrussovi* (Sok.), *C. baranovense* (Hilb.), *C. (Acanthocardia) praeachinatum* (Hilb.), *C. ex gr. hispidiforme* (David.), *C. platovi* (Bog.), *Oxistele orientalis* Cossm. et Peyr., *O. orientalis serbaisensis* Zhg. ....2,2 მ.

7. მუქი ნაცრისფერი კარბონატული ქვიშაქვა, რომელშიც აღმოჩნდა *Cardium platovi* (Bog.), *Venus basteroti* (Desh.), *Lutraria lutraria* (L.), *Tellina (Peronidia) planata* (L.), *Pitar italica* (Defr.), *Chama gryphoides* (L.), *Oxistele orientalis* Cossm. et Peyr., *O. orientalis serbaisensis* Zhg., *Natica (Nacca) millepunctata tigrina* (Defr.) .....1,1 მ.

8. მოყვითალო-მონაცრისფრო კარბონატული ქვიშაქვა, შემდეგი განამარხებული ფორმებით: *Pitar italica* (Defr.), *Chlamys multistriata* (Poli.), *Oxistele orientalis* Cossm. et Peyr., *O. orientalis serbaisensis* Zhg.....2 მ.

9. მოყვითალო-მონაცრისფრო კარბონატული სქელშრეებრივი ქვიშაქვები.....2 მ.

ხ ა რ ვ ე ზ ი .....12 მ.

10. მოთეთრო ფერის სქელშრეებრივი (თითქმის მასიური) მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, ოლიტური ქვიშიანი კირქვების ლინზებითა და შუაშრეებით. დასტა მდიდარია ორსაგდულიანების დეტრიტუსით .....28 მ.

11. იგივე, რაც დასტა 10, რომლის უკიდურეს ზედა ნაწილში ვნახეთ სარმატული გასტროპოდების ჰაბიტუსის *Gibbula*- ს წარმომადგენლები .....2 მ.

აღწერილ ჭრილში დასტა 1 თითქმის მთელ სისქეზე შეიცავს ქვედა კარაგანულისათვის (არხაშენის შრეები) დამახასიათებელ *Spaniodontella pulchella* Baily-ს, რის გამოც ამ ფაუნის შემცველი ქვიშაქვების ადრეკარაგანული ასაკი არავითარ ეჭვს არ იწვევს. თანხმობით განლაგებულ მე-2 დასტაში, რომელიც სრულიად მსგავსი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი, *Spaniodontella pulchella* Baily - ს გვერდით ჩნდება *Lutetiidae* - ების ახალი გვარის *Savanella* Zhg.-ის წარმომადგენელი - *Savanella andrussovi* (Toula). უკანასკნელი, როგორც წესი, რეგიოსართულის უკიდურეს ზედა შრეებთან არის დაკავშირებული და ე. ჟღენტის (1976) მონაცემებით გვიან კარაგანულის (ვარნული) დასაწყისზე მიგვანიშნებს. მე-3 დასტის ქვედა

შრეებში აღინიშნება Pholadidae-ების ნიჟარები, რომელთა დაცულობა არ გვაძლევს საშუალებას ისინი სახეობამდე განვსაზღვროთ. მიუხედავად ამისა, აღნიშნული ენდემური გვარის ასეთი სიმრავლე მხოლოდ ქართველური რეგიოსართულისათვის არის დამახასიათებელი (Давишвили, 1930). ამავე დასტის ზედა ნაწილში ჩვენს მიერ ნანახი იქნა *Euxinibarnea pseudoustjurtensis* (Bog.) და *E. ustjurtensis* (Eichw.), ეს ფორმები ქართველურის ქვედა ქვესართულის (ხობის შრეები) სახე-ინდექსებად არის მიხნეული. რაც შეეხება ქართველურის ზედა ქვესართულს (მუხურის შრეები), ჩვენს მიერ აღწერილ ჭრილში მართალია იგი უნამარხო მეთხე დასტის ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი, მაგრამ სტრატეგრაფიული მდებარეობით (სართაგანულსა და ხობის შრეებს შორის) უთუოდ მუხურის ქვესართულის დონეს იკავებს.

დასტის №	სამსლავრე	ლითოლოგიური სვეტი	ორსაგდულიანების მოლუსკური ფაუნა	ქვესართული	რეგიო-სართული
11	2,0		<i>Gibbula</i> sp.		სარმატული
10	28			ვესელაანაკური (?)	კონკური
9	14				
8	2,0		<i>Pitar italica</i> (Defr.), <i>Chlamys multistriata</i> (Poli), <i>Oxistele orientalis</i> Cossm. et Peir., <i>O. orientalis serbaisensis</i> Zhg.	სართაგანული	
7	1,1		<i>Cardium platovi</i> (Bog.), <i>Venus basteroti</i> (Desh.), <i>Lutraria lutraria</i> (L.), <i>Tellina</i> (Peronidia) <i>planata</i> (L.), <i>Pitaria italica</i> (Defr.), <i>Chama gryphoides</i> (L.), <i>Oxistele orientalis</i> Cossm. et Peir., <i>O. orientalis serbaisensis</i> Zhg., <i>Natica</i> ( <i>Nacca</i> ) <i>millepunctata tigrina</i> (Defr.),		
6	2,2		<i>Cardium andrussovi</i> (Sok.), <i>C. baranovense</i> (Hilb.), <i>C. (Acanthocardia) praeachinatum</i> (Hilb.), <i>C. ex gr. hispidiforme</i> (David.), <i>C. platovi</i> (Bog.), <i>Oxistele orientalis</i> Cossm. et Peir., <i>O. orientalis serbaisensis</i> Zhg.		
5	1,0		<i>Cardium</i> (Plicatiforme) <i>praeplicatum</i> (Hilb.), <i>Venus basteroti</i> (Desh.), <i>Chama gryphoides</i> (L.), <i>Oxistele orientalis</i> Cossm. et Peir., <i>O. orientalis serbaisensis</i> Zhg.		
4	3,0			მუხური (?)	ქართველური
3	2,5		<i>Euxinibarnea</i> (= <i>Barnea</i> ) <i>pseudoustjurtensis</i> (Bog.), <i>E. (=Barnea) ustjurtensis</i> (Eichw.), <i>Euxinibarnea</i> sp.	ხობი	
	60				
2	1,5		<i>Spaniodontella pulchella</i> (Bailey), <i>Savanella</i> (= <i>Spaniodontella</i> ) <i>andrussovi</i> (Toula)	ვარნული	კრატანული
1	29		<i>Spaniodontella pulchella</i> (Bailey)	არხაშენი	
	25		<i>Nuculana</i> sp. <i>Ervilia</i> sp. <i>Abra</i> sp.	ჩოკრაკული	

სურ. 2. სოფ. სერბაისის კარაგანული და კონკური ნაღებების სტრატეგრაფიული სქემა მაკროფაუნის მიხედვით. (ს. ხუციშვილი, 2006).

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ე. ჟღენტის (1976) მონაცემებით, ჩაკეტილი აუზის ახალი ენდემური ბინადარი - *Euxinibarnea* Zhg., კარაგანული *Barnea* (*Anchomasa*) *ujratamica* Andrus.-ის ფილოგენეტიკური განვითარების გზით წარმოიშვა და მხოლოდ ქართველური რეგიოსართულით შემოიფარგლება.



აღწერილი ჭრილის მოლუსკურ კომპლექსებში მკვეთრი ცვლილება შეინიშნება. სტრატოგრაფიულად ზევით (დასტები 5-8), სადაც შრეები სრულიად განსხვავებულ, საკმარისად მდიდარ და მრავალფეროვან მოლუსკურ ნორმულზღვიური იერის სახეებს შეიცავს, რაც სართაგანული რეგიოსართულისათვის არის დამახასიათებელი.

განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს, რომ 5 –6 დასტებში განსაზღვრული მოლუსკებიდან კარდიუმების 4 სახეობა (*Cardium (Plicatiforme) praeplacatum* (Hilb.), *C. baranovense* (Hilb.), *C. hispidiforme* (David.), *C. platovi* (Bog.) და *Lutraria lutrari* (L.), პირველად და დაფიქსირებული აღმოსავლეთ პარატეთის სართაგანულ ნალექებში.

ნამდვილი ნორმულზღვიური რეჟიმი მყარდება უფრო მოგვიანებით (დასტა 7), რაც მტკიცდება ჩვენს მიერ ქვიშაქვებში ნანახი ისეთი დიდტანიანი პოლიჰალური ფორმებით, როგორცაა - *Tellina (Peronidia) planata* (L.), *Lutraria lutrari* (L.), *Pitar italica* (Defr.), *Chlamys multistriata* (Poli) და სხვ.

სტრატოგრაფიულად ზევით (დასტა 8) მოლუსკური ფაუნის კომპლექსი ისევ ღარიბდება (რჩება მხოლოდ 4 სახეობა), ისევე როგორც ორსაგდულიანების თითქმის ყველა დიდტანიანი წარმომადგენელი, რაც უნდა აიხსნას ზღვის მარილიანობის ხელახალი დაქვეითებით. მიუხედავად ამისა, ფაუნის ოთხივე სახეობა სართაგანული ქვესართულისთვისაა დამახასიათებელი.

მომდევნო მე-9 და მე-10 დასტები, თუ არ ჩავთვლით მოლუსკების დეტრიტუსს, პრაქტიკულად უნამარხოა, ხოლო რაც შეეხება მე-11 დასტას, აქ ჩვენს მიერ შრენარის მთელ სისქეზე სარმატული იერის *Gibbula* -ების წარმომადგენლები დაფიქსირდა.

ზემოსხენებულ ჭრილში, ვესელიანკური ქვესართული, მართალია პალეონტოლოგიურად არ დასტურდება, მაგრამ ჩვენ არ გამოვირიცხავთ, რომ სართაგანულსა და სარმატულ ნალექებს შორის თანხმობით განლაგებული 42 მ. სისქის ქვიშაქვების შრენარი (დასტები 9-10), სტრატოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით ვესელიანკურად ჩაითვალოს.

არანაკლები ფართობი უჭირავს კარაგანულ-კონკურ ნალექებს აღმოსავლეთ მოლასური დაძირვის გარეკახეთის ქვეზონაში, რომლის შესწავლა საუკუნეზე მეტი ხნის წინ დაიწყო. ამ რეგიონში განსაკუთრებული სისრულით გამოირჩევა ჭრილები სოფ. სართიჭალის სამხრეთით 3-4 კმ. მდებარე დიდ თუ პატარა ხეობებში და მათ შორის ყველაზე უკეთესად მდ. არხაშენის წყლის გასწვრივ. აქ ერთ უწყვეტ გაშიშვლებაში, არხაშენის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში (Булейшвили, 1960) არის წარმოდგენილი ნალექები ქვედა მიოცენურიდან – ზედა სარმატულის ჩათვლით. სწორედ ამიტომ ეს ჭრილი არა ერთი მკვლევარის (Булейшვილი, 1960; Джanelidze, 1970; Жгенти, 1959; Багдасарян, 1965; Ананиაშვილი, 1985) შესწავლის ობიექტი გამხდარა.

განსაკუთრებით დამაჯერებელია ე. უდენტის (1958) მონაცემები კარაგანულ-კონკური სართულების და მათი შემადგენელი ქვესართულების არსებობის შესახებ. რაც ჩვენს ხელთ არსებული პალეონტოლოგიური მასალითაც დასტურდება. ამიტომ აღნიშნული შრეების დეტალურ განხილვისაგან თავს შევიკავებთ და მხოლოდ ერთ ფაქტზე შევაჩერებთ ყურადღებას. კერძოდ აღნიშნულ ჭრილში ზედასარმატული ფერადი თიხებისა და ქვიშაქვების სტრატოგრაფიულად ქვევით 12 და 16 მეტრზე, ჩვენ მიერ მოხერხდა ვესელიანკური ქვესართულის პალეონტოლოგიური დადასტურება შემდეგი სახეობებით: *Ervilia trigonula* Sok, *Mactra eichwaldi* Lask., *Chlamys malvine* (Dub.), *Donax dentiger* Eichw., *Arca diluvii* Lam., *Aloidis gibba* (Ol.), *Polinices helicina* (Brocc.), *Mohrensternia inflata* Andrus., *Cerithium* sp., *Zamdbbergeria* sp.

ანალოგიური დასკვნის გამოტანა შეძლება (Джanelidze, 1970) მიკროფაუნის ისეთი წარმომადგენლების მიხედვით, როგორცაა *Elphidium horidum* Bogd., *Nonion granosus* (Orb.). აქვე ხაზგასასმელია ისიც, რომ აღნიშნული სტრატონი, მისთვის დამახასიათებელი კომპლექსით, წინააღმდეგ ზოგი მკვლევარისა, მდებარეობს სრულიად გარკვეულ სტრატოგრაფიულ დონეზე, ქვედა სარმატულსა და სართაგანულ ქვესართულებს შორის.

ამრიგად, საქართველოს ტერიტორიაზე გაგრძელებული ზემოაღნიშნული გეოლოგიური ჭრილებიდან და ცალკეული გამოსავლებიდან ჩვენ მიერ მოპოვებული ფაქტიური მასალის შესწავლის შედეგები საშუალებას გვაძლევს გავაკეთოთ შემდეგი დასკვნა: გეოქრონოლოგიური სქემა, რომელიც ემყარება მოლუსკური ფაუნის –ლუტეციიდების და ფოლადიდების წარმომადგენლების ფილოგენეტიური განვითარების ცალკეულ ეტაპებს დროში (Жгенти, 1958) და რომლის მონაცემებზე დაყრდნობითაც დადგენილია კარაგანულში არხაშენისა და

ვარნულის, ხოლო ქართველურში ხობისა და მუხურის ქვესართულები, დღეისათვის ყველაზე დამაჯერებელია. ისევე, როგორც პალეონტოლოგიური მასალით არგუმენტირებულია ქართველური (ფოლასებიანი) შრეების სტრატოგრაფიული დამოუკიდებლობა (სურ.3).

სიმაღლე (მეტრი)	ლითოლოგიური სვეტი	ორსაგდულიანების მოლუსკური ფაუნა	ქვესართული	რეგიონალური
70-200		Gibbula sp.		სარბაბული
35-120		Ervilia trigonula Sok, Maetra eichwaldi Lask., Chlamys malvine (Dub.), Donax dentiger Eichw., Arca diluvii Lam., Aloidis gibba (Ol.), Polinices helicina (Brocc.), Mohrensternia inflata Andrus., Cerithium sp., Zambbergeria sp.	ვესელაიანკური	კონკური
6.5-10.5		Pitar italica (Defr.), Chlamys multistriata (Poli), Oxistele orientalis Cossm. et Peir., O. orientalis serbaisensis Zhg. Cardium platovi (Bog.), Venus basteroti (Desh.), Lutraria lutraria (L.), Tellina (Peronidia) planata (L.), Pitarja italica (Defr.), Chama gryphoides (L.), Oxistele orientalis Cossm. et Peir., O. orientalis serbaisensis Zhg. Natica (Nacca) millepunctata tigrina (Defr.), Cardium andrussovi (Sok.), C. baranovense (Hilb.), C. (Acanthocardia) praechinatum (Hilb.), C. ex gr. hispidiforme (David.), C. platovi (Bog.), Oxistele orientalis Cossm. et Peir., O. orientalis serbaisensis Zhg. Cardium (Plicatiforme) praeplicatum (Hilb.), Venus basteroti (Desh.), Chama gryphoides (L.), Oxistele orientalis Cossm. et Peir., O. orientalis serbaisensis Zhg.	სართაგანული	
25-50		Ervilia pusilla Phil., Euxinibarnea kubanica	მუხური	
40-160		Euxinibarnea (=Barnea) pseudoustjurtensis (Bog.), E. (=Barnea) ustjurtensis (Eichw.), Euxinibarnea sp.	ხობი	ქართველური
15-30		Spaniodontella pulchella (Baily), Savanella (=Spaniodontella) andrussovi (Toula)	ვარნული	კრატული
80-200		Spaniodontella pulchella (Baily)	არხამენი	
100-250		Nuculana sp. Ervilia sp. Abra sp.	ზოკრავული	

სურ. 3. საქართველოს კარაგანული და კონკური ნალექების შეჯერებული სტრატოგრაფიული სქემა მაკროფაუნის მიხედვით.

### ლიტერატურა

კაჭარავა ი. ბ. (1926). მასალები რაჭის გეოლოგიისათვის //თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მოამბე. ტ. მე-7. გვ. 17 – 24.  
 ხუციშვილი ს.(2006). საქართველოს კარაგანული და კონკური ნალექების სტრატოგრაფიისათვის //საქართველოს ნათობი და გაზი. № 19. გვ. 69 – 74.  
 Martini E. (1971). Standard tertiary and qraternary calcareous nannoplankton zonation //Proc II Plankt. Conf. Roma. P. 739 – 785.  
 Minashvili Ts. (1992). Calcareous nannofossil biostratigraphy and correlation of Oligocene and Miocene deposits of Georgia //Mem. DiscienceGeol. Padova. P. 277 – 282.

- Ананиашвили Г.Д. (1964). Некоторые двустворчатые моллюски миоценовых отложений западной части Рачинско – Лечхумской синклинали //Труды ГИН АН ГССР, сер. геол., т. 14( 19).С. 103 – 127.
- Ананиашвили Г.Д. (1966). Описание разреза миоценовых отложений бассейна р. Ингура (Западная Грузия) //Сообщ. АН ГССР, №44, №1. С. 131-136.
- Ананиашвили Г.Д. (1967). Стратиграфия ниже – и среднемиоценовых отложений Лечхуми //Труды ГИН АН ГССР, нов. сер. вып. 15. С. 81 – 123.
- Ананиашвили Г. Д., Брестенка Е., Гашпарик Я. (1985). Стратиграфия неогна Кавказа и Западных Карпат //Геологический институт им. Д. Штура, т. 69. Братислава. С. 11 – 24.
- Андреева – Григорович А. С., Носовский М. Ф. (1976). О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе //Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск. С. 72 – 77.
- Андреева – Григорович А. С. (1977). Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по наннопланктону //Материалы 11 – го Конгресса КБГА, «Раукова думка», Киев. С. 6 – 10.
- Андрусов Н.И. (1917). Конский горизонт (фоладовые пласты) //Тр.геол. и литер.музея. Акад. Наук.,т.2, вып.6. С. 167-261.
- Багдасарян К. Г. (1965). Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии // Издательство «Мецниереба». Тбилиси. 231 с.
- Бидзинашвили Л.М. (1974). О верхних горизонтах среднего миоцена – В кн.: Материалы по геологии и нефтеносности Грузии //ТрВНИГНИ, вып. 152, Мецниереба, Тбилиси. С. 70-96.
- Бидзинашвили Л.М. (1986). Рионская впадина. Караганский и конкский региоярусы – В кн.: Стратиграфия СССР. Неогеновая система // Полутом I, Москва, с. 190-194;
- Булейшвили Д.А. (1960). Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии //Тр. ВНИГНИ, Гостоптэхиздат. 238 с.
- Вахания Е.К., Папава Ю.Д. (1956). Геологическое строение среднего течения р.Риони //Фонды «Грузнефть». 259 с.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчлениии территории Грузии – В кн.: Мат. научн. сессии посвященное 110-летию акад. А.И. Джанелидзе. //Тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер., вып. 115. С. 204-208.
- Гончарова И.А., Ильина Л.Б. (1997). О взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного Паратетиса // В кн.: Стратиграфия. Геологическая корреляция. Рос. АН, т.5, №6. С. 64-72.
- Грачевский М.М. (1954). К вопросу об условиях жизни и исторического развития фауны конских пластов Восточной Грузии //Тр. сектора палеобиологии АН ГССР, т.II. С. 118-135.
- Давиташвили Л.Ш. (1930). О конском горизонте Грузии // Аз. Нефт. Хоз.”№10 С. 1-3.
- 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 //Тбилиси, Мецниереба. 197 с.
- Дзвелаия М.Ф. (1940). К стратиграфии миоцена Мегрелии // Изв. АН СССР, сер.геол., вып. 4. С. 73-78.
- Жгенти Е. М. (1958). Развитие моллюсковой фауны конкского горизонта Грузии //Труды Института палеобиологии АН ГССР, т. 6. С. 19 – 36.
- Жгенти Е.М. (1959). Средиземноморские элементы в караганских отложениях Грузии //Сообщ. АН ГССР,, т.ХХIII, №3, с. 293-295.
- Жгенти Е.М. (1966). Представители семейства фоладид в среднемиоценовых отложениях Крымско – Кавказской провинции //В кн.: Фауна кайнозоя Грузии и ее геосисторическое значение. Тбилиси, Мецниереба. С. 52-85.
- Жгенти Е.М. (1976). Лютетииды среднего миоцена, их эволюция и стратиграфическое значение //Тбилиси, Мецниереба. 129 с.
- Жгенти Е.М. (1991). Эволюция и стратиграфическое значение моллюсковой фауны конкского яруса //Тбилиси, Мецниереба. 125 с.
- Жижченко Б.П. (1937). О возрасте и фауне фоладовых слоев //Тр. геол. службы Грознефти, вып.9. С. 82-125.
- Жижченко Б.П. (1940). Средний миоцен Юга СССР. Стратиграфия СССР //ПИИ АН СССР, т.12. С. 151-227.
- Ильин С.И., Эберзин А.Г. (1936). Материалы к геологии третичных отложений Абхазии //Тр. НГРИ, сер. А, вып. 99. 40 с.
- Колесников В.П. (1940). Верхний миоцен //В кн.: Стратиграфия СССР, т. XII, М-Л. С. 229-687.

- Крашенинников В. А., Басов И.А., Головина Л.А. (2003). Восточный Паратетис. Тарханский и конкский региоарусы //Институт литосферы РАН Москва. 193 с.
- Ласкарев В.Д. (1903). Фауна бугловских слоев Волинии //Тр. геол. ком., нов.сер., вып.5. 148 с.
- Ливеровская Е.В. (1935). Фауна конского горизонта горы Дубровой (Северный Кавказ) //Тр. НГРИ, сер.А, вып.44. 36 с.
- Майсурадзе Л.С. (1971). Фораминиферы сармата Западной Грузии // Тбилиси, Мецниереба.130 с.
- Мерклин Р.Л. (1953). Этапы развития конского бассейна в миоцене юга СССР //Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 28, вып.3. С.89-91.
- Минашвили Ц.Д. (1986). Биостратиграфия миоценовых отложений Зап. Грузии по известковому нанопланктону //Автореф. канд. диссерт. Изв. ГИН АН ГССР. Тбилиси. 20 с.
- Минашвили Ц.Д. (1981). Наннопланктонный комплекс миоценовых отложений Западной Грузии. 9- ое Всесоюзное микропалеонтологическое совещание //ГИН АН СССР. С. 8- 10.
- Мухелишвили Л. В. (1970). Историческое развитие сарматской моллюсковой фауны Западной Грузии // Кандидатская диссертация. Тбилиси. 17 с.
- Рамишвили И.Ш. (1982). Среднемиоценовая флора Грузии по палинологическим данным //АН ГССР, И-т палеобиологии. Тбилиси, Мецниереба. 138 с.
- Челидзе Г.Ф. (1954). К стратиграфии верхней части среднего миоцена окрестности г.Рустави // Сообщ. АН ГССР, т.XV, №2. С. 93-97.
- Чиковани А.А. (1960). Стратиграфия и фации миоцена северных предгорий Имеретинского хребта // Тр. Гин-та АН ГССР, т.XI (XVI). С. 93-132.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
 УДК 564.53(479.22)

სტრატობრავიძე, პალეონტოლოგი

## **ДИАТОМОВОЕ СООБЩЕСТВО В ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АХАЛКАЛАКСКОЙ СВИТЫ (Разрез Дилиска – Южная Грузия)**

**З. В. Алешинская\*, Г. М. Маисурадзе**  
 \* МГУ, Геологический факультет, Москва

**Diatomite Association in Lacustrine Deposits of the Akhalkalaki Suite (Diliska section – South Georgia). Z.Alioshinskaiia, G.Maisuradze. \*MSU, Geological Faculty, Moscow.** In order to study diatomites for the first time from interlava lake deposits of the Diliska section (Akhalkalaki suite) the samples were taken. In the section the age of “upper” and “lower” doleritic lavas are established and fossil fauna relics are studied. Their stratigraphic levels are stated as Middle Aghchagilian-Eopleistocene = 1.9-2.9Ma. From 23 samples only in the layers №21 and №2 rich diatomic flora was discovered. It contains 97 fresh and slightly saline water species and their varieties. Among them 79 species and 28 genera are distinguished. In 21 samples 82 forms are determined. Their 23% are planktonic species and 77% - benthic. In 2 samples 38 forms (91% - planktonic and 9% -benthic) are determined. In general, the Diliska diatomic flora is close to Kiatibi diatomite (Goderdzi suite), as they have 28 species in common. According to species composition the Diliska flora may conditionally be considered as similar to the lower and middle parts of the Kiatibi diatomite layer.

Ахалкалакская свита впервые была выделена П.Д Гамкрелидзе (1954) во время геологического изучения Ахалкалакского вулканического нагорья (Южная Грузия). Под этой свитой понимается т.н. базальтовая формация - мощная толща покровов долеритовых, базальтовых, андезит-базальтовых и андезитовых лав, чередующихся как между собой, так и с озерными отложениями. Вначале ахалкалакскую свиту относили к верхеплиоценово-нижне, среднеплейстоценовому возрасту. Позже, после комплексного изучения свиты, с применением палеонтологического, палеомагнитного, радиологического, археологического и морфостратиграфического методов исследований, был установлен верхне плиоцен

(средний акчагыл) – эоплейстоценовый (апшерон) возраст ахалкалакской свиты (Маисурадзе, 1991; Маисурадзе, Кулошвили, 1999).

Руководящие разрезы ахалкалакской свиты хорошо известны в окрестностях гор. Ахалкалаки, в каньонообразом ущелии р. Паравани, в 3-х км западнее и северо-западнее от центра города, в Цалкинском районе - на западном склоне Беденского хребта, на Гомаретском и Дманисском плато (ущ. рек Шавцкала и Машавера). В 30-ых годах прошлого века на Ахалкалакском плато и в Цалкинской котловине К.Е.Габуния выделил долеритовые лавы двух генераций, разделенные межлавовыми озерно-терригенными отложениями. Так вошли в геологической литературе понятия “нижние” и “верхние” долеритовые потоки и межлавовые озерные отложения. Комплекс этих образований в последующем были названы цалка-ахаллалакской свитой.

Исследованиями ученых-геологов Грузии и Армении (Л.И.Маруашвили, Н.И.Схиртладзе, П.Д.Гамкрелидзе, Д.Г.Джигури, А.Т.Асланян, А.А.Габриелян, С.П.Бальян и др.) было установлено, что процесс седиментации озерных отложений в Южной Грузии, в Западной Армении и Восточной Анатолии был начат в позднем плиоцене (в акчагыле по каспийской схеме, около 3,5 млн.л.н.). С этого времени начались мощные извержения лав и пирокластике базальтовой формаций, относящиеся ко второму циклу посторогенной фазы вулканизма. Лавовые потоки и покровы способствовали планации эродированной поверхности подстилающего субстрата, представленного вулканическими мио-плиоцена (годердзская, вохчабердская свита), и интенсивно дислоцированными вулканогенно-морскими отложениями среднего и верхнего эоцена. Вулканизм носил ареальный характер. Лавовые потоки сливаясь образовывали естественные запрудные озерные чаши типа Параванского озера, в которых накапливались глинисто-песчаные отложения, перемежающиеся с вулканическим песком, пеплами и диатомовыми слоями. Аналогичные озерные отложения широко развиты и в Армении в бассейне р. Воротан (Сисиан), Нурнус, Ширакской котловине и др. Небезинтересно отметить, что в вулканогенно-континентальных отложениях гoderдзской и вохчабердской свит (пирокластике и туфы) нигде не встречаются, в классическом понимании, реликтовые озерные отложения. Только кисатибскую диатомитовую толщу многие исследователи генетически связывают с озерным бассейном в гoderдзской свите в долине р. Уравели (Эрушетское нагорье), датируя их миоценом, ранним плиоценом или просто плиоценом. Но по существующим данным, а также нашим наблюдениям на обширной территории Южнокавказского вулканического нагорья древние озерные отложения в чаще пориурочены к выходам основных лав (к долеритам, базальтам). Так, например, Б.Ф.Мефферт (1933) в бассейне р. Уравели (Ахалцихский район - Ю.Г.) у с.с. Кисатиби и Гиоргицминда фиксирует выходы белых туфов в средней части которых обнажаются белые диатомовые слои мощностью до 6 м. Толща залегает на базальтовых лавах и их брекчиях (видимо контактной зоны между лавовыми потоками – Г.М.).

Почти аналогичную картину описывает Р.И.Схиртладзе (1958). Автор связывает выходы диатомита с основными лавами, но относит их к мио-плиоцену (годердзская свита). На правом берегу р. Уравели, на уровне Кисатибского месторождения в окрестностях с.с. Чобарети, Оргора, Сакудабели нами были обследованы разрезы описанные Б.Ф.Меффертом выходы диатомовых глин и туфов, подстилаемые долеритовыми лавами и покрываемые как лавами, так и аллювиальными отложениями. Лавовые покровы и аллювиальные наносы находятся на относительной высоте хорошо известной в Ахалцихской котловине Тугаджварской (П.Д.Гамкрелидзе, 1949) террасы - 550-600 м от уровня р. Мтквари. Аналогичный уровень занимает выделенная нами на Ахалкалакском плато XII-я терраса р. Мтквари (Кура) выше гор. Аспиндза, где также широко представлены долеритовые лавовые покровы с озерными и аллювиальными отложениями, с диатомовыми прослоями (разрезы Дилиска-Ахалкалаки). Последние нами отнесены к среднему акчагылу - эоплейстоцен (ахалкалакская свита = верхний плиоцен) - радиологический возраст 2,9-0,8 млн.л. (Маисурадзе, Кулошвили, 1999; 2004.).

Этот краткий морфо-стратиграфический обзор Ахалцихского района и в частности происхождения Кисатибских диатомитов приводится в связи известным сомнением ряда исследователей о принадлежности Кисатибских диатомитов к гoderдзской свите (Г.А.Абих, Д.Джигури, Г.Гуджабидзе, А.Криштофович). Например, М.Д.Узнадзе (1951) указывала полное различие макрофлоры этих отложений. Это подтверждается фактическим материалом о генетической связи диатомитов Кисатибского месторождения с диатомитами озерных отложений с. Дилиска.

Опорный разрез Дилиска, в Ахалкалакском стратотипическом районе эоплейстоцена находится на Южногрузинском вулканическом нагории, на левом берегу р. Паравани (правый приток р. Мтквари), в 3-х км СЗ-ее от гор. Ахалкалаки. В разрезе каньонообразного ущелья высотой до 60 м выделяются:

1. Оливиновые долериты (“нижние”) светло-серые, массивные, видимая мощность ... 10-12 м.

2. Озерные отложения, послойное чередование глин, вулканического песка, пепла, гравелитов, диатомита разной толщины; (всего насчитано 23 слоя) с общей мощностью 33 м. В нижней части разреза (2-ой слой) обнажаются скопления чистого диатомита, мощностью до 3 м. В верхней части разреза (21-й слой) также фиксируется пачка диатомовых глин мощностью 2,7 м. Завершается разрез выжженной ископаемой почвой, с сургучной отдельностью, красного цвета, толщиной ....10-15 см.

3. Два потока оливиновых долеритов (“верхние”) массивных, с хорошо выраженной контактной зоной. Общая мощность .....12-15 м.

Разрез Дилиска был изучен комплексно с использованием радиологического (Ar-Ar), палеомагнитного, палеонтологического, палинологического, морфостратиграфического методов (Маисурадзе, 1984; Л.Векуа и др., 1982; Джигаури, 1991; Ferring et al. 1996;). В верхней части разреза обнаружена фауна млекопитающих определенной А.К Векуа *Anancus arvernensis*, *Equus stenorhinus*, *Leptobos* и др. По габитусу фауна эоплейстоценовая (апшерон) и является аналогом Дманисской и Цалкинской фоссилиями. Лавы кровли озерных отложений датированы Ar-Ar методом - 1,9 млн.л., подстилающие – 2,9 млн. л. Таким образом, диатомиты озерных отложений Дилиска имеют точные возрастные границы.

Ниже даются результаты диатомового анализа отложений разреза с. Дилиска: Из указанного разреза было отобрано и проанализировано 23 образца. В двух из них (обр. 21 и 2) обнаружена богатая диатомовая флора. Она насчитывает 97 видов и разновидностей пресноводных и пресноводно-солонатоводных диатомовых водорослей, принадлежащих к 79 видам и 28 родам (табл.1).

В образце 21, отобранном из диатомовых слабо опесчаненных глин, в 1 гр. породы содержится 66480000 створок диатомей. Здесь определено 82 формы. С учетом встречаемости 23% составляют планктонные виды и 77% бентосные.

В планктонной группе доминирует *Cyclotella comta*. Она встречается с количественной оценкой “часто”, составляя в этой группе 45%. Субдоминантом является *Melosira italica* – 22%. Содержание остальных планктонных диатомей не превышает 2-3 %: *Melosira italica* var. *valida*, *Tabellaria fenestrata*, *Synedra ulna* var. *danica*.

Среди бентосных диатомовых преобладают формы грунтов и обрастаний высших водных растений. “Часто” встречаются *Synedra ulna*, *Epithemia zebra* var. *saxonica*, “нередко” *Melosira scabra*, *Tabellaria flocculosa*, *Cocconeis placentula*, *Rhoicospenia curvata*, *Navicula radiosa*, *Epithemia zebra* var. *porcellus*, *E. turgida* var. *granulata*, *Nitzschia amphibia*, *N. fonticola*. Разнообразно в видовом отношении представлены рода: *Synedra*, *Navicula*, *Cymbella*, *Gomphonema*, *Nitzschia*.

Следует отметить плохую сохранность створок диатомей в диатомитовых глинах. Многие экземпляры представлены обломками (фото 1). В образце 2, отобранном из диатомитов вблизи основного разреза, в 1 гр. осадка содержится 265920000 створок диатомей, т.е. в 40 раз больше, чем в диатомитовых глинах. Но видовое разнообразие более чем в 2,5 раза меньше. Здесь определено 38 форм Диатомитов, в отличие от диатомовых глин, господствуют планктонные формы, составляющие 91%. Остальная часть принадлежит бентосным формам – 9%.

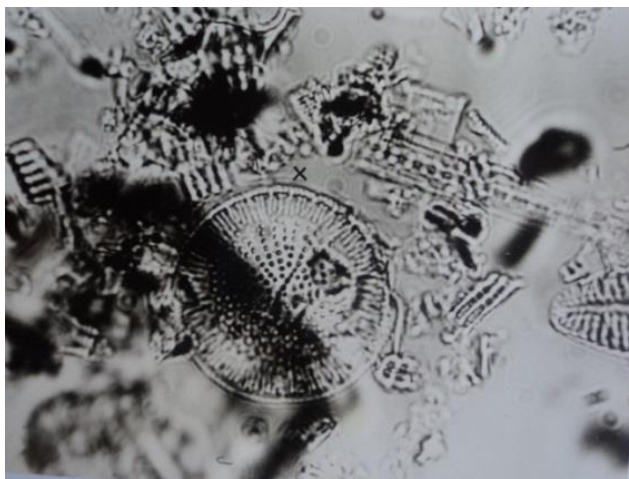


Фото 1. Диатомей диатомовых глин (обр.21) *Cyclotella comta* (x).



Планктонная группа диатомей (почти 100%) полностью представлены породообразующими формами - *Stephanodiscus astraea* var. *minutula*. Менее 1%, при массовой оценке встречаемости, приходится на *Synedra ulna* var. *danica*.

Среди бентосных диатомовых водорослей в общей массе наблюдаются *Fragilaria construens* var. *venter*, *F. brevistriata*, *Synedra capitata* var. *gracilis*, *Cymbella turgida*, *Mitzschia fonticola*, *N. palea*, *N. palea* var. *debilis*, чаще встречаются *Operphora martyi* var. *amphioxys*, *Amphora ovalis* var. *pediculus*, нередко *Navicula gracilis* *Nitzschia amphibia*. Остальные формы представлены единичными экземплярами. Створки диатомовых водорослей в диатомитах, в отличие от диатомовых глин, прекрасной сохранности (фото 2).

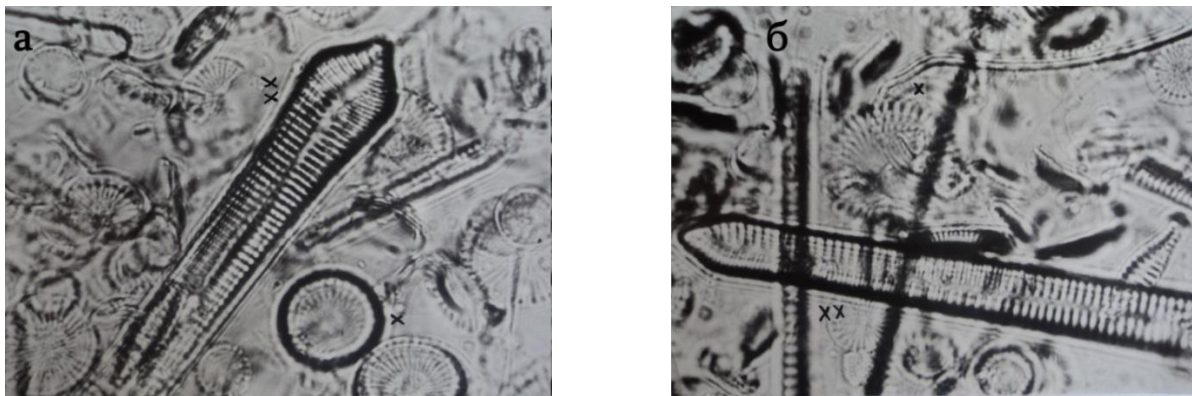


Фото 2. Диатомеидиатомитов (обр. 2); а) – *Stephanodiscus astraea* var. *minuta* (x), *Synedra capitata* var. *gracilis* (xx); б) – *Stephanodiscus astraea* var. *minutula* (x), *Synedra capitata* var. *cuneata* (xx).

При сопоставлении систематических списков диатомей, найденных в диатомовых глинах и в диатомитах, обнаруживаются 23 формы общие для обеих флор. Отмеченные выше отличия свидетельствуют о разных экологических условиях, существовавших в период их формирования. Судя по явному господству планктонных видов в диатомитах, они накапливались в водоеме с большими глубинами, чем диатомовые глины. Однако, оба диатомовых комплекса при массовом развитии *Stephanodiscus astraea* var. *minutula* в диатомитах и частой встречаемости эпифитов в диатомовых глинах говорят о том, что осадконакопление в том и другом случае происходило в пресном озерном водоеме эвтрофного типа. Высокое содержание питательных веществ в воде было обусловлено их поступлением с окружающих озеро вулканических сооружений кислого андезит-дацитового, дацитового состава (годердзская свита).

На вулканические породы как источник растворимых солей стимулирующих развитие диатомовых водорослей, указывают многие исследователи. В частности, В.С. Порецкий (1953), изучивший ископаемые диатомеи кисатибского месторождения доказывает высокую эвтрофию кисатибского плиоценового водоема.

В целом изученная диатомитовая флора разреза Дилиска сходна с Кисатибской. Они имеют 28 общих форм. Нужно отметить, что среди Дилискинской флоры чаще всего встречаются диатомеи, которые впервые были найдены и описаны В.С. Порецким (1953<sup>1</sup>) в Кисатибских диатомитах (*Operphora martyi* var. *amphioxys*, *Synedra capitata* var. *cuneata*) и Нурнусских диатомитах в Армении (*Synedra capitata* var. *gracillia*). Благодаря хорошей сохранности створок диатомей в образце 2, была измерена длина двух последних форм, не выясненная В.С.Порецким из-за отсутствия целых экземпляров в изученных им диатомитах. Она соответственно достигает 158 и 174 мкм. Породообразующая форма *Stephanodiscus astraea* var. *minutula* в диатомитах разреза Дилиска является и одной из породообразующих форм в Кисатибских отложениях. По видовому составу и доминантам флора Дилиски предварительно может быть сопоставлена с флорой нижней и средней части Кисатибской толщи.

Возникает вопрос, можно из-за приведенных выше фактов распространить возрастные данные диатомитов Дилиски на диатомитах Кисатиби, Нурнус, Сисиана? ведь они также связаны с выходами долеритовых лав; диатомитах много общих видовых и родовых представителей, а также породообразующих форм? генетика их эволюции в окружающей среде почти идентичны?

Решить этот вопрос однозначно весьма сложно. Во всех имеющихся в Закавказье месторождениях диатомита не существуют представители видов и родов которые являлись бы руководящими формами для стратиграфического расчленения диатомитовых залежей. Большинство из представителей диатомей имеют огромный диапазон развития в пространстве и во времени (от миоцена до плейстоцена включительно). Поэтому мы считаем, что диатомей в геологии не имеют стратиграфического значения. Они пригодны только для решения вопросов в региональной геологии и в палеогеографических реконструкциях. Что касается возрастной корреляции и стратратиграфии диатомей то это может быть возможно после комплексных исследований диатомовых месторождений на уровне разреза Дилиска.

**Таблица 1. Систематический список диатомовых водорослей. Разрез у с. Дилиска**

№	Diatomeae	21	2
1.	<i>Melosira varians</i> Ag.	2	-
2.	<i>M.italica</i> (Her.) Kütz	3	-
3.	<i>M.italica</i> var. <i>valida</i> (Grun.) Kütz	3	-
4.	<i>M. sacabrosa</i> Østr.	3	-
5.	<i>M. sp.</i>	1	-
6.	<i>Ciclotella meneghiniana</i> Kütz.	2	-
7.	<i>C.comta</i> (Her.) Kütz	4	-
8.	<i>Stephanodiscus astraea</i> var. <i>minutula</i> (Kütz)	2	-
9.	<i>Tetracyclus emarginatus</i> (Her.) W.Sm.	1	-
10.	<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz	3	-
11.	<i>T. flocculisa</i> (Roth.) Kütz	3	-
12.	<i>Meridion circulare</i> Ag.	-	1
13.	<i>M.circulare</i> var. <i>constricta</i> (ralfs) V.H.	1	-
14.	<i>Diatoma vulgare</i> Bory-	-	1
15.	<i>Opephora martyi</i> var. <i>amphioxys</i> Poretz.	1	4
16.	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i> (Her.) Grun.	3	5
17.	<i>F. pinnata</i> Her.	2	-
18.	<i>F. brevistriata</i> Grun.	-	5
19.	<i>Synedra vaucheriae</i> Kütz.	2	-
20.	<i>S. ulna</i> (Nitzsch.) Her.	4	1
21.	<i>S. ulna</i> var. <i>biceps</i> (Kütz.) Sohöfn.	2	-
22.	<i>S. ulna</i> var. <i>danica</i> (Kütz.) Grun.	2	5
23.	<i>S. capitata</i> var. <i>gracilis</i> Poretz.	2	5
24.	<i>S. capitata</i> var. <i>cuneata</i> Poretz.	-	1
25.	<i>S. fcus</i> Kütz.	-	1
26.	<i>S. sp.</i>	-	1
27.	<i>Eunotia lunaris</i> (her.) Grun.	1	-
28.	<i>E.valida</i> Hust.	1	-
29.	<i>E. gracilis</i> (her.) Rabenh.	1	-
30.	<i>E. pectinalis</i> var. <i>minor</i> (Kütz.) Rabenh.	1	-
31.	<i>E. parallela</i> Her.	2	-
32.	<i>E. sp.</i>	2	-
33.	<i>Cocconeis placentula</i> Her.	3	1
34.	<i>C. placentula</i> var. <i>lineata</i> (her.) Cl.	1	1
35.	<i>C. placentula</i> var. <i>euglypta</i> (her.) cl.	1	-
36.	<i>Achnanthes hungarica</i> Grun.	1	-
37.	<i>A. lanceolata</i> (Brèb) grun.	1	-
38.	<i>A. sp.</i>	-	1
39.	<i>Ehoicophenia curvata</i> (Kütz.) grun.	3	-
40.	<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cl.	-	1
41.	<i>Anomoeoneis sphaerophora</i> (Kütz.) Pfitz.	1	-
42.	<i>Navicula cuspidata</i> f. <i>primigena</i> Dipp.	1	-
43.	<i>N. cryptocephala</i> Kütz.	2	-
44.	<i>N. cryptocephala</i> var. <i>intermedia</i> Grun.	-	1
45.	<i>N. cryptocephala</i> var. <i>veneta</i> (Kütz.) Grun.	1	-
46.	<i>N. radiosa</i> Kütz.	3	-
47.	<i>N. gracilis</i> Her.	1	3
48.	<i>N. reinhartii</i> (grun.) Cl.	1	-

49.	<i>N. placentula</i> (her.) Grun.	1	-
50.	<i>N. sp.</i>	1	-
51.	<i>Pinnularia interrupta</i> W. Sm.	1	-
52.	<i>P. gibba</i> var. <i>linearis</i> Hust.	1	-
53.	<i>P. acrosphaeris</i> Brèb.	1	-
54.	<i>P. major</i> (Kütz.) Grun.	1	-
55.	<i>P. viridis</i> var. <i>fallax</i> Cl.	1	-
56.	<i>Neidium affine</i> var. <i>amphirhynchus</i> (Her.) Cl.	1	-
57.	<i>Amphora ovalis</i> Kütz.	1	1
58.	<i>A. jvalis</i> var. <i>prdiculus</i> Kütz.	1	4
59.	<i>Cimbella leptoceros</i> (her.) Grun.	1	1
60.	<i>C. Turgida</i> (greg.) Cl.	2	5
61.	<i>C. cymbiformis</i> (Ag., Kütz.) V.H.	2	1
62.	<i>C. parva</i> (W. Sm.) Grun.	1	1
63.	<i>C. cistula</i> (hemp.) Grun.	1	1
64.	<i>C. lanceolata</i> (Her.) V. H.	-	1
65.	<i>C. aspera</i> (Her.) Cl.	2	-
66.	<i>C. tumida</i> (Brèb). V.H.	1	-
67.	<i>C. elongata</i> Poretz.	-	1
68.	<i>Gonphonema acuminatum</i> var. <i>coronatum</i> (her.) W.Sm.	1	-
69.	<i>G. augur</i> Her.	1	-
70.	<i>G. parvulum</i> var. <i>micropus</i> (Kütz.) Cl.	2	-
71.	<i>G. angustatum</i> var. <i>productum</i> Grun.	1	-
72.	<i>G. longiceps</i> var. <i>subclavatum</i> Grun.	2	1
73.	<i>G. longiceps</i> var. <i>montanum</i> f. <i>suecicum</i> Grun.	1	-
74.	<i>G. intricatum</i> Kütz.	1	-
75.	<i>G. gracile</i> Her.	1	-
76.	<i>G. constrictum</i> Her.	-	1
77.	<i>G. constrictum</i> var. <i>capitalum</i> (Her.) Cl.	1	1
78.	<i>G. olivaceum</i> (Lyngb.) Kütz.	-	1
79.	<i>G. sp.</i>	1	-
80.	<i>Epithemia zebra</i> (Her.) Kütz.	2	-
81.	<i>E. zebra</i> var. <i>saxonica</i> (Kütz.) Grun.	4	1
82.	<i>E. zebra</i> var. <i>porcellus</i> (Kütz.) grun.	3	-
83.	<i>E. turgida</i> (her.) Kütz.	2	-
84.	<i>E. turgida</i> var. <i>granulata</i> (her.) grun.	3	-
85.	<i>E. sorex</i> Kütz.	-	4
86.	<i>Rhopalodia gibba</i> (her.) O.Müll.	2	1
87.	<i>Rh. gibba</i> var. <i>ventricosa</i> (her.) Grun.	2	-
88.	<i>Hantzschia amphioxys</i> (Her.) Grun.	2	-
89.	<i>Bacillaria paradoxa</i> Gmelin.	1	-
90.	<i>Nitzschia sinuata</i> var. <i>tabellaria</i> Grun.	1	-
91.	<i>N. amphibia</i> Grun.	3	3
92.	<i>N. frustulum</i> (Kütz.) Grun.	2	-
93.	<i>N. fonticola</i> Grun.	3	5
94.	<i>N. palea</i> (Kütz.) W.Sm.	2	5
95.	<i>N. palea</i> var. <i>tenuirostris</i> Grun.	2	-
96.	<i>N. palea</i> var. <i>debilis</i> (Kütz.) Grun.	-	5
97.	<i>Surirella angustata</i> Kütz.	1	-
	Количество видов и разновидностей в образце	82	38

Встречаемость диатомей в препарате: 1 – единично (1-10 экземпляров на препарат); 2 – редко (11-100 - экз. преп.); 3 – нередко (101-500 - „-,“); 4 – часто (501-1000 - „-,“); 5 - в массе (<1000 - „-,“).

## Литература

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. Тбилиси. Мецниереба. С. 3-25.

- Гамкрелидзе П. Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. //Монография 2. Тр. ГИН АНГ. Тбилиси. 508 С.
- Гамкрелидзе П. Д. (1954). Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья южного склона Триалетского хребта. // Труды ГПИ, № 32. С.17-28.
- Джигაური Д. Г. (1991). Южно-Грузинское нагорье. // В кн., Грузия в Антропогене. Тбилиси. Сакартвело. С. 91-125.
- Маисурадзе Г. М. (1984) Геологическое строение Джавахетского нагорья //Отчет по проблеме Р-074.03. Фонды ГИН АНГ. С. 71-153.
- Маисурадзе Г. М. (1990). Антропоген Кавказа. //Тбилиси. Мецниереба. 51 С.
- Маисурадзе Г. М., Кулошвили С.И. (1999). Некоторые вопросы геологии Молодого вулканизма Джавахетского нагорья. // В кн. Проблемы геологии и петрологии. Сб. трудов. Нов.сер. вып.114. Тбилиси. С. 220-228.
- Маисурадзе Г. М., Кулошвили С.И. (2004). Молодой вулканизм и неотектоника Южногрузинского, Армянского и Восточноанатолийского (Карского) вулканического нагорий // Тр.ГИН АНГ, новая серия, вып. 119. С. 139-149.
- Мефферт Б. Ф. (1933). Геологический очерк бассейна верхней Куры //Мат. к общей схеме исп. водн.ресурсов Лкра-Араксинскогобас. вып. 5. С. 3-68.
- Порецкий В. С. (1953). Ископаемые диатомовые водоросли Кисатиби Ахалцихского района Грузинской ССР.// Диатомовый сборник. Изд. ЛГУ, Ленинград. С. 13-54.
- Порецкий В. С. (1953<sup>1</sup>). Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР //Диатомовый сборник. Изд. ЛГУ, Ленинград. С. 55-106.
- Схиртладзе Н.И. (1958). Постпалеогеновский эффузивный вулканизм Грузии //Монография № 8. ГИН АНГ. Тбилиси. 333 С.
- Узнадзе М. Д. (1951). Кисатибская ископаемая флора. (Сборник трудов ГИН АНГ). С.21-43
- Ferring C., Swisher C., Bosinsri G., Gabunia L., Kikodze Z. Lordkipanidze D., Tvalchrelidze M., Tutberidze B. (1996). Progress report on the geology of the Plio-Pleistocene Dmanisi and the Diliska George. Republic Georgia. //Paleanthropology Society. New Orleans. P. 5-6.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
 УДК 564.53(479.22).

სტრატობრაფია, პალეონტოლოგია

**ახალქალაქის წყება – ეოპლეისტოცენური კონტინენტური ნალექების სტრატოტიპი  
 საქართველოში**

**გ. მაისურაძე, გ. ბერიძე**

**The Akhalkalaki Suite – Stratotype of Eopleistocene Continental Deposits in Georgia. G.Maisuradze, G.Beridze.** Applying paleomagnetic, paleontological, radiologic and geomorphologic methods stratigraphic boundaries of the Akhalkalaki suite have been established. Paleomagnetically these boundaries are Gauss-Matuyama and Matuyama-Brunhes reversal zones; their absolute age is 2.6-0.8 Ma. Stratigraphically it corresponds to the Middle Aghchagilian stage and to the end of the Eopleistocene. For the volcanic upland of South Georgia the described geological section is the most complete guiding stratotype section.

ეოპლეისტოცენი ეს პლეისტოცენურის წინა პერიოდია, რომელიც ძველი სტრატობრაფიული სქემების მიხედვით მოიცავდა ზედა პლეისტოცენურის ზედა სართულს – კასპიური სქემით აფშერონულს, ხოლო შავზღვიური სქემით გურიულ სართულებს. ჯერ კიდევ 1972 წელს მონრეალში (კანადა), XXIV მსოფლიო გეოლოგიური კონგრესის სესიაზე მიღებულ იქნა გადაწყვეტილება, რომ მეოთხეული პერიოდის (ანთროპოცენურის) ქვედა საზღვარი გაეტარებინათ იტალიაში კარგად შესწავლილი, ზღვიური და კონტინენტური ნალექების, სმელთაშუაზღვა -შავი ზღვის რეგიონისათვის სტრატოტიპებად აღიარებული კალაბრიული და

ვილაფრანკული ნალექების ქვეშ. მოგვიანებით, 1985 წელს, გეოლოგიური კორელაციების საერთაშორისო პროგრამა NN 41 (ამ პროგრამაში ჩვენი ინსტიტუტიც მონაწილეობდა) სამუშაო ჯგუფის რეკომენდაციით და მეოთხეული პერიოდის შემსწავლელი საერთაშორისო კავშირის (INQUA) ქვეკომისიის გადაწყვეტილებით მეოთხეული სისტემის (ანთროპოგენურის) საზღვარი გატარებულ იქნა პალეომაგნიტური სკალის მატუიამას შებრუნებული (R) ეპოქის ოლდუგაის ეპიზოდის (N) დონეზე ასაკით 1,64-1,66 მლნ.წ. (Никифорова и др.1987)

ამგვარად ევროპის მეოთხეული პერიოდის ქრონოსტრატიგრაფიულ სკალაზე პონტო-კასპის რეგიონისათვის მეოთხეულის ქვედა საზღვარი გადის ქვედა აფშერონული ან გურიული სართულების საგებში. აქედან გამომდინარე, მეოთხეული (ანთროპოგენური) სისტემა იყოფა ეოპლეისტოცენურად, პლეისტოცენურად (ქვედა, შუა და ზედა) და პოლოცენურად.

ეოპლეისტოცენურში საქართველოში დაიწყო პოსტპალეოგენური სუბაერალური ვულკანიზმის მეორე მნიშვნელოვანი ციკლი, რომელიც პირველად გამოყო გ. ზარიძემ (Заридзе, 1944) სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის გეოლოგიური კვლევის საფუძველზე. მძლავრი ცენტრალური და ნაპრალოვანი ამოფრქვევები დაკავშირებული იყო მრავალრიცხოვან სხვადასხვა მიმართულების სიღრმულ რღვევებთან. მათ შორის გამოირჩეოდნენ მერიდიონალური მიმართულების არსიანის, სამსარის და ჯავახეთის ქედის რღვევები და ლოქი-აგდამის სუბგანედური ლინეამენტი. შედეგად პალეოგენისა და ნეოგენის დისლოცირებულ და ეროდირებულ სუბსტრატზე ჩამოყალიბდა ტიპური ვულკანური რელიეფი ლავური განფენებითა და ზეგნების სახით, ხეობებში ჩადვრილი ლავური ნაკადებით (პალეომტკვარი, პალეოხრამი, პალეომაშავერა და სხვ.), მსხვილი პოლიგენური სტრატოვულკანებით, აგრეთვე მომცრო ზომის “მინი” ვულკანური ცენტრებით, რომლებიც მიმოხეულია სამხრეთ კავკასიის ვულკანური მთიანეთის მთელ ტერიტორიაზე. ვულკანიზმი ატარებდა არეალურ ხასიათს, რაც დასტურდება ძირითადად პალეომაგნიტური გამოკვლევებით (Л.Векуа и др. 1982; Маисурадзе, 1990). პულსაციური ამოფრქვევების წყვეტილობის ფონზე ტერიტორიის ცალკეულ უბნებზე ყალიბდებოდა უარყოფითი რელიეფის ფორმები, რომლებიც ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების განტვირთვის ბაზისს წარმოადგენდნენ. არსებულ ტბებში ილექებოდა ვულკანური ფერფლი, თიხები, დიატომიტები და ქვიშები.

აღრეული გამოკვლევებით დადგინდა, რომ პოსტპალეოგენური ეფუზიური ვულკანიზმის მეორე ფაზის დროს დომინირებდნენ ფუძე ეფუზივები – ბაზალტები, დოლერიტები, ანდეზიტ-ბაზალტები. მათი ამოღვრის კერები “მიმოფანტული” იყო არა მარტო სამხრეთ საქართველოში, არამედ სომხეთისა და აღმოსავლეთ ანატოლიის უზარმაზარ ტერიტორიაზე. იმ დროს როცა ჯერ კიდევ არ არსებობდა არც რადიოლოგიური, პალეომაგნიტური და სხვა უახლესი კვლევის მეთოდები, აღნიშნული ვულკანური ციკლის სტრატიგრაფიული დონის დასადგენად გამოიყენებოდა გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური მეთოდები და ერთადერთი ფაქტიური წყარო – ბედენის ქედზე (წალკის რაიონი) ლავებს შორის არსებულ ტბიურ ნალექებში ნაპოვნი არქაული სპილოს და სტენონის ცხენის კბილები. ცნობილი პალეონტოლოგი ნ. ბურჩაკაბრამოვიჩის მიხედვით ფაუნისტური არტეფაქტები გვიან პლიოცენურად თარიღდებოდა (Заридзе, Татришвили, 1948). ამავდროულად გამოიკვეთა გარკვეული კანონზომიერებაც, რომ დოლერიტების გავრცელების არეებში როგორც ღია ჭრილებში (ბედენის ქედი, ახალქალაქი, დილისკა, გომარეთი), ასევე ჭაბურღილებში (ახალქალაქთან –კვაბუნია; ბეჟანოსთან – დ.ჯილაური) ნათლად სჩანს თუ როგორ ადევთ დოლერიტული ლავები გრანიტოიდებს, პალეოგენის და ნეოგენის ნალექებით აგებულ სუბსტრატს. ამ ლავურ ნაკადებს უწოდეს “ქვედა” დოლერიტები რამდენადაც მათ თავზე ადევთ განსხვავებული სიმძლავრის ტბიური ნალექები, რომლებიც თავის მხრივ იფარებიან კვლავ ლავური განფენებით. უკანასკნელები ლიტერატურაში მოიხსენებიან როგორც “ზედა” დოლერიტები. ამგვარად საფუძველი ჩაეყარა ახალქალაქის ან წალკა-ახალქალაქის წყების ცნებას, რომელიც პ.გამყრელიძის (Гамкრელიдзе, 1954) ნაშრომში იქნა პირველად აღნიშნული.

ღღის წყვრივში დადგა ახალქალაქის წყების სტრატიგრაფიული დონის დაზუსტება. წლების მანძილზე გეოლოგთა შორის არსებობდა განსხვავებული წარმოდგენები აღნიშნულ საკითზე. რიგი მკვლევარებისა წყებას ათარიღებდა ზედა პლიოცენ-ქვედა პლეისტოცენურად (Схиртладзе, 1958; Харазян, 1966; Джигаური, 1991), ზედა პლიოცენი-შუა პლეისტოცენურად (Адамия и др.1965), ზედა პლიოცენურად (Заридзе, Татришвили, 1948; Асланян, 1958; Габриелян, 1964;

Маисурадзе, Кулошвили. 1999). საინტერესოა, რომ საქართველოს გეოლოგიურ რუკებზე დღესაც კი ჯავახეთის ზეგანზე არსებული ფუძე ეფუზივები დათარიღებულია ლეგენდის მიხედვით ზედა პლიოცენ – ქვედა ან შუა პლეისტოცენურად. ჩვენ მიგვაჩნია, რომ ახალქალაქის წყების ასაკის ამდაგვარი წარმონაჩენი დაკავშირებული იყო ფაქტიური მასალის სიმცირესთან. ზედა პლიოცენურის (ეოპლეისტოცენურის) გარდა კარგად იყო ცნობილი, რომ სამხრეთ საქართველოში, ისევე როგორც მომიჯნავე ტერიტორიებზე, ვულკანურ აქტივობას ადგილი ჰქონდა ქვედა, შუა და ზედა პლეისტოცენურში (ვულკანები თავკვეთილა, შავნაბადა, ხერთვისი, მუხერა და სხვა), ამიტომ მიგვაჩნია, რომ ახალქალაქის წყების ზემოთ მოყვანილი ასაკობრივი ზღვარი გამოხატავს სუბაერული ვულკანიზმის აქტივობის მეორე ციკლის საზღვრებს და არა კერძოდ ახალქალაქის წყების ასაკს.

გასული საუკუნის 80-იანი წლებიდან დღემდე რეგიონისათვის დაგროვდა მდიდარი ფაქტიური მასალა, რომელმაც საშუალება მოგვცა დაგვეზუსტებინა სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის ეფუზიური წარმონაქმნების პალეომაგნიტური და ქრონოსტრატиграფიული დონეები, ცალკეული ვულკანების და მათთან დაკავშირებული ლავური ნაკადების ასაკები და საბოლოოდ ახალქალაქის წყების სტრატиграფიული საზღვრები.

დავიწყოთ წყების ქვედა საზღვრით. ჯერ კიდევ 1930 წელს, მდ. ფარავანზე კაშხლის დაპროექტებისას კ. გაბუნია გეოლოგიური კვლევის პროცესში გამოყო ლავების ორი გენერაცია, რომლებიც ერთი მეორისაგან გამოყოფილი იყო ტბიურ-კონტინენტური ნალექებით. ახალქალაქის მახლობლად დადგმულ ჭაბურღილში აღმოჩნდა, რომ დოლერიტების საგებს წარმოადგენდა ექსტრუზიული გუმბათი - ამირანისგორის ამგებელი დაციტური ლავები (გოდერძის წყება - ქვედა პლიოცენური). ბედენის ქედის დასავლეთ კალთაზე, იმერას ხევის გადაკვეთამდე, სამანქანო გზის გასწვრივ ლავებს შორის არსებულ ტბიურ ნალექებში, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ნაპოვნია *Elephas(Archidiscodon) planifrons* Falc., *Equus stenorhis* Cocchi. კბილები. როგორც ფაუნა ასევე შემცველი ნალექები თარიღებიან გვიან პლიოცენურად (ეოპლეისტოცენურად). ამავე ნალექებში მოგვიანებით ა. ვეკუას მიერ მიკვლეულ იქნა განამარხებულ ცხოველთა ახალი *formebi Archidiscodon meridionalis* Nesti., *Eocladoceras sp.*, *Dama aff. nesti*, *Leptobos sp.*, *Cervus sp.*, *Canis aff. etruscus major* (Векуа, Джигаури,Торозов. 1985). ა.ვეკუა აღნიშნულ ფაუნას მიიჩნევს ტარიბანის ფაუნის (კოწახურის ქედი-კახეთი) ანალოგებად და ათარიღებს მათ ქვედა ეოპლეისტოცენად (ქვედა აფშერონულად). დოლერიტების პალეომაგნიტური პარამეტრები [პპ]  $D^{\circ} = 179$ ,  $i^{\circ} = -53$  (Л.Векуа и др., 1982).

გომარეთის პლატოზე მდ.შავწყალას (ყარაბულახი) ხეობის მარცხენა ფერდობის გაშიშვლებაში, “ქვედა” დოლერიტებს ქვეშ არსებულ ფლუვიალურ ნალექებში ა. ლალიევის მიერ აღმოჩენილ იქნა ძუძუმწოვარა ცხოველთა ნამარხი ფორმები რომლებიც განსაზღვრულ იქნენ როგორც *Ursus cf. arvernensis* Gr. et Job., *Anancus arvernensis* Gr. et Job., *Hipparion cf. crusafonti* Villalta, *Dicerorhinus cf. megarhinus* (Cristol), *Procapreolus sp.* და *Giraffa sp* (Габуния, Буачидзе, 1970). ავტორები აღნიშნულ ფაუნას აღარებენ ქვაბების ცნობილ შუა აღჩაგილურ ფაუნას (ზედა პლიოცენური) და მათ სინქრონულად მიიჩნევენ. ამგვარად “ქვედა” დოლერიტების ქვეშ არსებული ნალექები და ფაუნა შუააღჩაგილური ასაკისაა. არსებობს დოლერიტების K-Ar ასაკიც – 3,3 მლნ.წ. (Левский, 1970). დოლერიტების პპ  $D^{\circ} = 156$ ,  $i^{\circ} = -57$ .

ანალოგიური საყრდენი ჭრილები ჩვენს მიერ შესწავლილ იქნა ახალქალაქის, სოფ. დილისკასა და თოკის შემოგარენში. ახალქალაქის დასავლეთით, მდ.ფარავანზე არსებულ ხიდთან, ხეობის მარჯვენა ფერდობზე მიშვლდება ჭრილი (ქვევიდან ზევით):1.

1. განამარხებული ნიადაგის ფენა, ვულკანური ფერფლის ძირითადი ლავებთან კონტაქტის ზოლში გამომწვარი, მოწითალო შეფერილობის. ხილული სიმძლავრე . . . . . 3 მ
2. ოლიგინიანი დოლერიტები, ორი განფენი, “ქვედა”, მუქი ნაცრისფერი, მასიურები, ბელტური განწვევებით. ჯამური სიმძლავრე . . . . . 12-15 მ
3. ტბიური ნალექები, ვულკანური ქვიშების, თიხების, გრაველიტების, დიატომიტის თიხების განსხვავებული სიმძლავრის 25-დე შრეთა მორიგეობა. ჭრილი დეტალურად გვაქვს შესწავლილი (აღწერილი) თუმცა ნაშრომის შეზღუდულობის გამო ვიძლევიტ მის ზოგად აღწერას. საერთო სიმძლავრე . . . . . 29-30 მ
4. ოლიგინიანი დოლერიტები “ზედა”, სამი ნაკადი, სიმძლავრე . . . . . 16-17 მ

ახალქალაქის ჭრილის პპ-ია “ქვედა” დოლერიტები  $D^\circ = 356, i^\circ = +59$ ; ტბიური ნალექები და “ზედა” დოლერიტები ხასიათდებიან გარდამავალი ზონის (NR) მანქვენებლებით შესატყვისად  $D^\circ = 160, i^\circ = +20$ ;  $D^\circ = 84, i^\circ = +20$  (Л.Веква и др. 1982).

ანალოგიური სურათი გვაქვს სოფ. დილისკასთან, ახალქალაქის სამხრეთ-დასავლეთით 1 კმ-ში. აქაც “ზედა” და “ქვედა” დოლერიტებს შორის ტბიური ნალექებია 25-დე შრეთა მორიგეობით წარმოდგენილი. ზოგიერთი შრის სიმძლავრე 3 მ-ს აღწევს, ამ მხრივ საინტერესოა 2 და 21-ე შრეები სუფთა დიატომიტითა და დიატომიტის თიხნარებითაა წარმოდგენილი. სიმძლავრე შესატყვისად 3,1-2,7 მ. ტბიური ნალექების საერთო სიმძლავრე 32 მ-ია. “ზედა” დოლერიტების სიახლოვეს თიხნარ შრეში დ. ჯიდაურის მიერ ნაპოვნი იქნა ძუძუმწოვარა ცხოველთა ნამარხი ძვლები რომლებიც ავეკუას განსაზღვრით ეკუთვნიან *Anancus arvernensis*, *Equus stenonis*, *Leptobos* და სხვ. ფაუნა ჰაბიტუსით ეოპლეისტოცენურია (აფშერონული – Джигаური, 1991). აშშ-ში Ar-Ar-ის მეთოდით დათარიღებულ იქნა დილისკის ჭრილის “ზედა” და “ქვედა” დოლერიტები. აღმოჩნდა, რომ “ზედა” დოლერიტების ასაკი 1,9, ხოლო “ქვედასი” 2,9 მლნ. წელია (Ferring et al., 1996). თუ კი მოცემულ თარიღებს სარწმუნოდ მივიღებთ მაშინ გამოდის, რომ ქვედა ლავების სტრატოგრაფიული დონე შუა აღჩაგილამდე ეშვება (ზედა პლიოცენური), ხოლო ზედა ლავების ასაკი შეესატყვისება პატარა დმანისის (მდ. ფინეზაურის ხეობა) ტბიურ-პროლუვიური ნალექების საგები დოლერიტული ლავების ასაკს (1,8 მლნ.წ. – Левский, 1970, Maisuradze et al. 1989). როგორც ცნობილია აღნიშნულ ტბიურ ნალექებში ნაპოვნი იქნა ჰომინიდების და ოლდუვაის ტიპის ხერხემლიანთა ფოსილური მდიდარი მასალა (Djaparidze et al., 1989). სურათის სრულყოფისათვის აქვე მოვიყვანთ წალკის რაიონიდან წყაროსმთის ვულკანის ანდეზიტ-ბაზალტური ლავების აბსოლუტური დათარიღების მონაცემებს რომლებიც საგებს წარმოადგენენ აქ გავცეკვებული დოლერიტული განფენებისათვის – 2,36 მლნ.წ.[პპ  $D^\circ = 203, i^\circ = -48$ ], აგრეთვე სოფ. სათხეს ჭრილიდან (სადამოს ტბასთან) სადაც დოლერიტების ქვეშ არსებული ანდეზიტების ასაკი 2,25 მლნ.წ. [პპ.  $D^\circ = 185, i^\circ = -55$ ]; (Maisuradze и др., 1980: Рубинштейн и др., 1972). საინტერესოა, რომ დმანისის დოლერიტული ლავების პპ  $D^\circ = 25, i^\circ = +71$  შესატყვისობაში მოდის ახალქალაქის ჭრილის “ქვედა” დოლერიტების პპ-თან, და ასაკითაც თანხვედრა მას.

ახალქალაქის წყების ქვედა საზღვრის დასადგენად ერთერთი სახელმძღვანელო ჭრილია თოკის ჭრილი. იგი მდებარეობს მდ. ფარავნის წყლის კანიონისმაგვარ ხეობაში, მდ. ჭობარეთის შეერთების ადგილას და წარმოადგენს 300 მ-ის სიმაღლის გაშიშვლებას, აგებულს დოლერიტული ბაზალტების 40-დე ნაკადით. ლავები ჩაღვრილია ჭობარეთის ერიზიულ პალეოხეობაში სადაც შეინიშნება შემდეგი თანამიმდევრობა:

1. გოდერძის წყების ტუფოკონგლომერატები, ტუფოქვიშაქვებთან მორიგეობაში (მიოპლიოცენი), სუსტად დისლოცირებული. შრეთა მიმართება NE  $65^\circ, <13^\circ$ . ხილული სიმძლავრე 11-13 მ.

2. დოლერიტული ლავების და ტუფობრერჩიების კონტაქტის ზონა, გამომწვარი, წითელი ფერის, მკვრივი. სიმძლავრე . . . . 0,2-0,3 მ.

3. სფერიული დოლერიტების ორი ნაკადი კარგად გამოხატული კონტაქტის ზონით, საერთო სიმძლავრე 26 მ. ლავები ნორმალურად (N) არიან დამაგნიტებულები, პპ  $D^\circ = 334, i^\circ = +66$ ;

4. სფერიული დოლერიტების 12 ნაკადი, შავი და მოწითალოშეფერილობის, ნაწილობრივ სახეშეცვლილი რამდენადაც მათში ჩნდებიან ქლორიდები, კარბონატები, რკინის ჰიდროქსიდი და სხვადასხვა თიხის მინერალები. სფერიული ლავები ხასიათდებიან ანომალური დამაგნიტებით (NR), პპ  $D^\circ = 272, i^\circ = 54$ . როგორც სჩანს ისინი ეკუთვნიან პალეომაგნიტური ეპოქების გაუსიდან და მატუიამაში გარდამავალ ზონას (2,4-2,5 მლნ.წ.) სიმძლავრე . . . 74-75 მ

5. სფერიული ოლივინიანი დოლერიტების 10 ნაკადი, კარგად გამოხატული კონტაქტის ზონებით. საერთო სიმძლავრე . . . 65 მ.

6. მასიური, მუქი ნაცრისფერი დოლერიტების 16 ნაკადი. თვითუელის სიმძლავრე 3-დან 18 მეტრია. სულ ზედა ნაკადი, რომელიც უკვე ნიადაგითაა დაფარული, ქმნის ახალქალაქის პლატოს. საერთო სიმძლავრე 145 მ-ია. 5 და 6 დონეებზე აღწერილი ლავები შებრუნებით არიან დამაგნიტებულნი (R). ისინი იმყოფებიან მატუიამას უარყოფით ეპოქაში პპ-ით  $D^\circ = 183, i^\circ = -49$ . არსებობს მონაცემები შებრუნებულად დამაგნიტებული სფერიული დოლერიტების რადიოლოგიური ასაკის შესახებ 3,7 – 3,8 მლნ.წ. (Camps et al, 1996; Gogichaishvili at al., 1997). ეს



მონაცემები კიდევ უფრო დაბლა სწევნ ახალქალაქის წყების ქვედა საზღვარს და ჩამოყავს ქვედა ალჩაგილურში (ზედა პლიოცენური). ე. ი. პოსტპალეოგენური ვულკანიზმის მეორე ციკლი სამხრეთ კავკასიის ვულკანურ მთიანეთში დაწყებული არა ეოპლეისტოცენურიდან (აფშერონული – 1,8 მლნ.წ.) არამედ ალჩაგილურიდან (ზედა პლიოცენური – 3,5 მლნ.წ.). ამასთან დაკავშირებით უნებურად ისმის საკითხი ნეოგენურისა და მეოთხეულის საზღვრის შესახებ. მეოთხეული პერიოდი (მეინვარული პერიოდი; პლეისტოცენური) კლასიკური გაგებით გამოყოფილ იქნა კლიმატოსტრატოგრაფიული, პალეობოტანიკური, გლაციოლოგიური და გეომორფოლოგიური კვლევის მეთოდების გამოყენებით მე-19 საუკუნის სამოციანი წლებიდან. მე-20 საუკუნის მეორე ნახევარში უკვე აღიარებული იყო, რომ მეოთხეულის საზღვარი ნეოგენურთან გადიოდა ორი მსხვილი პალეომავნიტური ეპოქის მატუიამასა (R) და ბრიუნსის (N) ინვერსიის საზღვარზე ასაკით 0,78 – 0,8 მლნ.წ. ათეული წლების მანძილზე კავკასიის მეოთხეულის მკვლევარები, პონტო-კასპიის ზღვიური და კონტინენტური ნალექების სტრატოტიპული ჭრილების მიხედვით ამ საზღვარს ატარებდნენ ბაქოურის (ჩაუდურის) ქვეშ. ეს საზღვარი მიღებულ იყო ყოფილი საბჭოთა კავშირის ყველა გეოლოგიურ სამსახურში. ამისთვის არსებობდა უტყუარი ფაქტიური მასალა. ისტორიულ – გეოლოგიური და ბიოსტრატოგრაფიული პრინციპებიდან გამომდინარე, აღნიშნულ საზღვარზე მოხდა ზღვიური ფაუნის განვითარებაში მკვეთრი გარდატეხა – სრულიად გადაშენდა აფშერონული (პლიოცენური) ფაუნა რომელსაც ჩაენაცვლა თანამედროვე ტიპის მლაშე წყლის ფაუნა. ბაქოური ნალექები უთანხმოდ ადევთ აფშერონულ ნალექებს, რომლებიც თავის მხრივ, ყოველგვარი ხარვეზის გარეშე, აგრძელებენ ალჩაგილური ზღვიურ-კონტინენტურ ნალექებს. აფშერონულში ალჩაგილური მოლუსკური ფაუნის ნაწილობრივი გადაშენება და მეოთხეული ჰაბიტუსის მოლუსკების გამოჩენა მიმდინარეობდა პლიოცენური ფაუნის სახეობებისა და გვარების ბატონობის ფონზე (Ализаде и др., 1972). და თუ მაინც და მაინც საჭირო იყო მეოთხეული პერიოდის ქვედა საზღვრის გადაწვევა სწორი იქნებოდა იგი გაგვეტარებინა ალჩაგილურის (ასტიურის – ევროპული სქემის მიხედვით) ქვეშ, რამდენადაც ალჩაგილურსა და აფშერონულს შორის არ შეინიშნება მკვეთრი განსხვავებები ნალექდაგროვებაში, ნალექების ლითოფაციალურ შედგენილობაში, ფაუნისა და ფლორის შედგენილობაში, კლიმატურ პირობებში. ამასვე ადასტურებს ჩვენი მონაცემები ახალქალაქის წყების ქვედა საზღვრის შესახებ. სუბაერალური ვულკანიზმის მეორე ციკლი სამხრეთ კავკასიაში დაიწყო ალჩაგილურიდან (ზედა პლიოცენი). ამავდროულად ნიშანდობლივია, რომ ალჩაგილურის წინა პერიოდიდან (როდანული ოროფაზა) საფუძველი ეყრება კავკასიის რელიეფის თანამედროვე მორფოსტრუქტურის ქარგას, ჩნდება თანამედროვე ფაუნისა და ფლორის წარმომადგენლები, ადგილი აქვს დედამიწის მაგნიტური ველის ინვერსიას (ჯილბერტ-ვაუსი).

ამგვარად მიგვაჩნია, რომ ეოპლეისტოცენი უნდა მოიცავდეს ზედა პლიოცენურის სართულებს – ალჩაგილურს და აფშერონულს. ამ შემთხვევაში ეოპლეისტოცენური დაიყოფა ზედა და ქვედა ეოპლეისტოცენურ სართულებად, ხოლო ცალკეული მათგანი სამ-სამ ქვესართულად. რაც შეეხება ახალქალაქის წყების ქვედა ასაკობრივ საზღვარს იგი მოყვანილი ფაქტიური მასალის სფუძველზე უნდა გატარდეს ალჩაგილური სართულის ქვეშ (აღრე არსებული ზედა პლიოცენურის ფუძეში), ახლებური გაგებით ეოპლეისტოცენურის ძირში, რომლის ფარგლებშიაც ჩვენ შევიყვანეთ ალჩაგილური სართულიც.

ახალქალაქის წყების ზედა საზღვრის დადგენა საკმაოდ რთულ პრობლემას წარმოადგენდა. გამოკვლევებმა გვიჩვენეს, რომ ახალქალაქის პლატოზე, თითქმის ყველგან (დილისკის, ახალქალაქის, ხანჯალის და სხვა ჭრილებში) ნინოწმინდისა და გიუმრის (სომხეთი) მიმართულებით “ზედა” დოლეროტებს, რომელთა ასაკიცაა 1,8-1,9 მლნ.წ., თავზე ადევთ საკმაოდ მძლავრი (3-5 მ) ფლუვიალური ნალექები (რიყნალი, ქვიშები, ვულკანური ფერფლი).

მთა ამირანისგორის (ექსტრუზიული დაციტური გუმბათი ახალქალაქში), სამხრეთ ფერდობის ძირში, ტბიურ-დელუვიურ ნალექებში ავეკუას (Bekya, 1959, 1961; Vekua, 1987) მიერ აღმოჩენილ და შესწავლილ იქნა ძუძუმწოვარა ფაუნის ნამარხი ფაუნა – *Archidiscodon sp.*, *Equus sussenbornensis*, *Dicerorinus sf. etruscus* Fal., *Hippopotamus georgicus* Vekua და სხვა წარმომადგენლები. როგორც ახალქალაქის ტერიოფაუნის ცალკეული წარმომადგენლები ასევე მთლიანად ფაუნისტური კომპლექსი ავტორის მიერ თარიღდება ქვედა პლეისტოცენურად. რამდენადაც ამირანისგორის ტბიურ-დელუვიური ნალექები მიიჩნეოდა “ზედა” დოლერიტებზე განლაგებული

ალუვიური ნალექების სინქრონულად, სთვლიდნენ, რომ "ზედა" დოლერიტები და მათზე განლაგებული ალუვიური ნალექები ან ძველია ახალქალაქის ფაუნის შემცველ ნალექებზე, ან მათი სინქრონულია.

ახალქალაქის "ზედა" დოლერიტებზე განლაგებული ალუვიური ნალექები, როგორც უკვე აღნიშნეთ, ვრცელდებიან დასავლეთ სომხეთის ვულკანურ მთიანეთში. რიგი მკვლევარებისა (Асланян, 1958; Габриелян, 1958; Балян, Думитрашко, 1962) ამ ნალექებს ფლუვიო-გლაციალურ წარმონაქმნებად მიიხსენებდა, ნაწილი (Церетели, 1966; Саядян, 1968) კი ტბიურ-ალუვიურ წარმონაქმნებად. საინტერესო ფაქტიური მასალა მოპოვებულ იქნა სომხეთის ტერიტორიაზე საიდანაც დასტურდება, რომ დოლერიტული ლავეები და მათზე განლაგებული ალუვიური ნალექები, რომლებიც უთანხმოდ ფარავენ ვოხჩაბერდის წყების ვულკანიტებს (მიო-პლიოცენი – გოდერძის წყების სინქრონი). გიუმრის (ყოფილი ლენინაკანი) რაიონში, შირაქის ქვაბულში, დამრეცად დახრილი ფლექსურის მაგვარად იძირებიან 400 მ-ის სიმძლავრის ტბიური ნალექების ქვეშ (მდ. ახურიანის ხეობა). ამ უკანასკნელთა ზედა ჰორიზონტებში, ჯერ კიდევ გ. აბიხის დროიდან იყო ცნობილი ძუძუმწოვართა ფოსილური ფაუნის არსებობა. ლ. ავაქიანის მიხედვით (Авакян, 1959) აქ წარმოდგენილი არიან *Rhinocero merki* Jaeg., *Elephas trogontherii* Pohl., *Equus stenonis* Cocchi., *Cervus elephus* Ogilvy., *Camelus Knoblochi* Nehr. ამავე ნალექებში ვ. ბოგაჩოვის მიერ დამატებით განსაზღვრულ იქნა *Megaceros sp.*, *Bison prinscus s. latifrons* Herl., *Elephas armeniacus* Falc. ჩვენ მიგვაჩნია, რომ აღნიშნული ფაუნისტური კომპლექსი ჰაბიტუსით ახლოს დგას ახალქალაქის ქვედაპლესტოცენურ ფაუნასთან, რაც დადასტურდა ი. საიადიანის (Саядян, 1977) გამოკვლევებით. შირაქის ქვაბულის ტბიური ნალექების კომპლექსური შესწავლის სფუძველზე ავტორი ასკვნის ტბიური ნალექების ქვედა-შუა პლესტოცენურ ასაკს (ბაქოური-ქვედა ხაზარული).

ახალქალაქის პლატოზე, სოფ. კუმურდოსთან, დოლერიტულ ლავეებს თავზე ადევთ შავი ფერის პორფირული აღნაგობის ანდეზიტური ლავეები. მათ უკავიათ 25 კვ.კმ. ფართობი, სიმძლავრე 60-70 მ-ია. ის რომ კუმურდოს ანდეზიტები თავზე ადევთ "ზედა" დოლერიტებს კარგად ჩანს ბერთაყანის მეწყერის თავზე არსებულ ჭრილებში, ს.ს. კუმურდო-დამკალის მონაკვეთზე. ბოლო სოფელთან სათავეს იღებს მოკლე, მაგრამ სწრაფად მზარდი ეროზიული ხეობა, რომელიც ეშვება ბერთაყანის მეწყერის ტერიტორიაზე. ეროზიით ჩაჭრილია როგორც პლატოს დოლერიტები, ასევე გოდერძის წყების ვულკანიტები. ეჭვგარეშეა, რომ ხეობის გამომუშავება დაიწყო დოლერიტების ამოღების შემდეგ. ანდეზიტები ჩაღვრილია ხეობაში და მის შუა წელს ქვემოთ აღარ ვრცელდებიან რაც მეტყველებს მათ ახალგაზრდა ასაკზე. რადიოლოგიური მეთოდით ანდეზიტები თარიღდებიან 1,1-1,2 მლნ. წლით. მათი პ.პ. D<sup>o</sup> = 28, I<sup>o</sup> = +47, რაც ადასტურებს მათ მაგნიტოსტრატოგრაფიულ დონეს – **კობ-მაუნტენის** დადებითი პოლარობის ეპიზოდი **მატუიამას** შებრუნებულ ეპოქაში (Маисурадзе и др., 1980; Маисурадзе, 1990).

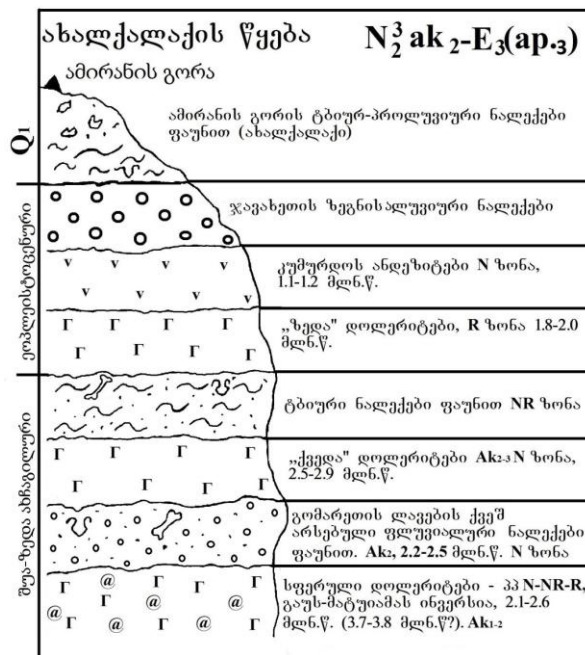
ამგვარად, არსებული ფაქტიური მასალის ანალიზმა დაგვანახა, რომ ახალქალაქის წყების ვულკანოგენურ-ფლუვიალური ნალექების საზღვრები დადგენილად შეიძლება ჩაითვალოს. მისი ქვედა საზღვარი იწყება აღჩაგილური სართულიდან (ზედა პლიოცენური), რომელსაც ჩვენ ვუკავშირებთ პოსტპალეოგენური ეფუზიური ვულკანიზმის აქტივობის მეორე ციკლის დაწყებას და მთავრდება ეოპლესტოცენის ბოლოს (აფშერონულის ბოლოს). ჩვენ პირობაში უნებლიეთ იცვლება ეოპლესტოცენურის ქვედა საზღვარი და იგი მოიცავს აღჩაგილურ სართულსაც.

მაგრამ დასაზუსტებელია აღჩაგილურის რა დონეს უკავშირდება ეოპლესტოცენის ქვედა საზღვარი – ქვედა თუ შუა აღჩაგილურს? როგორც ფაქტიური მასალიდან ჩანს ყველაზე ძველ წარმონაქმნებად ჯავახეთში თოკის ჭრილის სფერული ბაზალტებია, რომელთა ასაკად მიხსენდება 3,7-3,8 მლნ.წელი. ეს მაჩვენებელი სცილდება ქვედა აღჩაგილურის საზღვრებს და ვარაუდით უნდა ემთხვეოდეს ჯილბერტის შებრუნებული ეპოქის (R) კონიტის ნორმალურ (N) ეპიზოდს. ჩვენ მიგვაჩნია, რომ რადიოლოგიური მონაცემები გადასინჯვას ექვემდებარება, რამდენადაც, ჯერ ერთი თოკის ჭრილში "ზედა" დოლერიტების ასაკი დაახლოებით 1,9-2,0 მლნ. წელია. 300 მეტრიან ჭრილში ლავურ ნაკადებს შორის არსად არ სჩანს ხარვეზი განამარხებული ნიადაგის, ტბიური ან ალუვიური ნალექების სახით. აქედან გამომდინარე წარმოუდგენელია 1,5 მლნ. წლის მანძილზე ლავური ნაკადები ისე განლაგებულიყვნენ ერთმანეთზე, რომ არავითარი კვალი არ დარჩენილიყო ეროზიულ-დენუდაციური ან აკუმულაციური პროცესებისა. და მეორე, შავწყალას (ყარაბულახი – გომარეთის პლატო) ჭრილში "ქვედა" დოლერიტებს ქვეშ არსებულ

ფლუვიალურ ნალექებში, როგორც აღნიშნული იყო, ქვაბების (კახეთი) ფაუნის ანალოგიური შუააღწავილური ფაუნა იქნა ნაპოვნი, რაც დადასტურდა რადიოლოგიური და პალეომაგნიტური მონაცემებით. ამდენად დარწმუნებულები ვართ, რომ სფერული დოლერიტები უნდა მოიცავდნენ გაუსისა და მატუიამას ეპოქების ინვერსიის ზონას, რაც შესატყვისობაში მოდის შუააღწავილურ სტრატოგრაფიულ დონესთან ასაკით 2,3-2,5 მლნ.წ.

ამგვარად, ახალქალაქის წყება მოიცავს ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების ერთობლიობას (ბაზალტური ფორმაცია, ტბიურ-ალუვიურ ნალექებთან მორიგეობაში), რომელიც კვლევის კომპლექსური მეთოდების გამოყენებით თარიღდებიან შუა აღწავილ – ეოპლეისტოცენურად (აფშერონული). შუა აღწავილურს უნდა მივაწეროთ ეფუზიური ვულკანიზმის მეორე ფაზის დასაწყისი რომელიც გაგრძელდა პლეისტოცენურამდე. ახალქალაქის წყებაში გაერთიანდნენ: ე.წ. “ზედა” და “ქვედა” დოლერიტები ლავეებს შორის და მათ ქვეშ არსებული ტბიური (ალუვიური) ნალექებით, გომარეთის, წალკის, დმანისის,, ლორის პლატოების ბაზალტური განფენები, კუმურდოს ანდეზიტები და სამხრეთ კავკასიის ვულკანურ მთიანეთში “ზედა” დოლერიტებზე ფართოდ გავრცელებული ტბიურ-ალუვიური ზეწრული ნალექები.

ახალქალაქის წყების ნალექთა გეოლოგიური ჭრილი სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის და საერთოდ ამიერკავკასიის მთიანეთისათვის არის ყველაზე სრულყოფილი, ინფორმატიული და ჭეშმარიტებასთან ახლოს მდგარი. იგი თავსდება ეოპლეისტოცენურის საზღვრებში (ქვედა საზღვრის მცირეოდენი შესწორებით) და ამდენად მიგვაჩნია სამხრეთ საქართველოს, დასავლეთ სომხეთისა და აღმოსავლეთ ანატოლიის ახალგაზრდა ვულკანიტებისათვის სტრატოტიპულ (სახელმძღვანელო) ჭრილად. ქვემოთ მოგვყავს ახალქალაქის წყებაში შემავალი ნალექების სტრატოგრაფიული თანამიმდევრობა დროსა და სივრცეში:



ლიტერატურა

Camps P., Ruffet P., Shcherbakova V., Prevot M., Moussin-Poushkin A., Cholpo L., Goguithchaichvili A., Assanidze B. (1996). Direction, intensity and Ar-Ar age of a Pliocene geomagnetic field reversal or excursion recorded in Georgia //Phys. Eartyh planet Inter 96, P.41-59.

Djaparidze V., Bosinski G., Bugianishvili T., Gabunia L., Justus A., Klopotovskaia N., Kvavadze E., Lordkipanidze D., Maisuradze G., Mgeladze N., Nioradze M., Pavlenishvili E., Schmincke HOU., Sologashvili D.,

- Tushabramishvili D., Tvalcrelidze M., Vekua A. (1989). Der altpalaolithische unddplatz Dmanisi in Georgien (Kaukasus) //Jahrb.RGZM 36, P. 67-116.
- Ferring C., Swisher C., Bosinski G., Gabunia L., Kikodze Z., Lordkipanidze D., Tvalchrelidze M., Tutberidze B. (1996). Progress report on the geology of the Plio-Pleistocene Dmanisi and the Diliska George. Republic of Georgia. //Paleantropology Society. New Orleans. P. 5-6.
- Gogitchaishvili A., Sologashvili D., Prevot M., Calvo M., Pavlenishvili E., Maisuradze G., Schnepf E. (1997). Paleomagnetic and roc-magnetic Study of a Pliocene volcanic section in Southern Georgia (Caucasus). //Geologic en Mijnbow 76; Netherlands. P. 135-143.
- Maisuradze G., Pavlenishvili E., Schmincke H., Sologashvili D. (1989). Paleomagnetik und Detierung der Basaltlava . // Jahrbuch, Mainz. P. 74-76.
- Vekua A. (1987). The Lower Pleistocene Mammalian Fauna of Akhalkalaki (Southern Georgia). //Paleotographia Italica, v. XXIV. P. 63-96.
- Авакян Л.А. (1959). Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. //Изд. АН Арм. ССР. Ереван. 76 С.
- Адамия Ш.А., Мацхонашвили К.Г., Хуцишвили О.Д. (1965). Неогеновые и четвертичные образования; Геологическое строение и металогения Юго-Восточной Грузии. //ГИН АНГ, новая серия, вып.1. С. 113-135.
- Ализаде Л.А., Асадулаев Э.М. (1972). Неогеновая система. //В кн.: Геология СССР, т.47, Азерб.ССР; Недр, М. С.151-204.
- Асланян Т.А. (1958). Региональная геология Армении. Ереван.428 С.
- Бальян С.П., Думитрашко Н.В.(1962). Древнее оледенение. Основные черты рельефа. //В кн., Геология Арм ССР, т.1, геоморфология, Ереван. С.
- Векуа А.К. (1959). О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия) //ДАН СССР, т.127, №2. С.408-410.
- Векуа А.К., Джигаури Д.Г., Торозов Р.И. (1985). Новые палеонтологические находки в окрестностях Цалка. //Сообщ. АНГ, т.118, № 2, С.373-376.
- Векуа Л.В., Маисурадзе Г.М., Какулия В.К., Павленишвили Е.З., Сологашвили Д.З. (1982). Магнитохроностратиграфия позднекайнозойских вулканитов Грузии. //В кн., Четвертичная система Грузии. Изд. Мецниереба, Тбилиси. С. 3-25.
- Габриелян А.А. (1958). О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. //ДАН Арм.ССР. т.ХХУ11, №2. С.117-123.
- Габриелян А.А. (1964). Неоген. //В кн., Геология Арм. ССР, т.2. Стратиграфия. Ереван. С.340-381.
- Габуния Л.К., Буачидзе Ц.И. (1970). О первой находке позднеплиоценовой жирафы в СССР. //Сообщ. АНГ, т.57, № 1. С. 241-244.
- Гамкрелидзе П.Д. (1954). Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Тrialetского хребта. // Труды ГПИ, №32. С. 17-28.
- Джигаури Д.Г. (1991). Южно-Грузинское нагорье. //В кн., Грузия в антропогене. Сакартвело, Тбилиси. С.91-125.
- Заридзе Г.М. (1944). Магматические циклы четвертичного периода в Грузии.// Сообщ.АНГ, № 9, С.885-894.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1948). О возрасте Цалкинского лавового комплекса.//ДАН СССР, т.9. С.111-113.
- Левский А.К. (1970). Аргон-калиевое датирование плиоцен-плейстоценовых пород Южной Грузии и Северного Кавказа. //Сб.; Периодизация и геохронология плейстоцена. Материалы к симпозиуму. Л.,(Тезисы). С.132-133.
- Маисурадзе Г.М., Смелов С.Б., Твалчрелидзе М.Г. (1980). Новые данные о вулканитах Джавахетии //Сообщ. АНГ т.98, №3. С.605-608.
- Маисурадзе Г.М. (1990). Антропоген Кавказа. //Изд. Мецниереба, Тбилиси. 51 С.
- Маисурадзе Г.М., Кулошвили С.И. (1999). Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья. // В кн., Проблемы геологии и петрологии. Тр.ГИН АН Нов.сер. Вып. 114. С. 220-228.
- Никифорова К.В., Иванова И.К., Кинд Н.В. (1987). Актуальные проблемы хроностратиграфии четвертичной системы. // В кн., Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука. С.15-23.

- Рубинштейн М.М., Адамия Ш.А., Девнозашвили Д.И., Добрыдин В.Н., Розентур Л.И. (1972). Датирование некоторых верхнеэоценовых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. // В сб., Граница между неогеном и четвертичной системой, т.1, М. С. 162-174.
- Саядян И.В. (1968). Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). // Автореф. канд. дис. М. С. 24.
- Саядян Ю.В. (1977). К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении // В кн. Геология четвертичного периода. Ереван. С. 86-90.
- Схиртладзе Н.И. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. // Тр.ГИН АНГ. Монография № 8.Тбилиси. 333 С.
- Харазян Э.Х. (1966). Стратиграфическое положение длоеритовых лав Лорииского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. // Изв. АН Ар.ССР, т. XIX, № 5. С. 38-46
- Церетели Д.В. (1966). Плейстоценовые отложения Грузии. // Изд. Мецниереба. Тбилиси. 553 С.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127

УДК 551.763:563.12(479.22)

სტრატობრაჰია, კალეონტოლოგია

**საქართველოს სამხედრო გზის ზედა ცარცულის ქრონოსტრატობრაჰია ნანოპლანქტონისა და მიკროფორამინიფერების მიხედვით**

**თ. ღავთაძე, ხ. მიქაძე\*, ზ. ჩხაიძე**

\*საქართველოს ეროვნული მუზეუმის პალეობიოლოგიის ინსტიტუტი

**Chronostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Georgian Military Road by nannoplankton and planktonic foraminifera. T.Gavtadze, Kh. Mikadze\*, Z.Chkhaidze. \*Institute of Paleobiology of the State Museum of Georgia.** Detailed study of the assemblage composition of calcareous plankton (calcareous nannofossil and planktonic foraminifera) contained within the Late Cretaceous sediments of the Zhinvali-Gombori subzone of the Mestia-Tianeti zone of the Greater Caucasus Fold System, was carried out for the first time in this region to define biozonation. Within the limits of the Cenomanian-Maastrichtian, 12 foraminiferal and 23 nannoplankton biostratigraphic units have been established. Here are specified volumes and ages of the lithostratigraphic units (suites) composing the Upper Cretaceous of the Mestia-Tianeti zone of the Greater Caucasus Fold System: the Ukughmarti suite – Early Cenomanian; Ananuri suite – Late Cenomanian-Early Turonian; the Margalitisklde suite – Late Turonian-Early Coniacian; the Eshmakishevi suite – Late Coniacian-Early Campanian; the Jorchi suite –Middle Campanian-Lower Maastrichtian; the Sabue suite – Late Maastrichtian.

საკვლევი ტერიტორია განლაგებულია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის მესტია-თიანეთის ტექტონიკური ზონისჟინვალ-გომბორის ქვეზონაში. სამხრეთით მას ესაზღვრება გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონა. ბნის ჩრდილოეთით გაგრცვლებულია აღნიშნული ტექტონიკური ზონის შოვი-ფასანაურის ქვეზონა. ამ ფარგლებში, სოფლების ანანურსა და პავლეურს შორის, საქართველოს სამხედრო გზის გასწვრივ მისი სიგანე თითქმის 5კმ. აღწევს (სურ. 1). რეგიონი ხასიათდება მეტად რთული გეოლოგიური აგებულებით და ფაციესური მრავალფეროვნებით. ჟინვალ-გომბორის ქვეზონაში გაშიშვლებულია მეზო-კაინოზოური ნალექების სრული თანმიმდევრობა, ჩანს ცალკეული წყებების ურთიერთკავშირის ხასიათიდა მრავალფეროვანი ტექტონიკური პროცესების გამომხატველი კლასიკური სტრუქტურული ფორმები. მნიშვნელოვანია ის გარემოებაც, რომ საკვლევი ტერიტორიაზე ერთმანეთს სამი მსხვილი სტრუქტურულ-მორფოლოგიური ერთეული (საქართველოს ბელტი, გაგრა-ჯავისზონა, მესტია-თიანეთისზონა)ემიჯნება, სადაც მრავლადაა ასახულისხვადასხვა პერიოდში მიმდინარე კოლიზიური მოვლენების კვალი.

საკვლევ ტერიტორიაზე ზედა ცარცული ფლიშური ნალექებითაა აგებული. მათი სტრატиграფიული დანაწევრება პირველად ვ. რენგარტენის (Ренгартен 1932, 1937) მიერ იყო შემუშავებული, რომელსაც თავისი ღირებულება დღემდე არ დაუკარგავს. ვ. რენგარტენის კვლევების შემდგომ განვლილი ათწლეულების განმავლობაში მდინარეების ქსნისა და არაგვის აუზების ტერიტორიაზე არაერთი გეოლოგი სხვადასხვა თვალსაზრისით აწარმოებდა კვლევებს. მათი კვლევების შედეგების არასრული ჩამონათვალიც კი უაღრესად შთამბეჭდავად გამოიყურება გეოლოგიურად უდავოდ ფრიად საინტერესო, საკმაოდ რთული, მაგრამ ტერიტორიულად შედარებით მცირე მასშტაბის რეგიონისათვის.

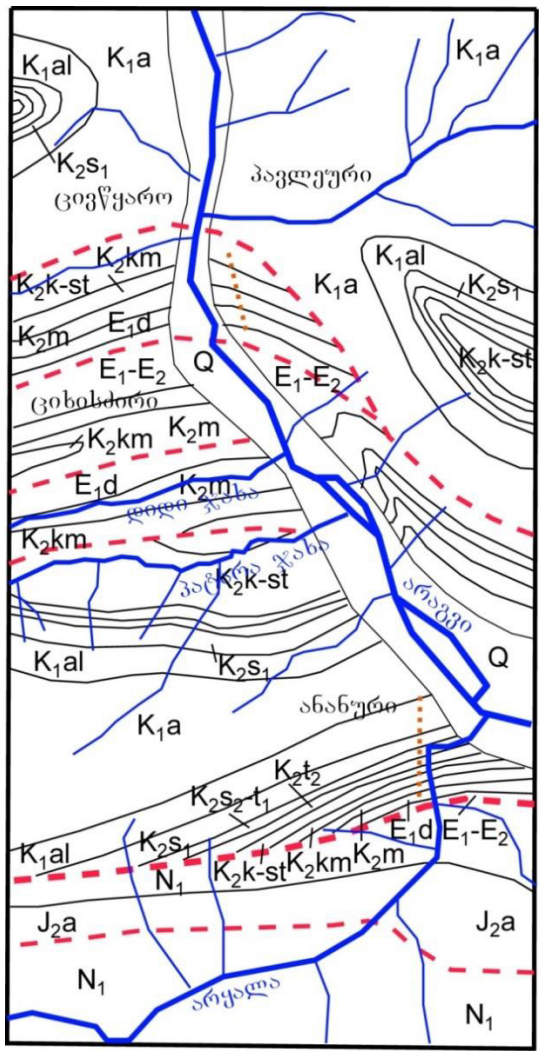
კავკასიონის ნაოჭა სისტემის მესტია-თიანეთის ტექტონიკური ზონის ქინვალ-გომბორის ქვეზონის ფარგლებში ზედაცარცული ნანო- და მიკრო ფოსილიების კომპლექსური კვლევის შედეგად შესაძლებელი გახდა ფლიშური ნალექების დეტალური დანაწილება. აღნიშნულ ტერიტორიაზე გავრცელებული ზედაცარცული ნალექებიდან ნანოფოსილიების სისტემატიკური შემცველობის განსაზღვრამ, სახეობების სტრატиграფიული გავრცელების/დიაპაზონის დადგენამ და ბიოსტრატиграფიულმა ანალიზმა გვიჩვენა სენომან-მასსტრიხტის ფარგლებში ნანოპლანქტონის განსხვავებული ასოციაციების არსებობა, რომლებიც დროშიკანონზომიერად ენაცვლებიან ერთმანეთს. აღნიშნული ასოციაციების შედარებამ სხვა რეგიონების, განსაკუთრებით კი სისინგის (Sissingh, 1977) სტანდარტულინანოპლანქტონური სქემის (CC) და ბურნეს (Burnett, 1998) უნიფიცირებული სქემის (UC) ზონების შესაბამის კომპლექსებთან დაგვიანხა, როგორც თვითონ ასოციაციების, ისე მათი თანმიმდევრობის მსგავსება. ამან საშუალება მოგვცა საკვლევ ტერიტორიაზე გავრცელებულ ზედაცარცულ ნალექებში გამოგვეყო რამოდენიმე ბიოსტრატиграფიული ერთეული (ზონები და ქვეზონები), რომლებიც რეგიონთაშორისო ხასიათს ატარებს. ერთიდაიგივე ადგილსაპოვრებიდან მოპოვებული ნანო- და მიკროფოსილიების ანალიზის შედეგად შესაძლებელი გახდა აღნიშნული ორგანიზმების კომპლექსების ზუსტი შეპირისპირება (სურ.2).მათი საშუალებით დაზუსტდა მთელი რიგი ლითოსტრატиграფიული ერთეულების ზუსტი ასაკი, რომლებიც პირობითად იყო მიკუთვნებული ამა თუ იმ სართულს და დღემდე სადისკუსიო საგანს წარმოადგენდა.

ზედაცარცულ ფლიშურ ნალექებში ლითოფაციალური ნიშნის მიხედვით გამოყოფილ წყებებს შორის ყველაზე ძველი უ კ უ ღ მ ა რ თ ი ს წყებაა (100-180მ), რომელიც თანხმობითაა გადაფარული ქვედა ცარცულ ნავთისხვეის წყებაზე. ის წარმოდგენილია სქელი და საშუალოშრებრივი ქვიშაქვების, არგილიტების, მერგელების და თიხა-ფიქლების მორიგეობით. წყების ზედა ნაწილში, ქვიშაქვებში რ. დამბაშიძეს ნაპოვნი აქვს *Giroidina nitida* Renz.,რის მიხედვითაც ის აღნიშნულ წყებას ქვედა სენომანს აკუთვნებს.

ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევებით მიღებული შედეგები არ ეწინააღმდეგება უკუღმართის წყებაზე არსებულ მონაცემებს. ნანოპლანქტონის მიხედვით მათში გამოვლენილი იქნა შემდეგი კომპლექსი: *Eiffellithus turriseiffelii*, *E. hancockii*, *Watznaueria barnesae*, *W. ovata*, *W. biporta*, *Stradnerius crenulatus*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *C. rotaclypeata*, *C. argoensis*, *Broinsonia signata*, *B. matalosa*, *Zeugrhabdotus bicrescenticus*, *Micraster chiastus*, *Corollithion exiquum*, *Dolema galei*, *Rucinolithus irregularis*, *Eprolithus floralis*, *Glaukolithus diplogramus*, *Tranolithus phacelosus* და სხვ., რომელიც შეესაბამება ქვედასენომანურ ნანოპლანქტონურ - *Eiffellithus turriseiffelii*-ს (CC9) ზონას. ეს უკანასკნელი პირველად გამოყო ტერშტეინმა (Thirstein, 1971) გვიანალბურ-ადრე სენომანურის ფარგლებში და მოიცავს ინტერვალს *Eiffellithus turriseiffelii*-ს გაჩენიდან *Microrhabdulus decoratus* -ის გაჩენამდე. ბურნე (Burnett, 1998) შესაბამისი მონაკვეთის სენომანურ ნაწილს, *Lithraphidites acutu*-ის გაჩენით, ჰყოფს ორ ზონად -UC1 და UC2. საზღვარი ალბურსა და სენომანურს შორის ტარდება *Hayesitesalbiensis*-ის გაქრობით. საკვლევ რეგიონში, *H. albiensis*-ი, მეორად განლაგებაში, უკუღმართის და ანანურის წყებების ნალექებშიც გვხვდება, რის გამოც აქ მისი გადაშენების დაფიქსირება პრაქტიკულად შეუძლებელი ხდება. მაგრამ კომპლექსი, რომელიც წარმოდგენილია ბენტოსური და პლანქტონური ფორამინიფერებით, ეჭვის გარეშე მიუთითებს უკუღმართის წყების ქვედა სენომანურ ასაკზე: *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. rischi* Moullade, *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz.), *R. brotzeni* (Sigal), *R. cushmani* (Morrow), *Globigerinelloides carseyi* (Bolli, Loeblich & Tappan).



ანანურის წყება (25-140მ), რომელიც თანხმობით აგრძელებს უკუღმართის წყებას, ძირითადად კაჟიანი ქანებითაა წარმოდგენილი. მის შუა ნაწილში, კაჟების განსაკუთრებით დომინირების და უფრო მუქი (თითქმის შავი) ფერის მიხედვით ის სამ ქვეწყებადაა დაყოფილი. წყების ზედა შრეებში დაფიქსირებულ *Inoceramus labiatus* Lam. და პლანქტონური ფორამინიფერების - *Globotruncana linneana* Ozb. და *Pithonella caucasica* Kellaz. საფუძველზე შუა და ზედა ანანურის ქვეწყებებსავეტორების ნაწილი (Гамбашидзе, 1984; Канделаки, 1975; Шириашვილიძე, 1965 ქვედა ტურონულს მიაკუთვნებს. სხვების აზრით კი ქვედა ტურონულს მხოლოდ ზედა ანანურის ქვეწყება წარმოადგენს (Вассоевич, 1933; Цагарели, 1954; Адамия, 1958 და სხვ.).



სურ. 1. შესწავლილი რაიონის გეოლოგიური რუკა. მასშტაბი 1:50 000

ქვედა ანანურის ქვეწყება (10-57მ) კაჟიანი ფიქლებით, წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით, კირქოვანი ტურბიდიტებით, გრაველიტებით და შავი კაჟის ლინზებიანი და სიდერიტის კონკრეციებიანი თიხიანი მერგელებითაა აგებული. მის ძირითად ქვედა ნაწილში გამოვლენილ იქნა *Eiffelithus turriseiffelii*-ს (CC9) ზონისთვის დამახასიათებელი კომპლექსი. ზედა შრეებში კი დადგინდა *Microrhabdulus decoratus*-ის (CC10) ზონა. ეს ზონა პირველად გამოჰყო სისინგმა ზედასენომანურ ნალექებში და მოიცავს პერიოდს *Microrhabdulus decoratus*-ის გაჩენიდან *Quadrum gartneri*-ს გაჩენამდე. შესაბამის მონაკვეთში ბურნე გამოყოფს 4 ზონას (UC3-UC6). გარდა ინდექს-სახეობისა, CC10 ზონის ნალექებში იწყებს არსებობას *Prediscosphaera penticulata*. წინამდებარე ზონიდან აქ აღარ გადმოდიან *Cyclagelosphaera rotaclypeata*, *C. argoensis* და *Eiffelithus hancockii*.

მიკროფორამინიფერების მიხედვით ქვედა ანანურის ქვეწყება წარმოდგენილია კომპლექსით: *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. rischi* Moullade, *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. brotzeni* (Sigal), *R. cushmani* (Morrow), *Globigerinelloides carseyi* (Bolli, Loeblich & Tappan) და შეესაბამება ქვედასენომანურ *Rotalipora appenninica*-ს ზონას.

შუა ანანურის ქვეწყება წარმოდგენილია სილიციტებით, შავი კაჟებით, გაკაჟებული ქვიშაქვებით და შავი კაჟის კონკრეციებით. ის შეესაბამება ნანოპლანქტონურ *Microrhabdulus decoratus*-ის (CC10) ზონის ზედა ნაწილს და მიკროფორამინიფერების *Rotalipora cushmani*-ის ზონას, რის საფუძველზეც გვიან სენომანურად თარიღდება.

*Rotalipora cushmani*-ის ზონის ნალექებში გამოვლენილი იქნა პლანქტონური ფორამინიფერების კომპლექსი: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. greenhornensis* (Morrow), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Hedbergella delrionensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Guembelitra cenomana* (Keller), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow). ბენტოსური ფორამინიფერების კომპლექსში აღინიშნა: *Gyroidinoides subconicus* (Vassilenko), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, გვხვდება აგრეთვე *Gavelinella minitissima* Akimetz, *G. baltica* Brotzen, *Ammodiscus cretaceous* (Reussi), *Lenticulina sp.*, *Textularia sp.*

ზედა ანანურის ქვეწყება (5-35მ) შედარებით უფრო ღია ფერით ხასიათდება. ის წარმოდგენილია გაკაჟებული ქვიშიანი კირქვებით, ქვიშიანი მერგელებით, მერგელებით, კირქვებით, კაჟებით და ტუფებით. ქვეწყება (მისი უკიდურესად ქვედა ნაწილის გარდა) შეესაბამება *Quadrum gartneri*-ს (CC11) ზონას, რომელიც მოიცავს პერიოდს *Quadrum gartneri*-ს გამოჩენიდან *Lucianorhabdus maleformis*-ის გამოჩენამდე. ის პირველად დადგენილი იყო ჩეპკისა და ჰაის (Cepek-Hay, 1969) მიერ ქვედა და შუა ტურონულში. შეესატყვისება ბურნეს უნიფიცირებული სქემის UC7 ზონას. (CC11) ზონის ნალექებში გამოვლენილი კომპლექსი ნაკლებად განსხვავდება ქვეშდებარე ზონის კომპლექსისაგან. ინდექს-სახეობის გარდა აქნდებიან *Chiastozygus bifarius*, *Tranolithus manifestus* და წვრილი *Rotalipora sp.* ამ უკანასკნელს კომპლექსში *Watznaueria barnesae*-სთან ერთად გაბატონებული ადგილი უკავია.

პლანქტონური ფორამინიფერების მიხედვით ზედა ანანურის ქვეწყებაში დადგენილია ქვედატურონული *Whiteinella archaeocretacea*-ს და *Praeglobotruncana helvetica*-ს ზონები. პირველი ზონისთვის დამახასიათებელია შემდეგი სახეობები: *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *W. archaeocretacea* Pessagno, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Hedbergella delrionensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Guembelitra cenomana* (Keller), *Heterohelix sp.*

*Praeglobotruncana helvetica*-ს ზონის ნალექებში გამოვლენილი იქნა: *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *W. aprica* (Loeblich et Tappan), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. hagni* (Scheibnerova), *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Heterohelix moremani* (Cushman), *H. reussi* (Cushman), *Hedbergella delrionensis* (Carsey) *H. planispira* (Tappan). ერთეული სახეობებითაა წარმოდგენილი ბენტოსური ფორამინიფერები: *Valvulinera lenticulina* (Reuss), *Gyroidinoides nitidus* Reuss, *Gaudrina loevigata* France.

მ ა რ გ ა ლ ი ტ ი ს კ ლ დ ი ს წყება (10-90მ), რომელიც ერთ-ერთ საუკეთესო სამარკირო ჰორიზონტია მისთვის დამახასიათებელი მოწითალო შეფერილობით, აგებულია მოყავისფრო-წითელი, იშვიათად მომწვანო-ნაცრისფერი კირქვების, მერგელების და არგილიტების რითმული მორიგეობით. ზოგ შემთხვევაში ის თანხმობით აგრძელებს ანანურის წყებას, ზოგან კი ტრანსგრესულად ადევს უფრო ძველ ნალექებს. მკვლევართა ნაწილი მდ. ქსნის ხეობაში აღნიშნული წყების მერგელებში ნაპოვნი *Inoceramus brongniarti* Mant. და *I. inconstans* Woods საფუძველზე, მასზედა ტურონულს აკუთვნებს, ნაწილი კი (Цагарели 1954; Шириашвилиძე, 1965) მარგალიტისკლდის წყებას ქვედა ტურონულად მიიხნევს.

ჩვენი კვლევების მიხედვით მარგალიტისკლდის წყება ზედატურონ – ქვედაკონიაკურია. ის მოიცავს ზედატურონულ *Lucianorhabdus maleformis* (CC 12) დაქვედაკონიაკურ *Martasterites furcatus*-ის (CC 13) ზონის. აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ ტურონულ-კონიაკურის საზღვარი (ისევე როგორც კონიაკ-სანტონურის) დღემდე სადისკუსიო საგანს წარმოადგენს. ამიტომ კონიაკურის და სანტონურის შესაბამისი სინქრონული ბიოსტრატოგრაფიული ერთეულები სხვადასხვა ავტორების მიერ სხვადასხვა ასაკს არის მიკუთვნებული.

*Lucianorhabdus maleformis*-ის ზონა (CC12) პირველად გამოჰყო სისინგმა (Sisingh, 1977) ზედა ტურონულსა და ქვედა კონიაკურის ფარგლებში და მოიცავს პერიოდს *L. maleformis*-ის გაჩენიდან *Marthasterites furcatus*-ის გაჩენამდე. შესაბამის მონაკვეთს (UC8) ბურნე გამოყოფს ზემოთ ხსენებულ ინდექს-სახეობების სინქრონული *Eiffellithus eximius*-ის გამოჩენიდან *Lithastrinus septenarius*-ის გამოჩენამდე, მაგრამ ის ზონას შუა ტურონულს მიაკუთვნებს. *E. eximius*-ის თითო-ოროლა წარმომადგენელი ჩვენს მიერ შესწავლილ ჭრილებში (გარემო პირობებიდან გამომდინარე) მხოლოდ კამპანურ ნალექებში შეგხვდა. *L. septenarius* კი აქაც *M. furcatus*-ის გამოჩენასთან ერთად ჩნდება. *Lucianorhabdus maleformis*-ის ზონის ფუძეში ხდება მნიშვნელოვანი ცვლილებები. გარდა რამოდენიმე სახეობისა, მკვეთრად მცირდება წინამდებარე ზონებისათვის დამახასიათებელი ფორმების რაოდენობრივი შემცველობა. ჩნდებიან, როგორც ახალი სახეობები (*Placozygus fibuliformis*, *Marthasterites inconspicuus*), ისე ტრანზიტული ფორმები (*Chiastozygus anceps*, *Nannoconus regularis*, *N. elongatus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Tranolithus minimus*, *Zeugrhabdotus burwellensis*, *Gartnerago chiasta*, *Loxolithus armilla*, *Acuturris scotus*, *Quadrum intermedium*).

ფაუნის ახალი განსაზღვრა				უცვლად შემწავლობა	
კორქვიანი ნანოფოსილები			მიკროფორამინიფერების ზონალობა	ამონიტები, ინცერამები, ფორამინიფერები	
საკო	სახილი Sisingh 1977	სახილი Burnett 1998	სახეობის წოდება		
მასტრობული	CC26b	UC20d	↕ M. prinsii	Gensserina gensseri	Orbitoides apiculata (Schl.), O. media (d'Arch.), O. sotii (Schl.), Pseudotextularia elegans Rr., Lepidorbitoides minor (Schl.), Racemiguembelina varians (Rr.), Hauriceras sulcatum (Kner.)
	CC26a	UC20b,c	↕ M. murus		
	CC25c		↕ L. quadratus		
	CC25b	UC20a			
	CC25a	UC19			
	CC24	UC18			
	CC23	UC17			
	CC22	UC16			
	CC21	UC15c			
	CC20	UC15b			
კამპანური	CC19	UC15a	↕ R. levis	Globotruncana ventricosa / Rugoglobigerina rugosa	Bolivinoides decoratus (Jons.), B. incrassate Reuss, Globotruncana lineiana d'Orb., Inoceramus ex gr. balticus Boch., In. balticus Boch.
	CC18	UC14	↕ T. phacelosus ↕ U. trifidus		
	CC17	UC13	↕ B. parca		
	CC16	UC11c	↕ E. eximius ↕ R. anthophorus		
	CC15	UC11a,b	↕ R. levis ↕ L. grillii ↕ U. trifidus		
	CC14	UC10	↕ R. anthophorus		
	CC13	UC9	↕ U. sissinghii		
	CC12	UC8	↕ C. aculeus		
	CC11	UC7	↕ M. furcatus		
	CC10	UC6	↕ C. verbeekii		
სენიანური	CC9	UC2	↕ B. parca		
		UC1	↕ C. obscurus		
			↕ L. cayeuxii		
			↕ R. anthophorus		
			↕ M. decussata		
პრე-ბრონი			↕ M. furcatus		
			↕ L. maleformis ↕ E. eximius		
			↕ Q. gartnerii		
			↕ M. decoratus		

სურ.2. მიკროფორამინიფერებისა და ნანოპლანქტონური ზონების ურთიერთშეპირისპირება საქართველოს სამხედრო გზის ზედაცარცულ ჭრილებში

*Marthasterites furcatus*-is (CC13) ზონა მოიცავს ინტერვალს *M. furcatus*-ის გახენიდან *Micula decussata*-ს გახენამდე. ზონა პირველად გამოყოფილი იყო ჩეპეკისა და ჰაის მიერ (Cepek and Hay, 1969) ქვედაკონიაკურ ნალექებში. ბურნე, ისევე როგორც მკვლევართა გარკვეული ნაწილი, ამ ზონის ანალოგიურ მონაკვეთს ზედა ტურონ - ქვედა კონიაკურს მიაკუთვნებს. ის მიიჩნევს, რომ *M. furcatus*-ის *L. septenarius*-ის გამოჩენა შუა ტურონის ჩათვლით ბოლოს ხდება, რის გამოც UC9 ზონას სამ ქვეზონად (a,b,c) ჰყოფს, რომელთაგან a-ს ზედატურონულს მიაკუთვნებს, b და c – ქვედა კონიაკურს.

*Marthasterites furcatus*-ის ზონაში ინდექს-სახეობასთან ერთად ჩნდებიან *Marthasterites crassus*, *Micula swasticae*, *Broinsonia enormis*, *Tranolithus gabalus* და *Gartnerago segmentatum*, რომლებიც თავის არსებობას (გარდა პირველი ორისა) ალბურის ბოლოს ან სენომანურის ფუძეში იწყებენ, მაგრამ საკვლევ რეგიონში, პალეოეკოლოგიური პირობებიდან გამომდინარე, ისინი ქვეშმდებარე ზონებში არ გხვდებიან.

მიკროფორამინიფერების მიხედვით მარგალიტისკლდის წყების ქვედა ნალექებში დადგენილია ზონა *Marginotruncata pseudolineiana* – *M. lapparenti* კომპლექსით: *Marginotruncata lapparenti* Brotzen, *M. pseudolinneiana* Pessagno. *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *W. baltica* Douglas et Rankin, *W. aprica* (Loeblich et Tappan), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. hagni* (Scheibnerova), *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Heterohelix moremani* (Cushman), *H. reussi* (Cushman), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan). პირველად ჩნდება *Marginotruncana renzi* (Gandolfi). ბენტოსური ფორმებიდან გვხვდება: *Valvulinaria lenticula* (Reuss), *Cibicides sp.*, *Gyrogonoides nitidus* Reuss, *Gavelinella moniliformis* (Reuss).

წყების შუა ნაწილში აღინიშნება ფორამინიფერების დიდი ფორმების ზრდა: *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *D. imbricata* (Mornod), *Marginotruncana marginata* (Reussi). ბენტოსური ფორმებიდან აღინიშნება: *Cibicides polyrraphes* (Reussi), *C. ibicidoides praeeriksdalensis* (Brotzen), *Gaudrina variabilis* Mjatluk, *Stensioina praeexculpta* Keller, *S. granulata* Keller Koch. ეს ასოციაცია დამახასიათებელია *Marginotruncana renzi*-ს ზონისთვის.

წყების ბოლოში ჩნდება *Marginotruncana sigali*-ს ზონის კომპლექსი: *Marginotruncana sigali* (Reichel), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigni); აგრძელებს არსებობას *Marginotruncana*-ს ყველა ფორმა: *Marginotruncana*, *Dicarinella* და *Whiteinella*. ბენტოსური ფორმებიდან აღსანიშნავია *Verneulina muensteri* Reuss, *Gavelinella pertusa* (Marsson), *G. infrasantonica* (Mjatluk), *Stensioina sp.* დადგენილი ზონების მიხედვით მარგალიტის კლდის წყების ასაკი გვიანტურონულ-ადრეკონიაკურია.

ე მ მ ა კ ი ს ს ე ე ი ს წყება აგებულია ღია ნაცრისფერი, საშუალო- და სქელშრებრივი ლითოგრაფიული კირქვების და მერგელების მორიგეობით. მიუხედავად იმისა, რომ წყებაში მოპოვებული იყო, როგორც მიკროფორამინიფერები *Globotruncana coronata* Bolli; *Gl. lapparenti* Brotz.; *Gl. arca* (Cusm.); *Gl. linneiana* d'Orb.; *Gumbelina elegans* White, *Eponides karsteni* (Keuss), ისე მაკროფაუნა (*Inoceramus undulatus* Rom.), წინამორბედის მსგავსად, მისი ასაკიც სადისკუსიო საკითხს წარმოადგენს. მკვლევართა ნაწილი მას ტურონულ - ქვედა სენომანურად მიიჩნევს (Ренгартен 1932, 1937; Цагарели 1954; Шириашвили იდრ. 1965), ნაწილი კი კონიაკ-სანტონურს აკუთვნებს (Вассоевич 1951; Варенцов 1947; Гамбашидзе, 1984; Канделаки, 1975).

ჩვენი კვლევების შედეგად ემმაკისხევის წყება, რომელიც მოიცავს ზედაკონიაკურ *Micula decussata* (CC 14), სანტონურ *Reinhardtites anthophorus* (CC 15), *Lucianorhabdus cayeuxii* (CC 16) და ქვედაკამპანურ *Calculites obscurus* (CC 17), *Broinsonia parca* (CC 18) და *Calculites ovalis*-ის (CC 19) ზონებს, ზედაკონიაკურ - ქვედაკამპანურია.

*Micula decussata*-ს ზონა პირველად გამოჰყო მანივიმ (Manivit, 1971) კონიაკურ-ქვედა სანტონურ ნალექებში და მოიცავს ინტერვალს *M. decussata*-ს გამოჩენიდან *Reinhardtites anthophorus*-ის გამოჩენამდე. იგივე ასაკს მიაკუთვნებს ამავე სახელწოდების ზონას (CC14) სისინგისტანდარტულ სქემაში. შესაბამისი პერიოდი ბურნეს უნიფიცირებულ სქემაში შეესაბამება UC10a და UC10b ქვეზონებს, რომლებსაც ის ქვედაკონიაკურს მიაკუთვნებს.

საკვლევ ტერიტორიის ფარგლებში, *Micula decussata*-ს ზონის ნალექებში საგრძობლად იზრდება ნანოფოსილიების რაოდენობრივი შემცველობა. ისევე ჩნდებიან ტრანზიტული ფორმები

(*Stradneria crenulata*, *Zeugrhabdotus bicrescenticus*, *Eiffellithus turriseiffellii*, *Cyclagelosphaera margarelii* და სხვ.)

*Reinhardtites anthophorus*-ის ზონა (CC15), შეესაბამება პერიოდს *R. anthophorus* -ის გაჩენიდან *Lucianorhabdus cayeuxii*-ს გაჩენამდე. პირველად ის დაადგინა სისინგმა (Sissingh, 1977) ქვედასანტონურ ნალექებში. ბურნეს უნიფიცირებულ სქემაში შესაბამისი მონაკვეთი მოიცავს UC10c, UC11a და UC11b ქვეზონებს და მიკუთვნებულია შუა კონიაკურს.

*Reinhardtites anthophorus*-ის ზონის შესატყვისი ნალექები შესწავლილ რეგიონში ნანოფოსილიების უაღრესად ღარიბი შემცველობით ხასიათდება. აქ კვლავ იწყება ზემოთ ჩამოთვლილი ტრანზიტული ფორმების მკვეთრი რაოდენობრივი შემცირება.

*Lucianorhabdus cayeuxii*-ს ზონა (CC16) პირველად გამოჰყო სისინგმა (1977) ზედასანტონურ ნალექებში და მოიცავს ინტერვალს *L. cayeuxii*-ს გაჩენიდან *Calculites obscurus*-ის გაჩენამდე. ბურნეს უნიფიცირებულ სქემაში აღნიშნული მონაკვეთი შეესაბამება UC11c ქვეზონას და UC12 ზონის ნაწილს. ბურნე საზღვარს კონიაკურ-სანტონურს შორის *Lucianorhabdus cayeuxii*-ს გაჩენას უკავშირებს და UC11c ქვეზონას ქვედა სანტონს მიაკუთვნებს. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებს გარეთ, ართვინ-ბოლნისის ზონაში, ქვედასანტონური მაკროფაუნის შემცველი (ღამბაშიძე, 1984) მაშავერას წყების ნალექები *Lucianorhabdus cayeuxii*-ს ზონის კომპლექსს შეიცავს. აქედან გამომდინარე, ჩვენც ვიზიარებთ ბურნეს შეხედულებას ამ ზონის ადრესანტონური ასაკის შესახებ.

*Lucianorhabdus cayeuxii*-ის ზონის შესატყვისი ნალექები მდიდარი ნანოფოსილიების შემცველობით ხასიათდება. წინამდებარე ზონის სახეობებთან ერთად აქ იწყებენ დომინირებას ზედაცარცული კომპლექსების ტრანზიტული ფორმები: *Petrarhabdulus copulatus*, *Lucianorhabdus arcuatus*, *Eprolithus rarus*, ბრაარუდოსფერების ნაირსახეობანი; *Rucinolithus irregularis*, *R. wisei* და სხვა. ჩნდებიან ახალი სახეობებიც - *Calculites ovalis*, *Lucianorhabdus cayeuxii* და *L. Arcuatus*.

*Calculites obscurus*-ის ზონა (CC17), რომელიც პირველად გამოჰყო სისინგმა (1977) მოიცავს ინტერვალს *C. obscurus*-ის გაჩენიდან *Broinsonia parca parca*-ს გაჩენამდე და თარიღდება გვიან სანტონურ - ადრე კამპანურად. ბურნეს მონაცემებით ინდოეთის ოკეანეში *C. obscurus*-ი გაცილებით უფრო ადრე ჩნდება, რის გამოც ის იგნორირებას უკეთებს მის ინდექს-სახეობის სტატუსს. სანაცვლოდ ზედასანტონურში ის UC12 და ქვედაკამპანურში UC13 ზონებს გამოჰყოფს. საზღვარს მათ შორის (რომელიც თანხვედრა სანტონ-კამპანურის საზღვარს) *Arkhangelskiellacymbiformis*-ის გაჩენით ატარებს. საქართველოში, და არა მარტო საქართველოში, მთელ აღმოსავლეთ პერიტეთისში, ხმელთაშუა ზღვის აუზში და მის მოსაზღვრე ევროპულ ნაწილში, *C. obscurus*-ის გამოჩენა *L. cayeuxii*-ს შემდეგ და *Broinsonia parca parca*-ს გამოჩენამდე ხდება. იმის გათვალისწინებით, რომ *C. obscurus*-ი გვხვდება როგორც დაბალ, ისე მაღალ განედებში, ხსნადობის მიმართ მდგრადია, ადვილი ამოსაცნობია და არ არის ძალიან მგრძობიარე კლიმატის მიმართ ვიქრობთ, რომ სავსებით აკმაყოფილებს (მართალია არა გლობალური არამედ რეგიონული) ინდექს-სახეობის სტატუსის მოთხოვნებს. რაც შეეხება *Arkhangelskiellacymbiformis*, ის ზემოთ ჩამოთვლილ რეგიონებში გაცილებით უფრო გვიან, შუა კამპანურიდან ჩნდება.

*Calculites obscurus*-ის ზონაში წინამდებარე ზონის კომპლექსიდან აღარ გადმოდის *Quadrum gartnerii*. ჩნდებიან ახალი სახეობები: *Calculites obscurus*, *Quadrum svabenicka* და *Lithastrinus grillii*.

*Broinsonia parca parca*-ს (CC18) ზონა მოიცავს ინტერვალს *B. parca parca*-ს გაჩენიდან *Marthasterites furcatus*-ის გადაშენებამდე. ის პირველად გამოჰყო სისინგმა (1977) ქვედა კამპანურში. მისი შესატყვისი პერიოდი ბურნეს სქემაში მოიცავს UC14 ზონას. *Bukryaster hayi*-ს და *Ceratolithoides verbeekii*-ს გაჩენით ზონა იყოფა ქვეზონებად. გარდა ზემოთ ჩამოთვლილი ინდექს-სახეობებისა ზონისთვის დამახასიათებელია *Broinsonia p. constricta*, *Ceratolithoides cf. longissimus*, *Ceratolithoides sp.*, *Prediscosphaera cretacea*. მის ზედა ნაწილში ხდება *Eprolithus rarus*, *Quadrum gartneri* და *Q. intermedium* გადაშენება.

*Calculites ovalis*-ის (CC19) ზონა შესატყვისება ინტერვალს *Marthasterites furcatus*-ის გაქრობიდან *Ceratolithoides aculeus*-ის გაჩენამდე. ზონის ავტორია სისინგი (1977), რომელსაც ის *Bukryaster hayi*-ს გაქრობით ჰყოფს ორ ქვეზონად. ზონა მიეკუთვნება ადრე კამპანურს. მისი

შესაბამისი პერიოდი ბურნეს სქემაში შეესაბამება UC14d ქვეზონის ზედა ნაწილს და UC15a ქვეზონას.

უკვე არსებულ სახეობებთან ერთად *Calculites ovalis*-ის ზონაში გვხვდება *Assipetra infracretacea*, *Rucinolithus hayi*, *Uniplanarius gothicus* და *Prediscosphaera intercisa*.

მიკროფორამინიფერების მიხედვით ეშმაკისხევის წყებისქვედა ნახევარში, ნანოპლანქტონური CC14 და CC15 ზონის ქვედა ნაწილის შესაბამის ნალექებში დადგენილია *Dicarinella concavata*-ს ზონის კომპლექსი: *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *A. cretacea* (d'Orbigny), *Whiteinella inornata* (Bolli), *Hedbergella flandrini* Porthault. პირველად დაფიქსირდა: *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno. მრავლადაა წარმოდგენილი ბენტოსური ფორმები: *Valvulineria lenticulina* (Reussi), *Verneulina muensteri* Reussi, *Gavelinella pertusa* (Marsson), *G. thalmani* (Brotzen), *Stensioina granulata granulata* (Olbertz), *St. exsculpta exsculpta* (Reussi), *Praebulimina reussi* (Morrow), *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny).

CC15 ზონის ზედა ნაწილის და CC16 ზონის შესატყვის ნალექებში გამოვლენილი იქნა ზედასანტონური *Contusotruncana fornicata*-ს ზონისთვის დამახასიათებელი პლანქტონური ფორამინიფერების კომპლექსი. აქ დაფიქსირებულია ქელიანი ფორმების პირველი წარმომადგენლების გამოჩენა: *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *C. arcaformis* Maslakova, *C. plummerae* (Gandolfi), *Globotruncana bulloides* Martin, *Gl. linneiana* (d'Orbigny). აგრძელებს არსებობას: *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. lapparenti* Brotzen, *Heterohelix reussi* (Cushman), *H. moremani* (Cushman). წყება მდიდარია ბენტოსური ფორმებით: *Praebulimina reussi* (Morrow), *Eponides concinna* Brotzen, *Cibicides ribbing* Brotzen, *Reussella praecursor* Knipscheer.

წყების ზედა შრეებში (CC17 და CC18) ჩნდება პლანქტონური ფორამინიფერების ქვედაკამპანური *Globotruncana arca*-ს ზონის კომპლექსი: *Globotruncana arca* (Cushman), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *H. holmdelensis* Olsson, *Globigerinelloides volutus* (White), *Pseudogumbelina costulata* (Cushman). არსებობას აგრძელებს ბენტოსური ფორმები: *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny), *Stensioina exsculpta gracilis* Brotzen, *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Bolivinooides strigillatus* (Champan) და როგორც წინა შრეში აქაც წამყვანი როლი ბენტოსურ ფორმებს ენიჭება.

ჯორჯიის წყება (50-150მ) წარმოდგენილია საშუალო- და სქელშრეებრივი, ღიანაცრისფერი კირქვების, ყავისფერი მერგელების და კარბონატული არგილიტების მორიგეობით. წყება პირველად გამოყო ნ. ვასოვიჩიმა (1933) მთიანი კახეთის მიდამოებში და მიაკუთვნა ქვედა კამპანურს. კუდრიაშვილი (Шириашвили и др., 1965)-დან ამ ნალექებში *Globotruncana linneiana* d'Orb.-ის არსებობით ჯორჯის წყება სანტონურს მიაკუთვნა. ა. ცაგარელმა (1964) ამ სახის არსებობა ზედა სენონურშიც აღნიშნა და მასთან ერთად კამპანური ფორამინიფერების თანაარსებობის საფუძველზე წყება სანტონურ-ქვედაკამპანურად დაათარიდა. ამ აზრს იზიარებენ ო. შირიაშვილი, ი. ვაშაკიძე და სხვები (1965). ვინაიდან ჯორჯის წყება ხასიათდება კამპანური მიკროფაუნით და იფარება მაასტრიხტული ორბიტოიდებისა და წყებით, დ. კანდელაკი (1975) მას კამპანურს აკუთვნებს.

მიკროფორამინიფერების მიხედვით ჯორჯის წყებაში დადგენილი იქნა შუა-და ზედაკამპანური *G Globotruncana ventricosa* - *Rugoglobigerina rugosa*-ს ზონა. ნანოფოსილიების მიხედვით კი წყება შეესაბამება შუა და ზედაკამპანურ *Ceratolithoides aculeus* (CC 20), *Uniplanarius sissinghii* (CC 21), *Uniplanarius trifidus* (CC22), ქვედამაასტრიხტულ *Tranolithus phacelosus* (CC 23), *Reinhardtites levis* (CC 24), და *Arckangeliskiella cymbiformis*-ის (CC 25a) (ქვედა ნაწილი) ზონებს, რის მიხედვითაც ჯორჯის წყება შუაკამპანურ - ზედა მაასტრიხტულად თარიღდება.

*Ceratolithoides aculeus*-ის ზონა მოიცავს პერიოდს *C. aculeus*-ის გაჩენიდან *Uniplanarius sissinghii*-ს გაჩენამდე. ის პირველად გამოჰყო ჩეპეკმა და ჰაიმ (1969) გვიან კამპანურის დასაწყისში. იგივე მოცულობისა და ასაკისაა ამავე სახელწოდების ზონა (CC20) სისინგის სტანდარტულ სქემაში. მკვლევარების დიდი ნაწილი ამ ზონას *C. aculeus*-ის გაჩენიდან *Uniplanarius trifidus*-ის გაჩენამდე გამოჰყოფს. ასეთ მონაკვეთს შეესაბამება კილასონიასმიერ დადგენილი *Ceratolithoides aculeus*-ის ზონაც, რომელიც *Uniplanarius sissinghii*-ს ზონასაც მოიცავს (Киласония, 1991). ბურნეს სქემაში CC20 ზონის მონაკვეთი შეესატყვისება UC15b ქვეზონას.



*Ceratolithoides aculeus*-ის ზონის კომპლექსში წინამდებარე ზონიდან აღარ გადმოდის *Assipetra infracretacea*. უკვე არსებულ სახეობებთან ერთად ზონისთვის დამახასიათებელია: *Tranolithus phacelosus*, *Petrarhabdulus copulatus* და *Braarudosphaera bigelowii*.

*Uliplanarius sissinghii*-ს ზონა მოიცავს ინტერვალს *U. sissinghii*-ს გამოჩენიდან *U. trifidus*-ის გაჩენამდე. ის (CC21) პირველად დადგენილი იყო სისინგის (1977) მიერ გვიან კამპანურში. მან აღნიშნული ზონა *Ceratolithoides arcuatus*-ის გაჩენით და გაქრობით სამ ქვეზონად დაყო. ბურნე შესაბამის მონაკვეთს UC15c ქვეზონას მიაკუთვნებს.

საკვლევ ტერიტორიაზე *Uliplanarius sissinghii*-ს ზონა გამოვლენილ იქნა მდ. არაგვის მარცხენა ნაპირზე სოფ. ანანურის მოპირდაპირე მხარეს. მდ. არაგვას ხეობაში აღნიშნული ზონა ამოვარდნილია ჭრილებიდან. *Uliplanarius sissinghii*-ის ზონის კომპლექსში ქვეშემდებარე ზონის სახეობებთან ერთად გვხვდებიან *Braarudosphaera discula*, *B. turbinata*, *Rucianolithus wisei*, *Lithraphidites praequadratus*, *Microrhabdulus decoratus*, *Ceratolithoides arcuatus* და *Uliplanarius sissinghii*. ჩამონათვალიდან ახალ სახეობათა რიგს განეკუთვნება მხოლოდ ბოლო ორი, დანარჩენები ტრანზიტულ სახეობებს წარმოადგენენ.

*Uliplanarius trifidus*-ის ზონა პირველად ბაკრის და ბრამლეტის (Bukry et Bramlette, 1970) მიერ იქნა დადგენილი ზედაკამპანურ ნალექებში. ის მოიცავს პერიოდს *U. trifidus*-ის გაჩენიდან *Reinhardtites anthophorus*-ის (ან *Eiffelithus eximius*-ის) გადაშენებამდე. სისინგის სტანდარტულ სქემაში შეესაბამება ამავე სახელწოდების (CC22) ზონას. ბურნე აღნიშნულ მონაკვეთში UC15 ზონის d და e ქვეზონებს გამოჰყოფს. *Lithastrinus grillii*-ს გადაშენებით *Uliplanarius trifidus*-ის ზონა ორ ქვეზონად იყოფა.

*Uliplanarius trifidus*-ის ზონის ასოციაციაში გარდა ინდექს სახეობისა, ჩნდებიან *Zeugrhabdotus spiralis*, *Reinhardtites levis*, *Micula praemura*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *A. specillata*. ზონის ქვედა ნაწილში წყვეტს თავის არსებობას *Lithastrinus grillii*, რამაც საშუალება მოგვცა *Uliplanarius trifidus*-ის ზონა ორ ქვეზონად დაგვეყო.

*Tranolithus phacelosus*-ის ზონა მოიცავს ინტერვალს *Reinhardtites anthophorus*-ის გაქრობიდან *Tranolithus phacelosus*-ის გადაშენებამდე. ზონის (CC23) ავტორია სისინგი (1977), რომელმაც ის კამპანურ-მაასტრიხტულის მიჯნაზე გამოჰყო. მკვლევარების მეტი ნაწილი მის მოცულობას *Uliplanarius trifidus*-ის ზონასთან აერთიანებს, რაც ალბათ იმითაა გამოწვეული, რომ *Tranolithus phacelosus*-ის და *Reinhardtites anthophorus*-ის სტრატეგრაფიული გავრცელების დიაპაზონი საკმაოდ დიდია და ხშირად ისინი მაასტრიხტულის ბოლომდე გვხვდება გადალექილ მდგომარეობაში. სწორედ ამ შემთხვევას აქვს ადგილი აჭარა-თრიალეთის მაასტრიხტულ ნალექებში, რის გამოც *Quadrum (=Uliplanarius) trifidum*-ის ზონა მოიცავს მონაკვეთს *Uliplanarius trifidus*-ის გაჩენიდან *Lithraphidites quadratus*-ის გაჩენამდე (კილასონია, 1991). ბურნე *Tranolithus phacelosus*-ის ზონის შესატყვის მონაკვეთში ორ - UC16 და UC17 ზონებს გამოჰყოფს. სისინგი *Broinsonia parca parca*-ს გაქრობით CC23 ზონას ორ ნაწილად ჰყოფს. ასეთი დანაწევრების საშუალება ჩვენც მოგვეცა.

*Tranolithus phacelosus*-ის ზონის ფუძეში *Reinhardtites anthophorus*-თან ერთად გადაშენება *Eiffelithus eximius* და *Petrarhabdulus copulatus*-მაც განიცადეს. ჩნდებიან ახალი სახეობები: *Thoracosphaera saxea*, *T. operculata*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*.

*Arkhangelskiella cymbiformis*-ის ზონა მოიცავს ინტერვალს *Tranolithus phacelosus*-ის გადაშენებიდან *Lithraphidites quadratus*-ის გაჩენამდე. ის პირველად გამოჰყო მარტინიმ (Martini, 1976) და შეესატყვისება სისინგის სტანდარტული სქემის *Reinhardtites levis* (CC24) და *Arkhangelskiella cymbiformis* (CC25a) ქვეზონის გაერთიანებულ მონაკვეთს. ბურნე ამ ინტერვალში გამოყოფს UC18 და UC19 ზონებს.

ორ ბ ი ტ ო ი დ ე ე ბ ი ა ნ ი ა ნ უ ს ა ბ უ ე ს წყება (30-300მ) ყველგან ტრანსგრესიულად ადევს ჯორჯის ან ეშმაკისხევის წყებას. ის წარმოდგენილია მომწვანო-ნაცრისფერი, ზოგჯერ ქვიშიანი მერველების და ნაცრისფერი კირქვების მორიგეობით, წვრილ-ნატეხოვანი კირქვების ბრექჩიების შუაშრეებით. მათში უხვადაა *Orbitella apikullata* Schlumb., *O. media* (d'Arch.), *O. soti* (Schlumb.), *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.), რომლებიც მიუთითებენ მის მაასტრიხტულ ასაკზე. წყების ქვედა ნაწილში გამოიყოფა კონგლომერატ-ბრექჩიებისა მძლავრი (3,5 მ-დე) ფენა. ზედაცარტული ნალექები გადაფარულია პალეოგენური ასაკის ნალექებით.

ნანოფოსილიების მიხედვით საბუეს წყებაში დადგენილია ზედამასტრიხტული *Lithraphidites quadratus* (CC 25b), *Micula murus* (CC 25c) და *Micula prinsii* (CC 26) ზონები. მიკროფორამინიფერების მიხედვით CC25b ზონის შესატყვის ნალექებში დადგენილია ზედა მასტრიხტული *Gansserina gansseri*-ს ზონა.

*Lithraphidites quadratus*-ის ზონა მოიცავს პერიოდს *L. quadratus*-ის გაჩენიდან *Micula murus*-ის გაჩენამდე. ის პირველად მარტინიმ (1976) დაადგინა ზედამასტრიხტულ ნალექებში. სისინგის სტანდარტულ სქემაში ის შეესაბამება CC25b ქვეზონას, ბურნესთან კი UC20a.

*Micula murus*-ის ზონა მოიცავს ინტერვალს *M. murus*-ის გაჩენიდან *M. prinsii*-ს გაჩენამდე. ის პირველად გამოჰყო ტერშტეინმა (Thierstein, 1976) მასტრიხტის ბოლოს. თუმცა მის მიერ გამოყოფილი *Micula murus*-ის ზონის ზედა საზღვარი გვიან ცარცული სახეობების მასიური გადაშენების მიხედვით ტარდება. სისინგის სქემაში ჩვენს მიერ გამოყოფილი *Micula murus*-ის ზონის მონაკვეთი შეესატყვისება CC25c და CC26a ქვეზონებს, ბურნეს მიხედვით კი UC20 ზონის b და c ქვეზონებს.

*Micula prinsii*-ს ზონა მოიცავს ინტერვალს *M. prinsii*-ს გაჩენიდან გვიანცარცული სახეობების მასიურ გადაშენებამდე. ეს ბიოსტრატოგრაფიული ერთეული *Micula murus*-ის ზონაში ქვეზონის სახით პირველად პერკ-ნილსენის (Perch-Nielsen, 1979) მიერ იქნა დადგენილი მასტრიხტულის ბოლოს. სისინგის სქემაში აღნიშნული მონაკვეთი შეესაბამება CC26b ქვეზონას, ბურნესთან კი UC20d-ს.

ოთხივე ზონა ხასიათდება ნანოფოსილიების საკმაოდ კარგი შემცველობით და ერთმანეთისაგან განსხვავდება ინდექს-სახეობების გაჩენით.

ამრიგად კავკასიონის ნაოჭა სისტემის მესტია-თიანეთის ტექტონიკური ზონის ჟინვალ-გომბორის ქვეზონის ფარგლებში ზედაცარცული ნანოპლანქტონის და მიკროფორამინიფერების კომპლექსური კვლევის შედეგად შესაძლებელი გახდა: ფლიშური ნალექების დეტალური დანაწილება; დადგენილი იქნა ნანოფოსილიების 23 და მიკროფორამინიფერების 12 ბიოსტრატოგრაფიული ერთეული (ზონები და ქვეზონები); ნანოფოსილიების ყველა დადგენილი ზონა რეგიონთაშორისო სტრატოგრაფიულ ერთეულს წარმოადგენს, რაც განსაკუთრებით ღირებულს ხდის მათ, როგორც ადგილობრივი, ისე შორეული კორელაციისათვის; დაზუსტდა მთელი რიგი ლითოსტრატოგრაფიული ერთეულებისასაკი, რომლებიც პირობითად იყო მიკუთვნებული ამა თუ იმ სართულს და დღემდე სადისკუსიო საგანს წარმოადგენდა; მოხდა ნანოპლანქტონის და მიკროფორამინიფერების კომპლექსების ზუსტი შეპირისპირება. ასაკობრივი თვალსაზრისით ნამარხთა ეს ჯგუფები თითქმის თანხედებიან ერთმანეთს.

## ლიტერატურა

- Bukry et Bramlette, (1970). Coccolith age determination Leg 3 Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington. DC: US Government Printing Office. Vol. 3:589-611.
- Burnett J. (1998). Upper cretaceous // In: Calcareous Nannofossil biostratigraphy (ed. Bown P.R.). British Micropaleontological Society Publication Series // Chapman et Hall. Kluwer Academic Publishers. London. p. 132-199.
- Čepek, P. and Hay W. (1969). Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper cretaceous // Gulf coast association of geological societies transactions. Vol. 19. P. 323-336.
- Manivit H. (1971). Les Nannofossiles calcaries du Cretace Francais (Aptien - Maastrichtien). Tress Doct. d'Et. Fac. Sci. d'ors. // Centre Nat. Recher. Sci. P. 261. Pls. 1-32.
- Martini E. (1976). Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the central Pacific Ocean (D.S.D.P. Leg 33). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XXXIII, 383-423.
- Perch-Nielsen, (1979). Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. International Union of Geological Sciences, Ser. A. 6:223-272.
- Sigal J. (1958). La classification actuelle des familles de Foraminifères planctoniques du crétacé // Compt. rend. Soc. géol. France, № 12.
- Sissingh W. (1977). Biostratigraphy of cretaceous calcareous Nannoplankton // Geologic Mijnbouw. 56. Den Haag. P. 37- 65.

- Thirstein H.(1971). Tentative Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Zonation // *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64, 459-488.
- Thierstein H. (1976). Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments // *Mar. micropaleontol.* 1. P. 325– 362.
- Адамия Ш.А. (1958). Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между бассейнами р. Малой Лиахви и г. Душети // *Тр. ГИН АН ГССР.* 33 с.
- Варенцов М.И. (1947). Перспектива нефтегазоносности западной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа // *Бюлл. Грузнефти.* №1-2. Тбилиси.
- Вассоевич Н.Б. (1933). Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии (1928-1932) // Тифлис: Техника და შრომა. 74 с.
- Вассоевич Н.Б. (1951). Условия образования флиша // *М.-Л.: Гостоптехиздат.* 240 с.
- Гамбашидзе Р.А. (1984). История геологического развития Грузии в поздне меловую эпоху // *Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 82.* 110 с.
- Канделаки Д.Н. (1975). История геологического развития предгорий Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори). // *Автореф. кандид. дисс.* 25 с.
- Киласония Э.Д. (1991). Поздне меловые коколитофориды Триалетского хребта и их стратиграфическое значение // *Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 107.* С. 87.
- Ренгартен В.П. (1932). Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // *Тр. ВГРО. Вып.148.* М.: 78 с.
- Ренгартен В.П. (1937). Военно-Грузинская дорога. // *Межд. XVII геол. конгр. Экскурсия по Кавказу.* Ростов-Тбилиси. ОНТИ.
- Цагарели А.Л. (1954). Верхний мел Грузии // *Тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР. Моногра-фия № 5.* Изд-во АН ГССР Тбилиси. 464 с.
- Цагарели А.Л. (1964). Верхний мел. // *Геология СССР, т. 10. Грузинская ССР, ч. 1. Геологическое описание.*
- Шириашвили О.И., Вашакидзе И.Г., Вашадзе Б.Г., Маркозия И.П. (1965). Геологическое описание бассейнов рек Ксани, Арагви, Пшавской Арагви и Иори (Отчет Лиахвской ГС Партии по работам 1963-1964гг.) // *Фонды УГ. Тбилисиб,* 268с.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127

УДК 551.263.037+551.263.23) 551.781.314]:577:475(479.22)

სტრატობრაზია, პალეონტოლოგია

## ВЛИЯНИЕ ВНЕШНЕЙ СРЕДЫ НА РАЗВИТИЕ НАНОПЛАНКТОНА В ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВОМ МОРСКОМ БАСЕЙНЕ ГРУЗИИ

Т. Т. Гавтадзе

**Impact of intensive changes of the environment over the development of nannoplankton in Paleocene-Eocene marine basin of Georgia. T.Gavtadze.** For identification of the degree and impact character of abrupt changes of the environment on a course of development of nannoplankton in Paleocene-Eocene marine basin of Georgia were used the following evolution indices of taxonomy: 1) species diversity; 2) rate of appearance; 3) rate of disappearance; 4) rate of diversification; 5) rate of turnovers. The results of researches have shown, that the periods of display of the eustatic orogenic phases, regressions and ceasing of volcanic activities have entirely coincided with peaks of turnover rates, disappearance of species and low negative rates of diversification. Time of a beginning of tectonic stretchings, eustatic transgressions and volcanic activities correspond to the periods of high jumps of rates of appearance, diversification and species diversity.

Одной из важнейших проблем в изучении земной коры является выявление закономерностей взаимосвязи глобальных изменений внешней среды и эволюции органического мира. Исследования такого рода для планктонных организмов проводились многими учеными (Bukry, 1970, 1973; Bukry, Duglas, Klihg & Krashennnikov, 1971; Baldi-Bake, 1971; Takayama, 1972; Tappan, Loeblich, 1973; Haq & Lohman, 1976; Hay,

Lohman & Wise, 1976; Haq, 1977; Takayama, & Lohman, 1977; Persival & Fischer, 1977; Sepkoski, 1978; Lasker, 1978, Aubry, 1983; Thierstein, 1983; Baldi-Beke, Thierstein, 1983, 1984; Wei, Kennett, 1983; Hoffman, Kitchell, 1984; Kauffman, 1986; Roth, 1987; Haq & al., 1987; Музылев, 1994, 2000; Музылев и др. 1996; Schmitz & al., 1997; Berggren & al., 1998; Aubry et al., 1998, 2000, 2007; Monechi, 2000; Cramer & al., 1999; Gavrilov & al., 2000; Aubry, 2001; Bown et al., 2004; Ахметьев, 2004; Гаврилов, Щербинина, 2004 и др). Полученные ими данные показали непосредственную зависимость развития биоты от внешней среды.

Целью настоящей работы является выявление степени влияния и характера возможных воздействий резких изменений внешней среды на ход развития нанопланктона в палеоцен-эоценовом морском бассейне Грузии. Наличие террейнов совершенно разных типов (океанических, континентальных, островодужных, закольцевых и интракольцевых) в зоне коллизии складчатой системы Большого Кавказа обусловило на исследуемой территории формирование как мобильных, интенсивно складчатых зон с глубоководными геосинклинальными отложениями, так и стабильных, слабоскладчатых зон с мелководными фациями (Адамия и др., 2000). Сложная палеотектоническая и палеогеографическая обстановка состоящая из многочисленных структурно-фациальных районов с различными биотопами и осадками в палеогене Грузии является весьма благоприятным базисом исследований в этом направлении.

Излагаемые ниже результаты основываются на обширном материале, собранном во время полевых работ, из многочисленных послойно обследованных разрезов палеоцен-эоценовых и смежных с ними отложений разных структурно-морфологических и седиментационных зон Грузии. В пределах складчатой системы Большого Кавказа по методу нанопланктона были исследованы Гагра-Джавская и Местиа-Тианетская зоны. В пределах первой зоны изучены разрезы из Адлерской депрессии, представленные исключительно карбонатными породами (мергели и известковистые мергели) и из крайне южной периферийной части Западно-Абхазской подзоны погружения (известняки, карбонатные песчаники и мергели). На территории Местиа-Тианетской зоны исследованы палеогеновые отложения Садзегури-Шахветильского и Жинвали-Пховельского покровов Жинвали-Гомборской подзоны, представленные флишевыми и флишоидными образованиями.

В пределах Закавказской межгорной области изучены разрезы Гудаутского, Самурзаканского, Очамчирского, Кулевского и Одишского блоков западной молассовой зоны погружения, а также Окриба-Хреитская подзона Центральной зоны воздымания, вскрывающие преимущественно карбонатные породы палеоцена и эоцена.

В складчатой системе Малого Кавказа, где помимо карбонатных, терригенных и флишоидных комплексов, формировались довольно мощные вулканогенно-осадочные образования, изучены разрезы в пределах Северной и Центральной подзон Аджара-Триалетской зоны и Тетрицкаро-Асуретского блока Болнисской подзоны.

Закономерности распределения нанопланктона в вышеперечисленных разрезах позволили определить его систематический состав и разработать схему зонального расчленения палеоцен-эоценовых отложений. Определение диапазона стратиграфического распространения отдельных таксонов потребовало особо осторожный подход, так как ископаемая нанофлора под влиянием физических воздействий не могла всегда сохраниться в своем первоначальном виде. Для доведения до минимума ошибок по этой причине понадобилось знание биоценоза каждого вида, выявленных из палеоцен-эоценовых отложений Грузии. Были начерчены линии стратиграфического распространения отдельных видов из разных регионов мира (Bukry, 1971, 1973, ; Bystricka, 1969, 1973, 1979; Baldi-Beke, 1971, 1974, 1984; Bybell, Self-Trail, 1994; Dawoody, 1977; Decima et al, 1975; Edwards, 1973; Gartner, 1971; Haq, 1969, 1970, 1972, 1975, 1976; Haq et al, 1976, 1987; Kapellos, 1973; Levin, Joelger, 1967; Lasker, 1965, 1978; Martini, 1971, 1981; Perch-Nielsen, 1972; Prins, 1971; Romein, 1979; Thierstein, 1974; Wade et al., 1964; Wise, 1973; Aubry, 1996, 1983; Aubry et al., 2000; Berggren, 1998; Burnett, 1998; Lees, 2002; Ouda et Aubry, 2003; Кошкарлы, 1979; Андреева-Григорович, 1980; Богданович, 1980; Музылев, 1977, 1980; и др.) и сопоставлены расположив их рядом. Это дало возможность в определенной степени установить истинный уровень видообразования и вымирания отдельных таксонов (когда самые ранние появления и самые поздние исчезновения совпадали в нескольких далеко отстоящих друг от друга регионах Мира, включая Грузию). Сопоставление же отмеченных линий с таковыми Грузии позволило на исследуемой территории выделить три четко выраженные группы видов нанофосилий: появление или исчезновение 1-ой группы видов на территории Грузии соответствовало процессу видообразования или вымирания; появление или исчезновение второй совпало в нескольких аналогичных (в широтном отношении) с Грузией регионах (диахронные) и появление или исчезновение третьей группы на территории Грузии происходило несколько позже или раньше, чем в других регионах Мира. Такая

группировка видов наннопланктона дала некоторое представление о характере резких изменений в диаграммах эволюционных показателей нанофлоры Грузии. Так, например, когда в комплексах среди появившихся и исчезнувших видов преобладали виды 1-ой группы, изменения в развитии наннопланктона Грузии совпали с проявлениями глобальных процессов, преобладание видов 2-ой группы были связаны с климатической зональностью; преобладание же видов 3-ей группы происходило во время проявления провинциальных дифференциаций.

В палеоцен–эоценовых отложениях Грузии (27,5 млн.лет) было выявлено 277 видов наннопланктона. Устанавливается 262 появления и 162 исчезновения.

Для выполнения поставленной в работе цели были использованы эволюционные показатели таксономии с учетом следующих индексов: 1) разнообразие (Р), 2) показатель появления (Пп), 3) показатель исчезновения (Пи), 4) показатель диверсификации (Пд) и 5) показатель турновера (Пт) в комплексах биостратиграфических зон наннопланктона. Диаграммы были составлены по технике П.Рота (Roth, 1987), опирающиеся на стандартные методы вычисления. Промежутком времени является биостратиграфическая единица (зона или подзона) – Δt, где Δ=1/500000; Вычисление последних четырех индексов производилась по формулам

$$\begin{array}{l} 100\text{п} \\ \text{Пп} = \frac{\quad}{\text{Р}\Delta t} \end{array} \quad \begin{array}{l} 100\text{и} \\ \text{Пи} = \frac{\quad}{\text{Р}\Delta t} \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{Пд} = \text{Пп} - \text{Пи}; \\ \text{Пт} = \text{Пп} + \text{Пи}, \end{array}$$

Где П - % - ый состав соответствующего индекса в комплексе в течение Δt времени; п – количество появившихся видов в комплексе в течение Δt времени; и - количество исчезнувших видов в течение Δt времени; Р – общее количество характерных видов в биостратиграфической зоне (Δt). Здесь одинаково подсчитываются все виды, не зависимо от того, встречаются они во всей зоне или лишь в ее фрагментальной части. Виды, появляющиеся вблизи границы двух зон, относятся к верхней зоне; а исчезающие - к нижней зоне.

На графиках (рис. 1, 2, 3, 4) горизонтальная линия указывает на время (млн.лет), вертикальная – на процентный состав соответствующего индекса в комплексах зон или подзон, за исключением диаграммы показывающей количество видов. На рис. 1 приведены диаграммы показателей появления (сплошная линия) и исчезновения (пунктиром); на рис. 2 – приводится кривая видового разнообразия; на рис. 3 – кривая показателя диверсификации видов и на рис. 4 – кривая показателя турновера.

Графики для кампан-маастрихтской наннофлоры были составлены на основании материала, собранного как авторам этой работы (Гавтадзе и Мревлишвили, 2003; Gvartadze et al., 2010), так и Киласония (1988); для палеогена были использованы данные Т.Т.Гавтадзе (Гавтадзе, 1985, 1998, 2001, Гавтадзе и Мревлишвили, 2003) и И. П.Табачникова (Панова и др., 1984). По Графикам видно, что диаграммы эволюционных показателей наннофлоры позднего мела и раннего палеогена радикально отличаются друг от друга. Если в позднем мелу они характеризуются слабо выраженными колебаниями кривых и соответственно измеряются более низким уровнем, то в раннем палеогене колебание более резкое и интенсивное, соответствующее довольно высоким показателям.

В начале кампана на территории Грузии, вслед за субгерцинской орофазой, наступает трансгрессия (Адамия и др., 1964; Гамбашидзе, 1984), которая достигает своего максимума на рубеже кампан-маастрихта. Во флишевых бассейнах Грузии начинается накопление карбонатного флиша, а во всех остальных областях – литографских известняков пелагической фации. Кривая разнообразия видов в это время возрастает. Своего пика она достигает в раннем кампане, в пределах зоны *Aspidolithus parvus*. В вышележащей зоне *Calculites ovalis* показатель появления видов значительно падает, уступая место показателю их исчезновения. Соответственно падает и кривая разнообразия видов. На диаграмме эвстатических колебаний (UZA-4.1) Б.Хака (Наq et al., 1987) в зоне *Calculites ovalis* отмечается понижение морского уровня, что и нашло свое отражение в развитии наннопланктона.

С зоны *Ceratolithoides aculeus* до конца зоны *Quadrum trifidum* кривая разнообразия видов возрастает. В раннем кампане своего пика достигает и показатель турновера, затем сразу же падает (в зоне *Calculites ovalis*) и после этого постепенно повышается до конца кампана. В начале маастрихта все кривые эволюционных показателей снижаются примерно до его средней части. По всей вероятности, это связано с теми спадами уровней океанов, которые имели место в начале зон *Arkhangelskiella cymbiformis* и *Lithraphidites quadratus* на краткосрочной эвстатической кривой Хака и др. (Наq et al., 1987)

соответствующие циклам UZA-4.4, UZA-4.5. Между этими спадами намечается и повышение флуктуации морских вод, однако мелководный бассейн маастрихта Грузии не мог быть оптимальным для появления новых видов нанопланктона.

В позднем маастрихте тектонические движения, обусловленные ларамийской фазой складчатости, в областях Триалетского хребта и юго-восточной части Грузии сформировали внутриформационные конгломераты, сложенные гальками и породами меловых свит. Признаки древнеларамийского поднятия и размыва наблюдаются и на южном склоне складчатой системы Большого Кавказа, где во флише верхнего маастрихта развивается грубообломочная орбитоидная свита, которая соответствует нанопланктоновой зоне *Micula murus* (Гавтадзе, 2000). Вопреки регрессивному циклу этого времени, на диаграммах повышаются кривые показателей появления (в основном 3-ей группы), обновления и разнообразия видов, а показатель исчезновения равняется нулю. Исходя из этого можно допустить, что позднемаастрихтский бассейн Грузии в пределах времени существования зоны *Micula murus* имел связь с открытым морем, откуда и мигрировали появившиеся здесь виды.

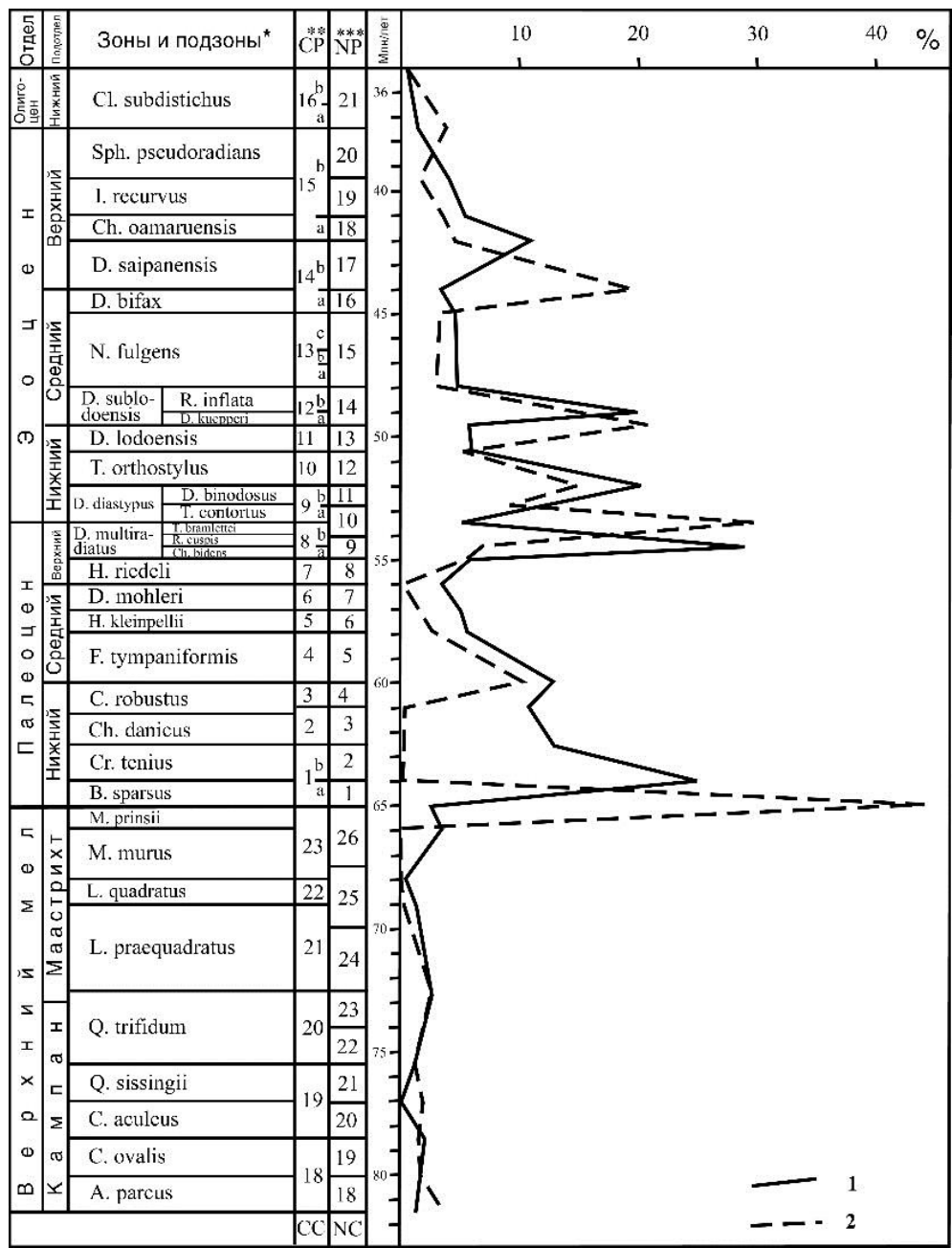


Рис. 1. Диаграмма показателя появлений (1) и исчезновений (2) видов в комплексах



Граница мела и палеогена за последние несколько десятилетий изучался особенно интенсивно. Существенным перестройкам в составе биоты и изменениям режима седиментации в этом интервале посвящены тысячи публикаций. Космический характер биосферного кризиса на этой границе уже никем не оспаривается, хотя ступенчатый характер элиминации некоторых групп организмов при подходе к этому рубежу очевиден. В конце зоны *Micula prinsii* вымирание мезозойского наннопланктона было внезапным. Резкий скачок показателей исчезновения (вымирания) видов и турновера, а также внезапное негативное падение показателя диверсификации и разнообразия видов на границе маастрихта и дания по своим масштабам затмила все драматические эпизоды мезозоя и кайнозоя.

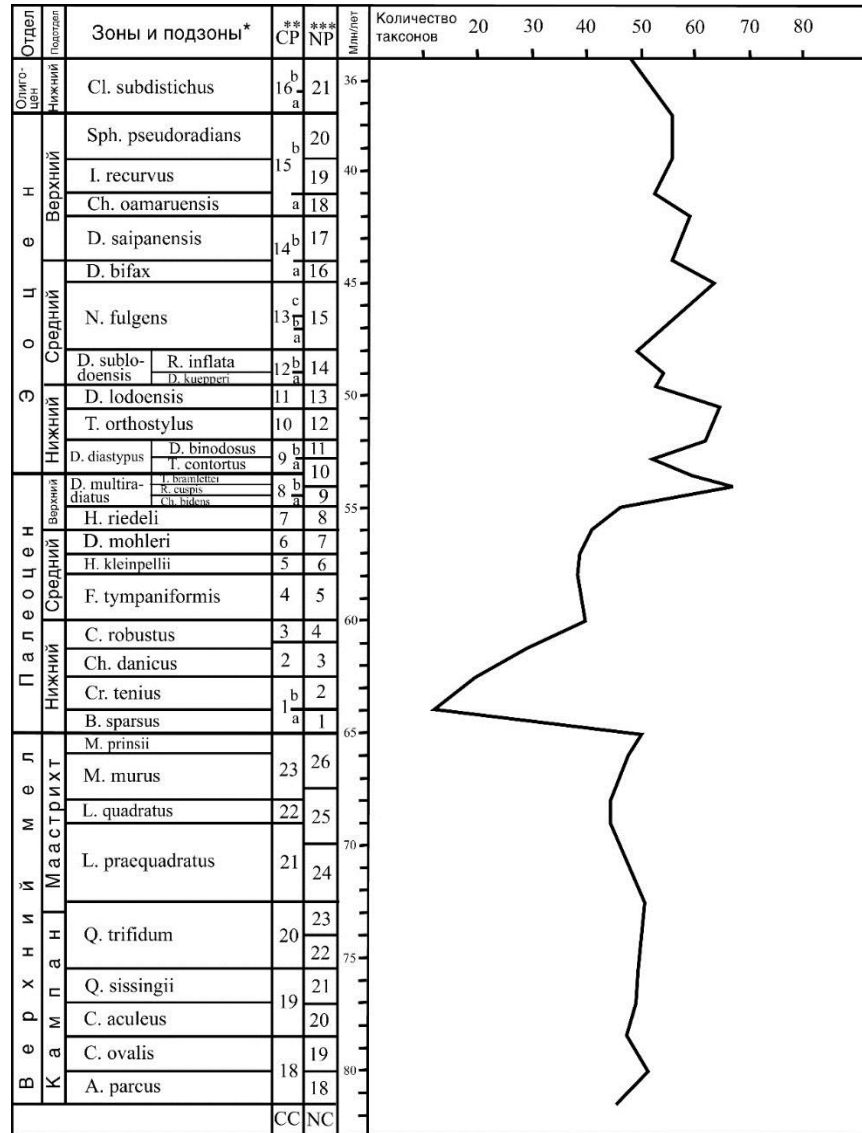


Рис. 2. Диаграмма показателя разнообразия видов в комплексах

В начале датского века наблюдается резкий скачок показателей появления и диверсификации. Разнообразие видов, которое подверглось резкому сокращению после маастрихтского времени, занимает здесь самый низкий уровень. Резко падает и кривая исчезновения, которая до конца датского века равнялась нулю. За счет последнего линия разнообразия активно возрастает до конца дания и затем вплоть до начала позднего палеоцена растягивается, не претерпевая существенных изменений. Кривые показателей появления видов и турновера в течение дата значительно падают, но у его верхней границы (в конце зоны *Cyclococcolithus robustus*), наряду с показателем исчезновения, делают резкий скачок, после чего вновь подвергаются падению до позднего палеоцена. Ввиду того, что в течение палеоцена (за исключением его

самой верхней части) количество появившихся видов преобладает над количеством исчезнувших, показатель диверсификации в течение всего этого времени находится в позитивном состоянии, более того, в интервале датского яруса, по своей величине он намного превосходит все позитивные уровни палеоцена и эоцена. Появление всех видов на этом промежутке времени совпадает с их видообразованием (1 группа).

В конце датского века, в зоне *Cyclococcolithus robustus* линии показателей исчезновения и turnovers резко поднимаются, создавая высокие пики. Среди исчезнувших видов 89% - из 1-ой группы, что указывает на глобальный характер данного turnovers. Подтверждением тому служит первый значительный понижение уровня Мирового океана в раннем палеогене (ТА-1.3) на краткосрочной эвстатической кривой Хака и др. (Наq et al., 1987) в конце зоны *Ellipsolithus macellus* (= *Cyclococcolithus robustus*). В это время проявляется и признаки местного характера, это – пик показателя появления, где 67% появившихся видов принадлежат к 3-ей группе. Несмотря на то, что трансгрессивное залегание датских отложений на более древних породах в пределах Грузии нигде не наблюдается, во флишевом бассейне Местиа-Тианетской зоны, в Жинвали-Пховельском покрове отложения верхнего дания (зона *Cyclococcolithus robustus*) с брекчия-конгломератами в основании продолжают слои верхнего маастрихта зоны *Micula murus* (Гавтадзе, 2000). Кроме того, по данным Ш.А.Адамия и др. (1964), в ущ. р. Турдо были найдены глыбы, переполненные морскими ежами датского возраста. Последний факт указывает на то, что в датском веке восточная часть Кахетинской суши была покрыта водой. Те же авторы отмечают, что к северу от западного флишевого бассейна, на Кубанском поднятии, описывается трансгрессия датского времени. Все вышесказанное дает основание допустить, что во второй половине дания имело место повышение уровня воды в водоемах Кавказа. Это отразилось и на кривой показателя появления видов.

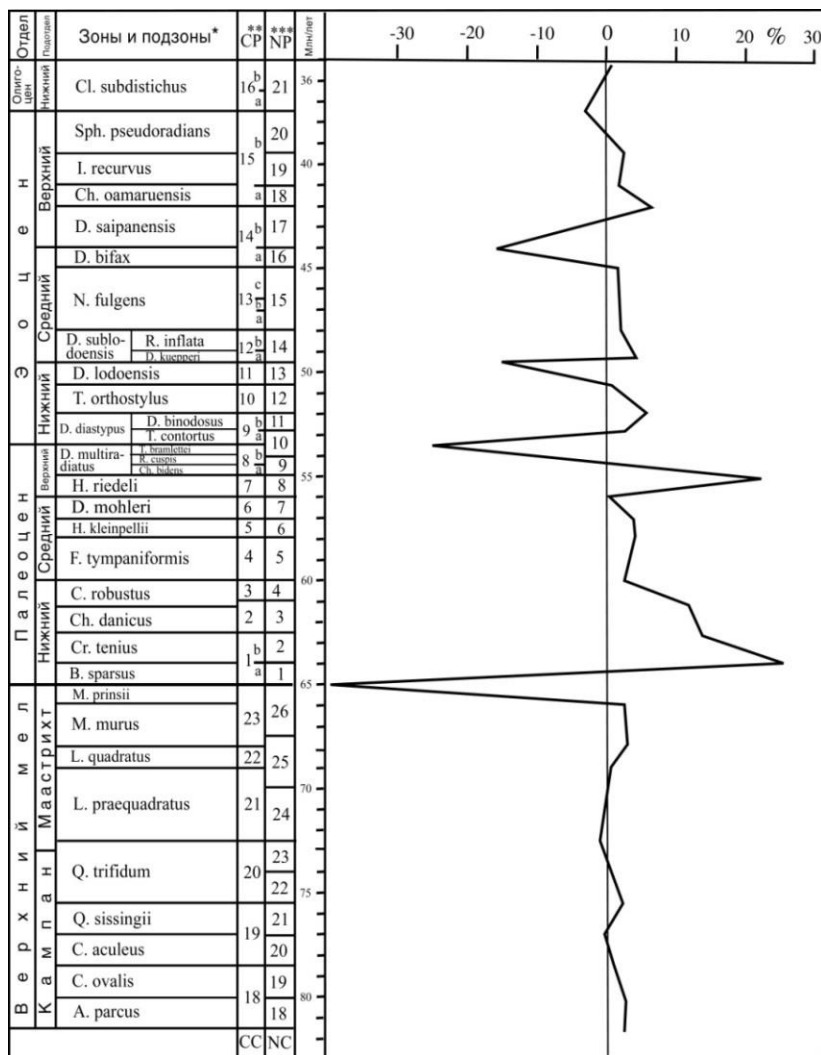


Рис. 3. Диаграмма показателя обновлений видов

Биосферный кризис, происходящий на границе палеоцена и эоцена, сопровождался существенной перестройкой таксономического состава как бентосных, так и планктонных групп биоты. Особенно чувствительными к этому кризису оказались млекопитающие, глубоководные бентосные организмы (фораминиферы, морские ежи, моллюски и др.) и наннопланктон. В течение кризисного интервала, помимо угасания видов, изменения в наннофоссилиях выразились и в появлении многочисленных короткоживущих форм. В это время значительно возрастает частота и резкость колебаний во всех кривых эволюционных показателей, образуя высокие пики с крутыми падениями. Своей резкостью особо выделяется пограничный период палеоцена и раннего эоцена, когда пики и промежутки между пиками и падениями на кривых по своим масштабам намного превосходят все другие изменения в кайнозое, уступая место таковым только на границе маастрихта и дания. Первые такие резкие скачки линии показателей появления и диверсификации видов делают в начале зоны *Discoaster multiradiatus* (в подзоне *Chiasmolithus bidens*) позднего палеоцена, способствующие образованию пика разнообразия в вышележащей подзоне *Rhomboaster cuspis*. В подзоне *Rhomboaster cuspis* всё ещё продолжает рост количество исчезающих видов и количество вновь появившихся; обуславливающие образование самого крупного в палеогене турновера; однако в конце зоны *Discoaster multiradiatus*, на границе палеоцена и эоцена он снижается; здесь круто падает и кривая показателя появления; наоборот, достигает своего максимального пика показатель исчезновения; образуется самый низкий, негативный уровень диверсификации.

Непосредственно во время проявления биосферного кризиса (в подзоне *Rhomboaster cuspis*) происходили крупные экстремальные события и во внешней среде:

1) начало кризиса и основание глобального негативного изотопно-углеродного сдвига – СІЕ почти синхронны; Исследования в различных регионах мира (Aubry et al., 2000; Aubry, 2001; Kahn, Aubry, 2004; Raffi et al., 2005; Aubry et al., 2007 и др.), показали существование короткоживущих наннофоссилий группы *Rhomboaster-Discoaster araneus* (RD), распространение которых ограничено интервалом СІЕ. Ими являются *Discoaster araneus*, *D. anartios*, *Rhomboaster calcitrapa*, *R. Cuspis*, *R. spineus* – характерный комплекс для подзоны NP9b зоны *Discoaster multiradiatus* (NP9) в разрезе Дабабая, принятого в качестве GSSP нижней границы эоцена (Aubry et al., 2007). Сопоставляя разрезы палеоцен-эоценовых отложений Грузии (Адлерская депрессия, с. Ачандари, с. Джгали, р. Чанисцкали, р. Гуджарула вдоль дороги Боржоми-Цагвери) с разрезом GSSP Дабабая, показало полное соотношение между подзонами NP9b (GSSP Дабабая) и *Rhomboaster cuspis* (разрезом Крымско-Кавказского региона). Можно с большой долей уверенности считать, что проявления СІЕ совпадает с нижней границей подзоны *Rhomboaster cuspis* зоны *Discoaster multiradiatus* Грузии. Кроме таксонов наннофоссилий группы RD, комплекс подзоны *Rhomboaster cuspis* также содержит все виды, которые были выявлены в интервале СІЕ разреза Дабабая (*Coccolithus subpertusus*, *Discoaster helianthus*, *D. multiradiatus*, *D. lenticularis*, *Fasciculithus tympaniformis*, *F. shaubii*, *F. liliana*, *Semihololithus karabyi*).

2) негативное СІЕ сопровождалось наиболее ярко выраженным глобальным потеплением т.н. “палеоцен-эоценовым термальным максимумом” (PETM). В полных разрезах палеоцен-эоценовых отложений Грузии подзона *Rhomboaster cuspis* начинаются со слоев сапропелита. Аналогичные прослои на этом же стратиграфическом уровне были установлены во многих разрезах Северо-Восточного Пери-Тетиса [Музылев, 1994]. В разрезах Северо-Восточного Пери-Тетиса отложение сапропелита, в подошве зоны *Rhomboaster cuspis*, совпадает с термальным максимумом начала эоцена (PETM), во время которого зафиксирован резкий изотопный сдвиг  $\delta^{13}C$ . ([Гаврилов, Щербина, 2004, Gavrilov et al, 2000]). В отложениях позднего палеоцена – раннего эоцена разреза Хеу, помимо карбонатных микроорганизмов, из тех же образцов были изучены кремневые – диатомеи, силикофлагеллаты и радиолярии, а также органикостенный микрофитопланктон (Radionova et al, 2009). Интервал СІЕ -PETM - для всех этих групп характеризуется стрессовыми комплексами: появляются группы коротко живущих видов (группа RD по наннопланктону, *Hemiaulus proteus* по диатомеям, *Apectodinium augustum* и *Glaphyrocysta sp.* В по диноцистам), уровнями с монодоминантными ассоциациями (асме *Apectodinium* по диноцистам или *Coscinodiscus denarius* по диатомеям).

3) флуктуации уровня Мирового океана на краткосрочной эвстатической кривой Хака и др. (Наг et al., 1987) соответствующие циклам TA2.2, TA2.3 и TA2.4, связаны со второй половиной наннопланктонной зоны NP9. Они по своей скорости и резкости не имеют аналогов в течение всего мезо-кайнозоя. При первом крупном эвстатическом понижении уровня моря в цикле TA2.2, которое длилось менее чем 500000 лет, отступление береговой линии было примерно на 120 м ниже ее современного положения;

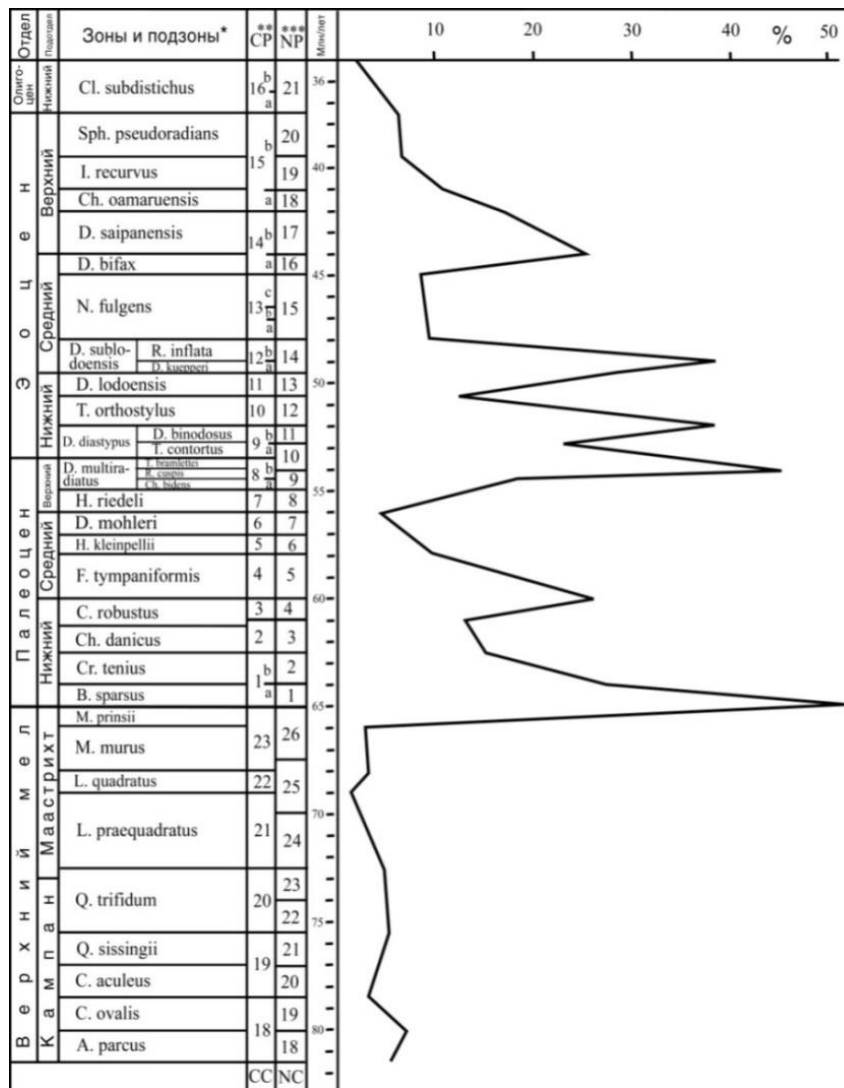


Рис. 4. Диаграмма показателя турновера видов

4) Анализ глобального движения литосферных плит в Кайнозое показывает, что во время сближения Евразийского и Африканского континентов, которое происходило постоянно, было два ускоренных импульса: в эоцене и плиоцен-четвертичное время. Каждый из этих импульсов характеризуется вспышками магматизма по окраине Евразийского континента (Гамкрелидзе, 1977), создавшим особый режим для внешней среды. Возобновление вулканической активности на Кавказе начинается на границе палеоцена и эоцена. В Артвини-Болнисской зоне, в ущ. р.р. Храми и Алгети на разных уровнях флиша наблюдается наличие двух эффузивных дацитовых толщ, нижняя из которых приурочена к верхней части верхнего палеоцена, а верхняя – к нижней части нижнего эоцена (И.В.Качарава, 1964; Микадзе, Беридзе, 1960). В нижней части туфогенно-осадочной толщи астаринской свиты Талышской складчатой системы Азербайджана установлена зона *Acarinina acarinata* верхнего палеоцена, которая является синхронной наннопланктонной зоне *Discoaster multiradiatus*, а в самой верхней части – зоне *Globotruncana subbotinae* нижнего эоцена (Халилов, Мамедов, 1984). Таким образом, трансгрессия (цикл ТА2.1), внезапное повышение температуры и карбонатакопление, обусловили необычную вспышку теплолюбивых форм внутри зоны *Discoaster multiradiatus*. Крупное эвстатическое понижение уровня моря (цикл ТА2.2) и отступление береговой линии примерно на 120 м ниже ее современного положения вызвало в конце подзоны *Rhombaster cuspis* высокий скачок степени вымирания видов-Пи и резкий спад видообразования-Пп. Хотя высокий показатель последнего к концу подзоны *Rhombaster cuspis* все еще сохраняется за счет появившихся неординарных короткоживущих форм в условиях палеоцен-эоценового термального максимума –

РЕТМ, который вероятно являлся синхронным эвстатической трансгрессии цикла ТА2.2. Именно в этот период кайнозоя разнообразие наннофоссилий достигает своего максимума (рис. 2).

5) Коллизия Евразийского континента с Индостанским субконтинентом по мнению многих исследователей (Williams, 1986; Clyde, Khan, 2000 и др.) совпадает с терминальным палеоценом и началом эоцена.

Несмотря на то, что регрессию цикла ТА2.2 сразу же сменила очень быстрая и довольно мощная трансгрессия, многие регионы территории Грузии (Жинвали-Гомборская подзона Местиа-Тианетской зоны и основная часть Грузинской глыбы) оставались сушей в течение наннопланктонных зон *Rhombaster cuspis*, *Tibrachiatus bramlettei* и *Tibrachiatus contortus*. Судя по диаграмме Хака и др. (Наq et al., 1987), в течение кайнозоя уровень морей и океанов достиг своего максимума в ипрском веке; пик этого явления на длинно- и краткосрочных эвстатических кривых выражен в циклах ТА2.5, ТА2.6, соответствующих зонам NP11, NP12. В это время часть суши территории Грузии, в том числе и Жинвали-Гомборской подзоны, покрывается водой. Расширение в акваториях морей и океанов ареалов глубоких вод и теплый климат во время развивающейся трансгрессии раннего ипра создали благоприятные условия для расцвета наннопланктона. Рост видообразования проявлялся в глубоко- и мелководных, а также в тепло- и холодно-водных формах. Помимо видообразования, в подзоне *Discoaster binodosus* возрастает и степень исчезновения видов. Однако, рост исчезновения произошел за счет видов с диахронными биоявлениями, которые в Крымско-Кавказской области исчезли намного раньше, чем в других регионах Тетиса. Повышение уровня морей во время раннеипрской трансгрессии хорошо выражено в водоемах Малого Кавказа и на южной периферии Гагра-Джавской зоны. Углубление моря с подзоны *Discoaster binodosus* происходило и в бассейнах Местиа-Тианетской зоны. Однако, на основе фактического материала, собранного нами из многочисленных разрезов, оказалось, что на всей территории Закавказской межгорной области (за исключением крайне северной части Одишского блока западной молассовой зоны погружения), во второй половине раннего и в начале среднего эоцена имел место перерыв в осадконакоплении, максимальный диапазон которого охватывает интервал с подзоны *Discoaster binodosus* зоны *Discoaster diastypus* до подзоны *Discoaster kuepperi* (включительно) зоны *D. subblodoensis*, а минимальный - зон *Tibrachiatus orthostylus* и *Discoaster lodoensis* (Гавтадзе, 1998). Следует отметить, что перерыв в осадконакоплении этого времени имело место не только в Закавказской межгорной области, но и в других регионах Крымско-Кавказской области (Музылев, 1977, 1980; Богданович, 1980). Одновременное углубление бассейнов морей и быстрое расширение площади суши в условиях эвстатической трансгрессии могли вызвать лишь тектонические явления. По-видимому, образование единого тылового прогиба во время палеогенового погружения северной части Грузинской глыбы и южной периферии Гагра-Джавской зоны (Гамкредидзе, 1969) происходило, начиная с зеландского яруса и длилось до конца лутета. Параллельно, с юга происходило поднятие Закавказского межгорного массива, сопровождающееся изменениями в рельефе и образованием кратковременных перерывов в осадконакоплении типа диастем. Тектонические движения и реконструкции рельефа, по-видимому, создавали климатические условия, способствовавшие одновременно как росту видообразования, так и вымиранию видов.

Наступление регрессии в конце зоны *Discoaster diastypus* (в подзоне *Discoaster binodosus*), первые признаки которой проявляются в южной части Окриба-Хреитской подзоны отразилась на кривой показателя исчезновения. После резкого спада в подзоне *Tibrachiatus contortus* он вновь резко поднимается вверх и в конце отмеченной зоны достигает своего пика. Среди исчезнувших видов здесь преобладают виды 3-ей группы и в меньшей степени – 2-ой группы. Высокие показатели как исчезнувших, так и появившихся видов, способствовали образованию пика турновера. Однако, так как на этом уровне количество появившихся намного превосходит количество исчезнувших видов, то в течение биохронозоны *Tibrachiatus orthostylus* разнообразие видов довольно высокое, а показатель диверсификации занимает позитивный уровень.

В конце раннего эоцена (в зоне *Discoaster lodoensis*), когда суша занимала обширную площадь Закавказской межгорной области, исчезновение видов вновь достигает своего пика. Довольно низко опускается линия разнообразий и показатель обновлений. На шкале эвстатических колебаний – Б.Хака с соавторами (Наq et al., 1987) один из самых крупных падений уровня воды в морях приходится на этот период.

В среднем эоцене на территории Закавказской межгорной области проявляются признаки наступления трансгрессии. В начале зоны *Discoaster subblodoensis* в подзоне *Discoaster kuepperi* водой покрывается южная часть Окриба-Хреитской подзоны, затем, в подзоне *Rhabdosphaera inflata* – ее северная часть, и лишь с зоны *Nannotetrina fulgens* море наступает на западную молассовую зону погружения. После

этого до низов зоны *Discoasterbifax* в Закавказской межгорной области осаждаются глубоководные осадки - зеленые мергели, содержащие только планктон. Наступление трансгрессии и повышение активности вулканических явлений способствовали внезапному скачку линий показателей появления и обновления в подзоне *Discoasterkuepperi* зоны *Discoastersubloidoensis*. В свою очередь падает количество исчезнувших видов, достигая нижнего предела в конце зоны *Discoastersubloidoensis* (в подзоне *Rhabdosphaera inflata*). Вследствие этих изменений внутри отмеченной зоны проявляется пик турновера. Среди появившихся видов на данном этапе в абсолютном большинстве преобладают виды 2-ой группы, что является отражением событий, происходивших вокруг исследуемой территории в среднем эоцене. В это время, в Северо-Восточном Перитетисе возобновляют свою активность вулканические деятельности. Геодинамическая модель, принятая для палеоцен – эоценового периода развития Кавказа, подразумевающая наличие падающей на север зоны субдукции и поднятие мантийного диапира в области рифтовых трогов, характеризует активную окраину. От окраины западнотихоокеанского типа ее отличает главным образом отсутствие обширной океанической области. (Адамия, 1989; Адамия и др., 1977; Адамия и др., 2000).

Рифтогенез продолжается и в течение всей биохронозоны *Nannotetrina fulgens*. Это обусловило более стабильную среду развития нанофлоры, что и вызвало падение показателей появления и исчезновения к концу зоны *Discoastersubloidoensis* и растягивание их без изменений в течение биохронозоны *Nannotetrina fulgens*, а также незначительных изменений в показателях турновера и диверсификации. Своего пика в это время достигла линия разнообразия.

Вследствие наступления регрессии в конце биохронозоны *Discoasterbifax* в восточном Перитетисе, в пределах Грузии увеличивается объём суши, показателем чего является наличие брекчий, конгломератов, гипса и растений в дабаханских слоях Аджара–Триалетии и в гипсоносных слоях илдоканской свиты южного склона Большого Кавказа. Кроме того, на размытой поверхности среднего эоцена часто трансгрессивно залегают лиролеписовые мергели эгрисской свиты. В ассоциации нанопланктона этой свиты (зона *Discoastersaipanensis*) иногда с меловыми, палеоценовыми и нижнеэоценовыми переотложенными видами встречаются и среднеэоценовые, в том числе и виды зоны *N. fulgens*. В это время резко сокращается область активного вулканизма. В связи с прекращением действия термального диапира рифтогенез прекращается как в акватории Черного моря, так и в восточной части Черноморско–Аджара–Триалетского рифта, где наступает режим сжатия и дифференцированных движений, являющихся отражением движений наиболее ранней Триалетской фазы пиренейской тектонической эпохи. Движения, связанные с Триалетской фазой, проявились и в Севано–Акеринской зоне и в Закавказской межгорной области, а также в восточной части южного склона Большого Кавказа (Гамкрелидзе, 1984 ).

Происходящие события, вызванные движениями Триалетской фазы, четко отразилось на развитии нанопланктона. В зоне *Discoasterbifax* резко поднимаются кривые показателей исчезновения и турновера, образуя последние драматические пики в палеоцен–эоцене. Резко падает и кривая показателя диверсификации, занимая довольно низкий, негативный уровень. Падает и количество разнообразий.. Среди исчезнувших здесь видов, преобладают виды 2-ой и 3-ей группы. Эвстатическая трансгрессия цикла ТА3.5 в начале зоны *Discoaster saipanensis* обусловила восстановление связи бассейнов Гагра–Джавской зоны и Закавказской межгорной области с бассейнами Аджара–Триалетской и Местиа–Тианетской зон. В это время наблюдается рост показателей появления и диверсификации. Резко падает линия исчезновения, снижается и показатель турновера.

Биосферный кризис на границе эоцена и олигоцена происходил на фоне начинающейся межконтинентальной коллизии и глобального похолодания. В пределах Кавказа произошло полное закрытие океана Тетис. В результате инверсии, на месте доолигоценового задугового бассейна Большого Кавказа и Аджара–Триалетской зоны образовались складчатые (fold-thrust) горные пояса, а на месте разделяющих их твердых платформенных блоков (Грузинская и Артвини–Болнисская глыбы) появились предгорные молассовые впадины Закавказья (Adamia et al., 2010). Пирнейские движения в конце эоцена охватили более обширную область. Утихают позднеэоценовые вулканические извержения продолжающиеся лишь в пределах Ахалцихской депрессии и Аджарии (Дзоценидзе, 1964). Результаты исследований П.М.Хучуа (1969) показали, что все слои в этом регионе, залегающие выше туфогенной толщи среднего эоцена, содержат первичный пирокластический материал, количество которого убывает в восходящем разрезе и, наконец, совершенно исчезает перед накоплением слоев с *Pectunculus obovalis* нижнего олигоцена. На Большом и Малом Кавказе, а также и на Эльбурсе к этому времени заканчивается накопление флишевых и карбонатных формаций. Большинство горных хребтов Центрального, Восточного и Северного Ирана поднимаются выше уровня моря и разделяются большими межгорными бассейнами



(Гамкрелидзе, 1984). В синколлизонных бассейнах образовались регрессивные отложения, приуроченные к крыльям крупных антиклиналей. В северной части Аджара-Триалетского бассейна отлагаются мощные пачки кварцевых песчаников и конгломератов с гальками гранитов. В бассейне Южного склона Большого Кавказа образовались свиты глыбовых брекчий. Новопиренейская фаза полностью охватила вторую половину позднего эоцена и в период наибольшей ее активности произошло олистостромообразование (Мревлишвили, 1978; Майсадзе, 1999). Согласно наннопланктону, олистостромы Местиа-Тианетской зоны (так же как глыбобрекчии мацестинской свиты Гагра-Джавской зоны) образовались в терминальном эоцене, в зоне *Sphenolithus pseudoradians*, на которой и заканчивается осадконакопление в Жинвали-Гомборской подзоне Местиа-Тианетской зоны. Во всех структурно-фациальных областях Грузии со второй половины позднего эоцена резко сокращается численность доминирующих до этого позднеэоценовых видов, особенно глубоководных и тепловодных: дискоастров, сфенолитов, хиасмолитов, ретикулофенестров, геликосфер и торокосфер. На границе эоцена и олигоцена большинство из них вымирает. Характерными видами становятся плаколиты и мелководные гетеролиты: *Orthozygus aureus*, *Clathrolithus spinosus*, *Lanternithus minutus*, *Corannulus germanicus* и др., указывающие на обмеление бассейна и понижение температуры. В пределах задугового бассейна Большого Кавказа осадконакопление прекращается.

Подводя итоги, можно сделать вывод, что последовательность изменений во внешней среде как глобального, так и местного характера, нашла свое отражение в развитии наннопланктона Кавказа. Периоды орогенных фаз, эвстатических регрессий и прекращения вулканической деятельности абсолютно совпали с пиками показателей турноверов, исчезновения видов и низких негативных уровней диверсификации. Времена тектонических растяжений, трансгрессии и начала вулканической активности в точности отвечают временам высоких скачков показателей появления, диверсификации и разнообразия.

## Литература

- Адамия Ш. А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. (1977). Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 4. С. 88-103.
- Адамия Ш. А. 1989. Палеотетис, мезотетис, неотетис – разные океаны или этапы развития Тетиса? // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тр. ГИН. Нов. сер. Вып. 99. Тбилиси: Мецниереба. С. 18-49.
- Адамия Ш.А., Алпаидзе В., Чабукиани А.О. (2000). Геотектоника // Тбилиси: Изд-во ТГУ. 283 с. (на груз. яз.)
- Адамия Ш.А., Бендукидзе Н.С., Булейшвили Д.А., Гамкрелидзе П.Д., Зесашвили В.И., Качарава И.В., Лалиев А. Г., Нуцубидзе К.Ш., Цагарели А.А., Челидзе Г.А., Эристави М.С. (1964). История геологического развития // Геология СССР. Т. X. Ч. 1. Грузинская ССР. С. 503-558.
- Андреева-Григорович А.С. (1980). Зональное деление палеогеновых отложений Бахчисарая по наннопланктону // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ. С. 52-60.
- Ахметьев М. А. (2004). Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое // Тр. ГИН Вып. 565. М.: Наука. С. 463-492.
- Богданович Е.М. (1980). Зональная стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Северного Причерноморья по наннопланктону // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ. С. 61-68.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. (2004). Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Тр. ГИН Вып. 565. М.: Наука. С. 493-531.
- Гавтадзе Т. Т. (1985) Наннопланктоновые комплексы палеоцена Абхазии. Изв. АН СССР, Сер. геол. №2, с.53-58
- Гавтадзе Т. Т. (1998). Наннопланктон палеоцен-эоценовых отложений Грузинской глыбы и его биостратиграфическое значение // Тр. ГИН АН Грузии, Тбилиси, С. 92-100.
- Гавтадзе Т. Т. (2000). Сравнительная биостратиграфия палеогенового флиша по наннопланктону южного склона Большого Кавказа и центрального сегмента Аджара-Триалетской складчатой зоны. Фонды ГИН АН Грузии. Тбилиси. 43 с.
- Гавтадзе Т. Т. (2002). Биостратиграфия флишевых и вулканогенных отложений палеоцена и эоцена центрального сегмента Аджара-Триалетской складчатой зоны по наннопланктону // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 117. С. 592-505.

- Гавтадзе Т.Т. и Мревлишвили Н.И. (2003). Биостратиграфия палеогенового флиша Местиа Тианетской зоны по нанопланктону. // Тр. ТГУ, #355, Тбилиси, С.76-108.
- Гамбашидзе Р.А. (1984). История геологического развития Грузии в поздне меловую эпоху // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 82. 110 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1969). Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы // Геотектоника. 4. С. 72-84.
- Гамкрелидзе И.П. (1977). Модели геодинамической эволюции Кавказа // Геотектоника. 5. С. 125-126.
- Гамкрелидзе И.П. (1984). Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 86. С. 105-184.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. // Тбилиси: Изд-во АН СССР. 407 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1964). Эффузивных образования // Геология СССР. Т. X. СССР. Ч. 1. М.: Недра. С. 387-453.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. // М.: Недра. 343 с.
- Илич М. (1967). Вулканогенно-осадочные фации в миоценовых бассейнах Сербии // Карпато-Балканская геол. ассоц. У111 конгр. Доклады. Геотектоника. Белград. С. .
- Качарава И.В. (1964). Стратиграфия палеоцена // Геология СССР. Т. X. СССР. Ч. 1. С. 183-212.
- Киласония Э.Д. (1988). Поздне меловые коколитофориды Триапетского хребта и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 107. С. 87.
- Кошкарлы Р.О. (1979). Стратиграфия эоценовых отложений Северо-Восточного борта предмалокавказского прогиба по нанопланктону // Автореф. кандид. дисс. Баку. 21 с.
- Куденко А.А., Стеценко В.П. (1963). К вопросу о роли вулканизма в формировании осадочно-эффузивных и осадочных толщ // Тр. лабор. палеовулк. Казахстанский гос. универ. Вып. 56(1). С. .
- Майсадзе Ф.Д. (1999). Палеогеография и геологическое развитие Грузии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.111. С. 214.
- Микадзе Г.А. (1960). Петрография палеоценовых вулканических образований Тетрицкаройского района // Сообщ. АН СССР. Т. XXIV. № 3. С. .
- Микадзе Г.А., Беридзе М.А. (1960). О палеоцен-нижнеэоценовом кислом вулканизме Тетрицкаройского района (Юго-Восточная Грузия) // Тр. 2-ой Закавказ. конф. Баку. С. .
- Мревлишвили Н.И. (1997). Геология Грузии. // Тбилиси: Изд-во ТГУ. 204 с. (на груз. яз.)
- Музылев Н.Г. (1977). Значение нанопланктона для зонального расчленения палеогена Юга СССР // Вопр. микропал. Вып. 19. С. 104-114.
- Музылев Н.Г. (1980). Стратиграфия палеогена Юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым). // М.: Наука. С. 95.
- Музылев Н.Г. (1994). Последовательность геологических событий в раннем Перитетиса. Биостратигр. нефтегазоносных бассейнов // Тез. докл. С-Пб. С. 67-68.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О. (1996). Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, С.117-126.
- Панова Л.А., Малигонова Е.Ю., Табачникова И. П. (1984). Миоспоры и наннопланктон эоцен-олигоценых отложений северного борта Ахалцихской депрессии. // В сб. Споры и пыльца в отложениях фанерозоя / Л., Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 327, с. 74-94.
- Ронов А.Б. (1959). К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы // Геохимия. № 5. С. .
- Страхов Н.М. (1963). Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли // М.: Госгеолтехиздат. с.
- Халилов Д.М., Мамедов Л.Д. (1984). Зональное подразделение палеогеновых отложений Азербайджана (филогения видового состава ряда важнейших родов фораминифер). Баку: ЭЛМ, С.
- Adamia, Sh., Alania, V., Chabukiani, A., Chichua, G., Ehlukidze, O. & Sadradze., N. (2010). Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus): a review. // The Geological Society of London, 340, 239-259.
- Aubry M.-P. (1996). Towards an Upper Paleocene–Lower Eocene high resolution stratigraphy based on calcareous nannofossil stratigraphy, Israel J. Earth Sci. 44 239– 253.
- Aubry, M.P. (1983). Biostratigraphie du Paleogene Epicontinental de L'Europe du nord-Ouest. Etude Fondée sur les Nannofossiles calcaires // Docum. Lab. Geol. Lyon, N 89, 317 p.

- Aubry M.-P. (2001). Provincialism in the photic zone during the LPTM, in: A. Ash, S. Wing (Eds.), *Climate and Biota of the Early Paleogene*, // International Meeting, Powell, Wyoming, , p. 6.
- Aubry M.-P., Cramer B.S., Miller K.G., Wright J.D., Kent D.V., Olsson R.K. (2000). Late Paleocene event chronology: unconformities, not diachrony // *Bull. Soc. Ge'ol. France* 171 (3) 367– 378.
- Aubry, M.P., Ouda, Kh., Dupuis, Ch., Berggren, W.A., Van Couvering, J. and the members of the Working Group on the Paleocene/Eocene boundary. (2007). The global stratotype section and point (GSSP) for the base the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*, Vol.30, no 4 p. 271-286.
- Aubry M.-P., Requirand C., Cook J. (2000). The Rhomboaster–Tribrachiatus lineage: a remarkable succession of events from 55.5 to 53.2 Ma, *GFF* 122, P. 15– 18.
- Aubry, M.P., Thiry, M., Dupuis, C., Berggren, W.A., 2005. The Sparnacian deposits of the Paris Basin: A lithostratigraphic classification. *stratigraphy*, vol. 2, no. 1, pp. 65-100
- Baldi-Beke M. (1971). The Eocene nannoplankton of the Bakony Mountains, Hungary // *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary*. 54(4). P. 13-34.
- Baldi-Beke M. (1974). Acsbrendeki Tuakesmajor II. szamu bauxitlencseben vizsgalata // *Foldt. Kozl.* 104. P. 446-457.
- Baldi-Beke M. (1984). The nannoplankton of the Transdanubian paleogene formations // *Geolog. Hungarica. Ser. Paleontol.* 43. 307 p.
- Berggren W. A., Lucas S.G., Aubry M.P. (1998). Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic evolution // *Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records/ Eds. M.P. Aubry, S.G. Lucas, W. A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, P. 1-36.*
- Bown P.R., Lees J.A., Young J.R. (2004). Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time, in:// H.R. Thierstein, J.R. Young (Eds.), *Coccolithophores—From Molecular Processes to Global Impact*, Springer-Verlag, Berlin, , pp. 481– 508.
- Bukry D. (1971). Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean // *Trans. San Diego Soc. Natur. Hist.* V. 16. N. 17. P. 303-328.
- Bukry D. (1973). Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific. *Leg 16. DSDP Init. Rep. Deep Sea Drill Proj.* V. 16. P. 653-711
- Bukry, D., Douglas R., Klieg, S & Krasheninnikov, V. (1971); Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific Ocean. // *Initial Rep. Deep Sea drill. Proj.*, 6, P.1253-1300
- Burnett J. (1998). Upper cretaceous // In: *Calcareous Nannofossil biostratigraphy* (ed. Bown P.R.). *British Micropaleontological Society Publication Series* // Chapman et Hall. Kluwer Academic Publishers. London. p. 132-199.
- Bybell L.M., Self-Trail J. (1994). Evolutionary, Biostratigraphic, and Taxonomic study of calcareous Nannofossils from a Continuous Paleocene-Eocene Boundary Section in New Jersey // *Un. St. Govern. Print. Office. Washington.* 36 p.
- Bystricka H. (1969). Les Discoasterides du Paleogene des Karpates Occidentales // *Acta Geol. et Geogr. Comen. Geol.* No. 17. P. 175-242.
- Bystricka H. (1973). Paleozene nannoplankton – zonen in der Slovakischen Teil der Westkarpaten // *Geolog. Zborn. Geol. Karpatica.* V. 24. N. 2. P. 375-384.
- Bystricka H. (1979). Rupelian in the Banska Bystrica Basin // *Geolog. Zborn. Geol. Karpatica.* V. 30. N. 1. P. 109-122.
- Clyde W.C., Khan I. H. (2000). Tectonic and biogeographic implications Ghazij Formation (Lower Eocene), Baluchistan Province Pakistan. // *GFF*, vol. 122- 1, P. 34-35.
- Cramer B.S., Aubry M.P., Miller K.G. et al. (1999). An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogic record of the Latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 174 AX // *Bull. Geol. Soc. France.* Vol. 170, N 6, P.883-897.
- Dawoody A.E. (1977). Micro and nannopaleontology of the Paleocene Lower Eocene succession in Gebel al Tair, Kharga Oasis, Egypt // *Riv. Ital. Paleont.* V. 83. N. 4. P. 825-868
- Decima F.P., Roth P.H., Todeso L. (1975). Nannoplankton Calcareous old Paleocene e dell' Eocene de la Serione di Possagno // *Scveizerische Paleontolog. Abh.* V. 97. P. 35-55.
- Edwards A.R. (1973). Calcareous nannofossils from the South-West Pacific. *DSDP. Leg. 21. IRDSDP.* V. 21. P. 641-691.
- Gartner S. (1971). Calcareous nannofossils from the doides Black Platean cores, and revision of Paleogene nannofossil zonation – *Tulane Studies in Geol. and Paleont.* N. 8(3). P. 101-121.

- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylöv N., 2000. A Paleogene sequence in central North Caucasus: A response to paleoenvironmental changes : «Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics» GFF, v. 122 , p.51-53.
- Gavtadze T.T. (1992). Paleogene Nanoplankton Stratigraphy of Georgia // *Memor. di Scien. Geol.* V. XLIII. P. 163-170.
- Gavtadze T., Mikadze Kh., Chkhaidze Z. (2010) Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Upper Cretaceous flysch sediments of the Mestia-Tianeti Zone of the Greater Caucasus Fold System. *Geologica Balcanica*. XIX Congress of the CBGA. Abstr. Vol. 39, 1-2. Sofia. P. 123-124
- Haq B.U. (1969). Studies on Upper Eocene calcareous nannoplankton from NW Germany // *Stock. Cont. Geol.* V. 18. N. 2. P. 13-17.
- Haq B.U. (1970). The structure of Eocene coccoliths and Discoaster from a Tertiary Deep Sea core in the Central Pacific // *Stock. Cont. Geol.* V. 21. P. 1-20.
- Haq B.U. (1972). Evolutionary rates in Cenozoic calcareous nannoplankton // *Stock Contr. in Geology.* V. XXV. P. 144-158.
- Haq B.U. (1975). Paleogene calcareous nanoflora. Pt. 4. Paleogene nannoplankton biostratigraphy and evolutionary rates in Cenozoic calcareous nannoplankton // *Stock. Cont. Geol.* V. 25. P. 129-158.
- Haq B.U. (1976). Coccoliths in cores from the Bellingshanesen abyssal plain and Antarctic continental Pisc. DSDP. Leg. 35. IRDSDP. V. 35. P. 557-567.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vall P.R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // *Science.* V. 235 (10). P. 1156-1167.
- Haq B.U., Lohman G.P. (1976). Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean // *Marina Micropal.* V. 1. P. 119-194.
- Haq B.U., Lohman G.P. & Wise S.W. (1976). Calcareous nannoplankton biogeography and its paleoclimatic implications: Cenozoic of the Falkland Plateau (DSDP Leg 36) and Miocene of the Atlantic Ocean. // *Initial Reports of the DSDP.* 36, P. 745-759.
- Hoffman A., Kitchell J.A. (1984). Evolution in a pelagic planktic system: A paleobiologic test of models of multispecies evolution // *Paleobiology.* 10. P. 9-33.
- Kahn A., Aubry M.-P., Provincialism associated with the Paleocene/ Eocene Thermal Maximum: temporal constraint, *Mar. Micropaleontol.* 52 (2004) 117–131.
- Kapellos C. (1973). Biostratigraphie des Gurnigel Flysches // *Schweiz Paleontol. Abh.* B. 96. P. 1-128.
- Karig D.E. (1971). Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // *Jour. Geophys. Res.* V. 76. N 11. P. 2542-2561.
- Lasker H.R. (1968) The measurement of taxonomic evolution: Preservational consequences // *Paleobiology.* V. 4. P. 135-149.
- Lees J. (2002). Calcareous Nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean // *Cretaceous research* 23. Published by Elsevier Science Ltd. P. 537-634.
- Locker V.S. (1965). Coccolithoporiden aus Eocan schollen Meklenburgs // *Geol. journ.* V. 14. No. 10. P. 1133-1284.
- Locker V.S. (1972). Coccolitenaus Paleogen Mitteleuropas // *Paleont. Abh. Abt. B. Palaobot.* V. 3. No. 5. P. 735-853.
- Levin H.L., Joerger A.P. (1967). Calcareous nannoplankton from the Tertiary of Alabama // *Micropal.* V. 13. N. 2. P. 163-182.
- Martini E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation // *Proc. of the II Plankt. Conf. Roma.* P. 739-785.
- Martini E. (1981). Calcareous nannoplankton in the Paleogene beds of the Szerecion Borehole // *Bull. de L'Acad. Polonaise des scion.* V. 29. N. 1. P. 51-57.
- Monechi S., Thierstein H.R. (1985). Late Cretaceous–Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio, Italy, // *Mar. Micropaleontol.*, 9, P. 419– 440.
- Monechi S., Salis E. K. (2000). Calcareous nannofossil turnover around the Paleocene/Eocene transition at Alamedilla (southern Spain). // *Bull. Soc. Geol. France*, 171 (4), P. 477–489.
- Ouda K., Aubry M.-P. (2003). The Upper Paleocene–Lower Eocene of the Upper Nile Valley: Part 1. Stratigraphy, *Micropaleontology* 49 (supplement 1). // *Micropaleontology Press*, New York, NY, 212 pp.
- Park C.F. (1946). Spilite and manganese of the Olympic peninsula // *Amer. Sci.* N 5. P. .

- Perch-Nielsen K. (1972). Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic // IRDSDP. V. 12. P. 1003-1069.
- Perch-Nielsen K. (1985). Cenozoic calcareous nannofossils. // Plankton Stratigraphy. V. 1. P. 427-554.
- Prins B. (1971). Speculations on relations, evolution and stratigraphic distribution of Discoasters // Proc. Sec. Plankt. Conf. Rome. P. 1017-1039.
- Radionova E.P., Aleksandrova G.N., Gvartadze T.T., Stupin S.I. and Khokhlova I.E.(2009). Analysis of Late Paleocene–Initial Eocene Microplankton from the Kheu River Section, Centralthe Ciscaucasia.//Programme and Abstracts of International Conference “Climatic and Biotic Events of Paleogene” – CBEP 2009.Victoria University ofWellington, 12-15 January, p.121
- Raffi I., Backman J., Pa`like H. (2005). Changes in calcareous nannofossil assemblage across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean, Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 226 P.93– 126
- Romein A.J.T. (1979). Linages in Early Paleogene calcareous nannoplankton. Micropal. Bull. V.22. 231 p.
- Roth P.H. (1987). Mesozoic Calcareous Nannofossil Evolution: Relation to Paleoceanographic Events // Paleoceanography. V. 2. N 6. P. 601-611.
- Sepkoski J.J. (1978). A kinetic model of Phanerozoic taxomic diversity, I. Analysis of marine orders // Paleobiology. V. 4. P. 223-251.
- Schmitz B., Asaro F., Molina E et al (1997). High-resolution iridium Foraminifera and nannofossils profiles across the Latest Paleocene benthic extinction events at Zumaya, Spain // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. Vol. 133, P. 49-68.
- Takayama T. (1972). A note on the distribution of Braarudosphaera bigelowii (Gran and Braarud) Deflandrein the bottom sediments of Sendai bay, Japan. // Trans. Proc. Palaeont. Soc. N.S. 87, P. 429-435.
- Tappan H., Loeblich J. (1973). Evolution of the oceanic plankton // Earth Sci. Rev. V. 9. P. 207-240.
- Thierstein H.R. (1974). Calcareous nannoplankton // IRDSDP. V. 26. P. 619-667.
- Thierstein H.R. (1983). Trends and events in the Mesozoic oceans // Proceedings of the Joint Oceanographic assembly. General Symposia. Ottawa. P. 127-130.
- Wade M.E., Mohler H.P., Hay W.W. (1964). Paleogene nannofossils from the Crimea and Caucasus // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N. 82. 215 p.
- Wei K.Y., Kennett J.P. (1983). Nonconstant extinctionrates of Neogene planktonic foraminifera // Nature. N. 305. P. 218-220.
- Williams C. A. (1986). An oceanwide view of Paleogene plate tectonic events // Palaeographic, Palaeoclimatic, Palaeoecologic, vol.57,P.3-25
- Wise S.W. (1973). Calcareous nannofossils from cores Recovad during Leg 18. DSDP // Biostratigraphy and observations of diagenesis. IRDSDP. V. 18. P. 569-615.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
 УДК 565.33(262.5)

სტრატობრაზია, პალეონტოლოგია

**ფორამინიფერებისა და ოსტრაკოდების კომპლექსების ცვალებადობა გვიან მიოცენურიდან დღემდე დასავლეთ საქართველოში**

**ლ. ფოფხაძე**

**Variation of Foraminifer and Ostracode Assemblages since the Late Miocene up to Present in Western Georgia. L.Popkhadze.** Development of Black Sea marine fauna is closely connected with geological evolution of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins. In the Black Sea basin historically took place change of marine conditions into subsaline one causing variation of fauna in time. The paper deals with the foraminifer and ostracode shells from the Late Miocene, Pliocene-Pleistocene deposits and those of the recent Black Sea (territory of Adjara) sublittoral zone. At present the Black Sea is inhabited by consecutively substituted faunal assemblages: the Atlantic-Mediterranean, restricted amount of species of the Caspian origin, species characteristic of the Azov Sea and properly Black Sea endemic forms.

პონტო-კასპიური და ხმელთაშუაზღვის აუზების გეოლოგიური ისტორიის შესწავლისათვის მნიშვნელოვანია შავი ზღვა, რომლის მობინადრე ორგანიზმების განვითარება მჭიდროდ უკავშირდება აღნიშნული აუზების ჩამოყალიბებას. თანამედროვე შავი ზღვის ღრმულის კონტური ჩაისახა ოლიგოცენურში. ამ დროს მცირე აზიაში მიმდინარე ტექტონიკურმა აზივებებმა უზრუნველყო შავი და კასპის ზღვების თანდათანობით გამოყოფა ოკეანისაგან. ინტენსიური ტექტონიკური მოძრაობებისა და ევსტატიკური რხევების სწრაფი ცვლილების პირობებში შავი ზღვის განვითარება მიმდინარეობდა მასში ეკოლოგიური პირობების ხშირი ცვალებადობით. გარემო პირობების მკვეთრი ცვლილებები (ტემპერატურა, მარილიანობა, ტრანსგრესია, რეგრესია და სხვ.) მნიშვნელოვან გავლენას ახდენდა მთელი ორგანული სამყაროს განვითარებაზე. ამ ცვლილებების მიმართ განსაკუთრებული მგრძობიარობით გამოირჩევიან მიკროორგანიზმები – ფორამინიფერები და ოსტრაკოდები, რომელთა ნიჟარები კარგად არის შემონახული სხვადასხვა ასაკის ნალექებში. სწორედ ამ თვისებებიდან გამომდინარე, მიკროფაუნის მეშვეობით შესაძლებელია არა მარტო ნალექების ვიწრო სტრატиграფიულ ერთეულებად დაყოფა და მათი ასაკის დადგენა, არამედ ნავთობისა და გაზის, ნახშირების, ტორფის და სხვა საბადოების ჩამოყალიბების დროს, აუზებში პალეოკლიმატური პირობების განსაზღვრა.

გვიან მიოცენურში შავი ზღვა გამტკნარებულ ზღვა-ტბების ნაწილს წარმოადგენდა. სარმატულ დროს შეწყდა კავშირი ხმელთაშუაზღვასთან. სარმატული დროის განმავლობაში მობინადრე მიკროფაუნამ შეძლო პროგრესული გამტკნარების გადატანა. სარმატულ და კონკურ მიკროფაუნას (ფორამინიფერები, ოსტრაკოდები) შორის არსებობს მჭიდრო ფილოგენეტიკური კავშირი. სარმატულ ნალექებში აღინიშნება ფორამინიფერები შემდეგი გვარებიდან: *Quinqueloculina*, *Nonion*, *Porosonion*, *Elphidium* (Майсрадзе, 1971). ოსტრაკოდულ კომპლექსში გვხვდება სარმატული სახეობები: *Loxoconcha subcrassula* Suzin, *Aurila sarmatica* (Zalanyi) და გვ. *Leptocythere*-ს წარმომადგენლები. ადრე მეოტურში აღდგენილია ხმელთაშუაზღვასთან ხანმოკლე კავშირი. ამ პერიოდში მყარდება ნორმულზღვიური პირობები, რომელიც დადებით გავლენას ახდენს მიკროფაუნის შემადგენლობაზე, მის განვითარებასა და გავრცელებაზე. მეოტურის ზღვიური ნალექები გავრცელებულია მხოლოდ დასავლეთ საქართველოში და დაყოფილია ორ ქვერეგიოსართულად, რომელიც მიკროფაუნის მიხედვით უფრო ვიწრო სტრატиграფიულ ერთეულებად ნაწილდება. მეოტურ ნალექებში აღინიშნება მიკროფაუნა: ფორამინიფერები, გვ. გვ. *Hauerina*, *Quinqueloculina*, *Miliolinella*, *Nonion*, *Porosonion*, *Elphidium*, ოსტრაკოდები: გვ. გვ. *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Trachyleberis*. მეოტური დროის მეორე ნახევარში კლებულობს მარილიანობა. შესაბამისად შესატყვისი ნალექების ოსტრაკოდულ კომპლექსში დომინირებენ სახეობები შემდეგი გვარებიდან: *Caspiocypris*, *Caspiolla*, *Cyprideis*, *Cytherissa* (Попхадзе, 1977).

მეოტურის შემდეგი ეტაპი არის პონტური. როგორც ცნობილია, პონტურ დროს პარატეთისის – პანონური, დაკიური და ევქსინური აუზები იმყოფებოდა მჭიდრო კავშირში და ქმნიდნენ განმარილიანებული ზღვების ერთიან სისტემას. ამ დროს პონტური ფაუნა ვითარდებოდა განმარილიანებულ პირობებში, პონტურის ბოლოს ზემოაღნიშნული სისტემა დაიშალა ცალკეულ აუზებად და აუზის თითოეული მკვიდრი ვითარდებოდა დამოუკიდებლად. აღსანიშნავია, რომ ეს აუზები პროგრესულად მტკნარდებოდა. პონტური ნალექები გავრცელებულია საქართველოს ბელტის დასავლეთ დაძირვის ზონაში და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის გურიის ქვეზონაში. პონტური მიკროფაუნა შედგება გაშლილი ზღვიდან შემოსული იმიგრანტებისაგან, აგრეთვე სახეობებისაგან, რომლებიც გადმოვიდნენ ჩამდინარე მდინარეებიდან და ტბებიდან. ჩნდება მტკნარი აუზისთვის დამახასიათებელი ენდემური სახეობები. საქართველოს პონტურ ნალექებში ნაპოვნია მიკროფაუნა. ფორამინიფერებიდან ცნობილია *Ammonia beccarii* (L.), ხოლო ოსტრაკოდებიდან გვ. გვ. *Bacunella*, *Caspiocypris*, *Caspiolla* და *Pontoniella*-ს სახეობები. მოლუსკური ფაუნით პონტური იყოფა ქვედა, შუა და ზედა ქვერეგიოსართულებად (Челидзе, 1974). ნაკლებ შესწავლილობის გამო მიკროფაუნის მიხედვით დაყოფა ვერ ხერხდება.

კიმერიული ასაკის ოსტრაკოდები წარმოდგენილია ოჯახებით *Cytheridae*, *Cyprididae* და *Disopontocyprididae*. ადრეულ კიმერიულში ჭარბობს სახეობები, *Caspiocypris candida* (L.), *Caspiolla acronasuta* (L.), *Bacunella dorsoacuata* (Z.), *Pontoniella acuminata* (Z.), *Candona praecandita* Vek. და სხვ.



რომელიც კიმერიულის ამ ეტაპზე ამტკიცებს მტკნარ პირობებს. შუა კიმერიულში ოსტრაკოდები მრავალფეროვანია, იზრდება სახეობათა რიცხოვნობა და ნიჟარის ზომები. ამ დროისათვის დამახასიათებელია ასევე გამტკნარებულ აუზში მობინადრე გვ. გვ. *Bacunella*, *Caspiocypris*, *Caspiolla*-ს სახეობები. გვიან კიმერიულის ბოლოს ჭარბობს ოჯ. *Cytheridae*-ს სახეობები და ჩნდება ენდემური ფორმები. აღნიშნული მდგომარეობა მიუთითებს აუზის გარემო პირობების შეცვლას. კიმერიულის ბოლოდან შავი ზღვის აუზში მიმდინარეობდა ჰიდროლოგიური პირობების მნიშვნელოვანი ცვლილებები, კერძოდ, იწყება მარილიანობის მომატება, რომელმაც პიკს მიაღწია კარანგატულში. დახშული გამტკნარებელი შავი ზღვის აუზი გვიან კიმერიულის ბოლოდან უერთდება მსოფლიო ოკეანეს. დაკავშირება სავარაუდოდ განხორციელდა პირველად შემოვლითი გზით გვიანაღზაგილური ტრანსგრესიის დროს, შემდეგ ხმელთაშუაზღვის მხრიდან (Китовани, Имнадзе, Торозов, 1991).

აღმოსავლეთ შავიზღვისპირეთში კიმერიულის თხელი ზღვის ფაციესის შემდეგ დაიწყო ჩამოყალიბება შედარებით ღრმა ზღვისთვის დამახასიათებელი ფაციესმა, კუიანლიკურმა ნალექებმა (ქვიშან-თიხიანი ფაციესი). კიმერიულ-კუიანლიკურის საზღვარზე მნიშვნელოვანი ცვლილებები ოსტრაკოდულ ფაუნაში არ შეიმჩნევა (Имнадзе 1964, 1967). ის შედგება კიმერიული ასაკის გადარიბებული კომპლექსით: *Caspiocypris labiata* (Zal.), *Caspiolla abchazica* Imn., *Pontiella acuminata* (Zal.) და სხვა. გვიანკიმერიულსა და ადრეკუიანლიკურში აუზის მარილიანობა არის ერთნაირი. კუიანლიკური აუზის ფაუნა მისი წარმოშობით დაკავშირებულია კიმერიულის კავშირით გვიანაღზაგილურთან. ცალმხრივი შეერთების შედეგად შავი ზღვისაკენ პირველად შეაღწია აღზაგილურმა სახეობებმა და შემდეგ, როცა ჩამოყალიბდა თანაბარი პირობები, მოხდა ფაუნის გაცვლა. ასეთი პირობების გამო შეიმჩნევა ევრიპალური და ევრიბიოტური სახეობების გადარჩენა, შეგუება და განვითარება. გვიან აღზაგილურიდან მიმდინარეობს მიგრაცია კასპიურ აუზში შავი ზღვის მოლუსკებისა და მიკროფაუნის, ხოლო შავ ზღვაში ამ დროს აღინიშნება აღზაგილური ფაუნა. დროის ამ ეტაპზე ორივე აუზში შეიმჩნევა ოსტრაკოდების ფაუნიდან საერთო სახეობების არსებობა: *Leptocythere gubkini* Livent; *L. argunica* Sinz. ჩანდონა ხუხონი შცჰნ, *Tyrrhenocythere recepta* Ros. (Сузин, 1956, Кармишина, 1964, Имнадзе, 1967). ამ ორი აუზის გაერთიანება წარმოადგენს შედეგს იმ ტექტონიკური მოძრაობებისა, რომლებიც დაიწყო კიმერიულის ბოლოდან. კუიანლიკურში ჭარბობს ზღვიური წარმოშობის ოჯ. *Cytheridae*-ს წარმომადგენლები შემდეგი გვარებიდან: *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Trachyleberis*, *Tyrrhenocythere*, *Cytherissa*, *Xestoleberis*. ადრე კუიანლიკურის შემდეგ არის მარილიანობის საშუალო მაჩვენებლები. ცალმხრივი კავშირია კასპიის მხრიდან ზედა აღზაგილურში. აგრეთვე ცალმხრივი კავშირია შავი ზღვის მხრიდან აფშერონულ – ადრეკურულ დროში (Китовани, Имнадзе, Торозов, 1991).

გურიული ნალექები ძირითადად გავრცელებულია გურიაში – მდ. ნატანების აუზში და გურიის მთების ჩრდილო ნაწილში. გურიული ნალექების ოსტრაკოდები განსხვავებულია კუიანლიკურისაგან და წარმოდგენილია მარილისმოყვარული სახეობებით შემდეგი გვარებიდან: *Loxoconcha*, *Trachyleberis*, *Xestoleberis*. აღინიშნება აგრეთვე ენდემური ოსტრაკოდები: *Guriella abstracta* Imn; *Leptocythere guriana* Imn; *Loxoconcha sinegubi* Imn; *Trachyleberis quadrata* Imn. გურიულის შემდეგი ეპოქა არის ნაღობილევი, რომლის დასაწყისში გაძნელებულია კავშირი ხმელთაშუაზღვასთან. სავარაუდოდ გურიულ და ნაღობილევის აუზებში მარილიანობა უფრო მაღალია, ვიდრე კიმერიულ-კუიანლიკურში, რასაც ადასტურებს ევრიპალური ფორამინიფერები გვ. გვ. *Nonion*, *Elphidium*-ის სახეობები.

შავი ზღვის აუზში გვიან პლიოცენურს შეესაბამება ნაღობილევის ზედა ნაწილი – ჩაუდური დრო. ამ დროს შავი და მარმარილოს ზღვების კავშირს ხმელთაშუა ზღვასთან ადასტურებს ზღვიური ოსტრაკოდური ფაუნის არსებობა. ჩაუდური ნალექები გავრცელებულია გურიაში ს. ხვარბეთიდან ს. შავამდე. მდ. ჩახვათას ხეობაში, ს.ს. ნაღობილევი, ჯაფარეული, ლეკურა, აგრეთვე ქ. ფოთსა და მალთაყვაში. ცნობილია ოსტრაკოდები – გვ. გვ. *Bacunella*, *Pontiella*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Trachyleberis*-ის სახეობები და აღინიშნება ენდემური ფორმები: *Leptocythere guriana* Imn, *Loxoconcha tschaudae* Imn, *Trachyleberis kujalnionsis* Imn, *T. liae* Imn, *T. davidii* Imn.

შავი ზღვის აუზში პლეისტოცენური წარმოდგენილია ძველექსინური უზუნდარული, კარანგატული, ახალექსინური ნალექებით. ძველი ექსინურის დასაწყისში აღინიშნება განმარილიანებული აუზისთვის დამახასიათებელი მიკროფაუნა, რაც უწყველად მიუთითებს ხმელთაშუა ზღვასთან მის იზოლაციაზე. ამ დროისათვის სავარაუდოა ცალმხრივი კავშირი

შავი ზღვიდან დარღანელის სრუტით ხმელთაშუა ზღვისაკენ. აღინიშნება აგრეთვე ნაწილობრივი კავშირი კასპიის ზღვასთან. ამ უკანასკნელთან ურთიერთობა შეწყდა ძველევქსინურის ბოლოს. ამ დროიდან ხმელთაშუა ზღვის გაფლენის შედეგად იმატებს მარილიანობა. ძველევქსინური ნალექების ოსტრაკოდების კომპლექსში გვხვდება სახეობები შემდეგი გვარებიდან: *Candona*, *Eucypris*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Tyrrhenocythere*, *Cyprideis* და *Cytherura*-ს ახალი სახეობები. მთლიან კომპლექსში აღინიშნება ხმელთაშუაზღვიურ – ძველი პანონ-პონტური და აღზაგილ-აფშერონული წარმოშობის სახეობები (Попхадзе, 2004). ძველევქსინურის ბოლოს და უზუნდარში კავშირი ხმელთაშუა ზღვასთან გაფართოვდა და მაქსიმუმს მიაღწია კარანგატულ დროს. ჰიდროლოგიური პირობების ცვლილებებმა, მარილიანობის მომატებამ ძველევქსინურის ბოლოს გამოიწვია პლიოცენური ფაუნის, ხოლო უზუნდარის ბოლოს – კასპიური ტიპის ფორმების გაქრობა. უზუნდარის ფაუნის კომპლექსი წარმოდგენილია განმარილიანებული ფაუნის აკლიმატიზირებული ხმელთაშუაზღვიური ევრიპალური სახეობებისაგან. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ზოგიერთ გამტკნარებულ უბნებზე ნაპოვია ხმელთაშუაზღვიური მიკროფაუნა, სადაც ჭარბობს „კასპიური“ ტიპის განმარილიანებული და მტკნარი აუზის ფორმებიც. უზუნდარული ნალექები წარმოდგენილია გვ. გვ. *Candona*, *Eucypris*, *Loxoconcha*, *Tyrrhenocythere*, *Cyprideis*-ის ოსტრაკოდების სახეობებით.

კარანგატული ნალექები გავრცელებულია გურიაში წვერმაღალას გორაზე, ოზურგეთი (მახარაძე) – სუფსის ვაზე ბითუმის ქარხნის ახლოს. აღინიშნული ნალექები დადგენილია აგრეთვე ჭაბურღილებით კოლხეთის დაბლობზე. კარანგატულის დასაწყისი ემთხვევა ტრანსგრესიას, რომელიც არ იყო ხანგრძლივი. მიუხედავად ამისა, ხმელთაშუა ზღვის ფაუნის მნიშვნელოვანმა ნაწილმა მოასწრო განსახლება კარანგატული აუზის მთელ აკვატორიაში. შუა კარანგატულში აუზი გაფართოვდა და უშუალოდ იყო კავშირში ხმელთაშუაზღვასთან, ქრება ევრიპალური სახეობები და ძირითადად აუზში სახლობენ სტენოპალური ფორმები. ამ დროისათვის მარილიანობა თითქმის უახლოვდება თანამედროვე შავი ზღვის მარილიანობას. კარანგატულ ნალექებში ოსტრაკოდები წარმოდგენილია შემდეგი გვარებით: *Candona*, *Candonella*, *Eucypris*, *Ilyocypris*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Carinocythereis*, *Cyprideis* (Попхадзе, 2008). აღსანიშნავია, რომ უზუნდარ-კარანგატული ნალექები დადგენილია აგრეთვე აფხაზეთში მდ. გუმისტას მარჯვენა ნაპირზე, ქ. სოხუმის სადგურთან, გუდაუთის რაიონში. კარანგატულის შემდეგ წარმოიქმნა დასშული ტბიურ-ზღვიური ახალევქსინური, განმარილიანებული და მტკნარი აუზებისთვის დამახასიათებელი ფაუნით. ახალევქსინური ნალექები საქართველოს ტერიტორიაზე არ შიშვლდება, მათი არსებობა დადგენილია მოლუსკური ფაუნით ჭაბურღილებიდან (შუა ხორგა, ჭალადიდი) კოლხეთის დაბლობზე (Китовани, Имнадзе, Торозов 1991). მიკროფაუნა შესწავლილი არ არის. ახალევქსინური ნალექები იყოფა ორ ნაწილად – კარანგატულის შემდგომი ანუ გირკანტული (განმარილიანებული) და ზედა, საკუთრივ ახალევქსინური. პ. ფიოდოროვი (1963) არ გამორიცხავს, რომ შავ ზღვაში არსებობს გირკანტულსა (ქვედა) და საკუთრივ ახალევქსინურს (ზედა) შორის ზღვიური შრეები ხმელთაშუაზღვიური ფაუნით, რომელთანაც კავშირში იყო კასპიის მხარის ხვალინურის შუა რეგრესია.

შავ ზღვაში სხვადასხვა გეოლოგიური პროცესები – ტრანსგრესიები და რეგრესიები გრძელდებოდა პოლოცენურ დროსაც, რომელიც მნიშვნელოვან გაფლენას ახდენდა ორგანული სამყაროს განვითარებაზე. ტბიურ-ზღვიური ახალევქსინური შეიცვალა თანამედროვე შავი ზღვის იერის მქონე შავიზღვიური აუზით. პალეოგეოგრაფიული ცვლილებებით და იმიგრირებული ფაუნის განსხვავებული ხასიათის გათვალისწინებით, შავი ზღვის აუზში დადგენილია შავიზღვიური რეგიოსართულის დეტალური დანაწილება: ქვედა ბუგაზური (ნალექებში ჭარბობს ხმელთაშუაზღვიური იმიგრანტები) და ზედა, სადაც ძირითადი სახეობები ზღვიურია. ზედა ნალექები იყოფა სამ ნაწილად: ქვედა-ვიტიაზური, შუა-კალიმატური, სადაც ბატონობს ნაკლებად ევრიპალური სახეობები და ზედა-ჯემენიტური (Невесская, 1965). დანაწილება შეესაბამება საქართველოში გამოყოფილ პოლოცენურ ნალექებს, რომელებიც იყოფა ორ ნაწილად ძველშავიზღვიური და ახალშავიზღვიური. აღინიშნული ნალექები გავრცელებულია თანამედროვე შავი ზღვის ფსკერზე ახალევქსინურის ზევით. აქ მიკროფაუნა შესწავლილი არ არის.

თანამედროვე შავ ზღვაში განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია მიკროფაუნის (ფორმანიფერები, ოსტრაკოდები) კვლევა, რომელიც ნამარხი კომპლექსების შეფასებისას აქტუალურია

პალეოეკოსისტემის შესწავლისათვის. ცნობილია, რომ ზღვებსა და ოკეანეებში ფაუნა ძირითადად არსებობს შელფურ ნაწილში, რომელშიც მრავალრიცხოვანი ფორამინიფერა ბენტოსია, მცირერიცხოვანი კი პლანქტონი. ოსტრაკოდები ბენტოსურ ცხოვრებას ეწევა. აჭარის ტერიტორიაზე შავი ზღვის სუბლიტორალური ზონის მიკროფაუნის კვლევების ჩასატარებად მოპოვებული ნიმუშები აღებულია სხვადასხვა სიღრმეებიდან (5მ, 6მ, 8 მ, 10 მ, 15 მ, 20 მ, 26 მ, 35 მ, 36 მ, 40 მ). მრავალრიცხოვანია მიკროფაუნის ნიჟარები 5მ, 15მ, 20მ, 36 მ სიღრმის ნალექებში.

მდ. ჭოროხის ჩადინების მიდამოებიდან მთელ აჭარის ტერიტორიაზე, ქ. ქობულეთის ჩათვლით, მუქ წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებში ნაპოვნია ოსტრაკოდები: *Paradoxostoma intermedium* (Muller), *Leptocythere lopatici* Schornikov, *Callistocythere mediterranea* (Muller), აგრეთვე ორსაგდულიანი მოლუსკები და თევზის კბილები. ნაცრისფერ ქარსიან წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებში (20მ) და მოყავისფრო თიხებში (15 მ) ნაპოვნია ფორამინიფერები: *Porosonion martkobi* (Bogd.), *Ammonia beccarii* (Linne), *A. tepida* (Cushman), *A. parasovika* S. et M., *A. ammoniformis* (d'Orb.) ოსტრაკოდები: *Leptocythere devexa* Schornikov, *Loxoconcha rhomboidea* (Fisher), *Lox. bulgarica* (Caraion), *Carinocythereis rubra* (Muller), *Pontocythere bacescoi* (Caraion) მრავალრიცხოვანი ორსაგდულიანი მოლუსკები და გასტროპოდები. მუქი ფერის თიხიან წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებში ნაპოვნია ფორამინიფერები: я *Quinqueloculina seminulum seminulum* (Linne) *Q. laevigata* (Orb.), *Ammonia beccarii* (Linne), *A. tepida* (Cushman). თიხიან წვრილმარცვლოვან ქვიშებში (24მ) ნაპოვნია ფორამინიფერები: გვ. გვ. *Quinqueloculina*, *Porosonion*, *Ammonia*-ს სახეობები. ოსტრაკოდებიდან *Leptocythere devexa* Schornihov, *L. multipunctata* (Sequenza), *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer), *Cytheroma karadagensis* Dubowsky, *Carinocythereis rubra* (Muller) მოყვითალო ქვიშაქვებში (26 მ) გვხვდება ფორამინიფერები გვ. გვ. *Quinqueloculina*, *Ammonia* და ოსტრაკოდები გვ. *Leptocythere-dan*. 36მ სიღრმეზე კი ოსტრაკოდები *Leptocythere devexa* Schornikov, *Carinocythereis rubra* (Muller). წვრილმარცვლოვან ქვიშიან თიხებში (40 მ) აღინიშნება ფორამინიფერები გვ.გვ. *Quinqueloculina*, *Porosonion*, *Ammonia*-ს და ოსტრაკოდებიდან გვ. *Carinocythereis* სახეობები. ნაპოვნი მიკროფაუნიდან ყველაზე მრავალრიცხოვანია ფორამინიფერებიდან გვ. *მონია*-ს, ხოლო ოსტრაკოდებიდან გვ.გვ. *aradoxostoma*, *Loxoconcha*, *Carinocythereis*-ის სახეობები.

აჭარის ტერიტორიაზე შავი ზღვის სუბლიტორალური ზონის მიკროფაუნის მიხედვით, ყველა სახეობა თხელი ზღვისათვის არის დამახასიათებელი. ისინი არ შედიან ღრმა აუზებში, მიკროფაუნის სახეობათა შემადგენლობაში არიან ფართოდ ვრცელად ფორმები, რომლებიც იტანენ მარილიანობას დიდ დიაპაზონზე (5-21°)-ის ფარგლებში და ვიწროდ ვრცელად სახეობები (11-21°). შესწავლილი რეგიონის მიკროფაუნის მორფოლოგიაში შეინიშნება შემდეგი კანონზომიერება: სანაპირო ზოლში ნაპოვნი ფორმები მომრგვალებული, უსკულპტურო და სქელკედლიანია. ოსტრაკოდებს ახასიათებთ ცუდად გამოსატული ვიწრო ფორიან-არხიანი ზონა. აქვთ მრგვალი კონფიგურაცია. შედარებით ღრმა ადგილებში, სადაც წყლის მოძრაობა ნაკლებია, არის სკულპტირებული ფორმები, საშუალო სისქის კედლებით, მრავალრიცხოვანი გვ. *მონია*-ს წარმომადგენლები ხასიათდებიან საშუალო და შედარებით დიდი ზომებით. შეიმჩნევა მოვარდისფრო-მოყავისფრო შეფერილობა, სახეობებს არ აქვთ ნათლად გამოსატული შიდა სახეობრივი ცვლილებები, თუ არ ჩავთვლით ზოგიერთ შემთხვევაში ნიჟარის ზომების, განსაკუთრებით ბოლო კამერის გადიდებას. ზოგიერთ ნალექებში მიკროფაუნა ერთეული ფორმებით არის წარმოდგენილი. არის აგრეთვე მუხჯი ნალექები. ეს ბუნებრივია, რადგან მიკროფაუნა მეტად მგრძნობიარეა და ირჩევს არსებობისათვის განსაკუთრებულ პირობებს. ნაპოვნი მიკროფაუნა ძირითადად სითბოს მოყვარულია, აღინიშნება ევრითერმული და სიცივის მოყვარული სახეობები. ფორამინიფერებიდან – *Quinqueloculina leavigata* (Orb.) სტენოჰალური სითბოს მოყვარულია, *Porosonion martkobi* (Bogd) *viwrodevrihaluri*, სითბოს მოყვარულია. *Porosonion subgranosum* (Eggen) ფართოდ ვრცელად სიცივის მოყვარულია. აღნიშნული სახეობები მცირერიცხოვანია, რაც გამომწვეულია მათთვის არახელსაყრელი საარსებო პირობებით.

ფაუნის შემადგენლობაში ნაპოვნია (ორსაგდულიანი მოლუსკები, ოსტრაკოდები) ორივე შეერთებული საგდულით, სუფთა მბრწყინავი ნიჟარებით. ცხადია, რომ იქ სადაც ეს ფორმები ბინადრობენ, წყალი სუფთაა და არ არის წყლის გამუდმებული მოძრაობა. ფაუნის სიმცირე კი გვაფიქრებინებს, რომ მარილიანობა, საკვები, ჟანგბადის მიწოდების რეჟიმი, ტემპერატურა

აჭარის სუბლიტორალური ზონის ამ მონაკვეთზე პერიოდულად ირღვევა. საკვლევ რაიონში შესწავლილი მიკროფაუნის შემადგენლობაში არიან სახეობები, რომლებიც არსებობდნენ კარანგატულ დროში. ნაპოვნი ოსტრაკოდა *Leptocythere lopatici* (Schornikov) კასპიური წარმოშობისაა და ცნობილია ახალეექსინურიდან.

ახალეექსინურის შემდეგ დღემდე შავი ზღვის მარილიანობა თანდათანობით მატულობს, რის შედეგადაც დღეისათვის შავ ზღვაში ჩამოყალიბებულია თანამიმდევრულად შენაცვლებული ფაუნის კომპლექსები: ატლანტურ-ხმელთაშუაზღვიური, შეზღუდული კასპიური წარმოშობის (რომლებიც არსებობენ ძლიერ და მუდმივად გამტკნარებულ ნაწილებში), აზოვის ზღვისთვის დამახასიათებელი და საკუთრივ შავი ზღვის ენდემური სახეობები.

## ლიტერატურა

- Popkhadze L.I. (2004). Origin and Genetic Relations of Some Early Euxinic Ostracode Forms of West Guria// Proceedings of Al.Janelidze Institute of Geology. Academy of Sciences of Georgia.New series, vol.119, pp. 344-346.
- Popkhadze L.I. (2008). Ostracodes from the Karangatian Sediments of Guria (West Georgia) // Proceedings of Al.Janelidze Institute of Geology. Academy of Sciences of Georgia.New series, vol. 124, pp. 181-183.
- Имнадзе З.А. (1964). Некоторые данные об остракодовой фауне плиоценовых отложений Западной Грузии // Вопросы геол. Грузии; сб. докладов к XXII сессии МГК Тбилиси. Изд. “Мецниереба”, с. 365-371.
- Имнадзе З.А. (1967). К микрофаунистической характеристике гурийских слоев (Западная Грузия) // Труды ВНИГНИ; Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Изд. “Недра”, вып. XI, с. 53-58.
- Кармишина Г.И. (1964). К истории развития плиоценовой микрофауны Северного Прикаспия // В сб. Плиоценовые отложения Прикаспийской впадины. Саратов. Изд. Саратовского Университета, с. 74-88.
- Китовани Т.Г., Имнадзе З.А., Торозов Р.И. . (1991). Морские отложения // В кн. Грузия в Антропогене. Изд. “Сакартвело”, Тбилиси, с. 10-44.
- Майсурадзе Л.С. (1971). Фораминиферы сармата Западной Грузии // Изд. “Мецниереба”, 120 с.
- Невесская Л.А. (1965). Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // Изд. “Наука”, М. 137 с.
- Сузин А.В. (1956) Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья // Грозненский Орден Трудового Красного Знамени Нефтяной институт, Гостоптехиздат, Москва. 183 с.
- Попхадзе Л.И. (1977). Мэотическая микрофауна (фораминиферы и остракоды) Западной Грузии// Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. АН ГССР Геол. инст. им. А.Джанелидзе. Тбилиси. 151 с.
- Федоров П.В. (1963). Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Труды геол. института АН СССР, вып. 18. М. 159 с.
- Челидзе Г.Ф. (1974). Морской понт Грузии // АН ГССР геологический институт. Труды, новая серия, вып. 48. Изд. “Мецниереба”, Тбилиси. 215 с.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
УДК 564.53(479.22).

სტრატობრაზია, პალეონტოლოგია

## ОБ ОДНОМ ИЗ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ЮРЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Т. А. Пайчадзе

**On the Reference Section of the Jurassic of the North Caucasus. T.Paichadze.** Analysis of the materials underlying the stratigraphic schemes of the Callovian of the North Caucasus leads to the conclusion about the absence of Middle Callovian transgression here. Field observations, study of bed-by-bed collected paleontological material and revision of previous definitions of ammonites validate the normal succession of ammonite assemblages. Uselessness of the Adechkh section (together with the Gertchek section) as a stratotype of the accepted stratigraphic schemes of the Middle- and Upper Callovian deposits is ascertained because they are completely washed out due to Oxfordian transgression.

Келловой междуречья Терека и Ассы (в полосе южного склона Скалистого хребта) выделил и датировал по находкам *Macrocephalites* sp. В.П.Ренгартен (1931, 1932).

Разрез Адечхи (правобережье Терека, в 2 км восточнее с.Чми) в геологической литературе описывается как

- опорный разрез средне- и верхнекелловейских отложений Северо-Восточного Кавказа (Сахаров, Макарьева, Лозгачева, 1990);
- стратотип средне- верхнекелловейской “армхинской свиты” (Юра Юга СССР, 1983);
- фораминиферовый стратотип верхнего келловья Кавказа, Крыма и Средней Азии (Практическое руководство..., 1991);
- стратотип нижнего и среднего келловья “Кабардино-Дагестанской зоны Северного Кавказа” (Юра Кавказа, 1992).

На левом крутом склоне балки ручья Адечхи после небольших обнажений темно-серых (почти черных) аргиллитов следуют резко выступающие в рельефе:

1. Известняки ржаво-серые, железистые, с множеством мелких шамозитовых оолитов и остроугольных обломков подстилающих аргиллитов, особенно обильных в низах пачки .....5 м
2. Алевролиты зеленовато-серые, глинистые, с прослоями карбонатных песчаников, с линзами и конкрециями глинистых сидеритов. В основании пачки, в слое глинистого алевролита, вместе с крупными филлоцератидами и перисфинктидами, *Cadoceras elatmae* (Nik.), *Nothocephalites* sp., *Keplerites* sp., *Cadomites* sp. и *Targimites* sp. присутствуют многочисленные мелкие *Cadoceras* sp. *juv.* и *Macrocephalites* sp. *juv.* – деформированные (раздавленные), но полностью сохраненные раковины юных индивидов. В этом же слое и чуть выше из крупных сидеритовых конкреций извлечены *Macrocephalites canizarroi* (Gem.) .....12 м
3. Аргиллиты темно-серые (подобные подстилающим базальную пачку), хрупкие, с множеством раковин двустворчатых и раздавленных ядер перисфинкtid и филлоцератид. Много обугленных обломков древесной растительности.....30 м
4. Песчаники и зеленовато-серые карбонатные аргиллиты .....12 м
5. Аргиллиты темно-серые, песчанистые, с глинисто-сидеритовыми конкрециями.....15 м

Пачки 3, 4 и 5 выделены по небольшим редким выходам. Выше, после перерыва в обнажении (не более 15 м по мощности), следует нижняя часть верхнеюрской карбонатной толщи – светло-серые известняки и серые мергели, датированные по раннеоксфордским представителям родов *Cardioceras*, *Campylites* и *Peltoceratoides* (Мацкевич, Сазонов, Сахаров, 1965).

Полный список келловейских аммонитов разреза Адечхи, приводимый в работах А.С.Сахарова (1965<sub>1,2</sub>), состоит из шести форм, определенных в открытой номенклатуре. *Macrocephalites* sp., *Keplerites* sp. и *Keplerites ex gr. gowerianus* (Sow.) были извлечены из базальной пачки железистых известняков, а в тонком слое глины – непосредственно над ними найден *Pseudocadoceras* sp. По двум аммонитам – *Oppelia* (*Oxycerites*) cf. *tilli* Loczy и *Macrocephalites* sp. темно-серые (черные) аргиллиты, размываемые базальной пачкой известняков, датировались ранним келловеем.

В помощь опорному разрезу Адечхи приводились более веские материалы идентичного разреза Герчеч (перевала Скалистого хребта, в 10 км восточнее). Из слоя алевролита, залегающего на пачке железистых известняков, А.С.Сахаров (1965<sub>1,2</sub>; Ломинадзе, Сахаров, 1984, 1985) описал *Sigaloceras calloviense* (Sow.). Этот зональный вид конца раннего келловья был взят совместно с многочисленными макроцефалитами и кепплеритами начала раннего келловья.

В следующей выше пачке темно-серых аргиллитов (подобных слоям, размываемым базальными известняками) вместе с раннекелловейскими макроцефалитами и кадоцерасами указывались аммониты рода *Kosmoceras*, распространенного в среднем келловее и в начале позднего келловья. Два небольших образца (внутренние обороты) были описаны как *Kosmoceras pollucinum* Teiss. и *Kosmoceras crassum* Sakharov sp.n. (Сахаров, 1965<sub>2</sub>; Ломинадзе, Сахаров, 1984, 1985).

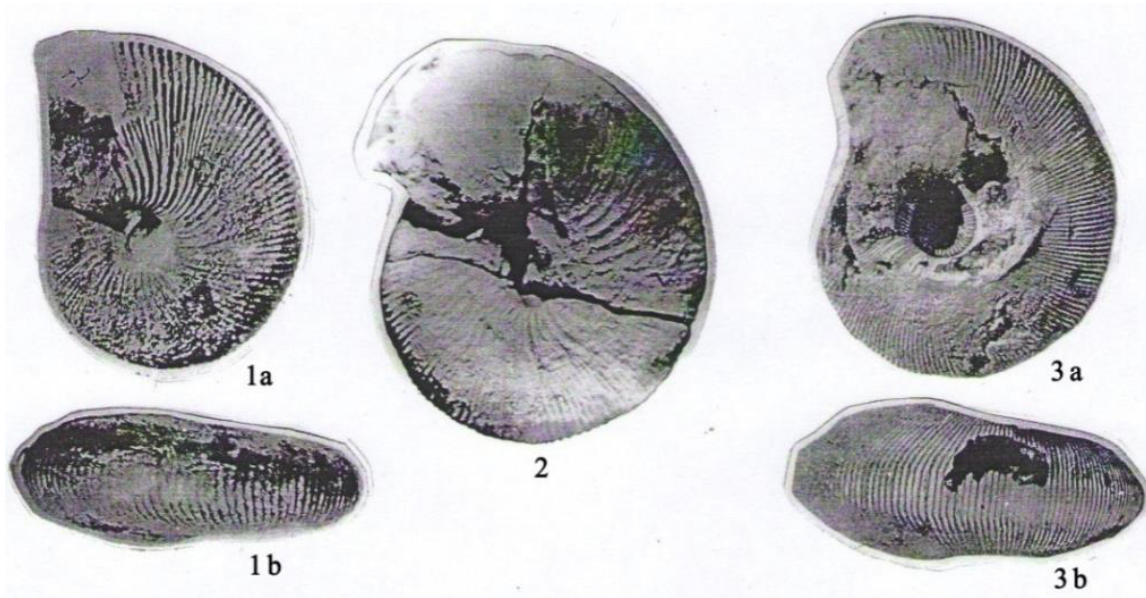
Присутствие в разрезе Герчеч келловейских аммонитов в толще темно-серых аргиллитов, размываемых базальными известняками, отмечал Б.Ф.Крымов. В первом описании разреза (Крымов, 1960) главная его часть – пачка железистых известняков (мощностью более 10 м), разграничивающая две терригенные толщи, была пропущена и место взятия (уровень в разрезе) двух деформированных ядер, оределенных как *Quenstedtoceras praelamberti* Douv. и *Quenstedtoceras brasili* Douv., не могло быть установлено. Спустя год, представив полное описание разреза, означенные аммониты Б.Ф.Крымов (1961)

поместил под базальными известняками – в соответствии с принятой им литостратиграфической схемой, где темно-серым аргиллитам отводился только этот уровень.

Позднее эти аммониты, переопределенные Н.Т.Саоновым как *Macrocephalites canizarroi* (Gemm.) и *Pleurocephalites tumidus* (Rein.), указывались в пачке темно-серых аргиллитов – над базальными железистыми известняками (Сахаров, Макарьев, Лозгачева, 1980).

Основываясь на данных разрезов Адечхи и Герчеч А.С.Сахаров подтвердил распространенное мнение Е.С.Брюн (1955) о начале келловейской трансгрессии на Северном Кавказе не в раннем, а в среднем келловее, и в доказательство этого представил схему нарушения нормальной последовательности аммонитов (нарушения геологической сукцессии), вследствие переотложения осадков в процессе среднекелловейских дифференцированных вертикальных движений. Ввиду скудости данных Адечхи (здесь отмечались только раннекелловейские аммониты, определенные в открытой номенклатуре) схема строилась по материалам разреза Герчеч, где указывались “нарушители” порядка – крупный образец *Sigaloceras calloviense* (Sow.) – зонального вида конца раннего келловоя, найденный в комплексе аммонитов начала раннего келловоя и два маленьких образца (внутренние обороты) отнесенные к роду *Kosmoceras* (средний и поздний келловей), описанные как *Kosmoceras pollucinum* Teiss. и *Kosmoceras crassum* Sakharov sp. n., также извлеченные из комплекса раннекелловейских аммонитов.

Образец неплохой сохранности, описанный как *Sigaloceras calloviense* (Sow.) (Сахаров, 1965; Ломинадзе, Сахаров, 1985), лишен ключевого признака рода – уплощения вентральной стороны и по остальным данным соответствует *Macrocephalites compressus* (Quenst.) - виду начала раннего келловоя (Табл. I).



Фиг. 1а, б. *Macrocephalites compressus* (Quenst) (Basse, Perrodon, 1951).

Фиг. 2. *Sigaloceras calloviense* (Sow.) (Сахаров, 1965).

Фиг. 3а, б. *Sigaloceras calloviense* (Sow.) (Меледина, 1987).

Образцы, описанные как *Kosmoceras*, Т.А. Ломинадзе от не с к молодым экземплярам раннекелловейского вида *Keplerites (Gowericerus) gowerianus* (Sow.) (Ломинадзе, Сахаров, 1984), а позднее первое определение - *Kosmoceras pollucinum* Teiss. (средний келловей и начало позднего келловоя) - оставил в силе (Ломинадзе, Сахаров, 1985). Оба образца, помимо общего сходства, вполне соответствуют внутренним оборотам *Targimites assensis* Paichadze gen. et sp.n. (Табл. II), экземпляры которого найдены в ряде разрезов Терско-Ассинского междуречья вместе с раннекелловейскими аммонитами (макроцефалитами и кадоцерасами).

*Macrocephalites* sp. ind., указываемый в разрезе Адечхи ниже пачки базальных известняков – конгломератов – в темно-серых аргиллитах, даже в этом виде (когда установлена только родовая принадлежность) мог бы твердо датировать вмещающие слои ранним келловеем. Однако этот образец, в



сборнике “Юра СССР” (1983) приводимый в ранге полновесного *Macrocephalites macrocephalus* (Scloth.), несмотря на его важность для доказательства среднекелловейской трансгрессии, нигде не описывается; неизвестно также – где, когда и кем он был найден. В совместной статье А.С.Сахарова, С.Ф.Макарьевой и Е.Ф.Лозгачевой (1980) (предшествующей вышеотмеченному сборнику) он не фигурирует, более того, ее авторами подчеркнуто, что в подконгломератовой толще бассейна р.Армхи (где находится разрез Адечхи) выделяется лишь обедненный микробиокоррелятив. Этот макроцефалит отсутствует и в монографии “Юра Кавказа” (1992).

Другой аммонит, указываемый в тех же слоях, из-за неполного соответствия голотипу, описанный А.С.Сахаровым (1965<sub>2</sub>) в открытой номенклатуре – *Oppelia* (*Oxycerites*) cf. *tilli* Loczy., несомненно принадлежит к роду *Oxycerites*, характерному для бата. По ряду признаков он соответствует *Oxycerites yeovilensis* Roll. К этому раннебатскому виду, учитывая исследования Г.Дитла (Dietl, 1982), возможно принадлежит и *Oxycerites* cf. *aspidoides* (Opp.) – окатанный образец из нижнекелловейского базального конгломерата разреза правого берега р.Терек (ближайшего к Адечхи), найденный и определенный (к сожалению не описанный) Н.В.Безносковым (1960).

Известное мнение Е.К.Брюн (1955) о начале келловейской трансгрессии на территории Северного Кавказа в среднем келловее было принято северокавказскими геологами, в дальнейшем предоставляющими подтверждающие материалы. Критика этих взглядов (Логонова, 1959; Безносков, 1960; “Объяснительная записка...”, 1973”; “Решение 2-го...”, 1984” и др.), как выяснилось, недостаточная (в первую очередь ввиду отсутствия ревизии палеонтологических определений), способствовала созданию внешне компромиссной сводки “Юра Кавказа” (1992), где раннекелловейский возраст пачки железистых известняков-конгломератов вроде бы не оспаривался. Вместе с тем, часть авторов и здесь придерживалась прежних взглядов о “широком переотложении” остатков фауны, смешении разновозрастных аммонитов. Не были забыты и рассмотренные выше “среднекелловейские слои с космоцерасами”. Высказывалось также оригинальное мнение о принадлежности низов келловейской свиты к “верхней части зоны *Macrocephalites macrocephalus*” (т.е. предельно ясно указывалось, где следует искать недостающую “нижнюю часть”).

Впрочем, невозможность присутствия под железистыми известняками- конгломератами не только почти синхронных, но и гораздо более древних отложений, следует из отмечаемого всеми значительного углового несогласия (до 15° и более), что по подсчету Д.И.Панова (1997) соответствует глубокому размыву подстилающих терригенов, измеряемому несколькими сотнями метров.

Об отсутствии в надконгломератовой части разреза признаков размыва и переотложения осадков о нормальной последовательности остатков фауны, свидетельствуют юные *Macrocephalites juv.* и *Cadoceras juv.*, тонкие и хрупкие раковины которых сохранены полностью.

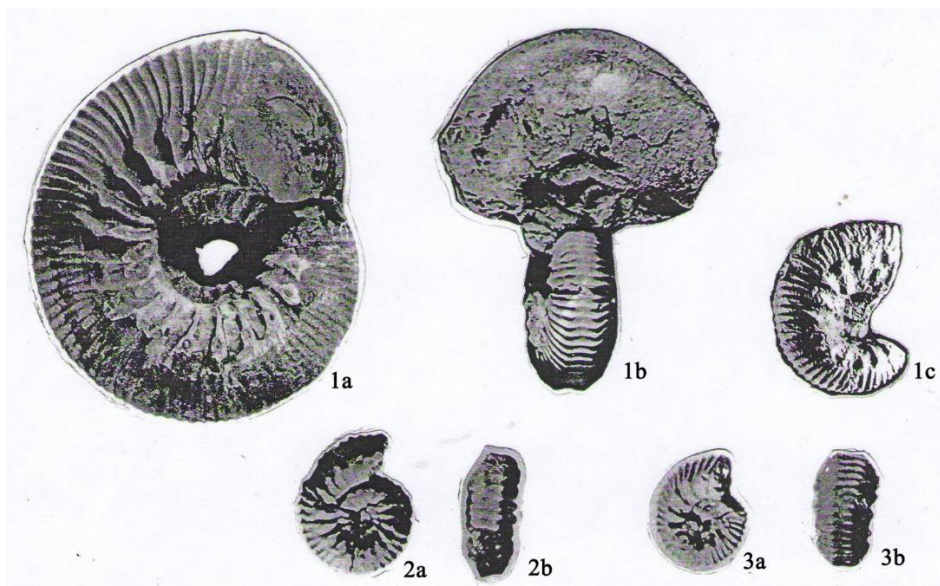
Непригодность разреза Адечхи в качестве стратотипа средне- и верхнекелловейских отложений (см. начало статьи), кроме отсутствия в нем нужного материала, подтверждается наличием в нижнеоксфордском базальном конгломерате разреза Герчеч *Quenstedtoceras* sp., *Putealicerias metomphalum* (Bonar.) и *Macrocephalites* sp. (Крымов, 1961) – доказательств полного размыва не только отмеченного интервала, но и части нижнего келловее. Подтверждая это, и, вкупе с ним – местное происхождение (*in situ*) отмеченных аммонитов фиксирует *Macrocephalites madascariensis* (Lem.), найденный мной (Пайчадзе, 1991), непосредственно под базальными образованиями нижнего оксфорда в темно-серых аргиллитах крайне западного обнажения келловее левобережья р.Ассы.

**Голотип.** Обр. СК./27. Северный Кавказ, басс. р.Ассы. Нижний келловей. Разрез левобережья р.Ассы (Таргимская котловина).

**Описание.** Раковина вздутая, с медленно нарастающими оборотами и широким воронковидным пупком. Сечение молодых оборотов округло-шестиугольное, на взрослой стадии – от округло-трапециевидного до поперечно-овального, низкого. Пупковая стенка не обособлена от выпуклой широкой брюшной стороны. Внутренние ребра взрослых оборотов начинаются у шва и слегка изгибаясь вперед на пупковом перегибе и выше – до середины боковой стороны заканчиваются острыми бугорками-шипами. Сечение мощных внутренних ребер высокое, гребневидное. От каждого бугорка-шипа ответвляются три-четыре сравнительно тонких, изгибающихся слегка назад, а затем радиально направленных ребра. Регулярно присутствуют дополнительные (вставные) ребра – по одному на каждый промежуток. Брюшную сторону ребра пересекают непрерывно и без изгиба. Форма и скульптура молодых оборотов совершенно иная: до пятого оборота внешние ребра на перегибе к брюшной стороне прерываются, образуя вогнутую гладкую борозду. Сечение молодых оборотов (до D=30 мм) – округло-шестиугольное. Мощные изгибающиеся вперед внутренние ребра на боковой стороне заканчиваются шиповидными бугорками, от



которых оветвляются два-три довольно толстых ребра, направленных радиально или слегка вперед. Каждое из них на круто загнутом брюшном перегибе заканчивается отчетливым утолщением (бугорком), которое постепенно слабеет и на брюшной стороне образует вогнутую борозду. По мере роста раковины брюшные бугорки слабеют- сглаживаются и исчезают. Последний оборот полностью занят жилой камерой. На полном обороте насчитывается до 23 внутренних и около 100 внешних ребер. Устье жилой камеры не сохранилось. Перегородная линия не видна. D= 71 мм; B= 30 мм (0.42); T= 43 мм (0.61); П= 21 мм (0.39).



Фиг. 1 а-с. *Targimites assensis* Paichadze. Экз. № СК/27. Таргим. Нижний келловей.  
 Фиг. 2 а, б. *Kosmoceras pollucinum* Teiss. Коллекция и опред А.С.Сахарова. Герчѣч.  
 Фиг. 3 а, б. *Kosmoceras crassum*. Sakharov sp. n. Ibid.

### ***Targimites assensis* Paichadze gen. et sp. n.**

**Сравнение и замечания.** Образцы небольших аммонитов, описанных А.С.Сахаровым как *Kosmoceras pollucinum* Teiss. и *Kosmoceras crassum* Sakharov sp. n. (1965<sub>2</sub>, с.248, табл.ХVI, фиг. 3; Ломинадзе, Сахаров, 1985, стр. 33) идентичны внутренним оборотам *Targimites assensis*.

**Местонахождение.** Голотип – обр. СК/27, а также обр. СК/28 найдены в нижнекелловейских темно-серых аргиллитах разреза левобережья р.Ассы (Таргимская котловина). Несколько экземпляров взяты в ближайших обнажениях, а также в разрезе Адечхи – над базальными железистыми известняками, вместе с макроцефалитидами.

### Литература

- Безносков Н.В. (1960). Материалы по биостратиграфии верхнебайосско-батских отложений Северного Кавказа // Материалы по геологии газоносных районов СССР. Тр. ВНИИ ГАЗ. Вып. 10(18). С. 226-253.
- Брюн Е.С. (1955). О границе средней и верхней юры на Северном Кавказе // Вести. ЛГУ. Сер. биол., геогр. и геол. №10. С. 89-96.
- Крымов Б.Ф. (1960). Келловейские отложения Терско-Ассинской площади Чечено-Ингушской АССР // Геология третичных и мезозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. ГрозНИИ. Вып. 8. С. 20-29.
- Крымов Б.Ф. (1961). К литолого-стратиграфической характеристике отложений келловейского яруса Чечено-Ингушской АССР // Вопросы геологии и нефтегазоносности Восточного Предкавказья и Терско-Кумской равнины. Тр. ГрозНИИ. Вып.9. С. 3-21.

- Логинова Г.А. (1971). Нижне-среднекелловейские отложения центральной части Северного Кавказа // Вестн. МГУ. Сер. геол. №5. С. 42-52.
- Ломинадзе Т.А. (1982). Келловейские аммонитиды Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 272 с.
- Ломинадзе Т.А., Сахаров А.С. (1984). Стратиграфическое положение слоев с *Keplerites gowerianus* на Северном Кавказе // Тр. Груз. политехн. ин-та. №11 (281). С. 27-31.
- Ломинадзе Т.А., Сахаров А.С. (1985). Космоцератиды Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 62 с.
- Мацкевич М.М. (1965). К итогам изучения келловейских отложений Северо-Восточного Кавказа // Геология и нефтегазоносность Восточного и Центрального Предкавказья. // Тр. ГрозНИИ. Вып. 18. С. 55-70.
- Мацкевич М.М., Сазонов Н.Т., Сахаров А.С. (1965). Фауна из оксфордских отложений западной части Горной Ингушетии // Фауна мезозоя и кайнозоя Европейской части СССР и Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. Вып. 44. С.110-115.
- Меледина С.В. (1987). Аммониты и зональная стратиграфия келловей суббореальных районов СССР // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. №691. М.: Наука. 184 с.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. (1973). М.: Недра. 194 с.
- Пайчадзе Т.А. (1991). Стратиграфия и тектоника верхней юры междуречья Ассы и Терека // Геологическое строение Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.102. С. 25-35.
- Панов Д.И. (1997). Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т.72. Вып.5. С. 45-55.
- Практическое руководство по микрофауне СССР. Т.5. Фораминиферы мезозоя. (1991). Л.: Недра. 75 с.
- Ренгартен В.П. (1931). Горная Ингушетия // Тр.ГГРУ. Вып. 63. 195 с.
- Ренгартен В.П. (1932). Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. ВГРО. Вып. 148. 78 с.
- Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (Юра). (1984). Л.: ВСЕГЕИ. 48 с.
- Сахаров А.С. (1964). О строении келловейского яруса в районе перевала Герчеч в ЧИ АССР // Тр. ГрозНИИ. Вып.17. С. 83-90.
- Сахаров А.С. (1965<sub>1</sub>). К стратиграфии келловейских и оксфордских отложений Горной Ингушетии // Тр. ГрозНИИ. Вып.18. С. 76-88.
- Сахаров А.С. (1965<sub>2</sub>). Стратиграфия верхнеюрских отложений Чечено-Ингушетии (кандид. дисс.) // Фонды ГИН АН Грузии. 365 с.
- Сахаров А.С., Макарьева С.Ф., Лозгачева Е.Ф. (1980). Коррелятивы верхней юры Северо-Восточного Кавказа и их использование при геолого-разведочных работах // Новое в геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Северо-Восточного Кавказа. Тр. СевКавНИПИ нефть. Вып.33. С. 23-33.
- Сахаров А.С., Минин А.И. (1970). Использование переотложенных комплексов руководящих ископаемых (на примере келловейских аммонитов Горной Ингушетии) для правильной интерпретации стратиграфии района // Материалы к геологии и нефтегазоносности мезозоя Восточного Предкавказья. Тр. СевКавНИИ. Вып. 7. С. 21-27.
- Юра Кавказа. (1992). Тр. МСК. Т.22. 192 с.
- Юра Юга СССР. (1983). М.: Наука. 208 с.
- Basse E., Perrodon M. (1951). Macrocephalitides du sud-ouest de Madagascar. Mém. Soc. geol. de France. N.S. Mém. 65. 99 p.
- Dietl G. (1982). Das Wirkliche Fundniveau von Ammonites aspidoides Opperl. (Ammonoidea, Mittl. Jura) am locus typicus // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. N 87. S. 1-21.

საქართველოს ახალი ტექტონიკური რუკა  
(ბანმარტიპიტი ბარათი)

ე. გამყრელიძე, მ. გამყრელიძე\*, მ. ლოლაძე\*, თ. წამალაშვილი  
კავკასიის ალექსანდრე თვალჭრელიძის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი\*

**New tectonic Map of Georgia (Explanatory note). I. Gamkrelidze, M. Gamkrelidze\*, M. Loladze\*, T. Tsamalashvili.\*** **Caucasian Alexander Tvalchrelidze Institute of Mineral Resources.** The map has complex character and contains wide spectrum of data on structure and development of the Earth's crust of the Georgian territory, composition, attitude and geodynamic nature of its constituent rocks. Namely tectonic deformation of rocks and history of their formation, different tectonic structures (faults and folds) and their kinematic nature, deep structure of the Earth's crust, shown by means of the structure contours of different geological horizons, geodynamic conditions of the Caucasus in Mesozoic and Early Cenozoic time, character (direction and velocity) of horizontal movements and stress conditions of the Earth's crust on the territory of Georgia at the neotectonic stage are pictured on the map.

**შესავალი**

საქართველოს ახალი ტექტონიკური რუკა (I. Gamkrelidze et al. 2013) არის საკმაოდ ხანგრძლივი კვლევის შედეგი. ამიტომ მოხსენების შესავალ ნაწილში გაგაცნობთ თუ რა თეორიულმა საფუძვლებმა და კონკრეტულმა გეოლოგიურმა კვლევებმა განაპირობა წარმოდგენილი კომპლექსური რუკის შექმნა.

ცნობილია, რომ უკანასკნელი რამდენიმე ათეული წლის განმავლობაში ოკეანეების ყოველმხრივი გეოლოგიური (ღრმა ბურღვა, დრაჟირება) და გეოფიზიკური (პალეომაგნიტიზმი) კვლევის შედეგად და, აგრეთვე სეისმური ტომოგრაფიისა და კოსმოსური გეოდეზიის მონაცემების საფუძველზე, ჩამოყალიბდა შეხედებულებათა ახალი სისტემა, რომელიც თანდათან გადაიზარდა ახალ გეოლოგიურ თეორიაში ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის სახელწოდებით. დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებებში მომხდარი ამ რევოლუციის მნიშვნელობა გადაუჭარბებლად შეიძლება შევადაროთ ფიზიკისთვის კვანტური მექანიკის თეორიის, ბიოლოგიისთვის მოლეკულური გენეტიკისა და ტექნიკისთვის - კიბერნეტიკის მნიშვნელობას.

ფილების ტექტონიკას ბუნებრივია მოჰყვა დედამიწის ლითოსფეროს აგებულებისა და განვითარების სრულიად ახლებური ინტერპრეტაცია: რელიეფის წარმოქმნის, კლიმატის ცვალებადობის, მაგმატიზმისა და მეტამორფიზმის, ნალექდაგროვების, დედამიწის ტექტონიკური დეფორმაციებისა და საისმურობის, ცოცხალი ორგანიზმების მიგრაციისა და განსახლების პრობლემები, დაბოლოს, სასარგებლო წიაღისეულის განაწილების სივრცულ-დროითი კანონზომიერებანი ბუნებრივად დაუკავშირდა ლითოსფეროს ფილების გადაადგილების ისტორიას და, ამრიგად, ფილების ტექტონიკა დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა მყარი თეორიული საფუძველი გახდა.

საქართველოს ტერიტორია და მთლიანად კავკასია ახალი გეოლოგიური თეორიის საფუძველზე ენდოგენური და ეგზოგენური პროცესების კვლევისათვის უნიკალურ ბუნებრივ ლაბორატორიად იქცა. ეს რეგიონი აღმოჩნდა ერთგვარი „სასინჯი ქვა“ (პოლიგონი) ამ თეორიის არაერთი პოსტულატის შესამოწმებლად.

ქართველი გეოლოგების სასახელოდ უნდა ითქვას, რომ ისინი მრავალი წელია ჩაბმული არიან ამ ახალი თეორიის საფუძველზე საქართველოსა და მთლიანად კავკასიის ყოველმხრივ შესწავლაში. ჯერ კიდევ 1974 წელს, ხსენებული თეორიის ჩამოყალიბების გარიჟრაჟზე, ამ სტატიის ერთ-ერთი ავტორი - ე. გამყრელიძე შეეცადა მოეხდინა მისი ყოველმხრივი ანალიზი ხმელთაშუა ზღვის კოლიზიური სარტყლის მაგალითზე და ეჩვენებინა, რომ ეს თეორია სავსებით ვალიდურია და მტკიცდება ამ რეგიონის შესახებ არსებული და მის მიერ მოპოვებული გეოლოგიური მონაცემებით. ამ პრობლემის კვლევასთან დაკავშირებით 1976 წელს გამოქვეყნდა სპეციალური მონოგრაფია, ხოლო შემდგომ არაერთი სტატია (И. Гамкrelidze, 1976,

1977<sub>1</sub>, 1977<sub>2</sub>, 1984, 1989; Gamkrelidze, 1977, 1979, 1986, 1988, 1997<sub>1</sub>; გამკრელიძეიძრ. 1981; გამკრელიძე, Книппер, 1985; გამკრელიძე, Шенგелиა, 2005).

განსაკუთრებული მნიშვნელობა ახალი თეორიის უნივერსალიზაციისთვის ჰქონდა იმ ფაქტს, რომ 1970 წლებიდან დაწყებული დადგინდა დედამიწის ქერქისა და ლითოსფეროს ჰორიზონტალური ტექტონიკური განშრეგება. ამას ადასტურებდა როგორც ახალი გეოლოგიური დაკვირვებები, ისე ახალი გეოფიზიკური მონაცემები. კერძოდ, ნახევნები იყო, რომ კავკასიისა და მთელი ხმელთაშუა ზღვის მოძრავი სარტყლის დედამიწის ქერქი და ლითოსფერო ტექტონიკურად განშრეგებულია. დადგინდა ტექტონიკური ზეწრების (შარიაჟების) ფართო გავრცელება კავკასიისა და მთელი ხმელთაშუა ზღვის სარტყლის როგორც დანალექ საფარში, ისე მის კრისტალურ ფუნდამენტში. საქმე ისაა, რომ, როგორც აღმოსავლეთ ევროპის ყოფილი სოციალისტური ქვეყნების და საბჭოთა კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის მრავალმხრივი თანამშრომლობის ერთ-ერთი სამუშაო ჯგუფის ხელმძღვანელს, ეგამყრელიძეს საშუალება ჰქონდა 16 წლის განმავლობაში (1976-1990) გამოეკვლია დედამიწის ქერქის ამგვარი სტრუქტურები არა მხოლოდ კავკასიის, არამედ დასავლეთი და აღმოსავლეთი ალპების, დასავლეთი და აღმოსავლეთი კარპატების, ბალკანიდების, ბოჰემის მასივის, და შემდგომ - პირენეების, როგორც მეზოზოურ-კაინოზოურ დანალექ საფარში, ისე ძველ კრისტალურ ფუნდამენტში. ამ პრობლემის კვლევისა და დაწყებული 1970 წლებიდან არაერთი შრომა მიქდვნი (П. გამკრელიძე, И. გამკრელიძე, 1977; გამკრელიძეიძრ. 1981, 1988; Gamkrelidze, 1982, 1991; Bac-Moshashvili et al., 1981; Башелеишвилиიძრ. 1982; Gamkrelidze, Shengelia, 1996, 1999<sub>1</sub>, 1999<sub>2</sub>; გამკრელიძე, Шенგелиა, 2001, 2005). დადგენილ იქნა ტექტონიკური ზეწრების (შარიაჟების) ქვეცოცებითი (კონტინენტურ-სუბდუქციური) მექანიზმის უნივერსალური ხასიათი მრავალ მათა სისტემისთვის (П. გამკრელიძე, И. გამკრელიძე, 1977; Gamkrelidze, 1982, 1991).

ამის შემდგომ გამოირკვა, რომ ახალი გეოლოგიური თეორიის - ფილების ტექტონიკისა და დედამიწის ქერქის ჰორიზონტალური ტექტონიკური განშრეგების კონცეფციის სინთეზი უაღრესად ნაყოფიერია ენდოგენური გეოლოგიური პროცესების (რეგიონული მეტამორფიზმისა და მაგმატიზმის) სრულიად ახალ ასპექტში შესასწავლად. ამ პრობლემას მრავალი წელია ერთობლივად იკვლევენ ეგამყრელიძე და დ.შენგელია (Gamkrelidze, Shengelia, 1996, 1999<sub>2</sub>, 2005; გამკრელიძე, Шенგелиა, 2001, 2005). ამის შედეგი იყო მათი ერთობლივი მონოგრაფია, (2005) და არაერთი სტატია (Gamkrelidze et al., 1996, 1999<sub>1</sub>, 1999<sub>2</sub>; Gamkrelidze et al., 2012; გამკრელიძე, Шенგелиა, 2001, 2005; Gamkrelidze, Shengelia et al. 2005). ამ გამოკვლევების შედეგად კარდინალურად შეიცვალა წარმოდგენები კრისტალური ფუნდამენტის ამგვარი ქანების ასაკის შესახებ, რაც დადასტურდა იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური კვლევებით. კერძოდ, ქანების ასაკი (ბრიტანელ და ტაივანელ მეცნიერებთან თანამშრომლობით) განისაზღვრა უახლესი U-Pb ცირკონული მეთოდით (Gamkrelidze et al., 2011). დაზუსტდა იურუსისწინა კრისტალური ფუნდამენტის შიგა სტრუქტურა და დადგინდა ენდოგენური პროცესების (მეტამორფიზმისა და მაგმატიზმის) განვითარების ძირითადი ეტაპები (გამკრელიძე, Шенგелиა, 2001, 2005).

ფილების ტექტონიკის თეორიის სრულყოფისთვის უაღრესად მნიშვნელოვანი იყო აგრეთვე ტერეინების კონცეფციის განვითარება, რომელიც სათავეს იდებს 1980-იანი წლებიდან ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების მაგალითზე. ტერეინული ანალიზი საშუალებას იძლევა ჩატარდეს სრულყოფილი რეგიონთაშორისი კორელაციები და თანამედროვე დონეზე იქნას განხილული გეოდინამიკური ევოლუციის მოდელები და პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციები. ჩატარდა კავკასიისა და მისი მოსაზღვრე რეგიონების ტექტონიკური დარაიონება ტერეინული ანალიზის საფუძველზე (Gamkrelidze, 1997<sub>2</sub>).

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ფილების ტექტონიკის ფაქტობრივად უნივერსალური თეორიის შექმნის მიუხედავად, იმისთვის, რომ დადგინდეს ტექტონიკურ მოძრაობათა და ლითოსფეროს დეფორმაციის მიზეზები და ყველა ტიპის ტექტონიკური სტრუქტურის წარმოშობის მექანიზმი, აუცილებელია გაგრძელდეს კვლევა ამ სტრუქტურების ყველა დონეზე, დაწყებული უმცირესიდან, რომლებსაც ჩვენ მიკროსკოპში შევისწავლით, რეგიონული მასშტაბის ტექტონიკურ სტრუქტურებამდე. ეს კი გულისხმობს დედამიწის ქერქის გვიანალპური და თანამედროვე დეფორმაციების ხასიათისა და სრულიად სხვადასხვა რიგის სტრუქტურების გენეზისისა და წარმოშობის მექანიზმის კვლევას დეტალური და რეგიონული სტრუქტურული ანალიზის გამოყენებით. ამგვარი კვლევა მრავალი წელია მიმდინარეობს (გამკრელიძე, 1972, 1976,

1984; გამკრელიძე, მაისაძე, 1987; Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990; Caputo et al., 2000). ამავ დროს, დედამიწის ქერქის უახლესი დეფორმაციების პრობლემა უშუალოდ უკავშირდება მისი სეისმურობის კვლევას, რასაც ცხადია თეორიულთან ერთად პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს. ამ მიზნით გამოკვლეულ იქნა საქართველოს ტერიტორიის დედამიწის ქერქის უახლესი (ნეოტექტონიკური) და თანამედროვე ჰორიზონტალური მოძრაობების მიმართულება და სიჩქარე (Gamkrelidze, Kuloshvili, 1998; Caputo et al., 2000). შესწავლილ იქნა აგრეთვე სეისმურად აქტიური სიღრმული და რეგიონული ტექტონიკური რღვევები. სიღრმული რღვევების დადგენა მოხდა გეოლოგიური (სტრუქტურული, სედიმენტაციული, მაგმური, გეომორფოლოგიური და სხვ.) და გეოფიზიკური (გრავემეტრიული, მაგნიტური, სეისმური და სხვ.) ნიშანთა კომპლექსის არსებობის საფუძველზე (Gamkrelidze et al., 1998, 2008; Caputo et al., 2000). საქართველოსთვის პირველად შედგა აქტიური რღვევების კატალოგი, რომელიც დაედო საფუძველად ქართველი სეისმოლოგების მიერ საქართველოს ტერიტორიის სეისმური დარაიონების რუკას. ეს უკანასკნელი 1999 წელს მშენებლობისთვის ნორმატიულ დოკუმენტად იქცა.

სწორედ ყველა ამ ზემოთ ჩამოთვლილი კვლევების სინთეზირება მოხდა წარმოდგენილ 1 : 500 000 მასშტაბის საქართველოს ტექტონიკურ რუკაზე (იხ. ნახაზი), რომლის შედგენისას გამოყენებულ იქნა აგრეთვე 1: 500 000 მასშტაბის საქართველოს გეოლოგიური რუკა (Gudjabidze, 2003).

### **საქართველოს ტექტონიკური რუკის შინაარსი**

წარმოდგენილი ტექტონიკური რუკა კომპლექსური ხასიათისაა და შეიცავს მონაცემთა ფართო სპექტრს. საქართველოს ტერიტორიის დედამიწის ქერქის აგებულების, მათ შორის მისი სიღრმული აგებულების და განვითარების შესახებ, მისი შემადგენელი დანაღები, მაგმური და მეტამორფული ქანების ხასიათის, მათი განლაგებისა და გეოდინამიკური ბუნების შესახებ. რუკაზე ნაჩვენებია აგრეთვე ქანების მიერ განცდილი დისკრეტული ხასიათის ტექტონიკური დეფორმაციები და მათი ჩამოყალიბების ისტორია, დედამიწის ქერქში განვითარებულ ტექტონიკურ ძაბვათა ველის ხასიათი და ქერქის უახლესი (ნეოტექტონიკური) და თანამედროვე ჰორიზონტალური მოძრაობის სიჩქარე და მიმართულება. ქვემოთ მოცემულია ამ მონაცემების დეტალური დახასიათება.

რუკაზე სხვადასხვა ფერითა და სპეციალური ინდექსებით ნაჩვენებია სხვადასხვა ასაკის ნაოჭა კომპლექსები. კერძოდ, გრენვილურ-ბაიკალური, ბაიკალური, გვიანბაიკალური და ჰერცინული მეტამორფული კომპლექსები და გვიანჰერცინული ოროგენული და ადრეკიმერიული ნაოჭა კომპლექსები. ალპური ასაკის ნაოჭა კომპლექსებში გამოყოფილია ოროგენულამდელი, ადრეოროგენული და გვიანოროგენული (კოლიზიური) კომპლექსები. თითოეული ეს ნაოჭა კომპლექსი მოიცავს გარკვეული ასაკის სედიმენტაციურ ციკლს, რომელიც მთავრდება დანაოჭების ფაზისით, ანუ ე.წ. ოროგენეტური ფაზისით. ასეთებია: ბათური, ანდური, ავსტრიული, სუბპერცინული, ლარამული, პირენეული, შტირიული, ატიკური, როდანული, ვალახური, და გვიანკოლიზიური (მეოთხეული) ნაოჭა კომპლექსები.

რუკაზე გამოყოფილია აგრეთვე სხვადასხვა ლითოლოგიური შედგენილობის დანაღები ქანების გეოდინამიკური კომპლექსები. კერძოდ: განაპირა ზღვის, კუნძულთა რკალის, კუნძულთა რკალსშივა, რიფტის და მოლასური კომპლექსები.

გარჩეულია და სპეციალური კრავით ნაჩვენებია აგრეთვე მაგმური ქანების გეოდინამიკური ტიპები. კერძოდ, სუბდუქციური ტიპის: ეფუზიური, კირ-ტუტე, სუბტუტე, ტოლეიტური, კირ-ტუტე და ტოლეიტური, და შოშონიტური კომპლექსები, ფილებსშივა ტუტე და სუბტუტე, კოლიზიური, კირ-ტუტე, სუბტუტე და ოკეანური ტოლეიტური კომპლექსები.

გარდა ამისა რუკაზე სხვადასხვა ფერითა და ინდექსით გამოსახულია სხვადასხვა ასაკის (დაწყებული პროტეროზოურიდან დამთავრებული ნეოგენურით) და შედგენილობის ინტრუზიული გეოდინამიკური კომპლექსები. კერძოდ, სუბდუქციური, ფილებსშივა და კოლიზიური ტიპის კომპლექსები.

ცალკეა გამოყოფილი და სპეციალური ფერადი კრავით ნაჩვენებია მეტამორფული კომპლექსები. მათ შორის გარჩეულია სუპრასუბდუქციური პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმის ფაციესები: ამფიბოლიტური და სუბგრანულიტური, ეპიდოტ-ამფიბოლიტური და ამფიბოლიტური,

რუკაზე სპეციალური ნიშნებით დატანილია აგრეთვე სხვადასხვა ტიპის ტექტონიკური სტრუქტურები. კერძოდ, 1. პირველი რიგის ნაოჭები (ჩასახვისა და ფორმირების ძირითადი დროის მითითებით); სპეციალური ნიშნებით ნაჩვენებია აგრეთვე მათი მორფოლოგია; 2. სხვადასხვა ტიპის ტექტონიკური რღვევები: ტექტონიკური ზეწრები (შარიაჟები), მათი ასაკის მითითებით, შეცოცებები და შესხლეტები (რეგიონული რღვევების ასაკის მითითებით), დაუდგენელი ბუნების რღვევები და ნახლეტები, და ნაწევები. ნაჩვენებია პროტრუზიული ტიპის კონტაქტებიც.

რუკაზე გამოსახულია აგრეთვე სხვადასხვა გეოლოგიურ ჰორიზონტზე გატარებული სტრატოიზოპიფსები, რისთვისაც გამოყენებულია გეოფიზიკური მონაცემები და ღრმა ბურღვის მასალები, რომლებიც სრულად არის მოცემული ზემოთ ხსენებულ საქართველოს გეოლოგიურ რუკაზე. გამოყოფილია: კრისტალური ფუნდამენტის ზედაპირის სტრატოიზოპიფსები, მათი გამკვეთი სიღრმული რღვევების ჩვენებით, ზედა ცარცულის სახურავის (დასავლეთ საქართველოში, მათ შორის შავი ზღვის ფარგლებში) და ზედა პლიოცენურის საგების (აღმოსავლეთ საქართველოში) სტრატოიზოპიფსები.

ამფიბოლიტური, მწვანე ფიქლური და ანჰიმეტამორფული.

რუკაზე მოთავსებულია ორინანართი: 1. „კავკასიის ტექტონიკური დარაიონება ტერეინული ანალიზის საფუძველზე და მისი მეზოზოურ-ადრეკაინოზოური დროის გეოდინამიკური პირობები“. ასზე სხვადასხვა ფერითა და ნუმერაციით გამოსახულია პირველი რიგის ტერეინები და სუბტერეინები. ისინი ერთმანეთისგან გამოყოფილია სხვადასხვა ასაკის ოფიოლიტური ნაკერებით (ე.წ. სუტურებით), რომლებიც მიუთითებს მცირე და ვრცელი პალეოკეანური აუზების სავარაუდო მდებარეობას. ამასთან ერთად სპეციალური კრაპით ნაჩვენებია სხვადასხვა ასაკის (ნეოპროტეროზოური, პალეოზოური და მეზოზოური) ოფიოლიტური ტერეინები ანუ ე.წ. ობდუქციური ფირფიტები, რომლებიც შარირებულია (ობდუცირებულია) ზემოთ აღნიშნული ოფიოლიტური ნაკერებიდან. შქემაზე ნაჩვენებია აგრეთვე მეზოზოური და კაინოზოური დროის გეოდინამიკური პირობები. კერძოდ, გამოყოფილია მათი გეოდინამიკური ტიპები და ამგები ნალექებისა და ეფუზიური წარმონაქმნების ქიმიური და პეტროქიმიური ხასიათი. გარჩეულია: განაპირა ზღვის, კუნძულთარკალის, კუნძულთარკალსშიდა და მიკროკონტინენტური დანალექი ქანების გეოდინამიკური ტიპები. 2. ეორე ჩანართზე: ტექტონიკურ ძაბვათა ტექტონიკურ ვექტორების ორიენტაცია და დედამიწის ქერქის ჰორიზონტალური მოძრაობა საქართველოს ტერიტორიაზე ნეოტექტონიკურ ეტაპზე დატანილია: აქტიური (სეისმოგენერირებადი) ფარული სიღრმული და რეგიონული რღვევები, პირველი და მეორე რიგის მაქსიმალური სუბჰორიზონტალური კუმშვის დერძების ორიენტაცია, რომლებიც გამოვლენილია რეგიონული და დეტალური სტრუქტურული ანალიზის საფუძველზე. არდა ამისა ნაჩვენებია: ნეოტექტონიკურ ეტაპზე დედამიწის ქერქის ჰორიზონტალური მოძრაობის სავარაუდო მიმართულება, სხვადასხვა მაგნიტუდის მქონე მიწისძვრების ფოკალური მექანიზმები და დედამიწის ქერქის თანამედროვე მოძრაობების მიმართულება და სინქარე დღეისთვის არსებული მონაცემების მიხედვით. ნაჩვენებია, რომ ეს სინქარე იცვლება 2.9 -დან 6.9 მმ-დე წელიწადში.

ბოლოს უნდა აღინიშნოს, რომ ამ რუკის გამოქვეყნებას საერთაშორისო რეზონანსი მოჰყვა და მისი შედგენის პრინციპები საფუძვლად დაედო მთელი კავკასიის საერთაშორისო ტექტონიკური რუკის შდგენას. ეს სამუშაო 2014 წლიდან სრულდება შვეიცარიის საერთაშორისო სამეცნიერო ფონდის (SCOPES-ს) დაფინანსებით და მასში მონაწილეობენ შვეიცარიელი, რუსი და აზერბაიჯანელი მეცნიერები, ხოლო საქართველოს მხრიდან ე. გამყრელიძე და კ. ქოიავა. მის შედგენას საფუძვლად დაედო როგორც კავკასიის ტექტონიკური დარაიონების სქემა ტერეინული ანალიზის საფუძველზე, ისე საქართველოს ტექტონიკური რუკის ლეგენდა.







- გამყრელიძე ე., ფრუიძე მ., გამყრელიძე მ., ლოლაძე მ. (2013), საქართველოს ტექტონიკური რუკა. გამომცემლობა „მერიდიანი“.
- Caputo M., Gamkrelidze I. et al. (2000). Geostructural basis and geophysical investigations for the seismic hazard assessment and prediction in the Caucasus. *IL NUOVO CIMENTO*. - Vol.23. P.191-215.
- Gamkrelidze I.P. (1977). Main trend of tectonic development of the Caucasus and adjacent areas of the Mediterranean belt// *Himalayan Geology*, vol. 7, P. 43-45.
- Gamkrelidze I.P. (1979). Die paleozoische entwicklung des Kaukasus und angrenzenden gebiete des Mediterran-Guertels. *Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften Varizische Tectogene Eurasiens*, Teil II Jahrgang 7, Heft 10, S. 1249-1257.
- Gamkrelidze I.P. (1982). Nappe structures of the Caucasus Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. Edit. M.Mahel. *Veda*, P. 95-114.
- Gamkrelidze I.P. (1986). Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. *Tectonophysics*, vol. 127, P. 261-267
- Gamkrelidze I.P. (1988). Alpine geodynamics of the Caucasus and adjacent areas. *Studia Geologica Polonica (Warszawa)*, vol. XCI, P. 61-75.
- Gamkrelidze I.P. (1991). Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust in the Mediterranean belt (Carpathians, Balkanides and Caucasus). *Tectonophysics*, vol. 196, P.385-396.
- Gamkrelidze I.P. (1997<sup>1</sup>). Georgia. *Encyclopedia of European and Asian regional geology*. Chapman and Hall , P. 256-281.
- Gamkrelidze I.P. (1997<sup>2</sup>). Terranes of the Caucasus and adjacent areas. *Bull. Georg. Acad. Sci.*, Vol. 155, # 3, P. 75-81.
- Gamkrelidze I.P. , Giorgobiani T.V. (1990). Kinematics of the Alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas. *Mechanics of jointed and faulted rock*, Balkema-Rotterdam (Brookfield), P.183-186
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., Chichinadze G. M. (1996). Macera nappe in crystalline core of the Greater Caucasus and its geological significance. *Bull. Georg. Acad. Sci.*, vol. 154, N 1, P. 84-89
- Gamkrelidze I.P., Giorgobiani T.V. et al. (1998). Active deep faults map and catalogue of the territory of Georgia . *Bull. Georg. Acad. Sci.*, Vol. 157, N 1, P. 80-85.
- Gamkrelidze I.P., Kuloshvili S. (1998). Stress vector orientations and movement of the Earth's crust of the territory of Georgia on the neotectonic stage. *Bull. of Georg. Acad. of Sci.*, Vol. 158, N2, P. 283-287
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Shvelidze I., Vashakidze G. (1999<sup>1</sup>). New data on the geological structure of the Locki crystalline massif. *Bull. Georg. Acad.Sci*. Vol. 160. N1. P.93-97
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. (1999<sup>2</sup>), Petrogenetic model of the Dzirula crystalline massif magmatites in the light of tectonic layering of the Earth's crust. *Bull. Georg. Acad. Sci*. Vol. 159, # 1, P.11-120.
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. et al. (2005). Precambrian regional metamorphism, magmatism and geodynamics of the Caucasus. *Inst. of Earth Sciences // Budelkhand University, Jhansi, India*, P. 197-200
- Gamkrelidze I.P., Tsamalashvili T. et al. (2008). Tbilisi fault and seismic activity of Tbilisi environs (Georgia)// *A.Janelidze geological institute Proceedings, New series*, vol. 124, P. 30-35
- Gamkrelidze I.P., Maisadze F.D. (2010). Guide book of geological excursion of the International Scientific Conference “Problems of geology of the Caucasus”, Tbilisi, pp. 1-35.
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., Tsutsunava T.N., Sun-Lin Chang et al. (2011). New data on the U-Pb zircon age of the pre-Alpine crystalline basement of the Black Sea – Central Transcaucasian terrane and their geological significance. *Bull. Geor. Nat. Acad. Sci*. Vol. 5, # 1, P. 64-76.
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. et al. (2012). Pre-Alpine geodynamics multi-stage regional metamorphism and granitoid magmatism of the Caucasus. *Proceedings of the International congress: “Natural cataclysm and global problems of the modern civilization “*. London, P. 208-217.
- Gamkrelidze I., Pruidze M., Gamkrelidze M., Loladze M. (2013). Tectonic map of Georgia (1: 500 000). Meridiani. Tbilisi.
- Gudjabidze G.E. (2003). Geological map of Georgia (Editor I.Gamkrelidze) (1: 500 000). Tbilisi.
- Moshashvili M., Gamkrelidze I. (1981). Thrust zone of the Krizna nappe at stoly in the Tatra MTS (Poland). *Studia Geologica Polonica (Warszawa)*. Vol. LXVIII, P.72-82.
- Башелеишвили Л.Б., Гамкრელიძე ი.პ., Буртман В.С. (1982). О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива // *Доклады АН СССР*, т. 266, № 1, С. 196-198.
- Гамкრელიძე ი.პ. (1972). Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления. *Геотектоника* №6, С.45-54.

- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Труды Геол. Ин.-та, Нов. Сер.т. 52, 226 стр. (английское резюме)
- Гамкрелидзе И.П. (1977<sup>1</sup>). Модели геодинамической эволюции Кавказа. Геотектоника, № 5, С. 125-129.
- Гамкрелидзе И.П. (1977<sup>2</sup>). Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. Геотектоника, № 3, С.25-37.
- Гамкрелидзе И.П. (1984). Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. Труды Геол. Ин-та. АН ГССР, вып. 86, «Тектоника и металлогения Кавказа». С.105-184.
- Гамкрелидзе И.П. (1989). Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса. В «Геодинамика Кавказа».вып. 99, С. 79-89.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977). Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тр. Геол. Ин-та, т. 57, 82 с.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А. и др. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. Геотектоника, № 5, С. 23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Книппер А.Л. (1985). История формирования Средиземноморского пояса в мезозое и кайнозое. Геотектоника, № 3, С. 91-102.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобiani Т.В., Башелеишвили Л.Б. (1985). Эксперименты по моделированию трансформированной складчатой структуры в некоторых зонах Большого Кавказа. Бюлл. АН ГССР, т.120, № 2, стр. 340-346.
- Гамкрелидзе И.П., Маисадзе Ф.Д. (1987). Структура Кваисинской рудоносной зоны (Грузия). Изв. АН СССР, сер. Геол. №1, С. 96-105.
- Гамкрелидзе И.П., Адамия Ш.А., Книппер А.Л. (1988). Шарьяжная тектоника Кавказского сектора Альпийского пояса. В «Актуальные проблемы тектоники СССР». М. Наука, С. 60-66.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расчлененности земной коры. Геотектоника, № 1, С. 60-72.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (2005). Докембрийско-Палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Москва, Научный Мир, 458 с.

შრომები. ახალი სერიის. ნაკვ. 127  
 УДК 551.242.31(479)

ტექსტობოკა

## **ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (на примере Западной Абхазии)**

**Ф. Д. Маисадзе**

**The Influence of Geological Conditions on the Rate of Sedimentation (on the Example of Western Abkhazia). F. Maisadze.** This article deals with some aspects of sedimentation rate and its dependence on the geological conditions. On the example of the study of Upper Eocene sediments of the western part of Abkhazia the data on the rates of sedimentation are presented. Here, under non-uniform facies and paleogeographic conditions, on one hand deposition of subplatform sediments in the form of marls took place, and on the other hand – accumulation of terrigenous formations of piedmont trough. The determination of the rate of sedimentation was carried out by the method, which implies the division of the total thickness of rocks by the number of years, during which they were formed. The precisely established lithologic and stratigraphic boundaries of the studied Upper Eocene deposits make the obtained numbers about the rate of sedimentation more or less reliable. Moreover, the data obtained both for the subplatform deposits, and for the rocks of piedmont trough, correspond to the data available for different sedimentation basins of adjacent regions. By means of the mean value of sedimentation rate the duration of the time that was required for the accumulation of separate formations composing Upper Eocene sections is established.

## Введение

В геологической науке, на отдельных этапах ее развития о скорости геологических процессов существовали разные мнения, иногда противоречивые. В начале эти процессы делились на „быстрые,, и „медленные,,. По мере накопления нового фактического материала и развития знания наук о Земле, потребовалось по-новому подойти к решению рассматриваемого вопроса. В настоящее время, несмотря на то, что с разной степенью достоверности можно установить абсолютные значения скорости некоторых геологических процессов, нет единого подхода к решению данного вопроса. Наиболее отчетливо это проявляется при рассмотрении скорости осадконакопления как в современных водоемах, так и в бассейнах геологического прошлого.

Установлено, что на определенных отрезках истории Земли, интенсивность геологических процессов значительно превосходило сегодняшнюю. О больших скоростях осадконакопления свидетельствуют многие факты. В частности, большие мощности моласс, осадочные отложения, содержащие большое количество хорошо сохранившихся органического вещества (Шубин, 2003), существование „событийных отложений,, (Maisadze, 2008) и др. Напротив, на медленное осадконакопление указывает наличие в осадках ходов илоедов, присутствие в осадках глауконита и фосфорита и др. Существует и такое представление, что реальное время образования многих толщ составляет 0,0001 % стратиграфического времени ее накопления (Романовский, 1988). По мнению ряда авторов осадконакопление является процессом эпизодическим и его интервалы менее длительные, чем интервалы времени отсутствия седиментации (Reineck, 1960). Такие разные представления о скорости осадконакопления в геологическом прошлом, по всей вероятности обусловлены, как сложностью самого вопроса, так и отсутствием достаточного фактического материала.

Для древних водоемов определение скорости осадконакопления требует значительную осторожность, так как в геологическом прошлом фациальные условия, как и другие обстоятельства, отличались от современных, а временами и радикально. Существовавшая формулировка принципа актуализма – „настоящее – единственный ключ к прошлому”, со временем стала спорным по ряду причин. В частности, многие факторы постепенно изменились (тепловой поток Земли уменьшился за время ее существования в несколько раз), что не дает или дает только самые скудные сведения о редких событиях, которые вероятно происходили в прошлом (необычные условия на границах, отделяющих докембрий и кембрии, пермь и триас и мел и палеоген).

Равномерный процесс осадконакопления, во время которого, как известно, осаждаются нормально-осадочные образования, сравнительно редко, но со значительными последствиями нарушается различными геологическими явлениями, которые находят отражение в изменении литологического характера пород. В частности, определенная группа пород, которая по своим текстурным, структурным и генетическим признакам резко отличается от нормально-осадочных образований, выделена в самостоятельный вид осадочных образований в качестве «событийных отложений». Наиболее яркими представителями этой группы являются олистостромы и дикий флиш (Maisadze, 2008). Выяснилось, что одним из главных факторов их образования, являются конседиментационные катастрофические явления, происходящие импульсивно и охватывающие весьма короткий промежуток времени. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что часто фораминиферы, содержащиеся в осадочных отложениях, которые непосредственно подстилают и перекрывают олистостромы и дикий флиш, фактически принадлежат к одному и тому же комплексу микрофауны (Обуэн, 1965). Интересные данные получены С. Фон Бубновым (1948) и У.Шварцахером (1975), согласно которым седиментация быстрее всего происходила в эпоху горообразования и сразу же после нее.

Перед тем, как перейти к изложению фактического материала, вкратце ознакомимся с теми данными, которые имеются в литературе о скорости седиментации для современных и древних водоемов. В частности, в Черном море наиболее интенсивная седиментация в настоящее время отмечается в южной и восточной частях бассейна, где скорости седиментации равны 20 см/1000 лет, а на западе и в центральной части – 0-10 см/1000 лет (Ross, 1974). По данным А.П.Лисыцина(1971) скорость осадконакопления для всего Черного моря колеблется в пределах 1-40 см/1000 лет, а по В.Шварцахеру (1975) средняя скорость составляет 20 см/1000 лет.

По Средиземному морю в результате изучения материала глубоководного бурения были составлены эмпирические кривые скорости седиментации, которые дают средние значения от плиоцена до настоящего времени, составляя соответственно 2,6 см/1000 лет и 3,2 см/1000 лет (Stanley, 1977). Тот же автор обращает внимание на присутствие в пелагических осадках 5-10 сантиметровых прослоев, отложившихся в результате мутьевых потоков.

Несмотря на различные скорости седиментации, которые обусловлены разными факторами, в том числе морфологией дна бассейна и расстоянием переноса терригенного материала, по имеющимся данным, можно прийти к выводу, что в современных внутренних и окрайных морях в целом, скорость седиментации составляет 10-30 см/1000 лет, иногда достигая 100 см/1000 лет (Кукал, 1987).

В результате изучения кернового материала глубоководного бурения со дна Аравийского залива интересные данные были получены Р.Беманом и Е.Гамильтоном (1976). В частности, в верхних 100 метровых глинистых осадках пористость уменьшается на 8-9 %, а в карбонатных – 4-5 %. Более значительные изменения наблюдаются на глубине 300 м от поверхности дна. На основе экстраполяции, этими авторами было сделано заключение, что мощность древних пород приблизительно в два раза меньше, чем аналогичных современных осадков. Эти данные имеют важное значение для установления скорости осадконакопления в древних водоемах, хотя для их применения в конкретных случаях требуется определенная осторожность, так как следует учесть, что в геологическом прошлом, как уже отмечалось выше, условия осадконакопления, по всей вероятности, отличались от современных.

В окраинных морях седиментация идет в три раза быстрее, чем на платформах (3,85 и 1,45 см/1000 лет соответственно). Наибольшая скорость седиментации отмечается в конце, а самая медленная – в середине тектонических циклов (Ронов и др. 1976).

Обобщение данных о скорости седиментации в разных тектонических структурах (платформенные впадины, окраинные моря, предгорные прогибы, рифтовые впадины и др.), показывает, что самая медленная седиментация происходила в платформенных впадинах, а самая быстрая – в предгорных прогибах (2-6 и 4-1100 см/1000 лет соответственно) (Schwab, 1976).

Приведенные выше цифры о скорости седиментации для современных и древних отложений отражают общие закономерности по данному вопросу для разных седиментационных бассейнов и являются естественно приближительными. Однако, при наличии достоверных геологических данных, каковыми являются точная мощность и возраст исследуемых отложений, а также их литологическая однородность, возможно получить относительно достоверные цифры о скорости седиментации. Таким требованиям, по нашему мнению, вполне отвечают изученные нами верхнеэоценовые образования Западной Абхазии.

### **Скорость осадконакопления верхнеэоценовых образований Западной Абхазии**

Выбор данной территории, которая охватывает бассейны рек Псоу, Бзыбь и Кодори, для решения поставленной задачи обусловлен некоторыми факторами. В частности, она охватывает две тектонические единицы: Складчатую систему Большого Кавказа (на севере) и Закавказскую межгорную область (на юге). На этой территории в течение раннего мела-олигоцена включительно существовал единый седиментационный бассейн, где происходило непрерывное осадконакопление, во время которого накопились известково-терригенные осадки.

Что же касается выбора времени, то он обусловлен теми палеогеографическими и фаціальными изменениями, которые имели место на Кавказе, как и во всем Альпийском-Гималайском складчатом поясе в результате проявления пиренейской фазы складчатости во второй половине позднего эоцена, что естественно отразилось и на скорости осадконакопления (Майсадзе, 1984).

В течение позднего эоцена в отмеченном выше седиментационном бассейне существовали две различные фаціальные зоны осадконакопления: зона смешанных фаций (в западной части) и субплатформенных фаций (в восточной и южной частях). В первой осаждались как субплатформенные (первая половина позднего эоцена), так и регрессивные молассовые отложения предгорного прогиба (вторая половина позднего эоцена). В то время, как в восточной зоне в течение всего позднего эоцена осаждались исключительно субплатформенные отложения в виде мергелей. Зона смешанных фаций расположена только в пределах южного склона Большого Кавказа, а зона субплатформенных фаций охватывает обе тектонические единицы (рис. 1).

Отложения смешанных фаций наиболее широко развиты в пределах Ачмардской и Тройцкой синклиналей, а субплатформенные отложения - в междуречье Мюссера – Апста и в районе Нового Афона, которые расположены соответственно на Южном склоне Большого Кавказа и в Закавказской межгорной области.

В рассматриваемой фаціальной зоне верхнеэоценовые отложения с постепенным переходом следуют за породами *багнарской свиты*, представленной зеленовато-серыми и серыми мергелями. Среднеэоценовый возраст этих отложений подтверждается нанопланктоном (Гавтадзе, 1986) и мелкими фораминиферами (Салуквадзе, Цагарели, Гавтадзе. 1990).

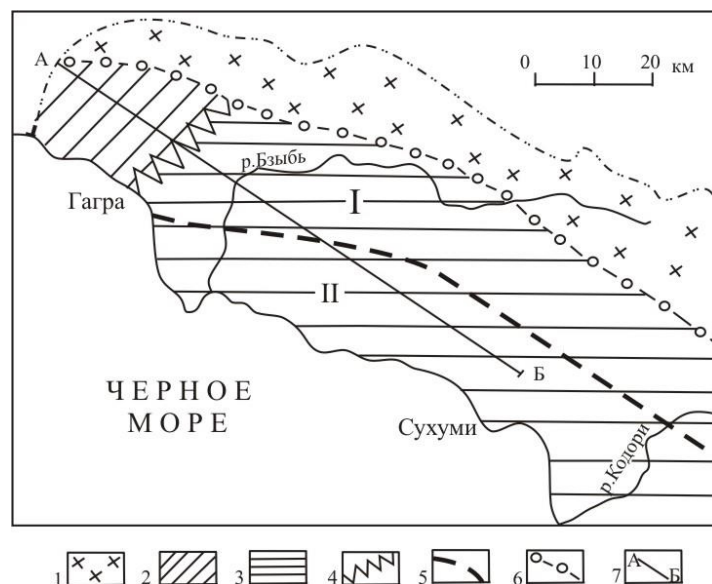


Рис. 1. Палеогеографическая схема для второй половины позднего эоцена. I-Складчатая система Большого Кавказа. II-Закавказская межгорная область. 1-суша; 2-зона смешанных фаций; 3-зона субплатформенных фаций. Границы: 4-фацальных зон; 5-тектонических единиц; 6- моря и суши; 7-линия профиля;

### ЗОНА СМЕШАННЫХ ФАЦИЙ

Самая нижняя часть верхнего эоцена представлена *эгрисской свитой*, слагаемой коричневатосерыми, коричневыми плитчатыми, битуминозными мергелями со множеством остатков чешуй рыб, в том числе *Lirolepis saucasica* Rom. Эти отложения в литературе известны как „лиролеписовые мергели“, являющиеся аналогом *кумской свиты* Северного Кавказа. Стратиграфическое положение последней и соответственно возраст лиролеписовых мергелей до настоящего времени остается дискуссионным.

Одни авторы эти отложения относят к верхам среднего эоцена (Голев, 1980; Крашенинников, Птухьян, 1986 и др.), другие-к низам верхнего эоцена (М. Качарова, 1954; Салуквадзе, 1965 и др.). Часть исследователей лиролеписовые мергели относят к верхам среднего и низам верхнего эоцена (Шуцкая, 1970; Мревлишвили, 1978).

Для уточнения возраста эгрисской свиты, интересные данные существуют в рассматриваемом нами регионе. В частности, в восточной части района (между сс. Калдахвара и Блабурхва), в верхней части эгрисской свиты были найдены *Nummulites incrassatus*, *N. Chavannesi*, указывающие на верхнеэоценовый возраст вмещающих пород (Салуквадзе, 1965). В лиролеписовых мергелях местами содержатся и переотложенные среднеэоценовые органические остатки, в том числе и фораминиферы зоны *Globigerina turcmenica*.

Исходя из вышесказанного, с учетом специфики седиментационных условий (сероводородное заражение морской среды) можно допустить, что эгрисская [кумская] свита не имеет строго определенных стратиграфических границ и ее нижняя и верхняя границы являются скользящими от верхов среднего до низов верхнего эоцена включительно. Мощность эгрисской свиты колеблется в пределах 20-35 м.

*Клдианская свита* без следов перерыва налегает на мергели эгрисской свиты (рис. 2). Литологически она представлена зеленовато-серыми мергелями. В них наблюдаются включения пирита и лимонитизированные конкреции. По мелким фораминиферам, присутствующим в этих мергелях, Г.С.Годердзишвили (1979) выделила зону *Globigerapsis index*, что указывает на верхнеэоценовый возраст вмещающих пород. Мощность свиты составляет 25-40 м.

Следующая выше *мацестинская свита* играет важную роль в геологическом строении не только рассматриваемой фациальной зоны, но и всей Адлерской депрессии. Она распространена в междуречье Мацеста - Хашупсе и литологически представлена регрессивными образованиями, в которых выделяются три горизонта: нижний-песчано-глинистый, средний - “горизонт с включениями” (олистостромы) и верхний - глинисто-песчанистый (Майсадзе, 1987). Верхнеэоценовый возраст рассматриваемой свиты, на основании фаунистических данных, установлен многими исследователями (И. Качарова, 1944;

Келлер, Меннер, 1945; Лалиев, 1964; Папава, Годердзишвили, 1968; Г.С.Годердзишвили, 1971; Салуквадзе, 1972 и др.).

*Песчано-глинистый горизонт* в нижней части представлен мергелями, редко-карбонатными глинами. Вверх по разрезу количество и мощность песчаных прослоев постепенно увеличивается. Мощность горизонта меняется от 30 до 80 м.

*“Горизонт с включениями” (олистостромы)* широко развит в Ачмардской синклинали. Южнее, выходы этих образований не фиксируются – здесь верхний горизонт мацестинской свиты (песчано-глинистый) непосредственно налегает на нижний (глинисто-песчаный).

Переход олистостромов в подстилающий песчано-глинистый и следующий за ним глинисто-песчаный горизонты согласный. Состав олистолитов разнообразен (мергели, известняки, песчаники, кремни и др.). Цементирующая масса представлена песчаными мергелями и карбонатными глинами. Олистостромы характеризуются запутанным напластованием и представляют собой образования тектоно-гравитационного происхождения.

Из олистолитов выделяются плитчатые верхнеэоценовые лиролеписовые мергели, которые преобладают над другими обломками как по количеству, так и по размеру. Отдельные их глыбы в поперечнике превышают несколько десятков метров. Их слоистость часто совпадает с элементами залегания горизонта, что может создать ложное представление о первичном залегании отдельных их включений.

Олистостромы мацестинской свиты являются синхронными образованиями верхнеэоценовых олистостромов, развитых в восточном сегменте южного склона Большого Кавказа (Майсадзе, 1994), являясь „событийными отложениями“. Они являются своеобразными маркирующими образованиями, позволяющими установить время и длительность проявления пиренейской фазы складчатости (Maisadze, 2008., Gamkrelidze, Maisadze, 2010). Их мощность изменчива и не превышает 245 м.

Верхнюю часть мацестинской свиты – *глинисто-песчаный горизонт*, в нижней части слагают темно-серые глины и, в подчиненном количестве, песчаные мергели. В них имеются тонкие прослои аркозово-кварцевых мелкозернистых карбонатных песчаников, роль которых вверх по разрезу заметно возрастает. Эти песчаники вместе с карбонатными глинами и песчаными мергелями, слагают верхний горизонт мацестинской свиты, мощность которой меняется от 100 до 150 м.

По восходящему разрезу над мацестинской свитой согласно залегает *хостинская свита* олигоцена, слагающаяся в основном более плотными песчаниками.

## ЗОНА СУБПЛАТФОРМЕННЫХ ФАЦИЙ

### *Южный склон Большого Кавказа*

В данной фациальной зоне верхнеэоценовые образования полностью представлены мергелистой фацией (рис. 2). Они постепенно сменяют среднеэоценовые „*нижнефораминиферовые мергели*“, являющиеся синхронными образованиями упомянутой выше *багнарской свиты* среднего эоцена.

Нижнюю часть верхнего эоцена слагают лиролеписовые мергели *эгрисской свиты*, представленной плитчатыми темными мергелями, в которых обильно содержатся чешуи и зубы рыб. Мощность свиты колеблется в диапазоне 20-60 м.

В восходящем разрезе лиролеписовые мергели сменяются литологически однообразными зеленовато-серыми мергелями *аргветской свиты*, в которой наблюдаются редкие прослои плотных известняков. По нуммулитовой фауне (Салуквадзе, 1965) и нанопланктону (Гавтадзе, 1986) аргветская свита датируется верхним эоценом. Она является синхронным образованием кдиданской и мацестинской свит (рис. 2). Мощность аргветской свиты меняется в пределах 50-70 м.

По восходящему разрезу мергели аргветской свиты сменяются олигоценовыми отложениями *майкопской серии*, нижняя часть которой представлена большей частью карбонатными глинами.

### *Закавказская межгорная область*

Верхнеэоценовые образования в рассматриваемой тектонической зоне пользуются ограниченным распространением, обнажаясь между р. Бзыбь и с. Ачандара и в районе Нового Афона. Они согласно следуют за среднеэоценовыми образованиями, которые в западной части представлены зеленовато-серыми мергелями, а в восточной (район Нового Афона) - плотными органогенно-детритовыми известняками .



Сами же верхнеэоценовые образования в нижней части представлены буроватыми плитчатыми мергелями *эгрисской свиты* (25-70 м), а в верхней—, *верхнефораминиферовыми мергелями*, (15-60 м), которые сверху согласно перекрываются породами *майкопской серии*.

Перед тем, как перейти к вычислению скорости осадконакопления для верхнеэоценовых отложений, следует отметить, что скорости осадконакопления в первую очередь зависят от соотношения интенсивности привноса осадочного материала в бассейн, размыва осадков и скорости прогибания дна бассейна. Считается, что для компенсированных прогибов, каковой и была Адлерская депрессия, скорость осадконакопления является определенным критерием для характеристики тектонического прогибания.

Определения скорости седиментации проводилось методом, который подразумевает деление общей мощности пород на число лет, за которое они образовались. По последней международной хроностратиграфической таблице (International Chronostratigraphy..., 2013) продолжительность позднего эоцена равна 4,1 млн. лет. С применением упомянутого выше метода определения скорости седиментации установлено, что для зоны субплатформенных фаций южного склона Большого Кавказа, где в течение всего позднего эоцена осаждались литологически однородные отложения в виде мергелей (*эгрисская* и *аргветская свиты*) и для зоны субплатформенных пород Закавказской межгорной области (*эгрисская свита*, „*верхнефораминиферовые мергели*,), максимальная мощность которых составляет 130 м, скорость осадконакопления равна 3.17 см/1000 лет. Исходя из этой цифры можно вычислить время накопления отдельных свит. В частности, в зоне смешанных фаций *эгрисская свита* накопилась в течение 1.1 млн. лет, а *кддианская свита*—1.3 млн. лет. Суммируя эти два показателя можно определить продолжительность накопления *мацестинской свиты*, которая составляет 1,7 млн. лет, при средней скорости седиментации 27.4 см/1000 лет.

Здесь же следует учесть неоднородный литологический состав *мацестинской свиты*. В силу этого большая часть времени приходится на осаднение нормально-осадочных пород (нижний и верхний горизонты свиты). Что же касается олистостромов, их образование, как уже отмечалось, занимает весьма короткий промежуток времени. В нашем случае, по комплексу мелких фораминифер первые два горизонта *мацестинской свиты* (песчано-глинистый и олистостромовый) относятся к зоне *Globigerapsis index* (Finlav), а верхний (глинисто-песчанистый) – к зоне *Bolivina* (Годердзишвили, 1971., Салуквадзе, 1972).

Для субплатформенных отложений восточной части Южного склона Большого Кавказа время накопления для *эгрисской свиты* составляет 1.9 млн. лет, а для *аргветской свиты*—2.2 млн. лет. Для субплатформенных отложений Закавказской межгорной области эти показатели аналогичны: для *эгрисской свиты*—2.2 млн. лет, а для „*верхнефораминиферовых мергелей*,—1.9 млн. лет.

Перед тем, как перейти к заключительной части нашей статьи, интересно ознакомиться вкратце с теми геологическими процессами, которые имели место на рассматриваемой территории в течение позднего эоцена.

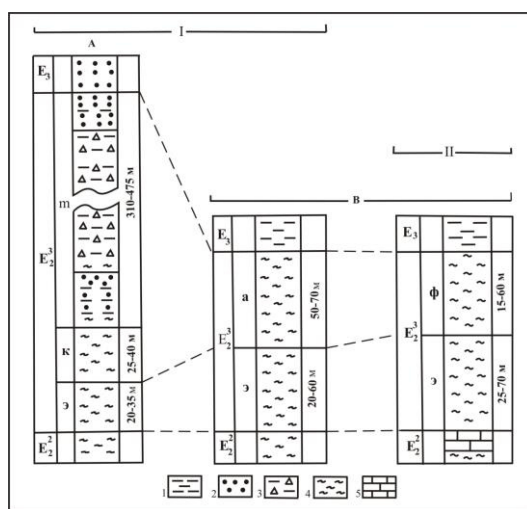


Рис. 2. Литолого-стратиграфические колонки сводных разрезов. I – Южный склон Большого Кавказы; II – Закавказская межгорная область; А– зона смешанных фаций; В- зона субплатформенных фаций; 1-глины; 2-песчаники; 3-олистостромы; 4-мергели; 5-из-вестняки; а-аргветская свита; к-кддианская свита; m-мацестинская свита; ф-верхние фораминиферовые мергели; э-эгрисская свита.

Существовавший седиментационный бассейн с севера ограничивался невысокой сушей Ахцу-Кацирха, которая являлась основным поставщиком терригенного материала для данного бассейна. В начале позднего эоцена морская среда была заражена сероводородом, что обусловило накопление специфических пород в виде лиролеписовых мергелей (эгрисская свита). В оставшееся время первой половины позднего эоцена, когда в бассейне по-прежнему сохранялись субплатформенные условия, продолжалось осажение мергелей (кдиданская свита и нижняя часть аргветской свиты), а с второй половины позднего эоцена, в результате активизации тектонических движений, обусловленных пиренейской фазой складчатости, формируется гагрское подводное поднятие, разграничивающее бассейн на две части: западную (зона смешанных фаций) и восточную (зона субплатформенных фаций) (рис. 3). Последняя охватывала как Южный склон Большого Кавказа, так и Закавказскую межгорную область.

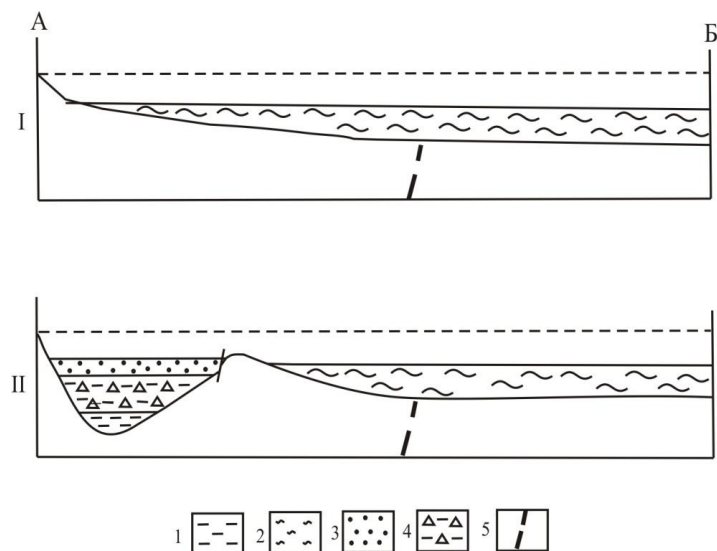


Рис.3. Палеогеографические профили седиментационного бассейна по линии А-Б (см. рис. 1) I-начало позднего эоцена, II-конец позднего эоцена с-зона субплатформенных фаций; d-зона смешанных фаций.

В западном бассейне, со второй половины позднего эоцена, отчетливо намечается прогибание дна бассейна, образование предгорного прогиба (нынешняя Адлерская депрессия) (рис. 3) и регрессия моря в смежном поднятии. Как видно из литолого-фациальной характеристики верхнеэоценовых отложений восточного окончания Адлерской депрессии, в это время здесь происходил привнос значительного количества терригенного материала, обусловивший накопление мощной мацестинской свиты (310-475 м). Что же касается восточной части бассейна, там и во второй половине позднего эоцена сохранились субплатформенные условия и продолжали осажаться мергели (рис. 2).

### Заключение

Приведенные выше цифры о скорости седиментации для современных и древних отложений отражают общие их закономерности для разных седиментационных бассейнов и являются естественно приближительными. Однако, при наличии достоверных геологических данных, каковыми являются точная мощность и возраст исследуемых отложений, а также их литологическая однородность, с чем и имеем дело в случае верхнеэоценовых отложений Западной Абхазии, возможно получить относительно достоверные цифры о скорости седиментации.

Полученные нами цифры скорости осадконакопления - 3.17 см/1000 лет для субплатформенного бассейна, и 27.4 см/1000 лет для предгорного прогиба, являются более или менее достоверными, хотя они, как и в большинстве случаев, занижены т.к. не учтено уплотнение осадков. В целом же, эти данные полностью соответствуют тем цифрам, которые существуют для разных седиментационных бассейнов сопредельных регионов. Для предгорного прогиба Адлерской депрессии фиксируется сравнительно низкая скорость седиментации (27.4 см/1000 лет), что, по всей вероятности, можно объяснить тем, что в позднем эоцене рельеф суши Ахцу-Кацирха еще не был достаточно расчленен и доставлял в бассейн ограниченное количества терригенного материала. Если к этому добавить, что для компенсированных прогибов скорость осадконакопления является определенным критерием для характеристики тектонического прогибания [Кукал, 1987], можно заключить, что во второй половине позднего эоцена в зоне смешанных фаций происходило медленное прогибание дна бассейна. Существенное расчленение

суши Ахцу-Кацирха и значительное прогибание предгорного прогиба наблюдаются уже в олигоцене, когда накапливаются мощные (до 1500 м) терригенные отложения хостинской и сочинской свит.

## Литература

- Гавтадзе Т.Т. (1986). Нанопланктон палеогеновых отложений Абхазии и его биостратиграфическое значение // Авторефер. канд. дисер. 26 с.
- Годердзишвили Г.С. (1971). Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Абхазии по фораминиферам // Тр. ВНИГНИ. М.: Недра. Вып. 115. С. 27-39.
- Годердзишвили Г.С. (1979). Фораминиферы и стратиграфия эоценовых отложений Западной Абхазии // Автореф. Канд. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Голев Б.Т. (1980). Стандартная зональная шкала на примере нуммулитов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 4. С. 51-56.
- Качарава И.В. (1944). Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. Геол. Т. 2(7). 144 с.
- Качарава М.В. (1954). Стратиграфия верхнеэоценовых отложений северного склона Тriaлетского хребта по фауне фораминифер // Вест. Гос. Музея Грузии. Т. XVI-A. С. 15-25.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. (1945). Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные в них подводные оползни // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. XX (1-2). С. 83-103.
- Крашеников В.А., Птухьян А.Е. (1986). Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным микрофораминиферам и нуммулитам // Вопр. микропалеонт. Вып. 28. С. 60-98.
- Кукал З. (1987). Скорость геологических процессов // „Мир,,. 245 с.
- Лалиев А.Г. (1964). Майкопская серия Грузии // М.: Недра. 308 с.
- Лисицын А.П. (1971). Скорость современного осадконакопления в океанах // Океанология. Т. II. № 6. С. 957-968.
- Майсадзе Ф.Д. (1984). О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 7. С. 148-152
- Майсадзе Ф.Д. (1987). Палеогеография Абхазии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып. 92. 91 с.
- Майсадзе Ф.Д. (1994). О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 2. № 1. С. 95-102.
- Мревлишвили Н.С. (1978). Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение // Тбилиси. Изд-во ТГУ. 241 с.
- Обуэн Ж. (1965). Итало-Динарская система и ее соотношения с Альпийской дугой // В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: „Мир,,. С. 187-257.
- Папава Д.Ю., Годердзишвили Г.С. (1968). О возрасте хостинских песчаников // Сообщ. АН ГССР. Т. 52. №.3. С. 195-198.
- Романовский С.И. (1988). Физическая седиментология // „Недра,,. 240 с.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балиховский А.Н., Сесгавский К.Б. (1976). Изменение распространности, объемов и скорости накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков) // Изв. АН СССР, сер. геол. № 5. С. 5-13.
- Салуквадзе Н.Ш. (1965). О возрасте горихонта *Lygolepis Caucasica* Rom. и смежных с ним фораминиферовых мергелей центральной Абхазии // Известия геол. об-ва Грузии. Т. IV. Вып. 2. С. 17-25.
- Салуквадзе Н.Ш. (1972). Палеогеновая система // В кн.: Вопросы геологии Северо-Западной части Абхазии // Из-во „Мецниереба,,. Тбилист. С. 123-143.
- Салуквадзе Н.Ш., Цагарели Е.А., Гавтадзе Т.Т. (1990). Новые данные по стратиграфии среднеэоценовых отложений бассейна р. Апста // Сообщ. АН ГССР. Т. 113. № 3. С. 549-552.
- Шубин С.В. (2001). Скорость накопления осадочных отложений по данным палеонтологии // Альманах „Божественное откровение и современная наука,,. М.: Поломникъ. С. 123-193.
- Щуцкая Е.К. (1970). Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // М.: Недра. 251 с.
- Behman R.T., Hamilton E.L. (1971). Porosity-depth interrelationship in JOUDES drillings // Sedim. Petrology. 46. P. 224-236.
- Bubnoff S. Von. (1948). Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie // Geol. Rundschau. 35. P. 6-22.

- Gamkrelidze I.P., Maisadze F.D. (2010). Some New Considerations on the Age, Composition, Geological Position and Genesis of Olistostromes of the Southern Slope of the Greater Caucasus (within Georgia) // Bull. Acad. Sci. of Georgia. Vol. 4. № 2. P. 101-116.
- International *Chronostratigraphic chart* // International Commission on Stratigraphy. (2013).
- Maisadze F.D. (2008). Ivent Deposits in Chaotically Built Formations // Bull. Acad. Sci. of Georgia. Vol. 2. № 3. P. 79-87.
- Reineck H.E. (1960). Uber teitlücken in rezenten Elachseesediment // Geol. Rudschau. 49. P. 149-161.
- Ross D.A. (1974). The Black Sea // In: The geology of continental margins, eds. C.A. Burk, C.L. Drake. Springer, Berlin, etc. P. 669-682.
- Schwab E.L. (1976). Modern and ancient sedimentary basins: Comparative accumulation rates // Geology. P. 723-727.
- Schwarzacher W. (1975). Sedimentation models and quantitative stratigraphy // Elsevier, Amsterdam. P. 1-382.
- Stanley D.J. (1977). Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean // In: The Sea [ed. R. Hill]. Pergamon. London. Vol. 4. P. 77-145.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
УДК 551.24(234.9)

© JSC OJSC

## МЕХАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА

Т. В. Гиоргобiani, Д. П. Закарая\*  
ООО "Кавказская горная группа\*", Тбилиси, Грузия

**The Mechanism of Formation and Geodynamics of the Folded Structure of the Daghestan Wedge.** T.Giorgobiani, D.Zakaraia\*. **Caucasus Mining Group LTD\***, Tbilisi, Georgia. On the basis of detailed analysis of geological and structural data the conditions for the formation of folding of the Daghestan wedge are considered. There is shown that in its arcuate structure, along the northeast and northwest faults that frame the Daghestan wedge parallel to them, linear folds are located. In the central part of the wedge interference brachiform folding occur; they formed as a result of transversal overlapping on previously formed linear northwest folding of the newest deformations. The mechanism of the formation of cross-stress arising in the process of pushing through the triangular summit of the Mesozoic cover of the Daghestan zone was established. During the process of deformation perpendicular compression of the previous folding took place, causing the formation of interference structure and the arcuate shape of the Daghestan wedge. Dislocation of the considered zone was conditioned by geodynamics of the Eastern Caucasus and of the nannoplate of the same name. The last one in most recent times subducted under the Mesozoic complex of the Eastern Caucasus, conditioning the northeastern movement of the Daghestan wedge and its autonomous intersecting deformation.

Дагестанский клин, расположенный в северо-восточной части Восточного Кавказа, является одним из крупных поперечных поднятий Большого Кавказа (Милановский, Хаин, 1963), длина которого в основании составляет 240 км, а ширина достигает 85 км. Дагестанский клин в основном сложен терригенными и карбонатными толщами с общей мощностью более 4 км, состоящий из двух различных комплексов. Нижний представлен песчано-глинистыми отложениями нижней и средней юры, а верхний - мергелисто-известняковыми породами верхней юры и мела. Перекрывающие мел палеогеновые (палеоцен-эоцен) толщи в основном состоят из мергелей и аргиллитов, редко глинистых известняков, с общей мощностью до 300 м.

В структурном отношении Дагестанский клин представляет собой горизонтальную ступень или террасу, который на юго-западе сочленяется с более высокой ступенью антиклинория Бокового хребта (Милановский, Хаин, 1963; Сорский, Шолпо, 1962). На севере Дагестанский клин Черногорско-Сулакским, а на северо-востоке Восточно-Дагестанским разломами сопрягается с более низкой ступенью Терско-Каспийского прогиба, заложенного на эпигерцинской Скифской платформе. Между этими нарушениями на вершине Дагестанского клина отмечается обрамляющая его надвигово-

вдвиговая зона сложной округлой конфигурации (Расцветаев, 1987; Соборнов, 1991; Короновский, 1996). По краям Дагестанский клин органичен с востока Самурским, а с запада Асса-Арагвинским разломами, пересекающими весь Восточный Кавказ и Закавказскую микроплиту (рис. 1, 2)

Территория Дагестанского клина имеет весьма своеобразное складчатое строение, которым она резко выделяется от сопряженных с ним структур. Складчатость региона существенно отличается от непосредственного его продолжения на запад Аргун-Терекской полосы аналогичных отложений, которая сложена пологими широкими единичными складками общекавказского простираения. В пределах Дагестанского клина развиты многопорядковые, складчатые структуры самых различных форм и размеров, образующие систему кулисообразно расположенных складок. В этой зоне наблюдается широкий спектр пликативов - от узких линейных до широких брахиморфных, а также линзовидных, овальных, округлых, клинообразных складок и структур более сложных очертаний. Большинство антиклиналей обладают в поперечном сечении коробчатой формой, крутыми крыльями и полого наклоненным сводом. Крупные пликативные структуры имеют длину от 10-20 до 40-60 км, а осложняющие их более мелкие - 3-7 км. Ширина складок колеблется в пределах 1-5 -15 км. Весьма изменчива ориентировка расположения структур, характерной особенностью которых является четко выраженная ундуляция их шарниров. Здесь развиты складки северо-западного (аз. 285-315°), северо-восточного (аз. 65-75°) и субширотного (аз. 265-275°) простираения. Иногда наблюдаются структуры субмеридионального (аз. 355-5°) направления. При этом структуры первых двух ориентировок расположены по краям Дагестанского клина, а северо-западные более меньших азимутов и субширотные - в его средней части.

Совокупность этих разнообразных по форме, ориентировке и размерам складок, создает весьма сложный рисунок складчатости Дагестанского клина. Характер расположения структур в плане определяет дугообразную морфологию складчатой зоны (рис. 1). Она особенно хорошо выделяется на фоне прилегающей к Дагестанскому клину с юга линейной структуры северо-западного простираения антиклинория Бокового хребта (рис. 2).

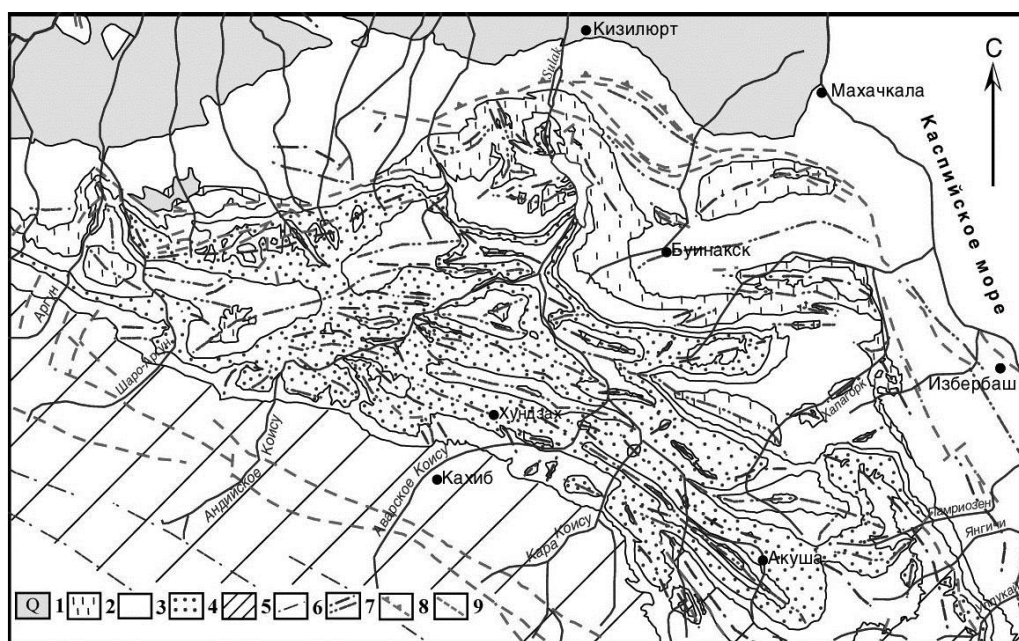


Рис. 1. Геолого-структурная карта Дагестанского клина. Составлена с использованием существующих геологических материалов. 1. Q - четвертичный, 2 - палеоген, 3 - неоген, верхний мел, средняя юра байос-бат-верхняя юра, 4 - нижний мел, 5 - нижняя юра-средняя юра аален, 6 - общекавказские оси антиклиналей, 7 - переориентированные оси антиклиналей и синклиналей, 8 - фронтальная вдвигово-надвиговая зона Дагестанского клина, 9 - разломы.

К настоящему времени существуют разные представления о генезисе складчатой структуры Дагестанского клина. Одни исследователи считают ее глыбовой, возникшей вертикальными движениями блоков фундамента (Талалаев, 1977). Другие предполагают ее образование в результате выжимания глинистых толщ в ядра конседиментационных известняковых антиклиналей (Сорский, Шолпо, 1962). Ряд исследователей объясняют формирование складчатости тангенциальными силами (Милановский, Хаин, 1963; Расцветаев, 1987; Барбот де Марни, 1895 и др.), но среди них нет единства

взглядов относительно направления давления - с юга или с севера. Возникновение дугообразной формы складчатой структуры Дагестанского клина исследователи объясняют по разному: неравномерным боковым сжатием (Барбот де Марни, 1895), отражением направления структур в подстилающем фундаменте (Шатский, 1964) или существованием поперечного подъема фундамента (Брод, 1938). Процесс формирования структуры Дагестанского клина, по мнению большинства исследователей происходило на новейшем этапе развития, начавшись в позднем сармате и продолжался до акчагыльского века. В последнее время образование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина объясняют его перемещением к северу и вклиниванием в Терско-Каспийский прогиб, в результате чего мезокайнозойский чехол Дагестанского клина испытал воздымание и был смят в складки (Соборнов, 1991; Короновский, 1996). К близкому выводу пришел один из авторов (Гиоргобиани, 1999, 2001).

Однако на основе этих представлений еще не были рассмотрены условия образования складчатости Дагестанского клина. Механизм ее формирования, претендующий на достоверность, должен объяснить важнейшие ее особенности, установленные многими исследователями. К ним относятся: обращенная к северо-востоку дугообразная форма складчатой структуры, виргация и вертикальная ундуляция осей складок, брахиформная складчатость в центральной части и линейная по краям клина; коробчатая и корытообразная форма складок, изменение морфологии и вергентности в поперечном сечении одной складки и, наконец, наличие мелких дополнительных структур, осложняющих крупные складки. Образование такой сложной контрастной складчатой структуры трудно объяснить вышеперечисленными простыми способами складкообразования. С учетом вышеотмеченного, механизм и геодинамика формирования складчатости Дагестанского клина можно представить следующим образом.

Ведущим фактором, определяющим новейшую дислокацию Дагестанской зоны, являлась альпийская новейшая региональная геодинамика Закавказского микроконтинента и Большого Кавказа, а также локальная геодинамика его восточного сегмента. Последние были обусловлены мегагеодинамическими событиями в Анатолийско-Кавказско-Иранском сегменте Средиземноморского складчатого пояса, которые, в свою очередь, были вызваны глобальной геодинамикой Афро-Аравийского континента. Мезозойско-Кайнозойские геодинамические процессы, происходящие в Кавказском секторе Альпийского пояса и их анализ с позиций тектоники литосферных плит рассмотрены в многочисленных публикациях. В связи с этим, нет необходимости более детального изложения этих событий. Поэтому здесь рассмотрим только новейшую геодинамику Восточного Кавказа и прилегающему к нему Закавказью.

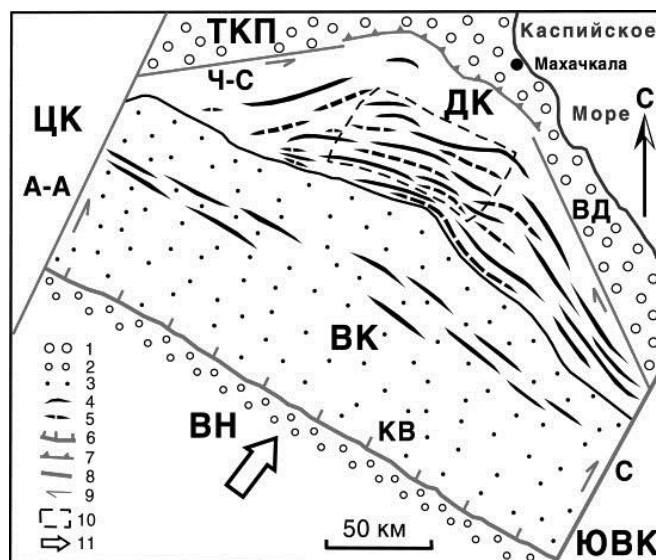


Рис. 2. Схема основных структур и позднекайнозойской геодинамики Дагестанского клина и Восточного Кавказа. 1 - Терско-Каспийский передовой прогиб; 2 - Восточная наноплита Закавказской микроплиты; 3 - Восточный Кавказ; 4 - оси антиклиналей; 5 - оси синклиналей; 6 - южная граница мегантиклинория Восточного Кавказа; 7 - фронтальная вдвигово-надвиговая зона Дагестанского клина; 8 - разрывные нарушения: А-А - Асса-Арагвинский, КВ - Кахетино-Вандамский, С - Самурский, Ч-С - Черногорско-Сулакский, ВД - Восточно-Дагестанский; 9 - направление перемещения Восточного Кавказа и осадочного чехла Дагестанского клина; 10 - область развития интерференционной складчатости; 11 - направление движения Восточной наноплиты. ДК - Дагестанский клин; ЦК - Центральный Кавказ; ВК - Восточный Кавказ; ЮВК - Юго-Восточный Кавказ



В начале позднего миоцена, в процессе субмеридионального тангенциального сжатия, вызванного продвижением Аравийской плиты на север, Большой Кавказ поперечными разломами был расчленен на отдельные сегменты, а Закавказская микроплита - на соответствующие им одноименные наноплиты. В результате такой деформации возникла пара структур, состоящая из сегмента Восточного Кавказа и Восточной наноплиты. Последняя на протяжении всего позднекайнозойского этапа, продвигаясь в северо-восточном направлении оказывала давление на Восточный Кавказ. Тангенциальные усилия, которые возникали при придвигании Восточной наноплиты к складчатой системе и ее пододвигание под нее, передавались Восточному Кавказу. В ходе перемещения между ним и пододвигавшимися наноплитой возникало вызванное трением сцепление. При тангенциальном сжатии движущаяся наноплита увлекала за собой и залегающую на ней систему Восточного Кавказа, земная кора которого, очевидно, была тектонически расслоена. В процессе деформации происходил срыв осадочного чехла региона с подстилающего его основания или внутри самой мезозойской толще. Вследствие этого Восточный Кавказ, совместно с наноплитой вдоль ограничивающих их разломов, перемещался на северо-восток, оказывая давление на край Терско-Каспийского прогиба (Гиоргобиани, 2005; Гиоргобиани, Тверитинова, 2012) (рис. 2). В результате этого процесса, на периферии Восточного Кавказа возникли диагональные Черногорско-Сулакский северо-восточный (аз. 70-75°) и Восточно-Дагестанский северо-западный (аз. 330-335°) сколовые разломы, которые ограничивая данный регион, придали области Дагестана треугольную форму.

При дальнейшем движении Дагестанского клина, по плоскостям названных диагональных разломов, происходило прижатие этого активного блока к краю пассивного Терско-Каспийского прогиба. Последний, служил при этом упором, препятствующим дальнейшему продвижению Дагестанского клина. Поэтому при продолжающемся северо-восточном сжатии Дагестанский клин сам подвергался деформациям, вследствие чего, пологоскладчатый мезозойский чехол, сформированный на предыдущем этапе деформации, испытывал боковое сжатие со стороны обрамляющих его разломов и сминался в структуру дугообразной морфологии. При этом, слагающие его структуры конформно следовали образованной ранее форме клина. В периферических зонах Дагестанского клина, вблизи разломов возникли параллельные им линейные складки вытянутые в север-восточном (аз. 75-80°) и северо-западном (аз. 330-335°) направлениях. В центральной части зоны сформировались более западные (аз. 285-295°) структуры, ориентированные вкрест направления главного сжимающего усилия. Складки возникающие в чехле Дагестанского клина в основном наклонялись к северу в соответствии с общим перемещением масс к вершине клина.

По мере продвижения Дагестанского клина к северо-востоку и его продавливания вдоль обрамляющих разломов, смещение мезо-кайнозойской толщи увеличивалось, что сопровождалось сокращением ее ширины. В результате возникающего при этом поперечного сжатия интенсивность складчатости в чехле постепенно возрастала. В ядрах сильносжатых крупных структур формировались дополнительные куполовидные мелкие складки, а на их крыльях образовались второстепенные флексуровидные структурные формы. В процессе деформации возникал недостаток пространства и происходил срыв осадочного чехла от подстилающего основания, что вызывало образование в пределах Дагестанского клина бескорневой складчатости.

Дальнейшую деформацию чехла предопределила клиновидная форма этой области. Чем дальше продвигался Дагестанский клин к северо-востоку, зажата между разломами мезозойская толща все труднее проталкивалась через суживающуюся щель. В результате постепенного сокращения площади чехла, в центральной части клина с двух противоположных сторон - с юго-востока (аз. 160°) и юго-запада (аз. 250°) - происходило его дополнительное косое сжатие в встречном направлении. Возникшее при этом сжимающее усилие вызывало поперечное сжатие осей ранее образованных складок, обуславливая тем самым вертикальную и горизонтальную ундуляцию их шарниров, что способствовало преобразованию ранней складчатости. Антиклинали становились более короткими, брахиформными с овальными, линзовидными или треугольными очертаниями. Происходило разветвление складок и изгибание их осей. На сводах антиклиналей образовались дополнительные куполовидные поднятия и изометричные прогибы и их крылья приобретали более крутой наклон. Вследствие этого в поперечном сечении первичные асимметричные складки на некоторых участках становились почти симметричными коробчатыми антиклиналями с выпуклыми и прогнутыми сводами. Одни и те же складки в разных сечениях по простиранию приобрели совершенно различные очертания, от симметричных коробчатых или корытообразных, до пологих и асимметричных клиновидных форм.

В процессе этой деформации одновременно продолжалось общее дугообразное изгибание складчатости Дагестанского клина, а ранняя однообразная северная вергентность структур местами сменилась противоположной южной. Область развития этих своеобразных структур расположена в

центральной части клина. Вышеотмеченные особенности складчатой структуры рассматриваемой зоны, как известно, являются признаками интерференционной (пересекающейся) складчатости. Следовательно, в процессе формирования складчатой структуры Дагестанского клина имело место перекрестное наложение ранних и поздних деформаций. В этом смысле коробчатая форма антиклиналей наблюдаемая в пределах Дагестанского клина в основном вторична и была образована в результате интерференции двух направлений сжатия: первичного по оси С и вторичного, наложенного по оси В. Вследствие проявления таких разнонаправленных деформационных процессов в альпийской структуре Дагестанского клина возникла новая группа складок в виде интерференционной складчатости.

Наряду с формированием в центральной части Дагестанского клина интерференционной складчатости продолжалось дальнейшее продвижение к северо-востоку дислоцированного чехла. В результате в лобовой, в самой узкой, части Дагестанского клина, вследствие утыкания чехла в Терско-Каспийский прогиб, играющего роль барьера, происходило формирование вдвигово-надвиговых структур. Активность рассмотренного выше тектонического процесса в пределах Дагестанского клина постепенно возрастала и максимальное усиление деформации сжатия произошло на границе раннего и позднего плиоцена, во время проявления роданской фазы складчатости. Величина северо-восточного горизонтального смещения Восточного Кавказа по отношению Центрального сегмента в новейшее время составила более 20 км, и это движение продолжается и в настоящее время. Следовательно, на неотектонической стадии развития в основном и сформировалась дугообразная, бескорневая, складчатая структура Дагестанского клина, которая оказалась резко дисгармоничной по сравнению с другими большекавказскими линейными структурами (рис. 2).

Таким образом, складчатая структура Дагестанского клина представляет собой гибридный тип складчатости, выраженный сочетанием линейных вдольразломных складок и интерференционных брахиформных структур. В этом своеобразии механизма ее формирования заключается автономность проявления новейшей складчатости Дагестанского клина, в отличие от складчатых структур других тектонических зон Большого Кавказа.

## Литература

- Барбот де Марни Н. (1895). Отчет об исследовании минеральных богатств и геологического строения Дагестана. Мат-лы по геол. Кавказа. Сер. 2, кн. 9. Тифлис. С. 229-286.
- Брод И.О. (1938). Тектоника Восточного Предкавказья // Советская геология. №7. С. 3-22.
- Гиоргобиани Т.В. (1999). Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС. С. 174-178.
- Гиоргобиани Т.В. (2001). К вопросу о генезисе складчатой структуры Дагестанского клина // Тектоника неогена; общие и региональные аспекты. Матер.совещ. Т. 1. М.: ГЕОС. С. 141-144.
- Гиоргобиани Т.В. (2005). Альпийская коллизионная геодинамика Большого Кавказа и прилегающего Закавказья // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. М.: ГЕОС. С. 143-146.
- Гиоргобиани Т.В., Тверитинова Т.Ю. (2012). Новейшая и современная геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Матер. Всерос. совещ. Т. 1. Иркутск. С. 79-82.
- Короновский Н.В. (1996). Современная геодинамика Кавказского сектора Альпийского пояса // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: МГУ. С. 67-68.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963). Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ. 356 с.
- Расцветаев Л.М. (1987). Тектонодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. С. 69-96.
- Соборнов К.О. (1991). Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. № 3. С. 34-46.
- Сорский А.А., Шолпо В.Н. (1962). История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана // Складчатые деформации земной коры их типы и механизм образования М.: Изд. АН СССР. С. 134-170.
- Талалаев В.Д. (1977). Важнейшие особенности альпийской складчатости Северо-Восточного Кавказа и смежных регионов Предкавказья // Геология мезозойских и палеозойских отложений Северо-Восточного Кавказа. Тр. СевКавНИПИнефть. Вып. XII. Грозный. С. 179-183.
- Шатский Н.С. (1964). О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Н.С. Шатский. Избр. труды. Т. II. М.: Наука. С. 495-521.

ახალი მონაცემები დიზის სერიის მეტამორფიზმის შესახებ

დ. შენგელია, თ. წუწუნავა, გ. ჭიჭინაძე, გ. ბერიძე

**New Data on the Metamorphism of the Dizi Series. D.Shengelia, T.Tsutsunava, G.Chichinadze, G.Beridze.** Prior to the contact effect of intermediate intrusives the Dizi series was represented by the rocks transformed under epidiagenesis: sandstones rich in strongly dislocated and finely folded coaly-argillaceous matter and in quartz, argillized varieties and limestones. Under the thermal influence of intrusive the sandy-clayey rocks of the Dizi series transformed into hornfelses of diverse composition, spotted and nodular schists. There are established minerals spread as a result of contact metamorphism. They are cordierite, andalusite, biotite, muscovite, corundum, plagioclase, graphite, scapolite, tourmaline, diopside, hornblende, actinolite, tremolite, zircon, sphene. There are distinguished pyroxene(I), hornblende (II) and albite-epidote (III) hornfels facies, where following mineral parageneses occur: I – Crd + Bt + Pl + Crn + C + And + Fibr + Qtz; II – Crd + Bt + Ms + Pl + Qtz + C; Crd + Bt + And + Ms ± Pl + Qtz + C, Bt + Crd + Pl + Qtz + C, And + Ms + Pl + Qtz + C, Bt + Ms + Pl + Qtz + And + C and III – Bt + Ab + Qtz + C.

დიზის სერია შიშვლდება შავი ზღვა ცენტრალურ-ამიერკავკასიის ტერეინის უკიდურეს ჩრდლო ნაწილში კავკასიონის თანამედროვე სამხრეთი ფერდობის ფარგლებში. იგი წარმოდგენილია ფაუნისტურად დათარიღებული (დეკონურიდან ტრიასულის ჩათვლით) ეპიდაგენეზის პირობებსა და შემდგომ კონტაქტური მეტამორფიზმის შედეგად გარდაქმნილი, უპირატესად ტერიგენული ნალექებით – ქვიშაქვებით, გრაველიტებით, არგილიტებით, ნახშირიანი თიხა-ფიქლებით, სილიციტებით, ტუფოქვიშაქვებით, ვულკანიტებით, კირქვებისა და მარმარილოს ლინზებით, გრაფიტიზირებული ფილიტებით, ფილიტისებრი ფიქლებით და ნაირგვარი რქაულებით.

მკვლევართა დიდი ნაწილი (Гоишвили, 1962; Адамия, 1968; Сомин, 1971, Somin, 2011; Сомин, Белов, 1976; Кутелия, 1984 და სხ.) მიიჩნევს, რომ დიზის სერიის ქანებს გარდა კონტაქტური მეტამორფიზმისა განცდილი აქვს რეგიონული მეტამორფიზმი, მაგრამ არ აღინიშნება არა თუ ამ უკანასკნელის დონე, არამედ მითითებულიც არ არის რომელი მინერალი ჩნდება ამ პროცესის შედეგად. მათ შორის მხოლოდ მ. სომინი (Сомин, 1971) აღნიშნავს, რომ დიზის სერიის ქანების რეგიონული მეტამორფიზმი მწვანე ფიქლების ფაციესის ფარგლებს მოიცავს და უთურის ვულკანოგენურ წყებისთვის მიუთითებს მეტამორფულ გენეზისის ალბიტ-ეპიდოტ-აქტინოლითიან ასოციაციას, რომელიც ჩვენი მონაცემებით არა რეგიონული მეტამორფიზმის, არამედ ტიპური მწვანექვიური გარდაქმნის პროდუქტია.

გამოთქმულია მოსაზრება (Чихрадзе, 2005; Гамкрелидзе, Шенгелиა, 2005; Цуцუნავა, 2005), რომ დიზის სერიის ქანების გარდაქმნის ხარისხი, კონტაქტური მეტამორფიზმის გამოვლინებამდე, არ აღემატებოდა ანქიმეტამორფიზმის პირობებს.

ჩვენი დაკვირვებით კონტაქტური მეტამორფიზმის გამოვლინებამდე, დიზის სერია წარმოდგენილი იყო ძლიერ დისლოცირებული, დაწვრილნაოჭებული და დანაკეცებული (სურ.1) ნახშიროვან-თიხოვანი ნივთიერებით და კვარცით გამდიდრებული ქვიშაქვებით, არგილიტიზირებული ქანებითა და კირქვებით, სადაც არ ფიქსირდება მწვანე ფიქლების ფაციესის დამახასიათებელი არც ერთი მინერალი (ქლორიტი, სერიციტი, მუსკოვიტი, ბიოტიტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, აქტინოლითი და სხ.). ეპიდაგენეტურად სახეცვლილ ქვიშა-თიხურ ქანებში ფართოდ არის წარმოდგენილი ჰიდროქარსები, ნახშიროვანი და თიხური ნივთიერება, კარბონატები, დეტრიტული კვარცი და პლაგიოკლაზი. მეტამორფული გენეზისის ყველა მინერალი ლოკალიზებულია მხოლოდ ინტრუზიული სხეულების კონტაქტურ შარავანდში.

დიზის სერიაში განვითარებულია სხვადასხვა შედგენილობის ინტრუზივები - კირარის, აბაკურის და სოფ. დიზის მიდამოების. ამ ინტრუზივების K-Ar ასაკი 176-165 მლნ. წლების ფარგლებშია და დაკავშირებულია დანაოჭების ბათურ ფაზისთან (Дудаური, Тогоნიძე, 1998).

ჩვენ ძირითადად ვეყრდნობით მდ. ენგურის ხეობაში მოპოვებულ მასალას. ამავე დროს გვაქვს ცალკეული მონაცემები კირარის ინტრუზივის კონტაქტური ზემოქმედების შედეგებზეც.



სურ.1. ზოლებრივი, დანაკეცებული ქვიშა-თიხური ქანები მდ.ენგურის მარცხენა შენაკადის ხუმფრერის ხეობა

დიზის სერიის კონტაქტური მეტამორფიზმის შედეგად გარდაქმნილი ქანები მდ. ენგურის ხეობაში შიშვლდება ზუგდიდი-მესტიის სამანქანო გზის გასწვრივ – ე.წ. პროხოროვის კლდეებიდან მისი მარჯვენა შენაკადის – ლუხრის კალაპოტამდე დაახლოებით 3.5 კმ მანძილზე.

კონტაქტური ზემოქმედება განცდილი აქვს მ. სომინის (Сомин, 1971) მიერ გამოყოფილ ლაილის წყების ქანებს, სადაც როგორც ეპიდიოგენეტურად, ასევე კონტაქტური მეტამორფიზმის შედეგად სახეცვლილ წარმონაქმნებს შორის ფართოდ არის გავრცელებული მაკროსკოპულად ერთმანეთის მსგავსი დაწვრილნაოჭებული და დანაკეცებული წვრილზოლებრივი ქანები (სურ. 2). ამავე დროს კარგად ჩანს, რომ სხეულები კვეთს დანაკეცებულ ქანებს (სურ. 3<sup>ა</sup>), აგრეთვე შეიცავენ მათ ქსენოლითებს (სურ. 3<sup>ბ</sup>).



სურ.2. დანაკეცებული რქაულები. ენგურის ხეობა, ზუგდიდი-მესტიის სამანქანო გზა

კონტაქტური მეტამორფიზმი გამოწვეულია რამდენიმე სხვადასხვა სიმძლავრის და შედგენილობის მაგმატიკებით, რომლებიც არათანაბრადაა განაწილებული აღნიშნულ მონაკვეთზე. შესაბამისად არათანაბარია ქანების გადაკრისტალების ხარისხიც. მაღალტემპერატურულ პირობებში გარდაქმნილ ქანებთან ერთად, გამოიყოფა მონაკვეთები, სადაც ქანებში შენარჩუნებულია მათი პირველადი ტექსტურულ-სტრუქტურული თავისებურებები და დაბალია გადაკრისტალების ხარისხი. ზოგჯერ ეს სურათი დამოკიდებული არ არის ინტრუზიული სხეულის არსებობა – არარსებობაზე. მიუხედავად იმისა, რომ გაშიშვლებები კარგია და იძლევა სრულ წარმოდგენას ჭრილზე. ცალკეული ზონების თანმიმდევრობის დადგენა ხშირი აშლილობების, სხვადასხვა სხეულების მიერ კონტაქტური გავლენის ურთიერთგადაფარვის, შესაძლო, გაუშიშვლებელი სხეულების არსებობის გამო ვერ ხერხდება.





ა

ბ

სურ.3. ა - კონტაქტი სიენიტ-დიორიტებსა და ლაილის წყების დანაკეცებულ რქაულებს შორის; ბ - რქაულის ქსენოლითი სიენიტ-დიორიტში

იურიული ინტრუზივების გავლენით დიზის სერიის ქანებმა განიცადა ინტენსიური თერმული მეტამორფიზმი და მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი სხვადასხვა დიაპაზონის ტემპერატურულ პირობებში გარდაიქმნა ტიპიურ კონტაქტურ მეტამორფულ ქანებად. ფართოდ არის გავრცელებული რქაულები. ბ.გოიშვილი (Гоишвили, 1962) ინტრუზივებთან უშუალოდ კონტაქტიში აღნიშნავს კვარც-ანდალუზიტთან, კვარც-ბიოტიტთან, ბიოტიტ-ქლორიტოდიან<sup>1</sup>, კვარც-მინდვრისშპატიან რქაულებსა და კვარციტებს, რომლებიც კონტაქტიდან დაცილებით თანდათანობით ჩანაცვლებულია კვარც-პლაგიოკლაზ-აქტინოლითიანი და სერიციტ-ქლორიტიანი ფიქლებით. მარმარილოსა და ინტრუზივების ეკზოკონტაქტებში განვითარებულია სკარნული მინერალიზაცია, რომელიც დეტალურად აქვს შესწავლილი ბ. გოიშვილს (Гоишвили, 1960, 1962), ამიტომ მას ჩვენ არ განვიხილავთ. გამოყოფილია პიროქსენიტური, პიროქსენ-რქატყუარიანი და პიროქსენ-გრანატიანი სკარნები, სადაც პიროქსენი წარმოდგენილია დიოფსიდ-ავიტიტის რივის სახესხვაობებით, ხოლო გრანატი გროსულარ-ანდრადიტული შედგენილობისაა. სკარნული ზონის მაქსიმალური სიმძლავრე 150-170 მ აღწევს.

მ. სომინი (Сомин, 1971) დიზის სერიის ქანებში აღნიშნავს დეტრიტულ პლაგიოგენისს, პლაგიოგრანიტს, ცირკონს, ტურმალინს და კორდიერიტს. ამ უკანასკნელის კრისტალების ზომა 1 მმ-ს აღწევს და ჩაირთავს მუსკოვიტის ქერცლებს და კვარცის მარცვლებს. იგი მას მაკერის სერიის მეტამორფიტებში განვითარებული კორდიერიტის ანალოგად მიიჩნევს. ჩვენი მონაცემებით, კორდიერტი ეპიდიაგენეზისის პირობებში სახეცვლილ ქანებში დაფიქსირებული არ არის და ფართოდ არის განვითარებული მხოლოდ მაღალტემპერატურულ ეკზოკონტაქტურ ზონაში (იხ. ქვემოთ).

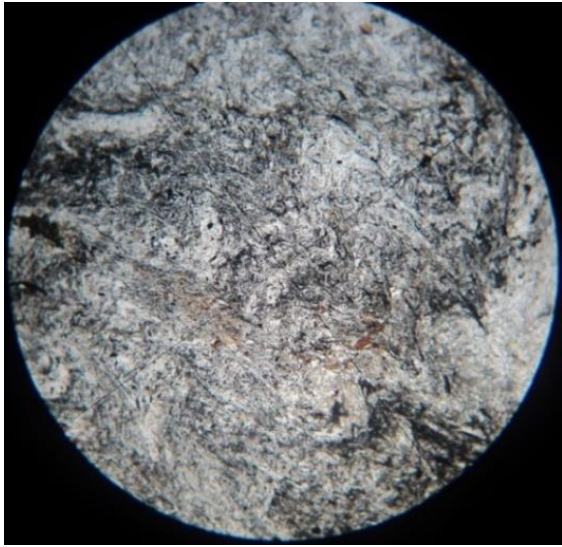
ეპიდიაგენეზისის პირობებში გარდაქმნილი დანაკეცებული ქანების თხელი ზოლები (ზოლების სიმძლავრე მილიმეტრიდან ერთეულ სანტიმეტრის ფარგლებშია) მცირედ თუ მეტად გამდიდრებულია პელიტური, ნახშიროვან-პელიტური, ალევროლიტური, კარბონატული მასალით. მათ შემადგენლობაში მონაწილეობს აგრეთვე ჰიდროქარსები, ჟანგეულები, პრენიტი.

ეპიდიაგენეტურად შეცვლილი დანაკეცებული ქანების ზოლები სხვადასხვა ინტენსივობის თერმული მეტამორფიზმის შედეგად ნაირგვარი შედგენილობისაა (დაბალტემპერატურულიდან მაღალტემპერატურულიკენ): კვარციტი, კვარც-ბიოტიტ-სერიციტ-გრაფიტიანი, ანდალუზიტ-ბიოტიტ-კვარც-პლაგიოკლაზ-გრაფიტიანი, ანდალუზიტ-ბიოტიტ-კორუნდიანი, ანდალუზიტ-კორდიერიტ-ბიოტიტ-პლაგიოკლაზ - კვარციანი, კორდიერიტ-ანდლუზიტ-კორუნდ-ფიბროლიტი-ანი. ამავე ქანებში კარბონატული ნივთიერებით გამდიდრებულ უბნებში გვხვდება დიოფსიდი, რქატყუარა, აქტინოლითი და ტრემოლითი, იშვიათად სკაპოლითი. ნათლად ჩანს პელიციტური სტრუქტურა - კორდიერიტის განვითარება დაწვრილნაოჭების პროცესის შემდეგ (სურ. 4).

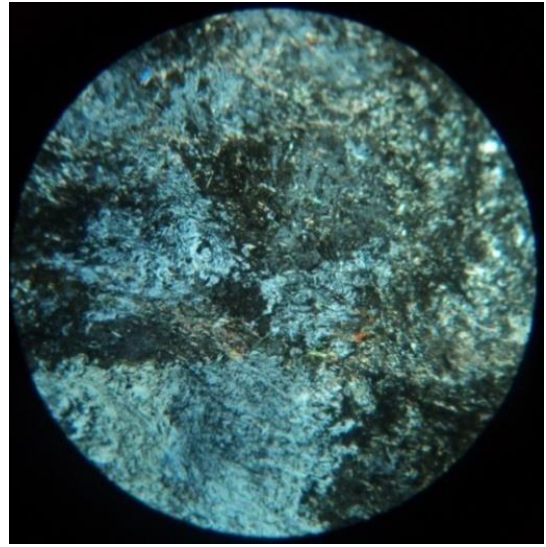
დიზის სერიის ტერიგენული - უპირატესად ქვიშა-თიხიანი ქანების კონტაქტური მეტამორფიზმის შესწავლის შედეგად გამოყოფილია ეკზოკონტაქტური ზონები (თანმიმდევრობა მოცემულია მაღალტემპერატურულიდან ნაკლებ მეტამორფულისკენ):

1 - Crd+Bt+Pl+Crm+C+And+Fibr<sup>2</sup> რქაულების ეს მინერალური ასოციაცია კონტაქტური მეტამორფიზმის პიროქსენ - რქაულების ფაციესს შეესაბამება. იგი მცირე გავრცელებით

სარგებლობს, განვითარებულია ინტრუზივთან უშუალო შეხების ვიწრო ზოლში, ან ინტრუზივში მოქცეულ ქსენოლითებში. აღსანიშნავია, რომ ამ უკანასკნელში, ასევე ინტრუზივთან უშუალო შეხების ეკზოკონტაქტში ბიოტიტ-კორდიერიტ-ანდალუზიტის რქაულებში განვითარებულია მწვანე რქატყუარის იდიომორფული პორფირობლასტები (1-3 მმ) კვარცის დ პლაგიოკლასის მცირე ზომის იზომეტრული მარცვლების ჩანართებით (სურ.5)

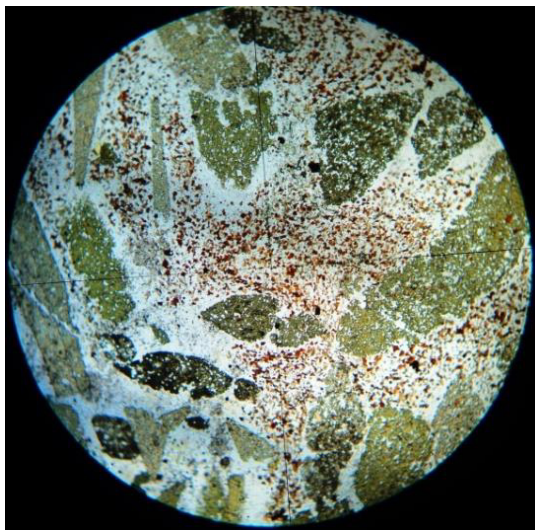


ა

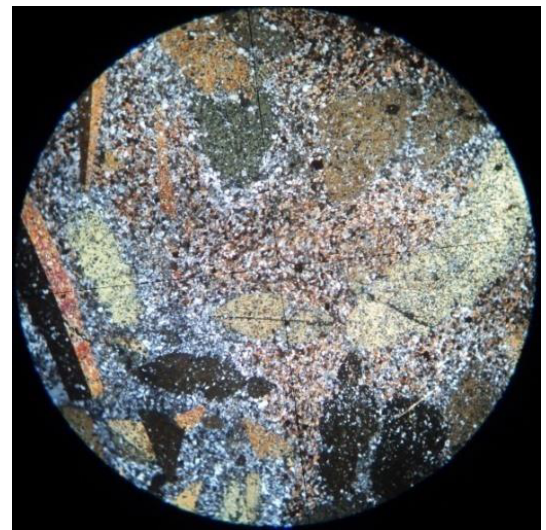


ბ

სურ.4. რქაულა ჰელიციტური სტრუქტურით. ჰელიციტური სტრუქტურა გაპირობებულია კორდიერიტის პორფირობლასტით, სადაც კარგად ჩანს რელიქტური დანაკვიანება. ა - ერთი ნიკოლით; ბ - + ნიკოლით. 3.7x8.



ა



ბ

სურ.5. მწვანე რქატყუარის იდიომორფული პოიკილობლასტები რქაულაში. ა - ერთი ნიკოლით; ბ - + ნიკოლით. 3.7x8.

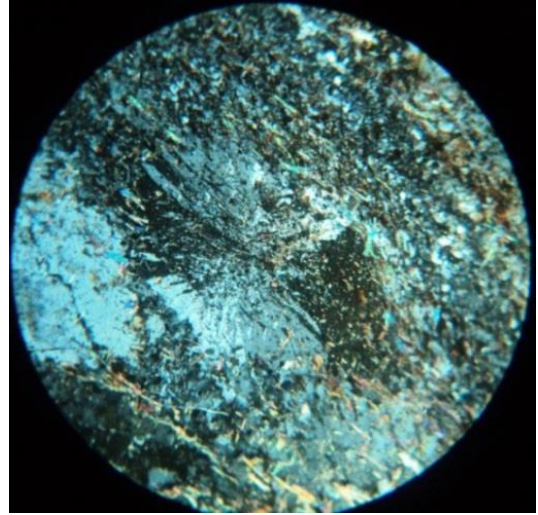
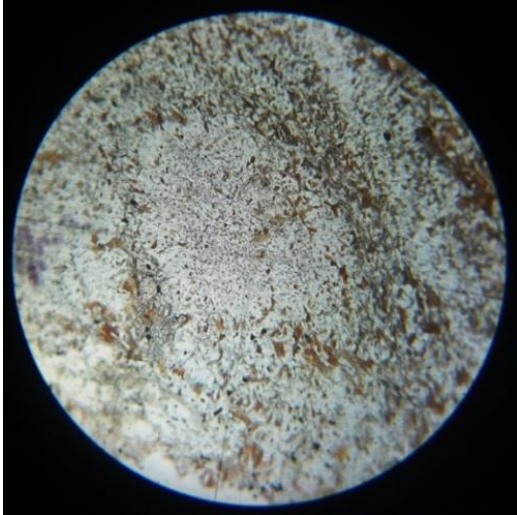
- 2 – Crd+Bt+Ms+Pl+Qtz+C;
- 3 - Crd+Bt+And+Ms+Pl+Qtz+C, Bt+And+Crn±Qtz;
- 4 - Bt+Crd+Pl+Qtz, And+Ms+Pl+Qtz;
- 5 – Bt+Ms+Pl+Qtz±And
- 6 – Bt+Qtz+Ab.

ბ.გოიშვილის (Гоишвили, 1962) მონაცემებით კვარც-ბიოტიტის და კვარც-ანდალუზიტის რქაულებს ინტრუზივთან უშუალო კონტაქტში ანაცვლებს ბიოტიტ-ქლორიტოიდიანი რქაულები რაც ჩვენი მონაცემებით არ დასტურდება. საერთოდ ქლორიტოიდის განვითარება მაღალტემპერატურულ რქაულებში ძნელი წარმოსადგენია.



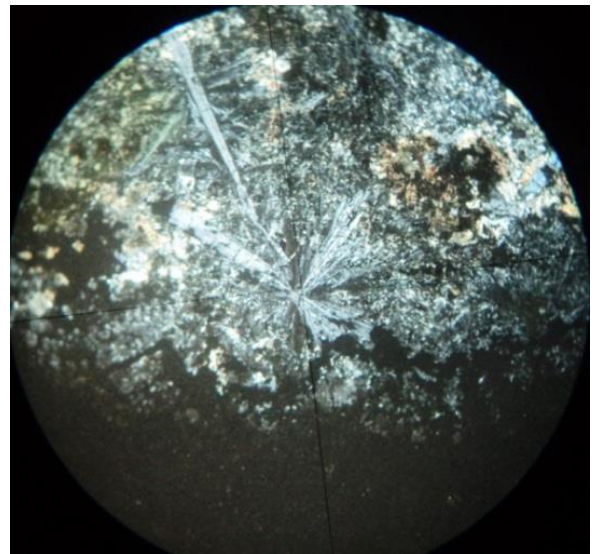
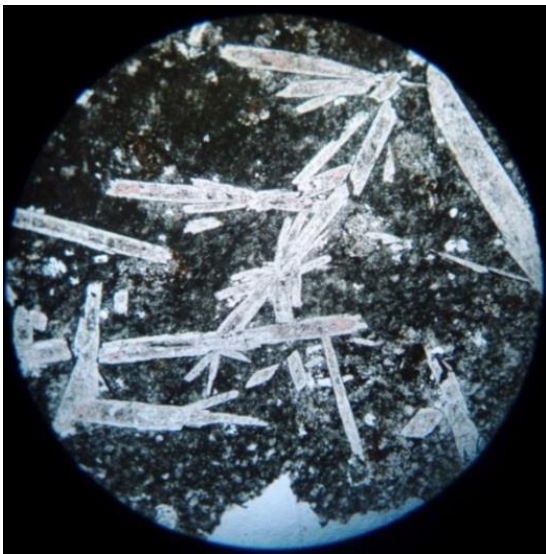
რქაულების 2, 3, 4 და 5 მინერალური პარაგენეზისები რქატყუარა-რქაულურ ფაციესს მიეკუთვნება. ისინი ფართოდ არის განვითარებული როგორც ინტრუზივის უშუალო კონტაქტურ ზოლში, ასევე რამდენიმე ასეული მეტრის დაცილებით ინტრუზივის კონტაქტიდან.

რქაულების მაღალტემპერატურულ 1-3 ასოციაციებში კორდიერეტი ერთ-ერთი ფართოდ განვითარებული მინერალია. იგი უპირატესად პორფირობლასტების(1-5 მმ)სახით არის წარმოდგენილი. ჩაირთავს ბიოტიტს, კვარცს, გრაფიტს, მადნეულ მინერალს. ზოგჯერ მისი რაოდენობა ქანის მოცულობის 50% აჭარბებს. უპირატესად დამრჩობლილია, განვითარებულია მარტივი, პოლისინთეტური და სექტორიალური მრჩობლები (სურ.6).



სურ.6. კორდიერიტის პორფირობლასტი სექტორიალური და პოლისინთეტური მრჩობლებით. ა – ერთი ნიკოლით; ბ - + ნიკოლით. 3.7x8.

ანდალუზიტი ფართოდ არის წარმოდგენილი, როგორც რქაულებში, ასევე ლაქებრივ და კვანძიან ფიქლებში. განვითარებულია ანდალუზიტის, როგორც ცალკეული პორფირობლასტები (სურ.7<sup>ა</sup>), ასევე რადიალურ-სხივოსნური (სურ.7<sup>ბ</sup>) წარმონაქმნებიც. პორფირობლასტების ზომა რამდენიმე მმ-ის ფარგლებშია. იგი როგორც წესი, ჩაირთავს გრაფიტს, ბიოტიტს, კვარცს.



სურ.7 რადიალურ-სხივოსნური ანდალუზიტი რქაულებში. ა - + ნიკოლში, ბ – ერთი ნიკოლით. 3.7x8.

ბიოტიტი გვხვდება ყველა ასოციაციაში (1-6). იგი უპირატესად მცირე ზომის იზომეტრული მარცვლების სახით არის განვითარებული. მუსკოვიტი ბიოტიტთან შედარებით გაცილებით მცირე გავრცელებით სარგებლობს. 4-5 ასოციაციებში გრანატი არ გვხვდება, რაც გაპრობებულა დაბალტემპერატურულ პირობებში ქლორიტის არ არსებობით. როგორც ცნობილია კონტაქტურ შარავანდებში დაბალ P-T პირობებში გრანატის გაჩენა უპირატესად ხდება ქლორიტის დაშლის პროდუქტების ხარჯზე (იხ. ქვემოთ). 1-3 და 6 ასოციაციის დამახასიათებელ ქანებში, არც თუ ისე იშვიათად გვხვდება კარბონატით გამდიდრებული უბნები, სადაც მაღალტემპერატურულ (1-3) პირობებში განვითარებულია დიოფსიდი, რქატყუარა და სკაპოლითი, ხოლო მეტამორფიზმის დაბალ საფეხურზე (6) აქტინოლითი (ტრემოლითი) და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები.

ლაქებრივი და კვანძიანი ფიქლებში განვითარებულია – And+Qtz+Pl+C+Ms+Bt და Bt+Pl+Qtz. ლაქები და კვანძები წარმოდგენილია ანდალუზიტის რამდენიმე მმ-ის ზომის პორფირობლასტებით. ამ ქანების გავრცელების სიმძლავრე 50-200 მ-ის ფარგლებშია.

კონტაქტური მეტამორფიზმის ყველაზე უფრო დაბალი საფეხური ალბიტ-ეპიდოტ რქაულური ფაციესის შესაბამისია. მასში გაბატონებულია ბიოტიტი, ალბიტი და კვარცი; გვხვდება სერიციტი, კალციტი და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, ძალიან იშვიათად შეინიშნება ქლორიტის ფირფიტებიც. ქლორიტის არარსებობა კონტაქტური მეტამორფიზმის ყველაზე დაბალ საფეხურზე აიხსნება მის ნაცვლად დაბალი წნევის პირობებში ბიოტიტის განვითარებით ქანების გადაკრისტალების საწყის სტადიაზე ევ-დიზის სერიის ქანებზე ინტრუზივების ზეგავლენით გამოწვეული კონტაქტური გარდაქმნის შარავანდი აღწევს 350 მ-ს. აღსანიშნავია, რომ ინტრუზიული სხეულის სიმძლავრე ყოველთვის თანაბრად არ განსაზღვრავს ეკზოკონტაქტური ზონის სიმძლავრეს. თერმული ზემოქმედების ასეთი ხასიათი გაპრობებულია არა მხოლოდ შემოჭრილი მაგმის მოცულობით, არამედ ამ უკანასკნელისა და გვერდითი ქანების შედგენილობით. განსაკუთრებით აქტივობით გამოირჩევა გრანიტოიდული (გრანოდიორიტები, გრანიტები, დიორიტ-სიენიტები) ნაკლებად – გაბრო და გაბრო-დიორიტული შედგენილობის მაგმური წარმონაქმნები. ეკზოკონტაქტური ქანებიდან ამ პროცესების მიმართ განსაკუთრებით მგრძობიარეა კარბონატები და ქვიშურ-თიხური წარმონაქმნები, გაცილებით ინერტულია კვარციანი ქვიშაქვები და სილიციტები.

ამრიგად ჩვენი კვლევების შედეგად დადგინდა:

დიზის სერია შუა იურული ინტრუზივების კონტაქტურ ზემოქმედებამდე წარმოდგენილი იყო ეპიდიაგენეზის პირობებში გარდაქმნილი ქანებით: ძლიერ დისლოცირებული და დაწვრილნაოჭებული ნახშიროვან-თიხური ნივთიერებითა და კვარცით მდიდარი ქვიშაქვებით, არგილიტიზირებული სახესხვაობებით და კირქვებით.

ინტრუზივების თერმული ზემოქმედების შედეგად დიზის სერიის ქვიშურ-თიხური ქანები გარდაიქმნა ნაირგვარი შედგენილობის რქაულებად, ლაქებრივ და კვანძიან ფიქლებად. დადგენილია კონტაქტური მეტამორფიზმის შედეგად განვითარებული მინერალები – კორდიერიტი, ანდალუზიტი, ბიოტიტი, მუსკოვიტი, კორუნდი, პლაგიოკლაზი, გრაფიტი, სკაპოლითი, ტურმალინი, დიოფსიდი, რქატყუარა, აქტინოლითი, ტრემოლითი, ცირკონი, სფენი;

გამოყოფილია კონტაქტური მეტამორფიზმის პიროქსენ (I), რქატყუარა (II) და ალბიტ-ეპიდოტ (III) რქაულური ფაციესები, რომლებშიც განვითარებულია მინერალური პარაგენეზისები: I – Crd + Bt + Pl + Crn + C + And + Fibr + Qtz; II – Crd + Bt + Ms + Pl + Qtz + C; Crd + Bt + And + Ms ± Pl + Qtz + C, Bt + Crd + Pl + Qtz + C, And + Ms + Pl + Qtz + C, Bt + Ms + Pl + Qtz + And + C და III – Bt + Ab + Qtz + C.

## ლიტერატურა

- Адамия Ш.А. (1968). Доюрские образования Кавказа // Тр. Геол. ин-та АН ГССР. нов. сер, вып.16, 294 с.  
Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный Мир. Москва. 479 с. (English summary).  
Гошвили Б.А. (1960). О зональности скарнов массива г. Кирари в Верхней Сванети. Тр. КИМС, выпуск 11 (4). С. 45-67.  
Гошвили Б.А. (1962). Петрография магматических пород дизской свиты (Верхняя Сванетия) // Автореф. кандид. дисс. Тбилиси, ГПИ, 20 с.

- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (1998). Петрология изотопный возраст Кирар-Абакурского интрузивного комплекса. Академия Наук Грузии Геологический институт им. А.И Джанелидзе, Сборник трудов. С. 150-162.
- Кутелия З.А. (1983). Новые данные по стратиграфии дизской серии (Сванетия) //Сообщ. АН ГССР, т. 109, №3, с. 29-33.
- Сомин М.Л. (1971). Дююрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 245 с.
- Сомин М. Л., Белов А.А (1976). О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ) //Бюл. МОИП. отд. геол. т.42, вып. 1. С. 16-21.
- Чихрадзе Г.А. (2005). Остратиграфии и литологии верхнепалеозойско-триасовых отложений «Дизской серии» Большого Кавказа// Тр. Груз. техн. университета. №2 (456). С.88-94.
- Цуцунава Т.Н. (2005). Низкотемпературный региональный метаморфизм Кавказа. автореф. Докт. диссерт. Геол. ин-т. АН Грузии. 39 с.
- Kretz R. (1982). Symbols for Rocks – And Ore-Forming Minerals. The Canadian Mineralogist. Vol.36.
- Somin M. (2011). Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief Overview. Turkish J. Earth Sci. Vol. 20, P. 1-65.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
 УДК 552.323.3(479.22)

პეტროლოგია

**ბაზალტოიდის სამხრეთი ფერდობზე ზემო რაჭასა და ქვემო სვანეთში ნეოგენურ-მეოტხეულში მშავი მამბატიზმის ბანვითარების ეტაპები**

**ო. დუდაური, მ. ტოგონიძე, ვ. ლებედევი\*, გ. ვაშაკიძე, ქ. გაბარაშვილი, კ. ლობჯანიძე**  
 \*რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიისა და გეოქიმიის ინსტიტუტი, მოსკოვი

**Stages of Development of Neogene-Quaternary Acid Magmatism on the Southern Slope of the Greater Caucasus in Upper Racha and Lower Svaneti. O.Dudauri, M. Togonidze, V.Lebedev\*, G.Vashakidze, K.Gabarashvili, K.Lobzhanidze. IGEM RAS\*, Moscow, Russia.** On the southern slope of the Greater Caucasus in Upper Racha and Lower Svaneti during the Neogene-Quaternary period small size bodies, dikes and veins of granite porphyries and dacites were formed. According to K-Ar dating of the rocks and minerals of these bodies three age groups were distinguished: I – Late Miocene – dacites of mountain Lalaashkha ( $6.9 \pm 0.3$  Ma); II – Early Pliocene – granite porphyric intrusives of the Tskhenistskali river head and dacites of Karobi and Kirtisho ( $4-4.5 \pm 0.2$  Ma); III – Pleistocene – a belt of dacitic veins and dikes in Upper Racha that is characterized by black endocontacts presented as volcanic glass ( $1.8 \pm 1.6$  Ma).

საქართველოში მეზოზურში საკმაოდ ძლიერ გამოვლინდა როგორც მუავე ისე ფუძე ინტრუზიული მამბატიზმი. შედეგად ჩამოყალიბდა მრავალრიცხოვანი და მრავალფაზიანი რთული აგებულების ინტრუზიული სხეულები. ნეოგენურსა და მეოტხეულში მაგმური აქტივობა შედარებით სუსტი იყო და გამოიხატა გრანიტ-პორფირებისა და დაციტების მცირე ზომის ინტრუზივების და დაიკების ჩამოყალიბებაში.

მუავე მამბატიზმის განვითარების ეტაპების გამოყოფის საშუალება მოგვცა ქანების დათარიღების იზოტოპურმა მონაცემებმა (ცხრ. 1). პირველი ეტაპი – გვიან მიოცენური (რიოდაციტები მთა ლელააშხას მიდამოებში, ქვემო სვანეთი); მეორე ეტაპი – ადრეპლიოცენური (ცანას ჯგუფის გრანიტ-პორფირები, ქვემო სვანეთი; კარობის და კირტიშოს დაციტები, ზოფხითოს დაციტური ვულკანი, ზემო რაჭა); მესამე ეტაპი – პლეისტოცენური (დაციტის დაიკური სხეულების სარტყელი ზემო რაჭაში, რომლისთვისაც დამახასიათებელია შავი ფერის მინებრივი ენდოკონტაქტები და დაციტური სხეული ხევსურეთში, მდ. ბლოს ხეობაში).

**მთა ლელააშხას დაციტები.** გასული საუკუნის ბოლო წლებში, ქვემო სვანეთში მუშაობის დროს, მდ. ცხენისწყლის მარცხენა შენაკადის მდ. დობიშურის ერთ-ერთი სათავის კალაპოტში თიხაფიქლების და დიაბაზების მუქი ფერის ნატეხ მასალასთან ერთად ღია

ფერის ქანის ნატეხებიც შეინიშნებოდა. მათი შეწავლის შემდეგ ეს ქანები დაციტები აღმოჩნდა. ზევით მდებარე ფერდობზე ამ ქანის ლოდნარი ალაგ-ალაგ იყო დაგროვილი. ლოდების ზომა 0.5-1 მ<sup>3</sup> ფარგლებში მერყეობდა და ზოგჯერ მეტიც იყო, რაც იმას მოწმობდა, რომ ზევით მთა ლელააშხაზე (3151.8 მ) და მის შემოგარენში დაციტების ძირითადი გამოსავლები უნდა ყოფილიყო. ასეთ გამოსავალს მივაკვლიეთ მთა ლელააშხას ჩრდილო ფერდის ძირში ხრამში. აქ ზედა ღიასურ (ტოარსულ) თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების წყებას (ქვედა სორის ქვეწყება) კვეთს 7 მ სიმძლავრის ბიოტიტის დაციტის ძარღვი დაქანებული ჩრდილო-აღმოსავლეთით 40<sup>0</sup>,  $\angle$ 60<sup>0</sup>. ძარღვი მიმართებაზე ვრცელდება 70 მეტრზე. მთა ლელააშხას აღმოსავლეთ ფერდზე შემცველ ქანებს კვეთს 10 მ სიმძლავრის სუბმერიდიანული მიმართების დაციტის დაიკა, რომელიც ვრცელდება 100 მეტრზე. აქედან 25 მ-ით მაღლა გაშიშვლებულია 5 მ სიმძლავრის ძარღვი, რომლის ზევითაც შიშვლდება დაციტის 5x5 მ ზომის იზომეტრული სხეული. მთა ლელააშხას აღმოსავლეთით ვაკეზე დაციტური ლოდნარით აგებული 15-20 მ სიგანის და დაახლოებით 50 მ სიგრძის მცირე ქედის მსგავსი ამდლებათ, რომელიც აქ არსებული დაციტის მასიური სხეულის ადგილზე დაშლის შედეგი უნდა იყოს.

**ცხრილი 1. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის მუავე ინტრუზიების K-Ar ასაკები**

ნომ. №	მინერალი, ქანი	K %	<sup>40</sup> Ar <sub>გაგ</sub> ნგ/გ	ასაკი მლნ. წ.	ლიტერატურული წყარო
I ეტაპი – გვიან მოცენური					
1	x-352 ბიოტიტი (ლელააშხა)	5.94	2.956 ± 0.012	7.2 ± 0.2	Лебедев и др. (2013)
2	ЛШ-8 ბიოტიტი «----»	5.77	2.920 ± 0.012	7.3 ± 0.2	«----»
3	«--» ძირით. მასა «----»	3.35	1.585 ± 0.007	6.8 ± 0.2	«----»
4	KC ბიოტიტი «----»	5.23	2.30 ± 0.02	6.5 ± 0.2	«----»
5	«--» ძირით. მასა «----»	2.94	1.411 ± 0.012	6.9 ± 0.2	«----»
6	KC ბიოტიტი «----»	6.42	3.057 ± 0.012	6.9 ± 0.2	«----»
7	KC ბიოტიტი «----»	4.70	2.153 ± 0.015	6.6 ± 0.2	«----»
II ეტაპი – ადრე პლიოცენური					
8	P-194 ბიოტიტი (კარობი)	7.62	2.10	4.00 ± 0.2	
9	X <sup>1</sup> ბიოტიტი «----»	6.53	1.95	4.40 ± 0.2	Борсук А. (1979)
10	X <sup>2</sup> ბიოტიტი (ცანა)	6.93	1.96	4.15 ± 0.2	«----»
11	424 ბიოტიტი «----»	5.16	1.606	4.50 ± 0.2	Рубинштейн М. (1967)
III ეტაპი – პლეისტოცენური					
12	X <sup>3</sup> ბიოტიტი (ბლო)	7.16	0.72	1.60 ± 0.15	Борсук А. (1979)
13	3-583 დაციტი (ნოწარულა)	1.98	0.190 ± 0.05	1.4 ± 0.2	
14	3-580 დაციტი, ენდოკ. «--»	1.97	0.250 ± 0.006	1.8 ± 0.1	

ქანების იზოტოპური დათარიღება ჩატარდა მოსკოვში ИГЕМ - ის ლაბორატორიაში ვ. ლებედვის მიერ.

**გვიანმოცენური მაგმური ეტაპი**

თავისთავად დაციტების მცირე სხეულების აღმოჩენა არ წარმოადგენს განსაკუთრებული მნიშვნელობის გეოლოგიურ მოვლენას, რადგან ქვემო სვანეთში და ზემო რაჭაში დიდი ხანია ცნობილია დაციტური სხეულები. ამიტომ მოსალოდნელი იყო სხვა გამოსავლების არსებობაც, მაგრამ მთა ლელააშხას დაციტები აღმოჩნდა დაციტების ცნობილ გამოსავლებზე უფრო ძველი (გვიანმოცენური).

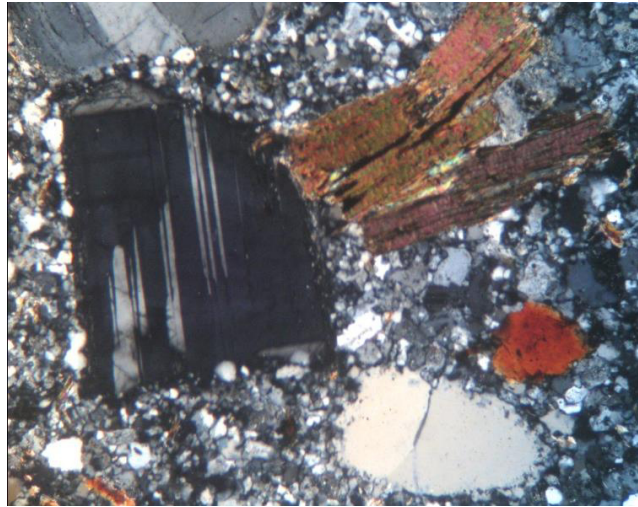
მთა ლელააშხას მიდამოებს, დაციტებზე უფრო დეტალური დაკვირვებისთვის, რამდენჯერმე ვეწვიეთ. ბოლოს რეგიონში 2006 წელს ქართულ-რუსული ექსპედიციამ იმუშავა. გარდა ადრე ჩვენს მიერ ნანახი დაციტური სხეულებისა, ვ. ლებედევმა მთა ლელააშხას აღმოსავლეთ ფერდობზე, 2800-2900 მ სიმაღლეზე, აღნიშნა 5-10 მ სიმძლავრის დაციტების 3 სუბპარალელური დაიკა, გავრცელებული დაახლოებით 110 მ-ზე, მიმართება სუბმერიდიანული. დაციტების შესწავლის შედეგები გამოქვეყნდა ერთობლივ სტატიაში (Лебедевидр., 2013).

დაციტები ღია ნაცრისფერი ქანებია. სტრუქტურა პორფირული (სურ.1) ან გლომეროპორფირული, სრულკრისტალური მიკროჰიპიდომორფულმარცვლოვანი ძირითადი მასით.

პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, ბიოტიტით და კვარცით. პლაგიოკლაზი იდიომორფული, პოლისინთეტურად დამრჩობილი და ზოგჯერ ზონალური 0,5-2,5მმ ზომის კრისტალების სახით არის. იშვიათად ქსენომორფულია. ზოგჯერ სუსტად არის



გასერიციტებული. ბიოტიტი წარმოდგენილია 0,3-2,5 მმ ზომის ქერცლებით. პლეოქროულია ჩალისფერიდან მუქ ყავისფრამდე. კვარცი წარმოშობს 0,5-1,5 მმ ზომის, უმთავრესად იზომეტრული ფორმის ფენოკრისტალებს. ძირითადი მასა შედგება კვარცის იზომეტრული მარცვლების, პლაგიო-ოკლაზის ქსენომორფული კრისტალების და ბიოტიტის ქერცლებისაგან.



სურ.1. მთა ლელააშხას დაციტის სტრუქტურა

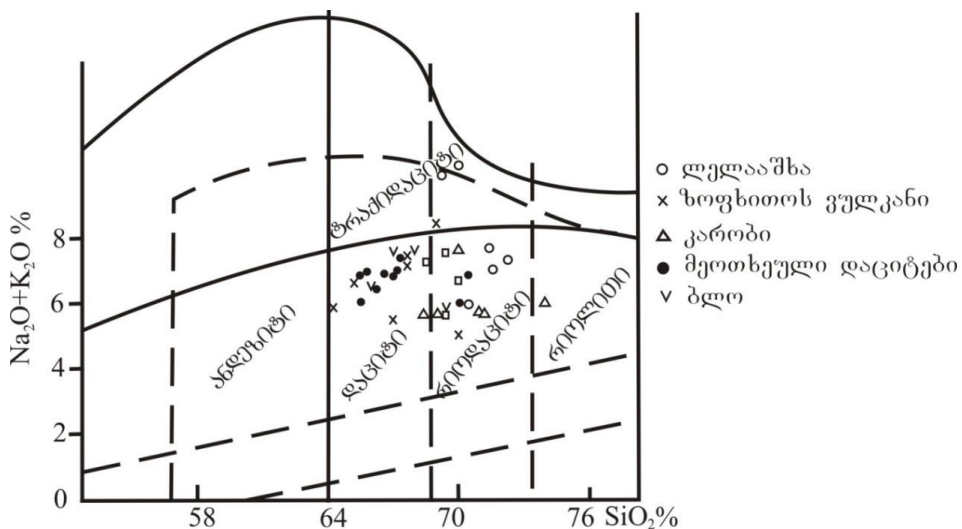
ქიმიური შედგენილობით (ცხრ. 2) აღნიშნული ქანები რიოდაციტებს წარმოადგენს. ვულკანური ქანების კლასიფიკაციურ  $SiO_2 - Na_2O + K_2O$  დიაგრამაზე (Магматические ..., 1983) ამ ქანების ფიგურული წერტილები რიოდაციტის ველში განლაგდა (სურ. 2).

**ცხრილი 2. მთა ლელააშხას დაციტების ქიმიური ანალიზების შედეგები**

№.	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$H_2O$	ppm	Σ	
1	x-180	71.09	0.20	14.99	1.63	0.72	0.03	0.57	3.48	4.00	2.0	0.18	0.15	1.29	100.33
2	x-352	70.22	0.08	14.61	1.38	0.07	0.12	2.02	7.00	3.25	0.03	0.08	0.92	99.86	
3	x-353	68.75	0.11	14.96	2.29	0.07	1.28	2.79	5.20	3.83	0.03	0.10	0.50	99.91	
4	KC-4	72.43	0.22	15.41	1.41	0.01	0.71	2.40	4.59	2.78	0.04			100.00	
5	KC-14	71.49	0.28	15.60	1.87	0.02	0.84	2.11	4.61	3.12	0.06			100.00	
6	KC-15	71.68	0.32	15.52	2.28	0.02	0.82	2.28	4.19	2.83	0.08			100.00	

ანალიტიკოსები: 1 – რ.არეშიძე; 2, 3 – ნ.ლაცაბიძე.

ანალიზები 4, 5, 6 შესრულებული არენტგენულ-ფლოუორესცენტული მეთოდით (Лебедеви др., 2013)



სურ. 2. დაციტების ფიგურული წერტილების განლაგება  $SiO_2 - Na_2O + K_2O$  კლასიფიკაციურ დიაგრამაზე

## ადრეპლიოცენური მაგმური ეტაპი

**მდ. ცხენისწყლის სათავეების გრანიტული ინტრუზიები.** სტატიის ეს ქვეთავი დაწერილია ჩვენს მიერ ველზე მოპოვებული მასალების მიხედვით და ი.კიკნაძის (1967) მონაცემების გამოყენებით.

ქვემო სვანეთში, ცხენისწყლის სათავეებში, გრანიტული შედგენილობის სამი ინტრუზიული სხეულია ცნობილი: ცანას (ცურუნგალის), ჭოროხის და ტოტელდაშის. ამ სამი ინტრუზივიდან ყველაზე დიდი ზომისაა ცანას ინტრუზივი. იგი მდებარეობს მდ. ზესხოს აუზში, მისი მარჯვენა შენაკადების ყორულდაშის და უსახელოს შუა ცურუნგალის მთაზე 2800-3500 მ სიმაღლეზე და გაშიშვლებულია 2,5-3 კმ<sup>2</sup> ფართობზე. ინტრუზივი კვეთს ლიასურ თიხაფიქლებს. იგი ჩრდილოეთის მიმართულებით წაგრძელებულ შტოკისებურ სხეულს წარმოადგენს, რომელიც გრძელდება კავკასიონის სამხრეთი ფერდის მთავარ შეცოცებადმდე. ინტრუზივის სამხრეთ ნაწილში შემორჩენილია სახურავის ქანები.

ცანას ინტრუზივი აგებულია გრანიტ-პორფირებით, პორფირისებრი გრანიტებით, გრანოდიორიტ-პორფირებით, დიორიტ-პორფირიტებით და კვარციანი დიორიტ-პორფირიტებით. ინტრუზივში, ლიასურ ნალექებში და ძველ კრისტალურ სუბსტრატში დიდი რაოდენობით გვხვდება გრანოდიორიტ-პორფირების და დიბაზების ძარღვები და დაიკები. თვით ცანას ინტრუზივის აგებულებაში გაბატონებულ ქანებს წარმოადგენს გრანიტ-პორფირები. პორფირისებრი გრანიტების გავრცელება შედარებით ნაკლებია. გრანოდიორიტ-პორფირები მცირე უბნების სახით გვხვდება გრანიტ-პორფირებში და ინტრუზივის პერიფერიულ ნაწილებში. ინტრუზივის ამგები ქანები ერთმანეთში თანდათანობით გადასვლებით ხასიათდება.

გრანიტ-პორფირები ღია ნაცრისფერი ან მოყვითალო ნაცრისფერი წვრილკრისტალური ქანებია. სტრუქტურა პორფირული მიკროგრანიტული სტრუქტურის ძირითადი მასით. ფენოკრისტალები წარმოდგენილია ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგის (Pl<sub>20-38</sub>) ზონალური პლაგიოკლაზით, საღი ან ნაწილობრივ გაქლორიტებული ბიოტიტით, კვარციტით და იშვიათად კალიშპატი (ანორთოკლაზით). მკვლევარები აღნიშნავენ აგრეთვე უმცროსი მიკროკლინის არსებობასაც (კიკნაძე, 1967). ძირითადი მასა შედგება კალიშპატის და კვარცის ქსენომორფული და პლაგიოკლაზის იდიომორფული კრისტალებისა და ბიოტიტის ქერცლებისაგან. აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება აპატიტი, ცირკონი, მადნეული და იშვიათად მონაციტი.

პორფირისებრი გრანიტები შედარებით მსხვილკრისტალური ქანებია და სერიალურ-პორფირული სტრუქტურა ახასიათებს. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია კალიშპატი, პლაგიოკლაზით, კვარციტით და იშვიათად ბიოტიტით. კალიშპატი საღია. წარმოშობს 1,5 მმ-დე კრისტალებს, რომელშიც ზოგჯერ ჩანართების სახით არის ბიოტიტის, მუსკოვიტის და პლაგიოკლაზის კრისტალები. პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგისაა. საღია, ახასიათებს პოლისინთეტური მრჩობლები და ზონალურობა. პორფირისებრი გრანიტების გავრცელების არეში არის თანაბარმარცვლოვანი გრანიტების მცირე უბნები. ასეთი უბნები გვხვდება ტოტელდაშის ინტრუზივშიც.

გრანოდიორიტ-პორფირები ნაცრისფერი ქანებია. სტრუქტურა პორფირული სრულკრისტალური ჰიპიდომორფულმარცვლოვანი ძირითადი მასით. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, ბიოტიტით, კვარციტით და იშვიათად კალიშპატი. პლაგიოკლაზი 0,5-2 მმ ზომის, პოლისინთეტურად დამრჩობლილი, უმთავრესად ზონალური კრისტალების სახით გვხვდება, შედგენილობით ანდეზინიდან (An<sub>30-32</sub>) ლაბრადორამდე (An<sub>58-60</sub>). ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზით არის წარმოდგენილი. ბიოტიტი წარმოშობს როგორც პორფირულ გამონაყოფებს, ისე წვრილ ქერცლებს, გაბნეულს ძირითად მასაში. მინერალი საღია, ზოგჯერ სხვადასხვა ხარისხით გაქლორიტებული. ქანში მისი შემცველობა ცვალებადია და ზოგჯერ 10-15% აღწევს. კვარცი იშვიათად წარმოშობს ფენოკრისტალებს, იგი ჩვეულებრივ ძირითადი მასის შემადგენლობაში შედის. კალიშპატი მხოლოდ ქანის ძირითად მასაში გვხვდება.

ჭოროხის ინტრუზივი მდებარეობს მდ, ჭოროხის ხეობაში მთა ჭოროხის ფერდობზე. შემცველი წყება ლიასური ფიქლებით არის წარმოდგენილი. ინტრუზივი ~ 0,04 კმ<sup>2</sup> ფართობზეა გაშიშვლებული. იგი ჩრდილო-აღმოსავლეთით წაგრძელებულ შტოკისებურ სხეულს წარმოადგენს. ინტრუზივი ძირითადად აგებულია ორქარსიანი გრანიტებით. შედარებით ნაკებადაა გავრცელებული პლაგიოგრანიტები, რომლებიც მცირე უბნების სახით გვხვდება ორქარსიან გრანიტებში, უფრო ხშირად ინტრუზივის პერიფერიულ ნაწილებში.



ორქარსიანი გრანიტები ღია ნაცრისფერი საშუალოკრისტალური ქანებია. სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანი, იშვიათად პორფირისებური. ქანმაშენი მინერალებია პლაგიოკლაზი, კალიშპატი, კვარცი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. აქცესორული მინერალები – აპატიტი, ცირკონი და სფენი. პლაგიოკლაზი ძირითადად იდიომორფული, პოლისინთეტურად დამრჩობლილი, ზოგჯერ ზონალური, საღი ან სუსტად გასერიციტებული კრისტალების სახით გვხვდება. წარმოდგენილია ოლიგოკლაზ-ანდეზინით. კალიშპატი პლაგიოკლაზზე ნაკლები რაოდენობითაა. იგი საღი ან სუსტად გაპელიტებული კრისტალებით არის წარმოდგენილი, რომლებიც ზოგჯერ პერტიტულ შენახარდებს შეიცავს. ბიოტიტი 1,5-2 მმ-დე ზომის იდიომორფულ კრისტალებს წარმოშობს ( $N_{gr}=1,690$ ). ახასიათებს მკვეთრი პლეოქროიზმი მუქი ყავისფერიდან ღია ყვითლამდე. შეადგენს ქანის 8-10%. მუსკოვიტი წაგრძელებული ან უსწორო ფორმის კრისტალებს, იშვიათად რადიალურ-სხივოსნური აგრეგატების სახით გვხვდება. რაოდენობით ბიოტიტზე ნაკლებია.

ტოტელდაშის ინტრუზივი წარმოადგენს 50x60 მ ზომის ჩრდილო-აღმოსავლეთით წაგრძელებულ შტოკისებურ სხეულს. იგი მდებარეობს მდ. ზესხოს შენაკადის ტოტელდაშის მარცხენა ფერდზე. იურული თიხაფიქლებით აგებულ ამ რაიონში, აღნიშნული ინტრუზივის გარდა, გრანიტული შედგენილობის მცირე ზომის სხეულებიც გვხვდება. ტოტელდაშის ინტრუზივი აგებულია ცანას ინტრუზივის ანალოგიური გრანიტ-პორფირებით.

ქიმიური შედგენილობით ცანას ინტრუზივის გრანიტ-პორფირები (ცხრ. 3) შეესაბამება ნორმული რიგის კალიუმ-ნატრიუმიანი სერიის მაღალთიხამიწიან გრანიტებს (Магматические ..., 1983). შესწავლილი მჟავე ინტრუზივების ბიოტიტები (ცხრ. 3) Mg-Fe<sup>2+</sup>-Al დიაგრამაზე (სურ. 3) განლაგდა ისტონიტ-სიდეროფილიტის ხაზთან მიახლოებულ შუა ნაწილში.

**კარობის ქედისდაციტები.** კარობის ქედის სამხრეთ ფერდობზე, 2000 მ სიმაღლეზე, ძნელად მისადგომ კლდოვა ნაღვილას, გაშიშვლებულია დაციტის 10-15, განიერ ადგილებში 25 მ-დე სიმაღლის დაიკა, რომელიც დაახლოებით 120 მ-ზე გაიდევნება. მიმართების გასწვრივ დაიკა გაკვეთილია 10-15 სმ-დე სიმაღლის კვარცის ძარღვებით. დაციტებთან არის დაკავშირებული მოლიბდენის გამადნება, რომელიც მეორე მსოფლიო ომის დროს მთლიანად გამოიშუშავდა.

კარობის დაიკა კვეთს პალეოზოურ მეტამორფულ ქანებს, რომლებიც შეცოცხებული ალიასურ ფიქლებზე. დაციტის დაიკაზე და პირზე შეცოცხების ხაზს ჩვენი დაკვირვებით არ კვეთს. სხვა აგებობები გაკვეთას აღნიშნავენ (Харашвили, 1940).

კარობის დაციტები ღია ნაცრისფერი ან თეთრი ფერის საშუალომარცვლოვანი ქანებია ბიოტიტის შავი ფერის ქერცლების ჩანაწინწკლებით. სტრუქტურა პორფირული, ძირითადი მასა – მიკროჰიპიდომორფულმარცვლოვანი. ენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, ბიოტიტით და კვარცით. პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზ-ანდეზინისრიგის (Pl<sub>25-35</sub>) ზონალური აგებულების და პოლისინთეტურად დამრჩობლილ პრიზმულ და ტაბულისებურ კრისტალებს წარმოშობს. იგი ქიმიური ანალიზის მონაცემებითაც (ცხრ. 3, ნიმ. P-671<sup>2</sup>) შედგენილობით ოლიგოკლაზს (Pl<sub>30</sub>) შეესაბამება. ზოგჯერ პლაგიოკლაზის კრისტალები სუსტად გაპელიტებული და გასერიციტებულია. ბიოტიტი მუქი ყავისფერი ქერცლებით, იშვიათად ჰექსაგონური კვეთების სახით არის წარმოდგენილი. მინერალი საღია, ზოგჯერ სხვადასხვა ხარისხით არის გაქლორიტებული. კარობის ბიოტიტების წერტილების (ცხრ. 3) განლაგება Mg-Fe<sup>2+</sup>-Al დიაგრამაზე (სურ. 3) მიუთითებს მათში მთავარი ელემენტების თანაბარ შემცველობაზე. კვარცი გვხვდება მომრგვალებული მარცვლების სახით. ახასიათებს ერთდროული ჩაქრობა. ძირითადი მასა წარმოდგენილია კვარცით, პლაგიოკლაზით, ბიოტიტით და კალიშპატი. აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება აპატიტი, ცირკონი და მადნეული მინერალი. კარობის დაციტებში ხშირად გვხვდება კვარცის ძარღვები.

**ცხრილი 3. ადრეპლიოცენური ქანების და მინერალების ქიმიური ანალიზების შედეგები**

№	ნიმ. №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	ხურ.დან	Σ
<b>ც ა ნ ა</b>																
1	I	70.00	0.30	16.00	1.50	1.30	0.03	1.10	2.50	2.70	4.10	0.20		0.02		99.75
2	II	68.72	0.28	15.92	0.29	2.02	0.02	0.93	2.41	3.38	3.93	0.33		0.12	1.12	100.00
3	III	68.94	0.31	16.35	0.72	1.75	0.02	0.78	2.45	4.26	3.21	0.24		0.03	0.98	100.10
4	M-59	68.93	0.30	14.65	1.29	3.24	0.03	1.63	2.60	4.00	1.40	0.18		0.15	1.35	99.75
5	M-10	35.85	2.00	16.45	4.73	14.90	0.10	9.20	0.54	0.80.	10.00	არა		1.28	3.90	99.75

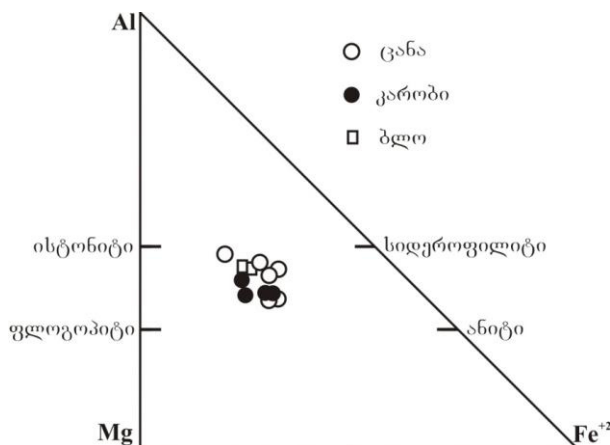
6	M-25	35.88	1.70	15.64	7.88	9.57	0.17	10.24	0.54	0.50	8.00	არა		1.48	8.52	100.12
7	M-74	37.95	1.37	12.80	5.47	15.98	0.17	10.24	0.54	0.50	8.20	არა		0.94	5.52	99.68
8	M-87	38.41	0.62	12.92	5.04	15.33	0.14	10.53	0.54	0.50	8.00	არა		1.06	7.27	99.93
9	M-95	36.60	0.95	14.79	4.87	15.48	0.14	9.20	0.54	0.50	8.00	არა		1.20	7.29	100.26
10	M-92	36.36	1.24	16.18	23.02			9.24	1.25	0.55	8.16				3.98	99.98
11	M-75	34.68	1.80	16.17	7.09	17.64		8.70	0.91	0.12	9.12				3.34	99.57
<b>კ ა რ ო ბ ი</b>																
12	P-358	70.06	0.12	14.45	0.15	2.15	0.03	1.27	2.67	5.80	2.00	0.09	-	0.08	0.92	99.89
13	P-671	71.04	0.27	14.24	0.93	1.44	0.05	0.93	3.00	4.20	1.70	0.10	-	0.20	1.96	100.06
14	P-192	68.37	0.25	15.30	1.76	2.52	0.03	0.61	4.46	4.00	1.60	0.16	არა	0.25	1.03	100.34
15	P-194	69.10	0.37	15.30	1.11	2.52	0.03	0.80	3.52	4.00	1.60	0.17	არა	0.15	1.15	99.90
16	P-200	71.12	0.37	13.60	1.11	2.52	0.03	0.98	3.41	4.00	1.60	0.17	არა	არა	1.44	100.35
17	P-202	74.31	0.09	11.73	1.85	1.26	0.03	0.73	3.06	4.00	2.00	0.17	არა	არა	1.00	100.23
18	p-671 <sup>1</sup>	65.00	კვ.	20.03	0.40	არა	არა	0.10	5.58	6.00	2.00	0.11		0.24	0.66	100.12
19	p-192 <sup>1</sup>	36.53	0.80	12.58	7.07	14.47	0.21	9.98	0.54	0.50	8.00	არა		1.56	7.28	99.52
20	p-194 <sup>1</sup>	38.61	1.05	13.80	3.82	16.70	0.14	10.92	0.54	0.50	8.00	არა		0.68	4.75	99.51
21	p-200 <sup>1</sup>	34.58	1.74	13.60	10.51	11.23	0.10	10.37	0.54	0.50	7.00	არა		0.94	8.86	99.97
22	p-202 <sup>1</sup>	35.97	2.50	12.81	8.40	12.02	0.14	11.37	0.54	0.50	7.40	არა		0.94	6.96	99.75
<b>ზოფხითოს დაციტური ვულკანი</b>																
23	51	67.83	0.37	14.62	0.45	2.61	0.07	1.56	2.87	4.22	3.20	0.18	არა	0.07	1.75	99.80
24	53	67.83	0.36	14.45	1.27	1.44	0.07	1.65	2.17	3.70	3.50	0.16	1.46	0.06	2.16	100.28
25	P-335	69.00	0.14	15.38	1.98	0.76	0.07	0.72	2.74	5.53	2.55	0.24	არა	0.30	0.62	99.98
26	P-337	70.10	0.24	14.94	1.58	1.84	0.11	0.50	1.76	2.75	3.21	0.29	0.13	0.32	2.20	99.97
27	P-346	69.34	0.30	14.44	2.02	1.81	0.08	0.79	3.10	1.58	4.18	0.55	0.27	0.32	1.04	99.82
28	P-348	65.13	0.26	14.51	2.62	1.81	0.08	1.29	3.64	3.15	3.44	0.32	1.08	0.28	2.58	100.19
29	P-471	67.14	0.24	14.92	2.59	2.64	კვ.	1.36	3.87	1.25	4.32	0.21	კვ.	0.28	1.32	100.17
30	P-451	64.06	0.51	15.47	0.51	3.96	0.08	2.43	5.18	2.00	3.88	0.23	კვ.	არა	1.14	99.75

ლიტერატურული წყარო: I - ი.კიკნაძე. (1967); II, III - ა.ბორსუკი. (1979).

მინერალები: ბიოტიტი - 5-11, 20-22; პლაგიოკლასი - 18.

ანალიტიკოსები: 4-9, 14-22 - რ.არეშიძე; 10, 11 - ლ.ბასიაშვილი; 12 - ნ.ჯაბუა; 13 - თ.ნასყიდაშვილი; 23, 24, 30 - ც.ლაბარტყავა; 25-29 - ქ.მოთულიშვილი.

6. თათრიშვილი (Татришвили, 1941) მოლიბდენის გამადნებას კვარცის ძარღვებს უკავშირებს. ქიმიური ანალიზების მიხედვით (ცხრ. 3) კარობის დაიკის ქანები ძირითადად რიოდაციტებით არის წარმოდგენილი. ამ ქანების ფიგურული წერტილები კლასიფიკაციურ  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  დიაგრამაზე (სურ. 2) რიოდაციტების ველში განლაგდა.



სურ. 3. შესწავლილი ქანების ბიოტიტების ფიგურული წერტილების მდებარეობა  $\text{Mg-Al-Fe}^{2+}$  დიაგრამაზე

**კირტიშოს დაციტები.** მყინვარ კირტიშოს შუბლის ქვევით დაახლოებით 800 მეტრზე, მდ. ჭკეშურის მარცხენა ფერდზე, შიშვლდება დაციტური სხეული, რომელიც ხეობის გასწვრივ 250-300 მ-ზე გაიდევნება, ხოლო სამხრეთით იგი კარობის ქედის ჩრდილო ფერდზე ქედის

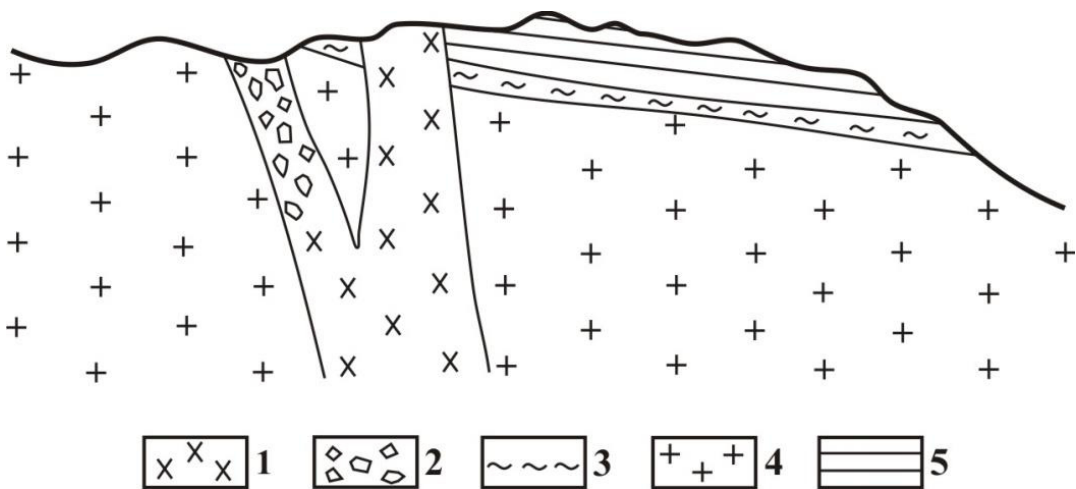
თხემამდე ადის. სხეული შტოკისებური ფორმისაა. იგი გაკვეთილია რამდენიმე ტექტონიკური რღვევით, რაც ბრექჩიული ზონებით ფიქსირდება. ბრექჩიებში ნატეხი მასალა მხოლოდ დაციტებით არის წარმოდგენილი. ზონების სიმძლავრე 1 მ ფარგლებშია. მიმართება SW 260<sup>0</sup>. დაციტები ჰიდროთერმული ხსნარების ზეგავლენით ძლიერ შეცვლილია და ზოგ უბანში რკინის უხვით გამდიდრების გამო წითელი ფერი აქვს. ასეთ უბნებში შეინიშნება პირიტისა და ანთიმონიტის ჩანაწინწკლები.

სადი ქანები კარობის დაციტების ანალოგიურია. სტრუქტურა პორფირული. ძირითადი მასა – მიკროგრანულიტური, რომელიც შედგება პლაგიოკლაზის, კვარცის, მცირე რაოდენობით ბიოტიტის ქერცლებისა და მადნეული მინერალის მარცვლებისაგან. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია ანდეზინის რიგის (Pl<sub>35-42</sub>) პლაგიოკლაზის პოლისინთეტურად დამრჩობლილი და ზონალური კრისტალებით, კვარცით და ბიოტიტით, რომელიც ხშირად ჩანაცვლებულია ქლორიტით და ტკეჩვადობის ბზარებში მადნეულ მინერალს და ეპიდოტის ლინზებს შეიცავს. შეცვლის პროცესები განსაკუთრებით ძლიერია ბრექჩიულ ზონებში.

**საკაურას დაციტი.** დაციტური სხეული გაშიშვლებულია მდინარეების ლუხუმისა და საკაურას წყალგამყოფ ქედზე, ურაველის რეალგარ-აურიპიგმენტის საბადოს მიდამოებში. იგი კვეთს ლიასურ ფიქლებს. ზედაპირის მცენარეული საფარით დაფარვის გამო სხეულის ფორმის დადგენა არ ხერხდება. საკაურას დაციტი აღმოაჩნა და აღწერა ნ. შონიამ (1940).

დაციტი წვრილკრისტალური ღია ნაცრისფერი ქანია. სტრუქტურა პორფირული. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზის პრიზმული კრისტალებით, ბიოტიტის ქერცლებით და კვარცის იზომეტრული კრისტალებით. პლაგიოკლაზის კრისტალები ხშირად პოლისინთეტურად დამრჩობლილია, შედარებით იშვიათად ზონალური. წარმოდგენილია ოლიგოკლაზით (An<sub>25-35</sub>), ხოლო ზონალური კრისტალების პერიფერიები – ალბიტით. ბიოტიტის ქერცლები ხშირად შეცვლილია ქლორიტით და მადნეული მინერალით. კვარცის პორფირული გამონაყოფები იშვიათად გვხვდება. ძირითადი მასა შედგება კვარცის იზომეტრული მარცვლებისა და პლაგიოკლაზის მიკროლითებისაგან, მცირე რაოდენობით მონაწილეობს ბიოტიტის ქერცლები. გვხვდება კალიშპატის მცირე ზომის ქსენომორფული კრისტალები. აქცესორული მინერალებიდან შეიცავს აპატიტს და ცირკონს.

**ზოფხითოს დაციტური ვულკანური ცენტრი** მდებარეობსკავკასიონის მთავარი ქედის თხემზე, მწვერვალების ლაბოდასა და გეხეს შუა (Тогошидзе, Дудаური, 2008). იგი წარმოდგენილია სუბვულკანური შტოკისებური სხეულით (ვულკანის ამომყვანი არხი - ნეკი) და ვულკანური ბრექჩიით ამოვსებული გვერდითი არხით (სურ. 4). დაციტური შტოკიკვეთს პალეოზოურ მიკროკლინიან გრანიტებს, მეტამორფულ ფიქლებს და ლიასური თიხაფიქლების და ქვიშაქვების წყებას. იგი ქედის თხემზე 150-200 მ-ზე გაიდევნება. შტოკიდან დასავლეთით 300მ-ზე გრანიტები და მეტამორფული ფიქლებია. შემდეგ 180 მ სიგანისზოლი ვულკანურბრექჩიას უკავია, რომელიც ქედის სამხრეთ ფერდზე დაქანებულიააღმოსავლეთისკენ (დაციტის შტოკისკენ) 70<sup>0</sup>-იანიკუთხით და გაიდევნება 200-250 მ-ზე. შემდეგ დაფარულია და სიღრმეში დაციტის შტოკს უნდა უერთდებოდეს.



სურ. 4. ზოფხითოს დაციტური ვულკანური ცენტრის სქემატური ჭრილი. 1. დაციტი; 2. ვულკანური ბრექჩია; 3. მეტამორფული ფიქლები; 4. პალეოზოური პორფირისებრი მიკროკლინიანი გრანიტები. 5. ლიასური ფიქლები

ვულკანური ბრექჩიის მასალა წარმოდგენილიადაციტებით, მიკროკლინიანი გრანიტებით, კრისტალური ფიქლებით, ქვიშაქვებით, თიხაფიქლებით და იშვიათად დიაბაზებით. ეს მასალა ბრექჩიაში არათანაბრად არის განაწილებული. ქვედა ნაწილში ბრექჩია შეიცავს ყველა ჩამოთვლილ ქანის ნატეხებს, მაგრამ სჭარბობს დაციტების მასალა. ზევით თანდათან ბატონდება თიხაფიქლები და ქვიშაქვები. ზედა ნაწილში ცემენტის როლს თამაშობს ქვიშაქვა-თიხაფიქლების, ხოლო ქვევით – დაციტების კრისტალო- და ლითოკრისტალოკლასტური მასალა. ვულკანურ აქტივობას მოჰყვა დაციტების სუბგანედური და სუბმერიდიანული დაიკების ჩამოყალიბება, რომლებითაც იკვეთება როგორც შემცველი ქანები და დაციტური შტოკისებური სხეული, ასევე ვულკანური ბრექჩიაც (სურ. 5).



სურ. 5. ვულკანური ბრექჩიის გამკვეთი დაციტის დაიკა

დაციტები ნაცრისფერი ან ღია ნაცრისფერი პორფირული, ზოგჯერ ფორიანი ქანებია. სტრუქტურა პორფირული, გლომეროპორფირული ან სერიალურ-პორფირულია სრულ-, მიკრო- ან კრიპტოკრისტალური ძირითადი მასით. ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლასის 8-მმ ზომის იდიომორფული, პოლისინთეტურად დამრჩობლილი, სუსტად გასერიციტებული და გააქვლიტებული, იშვიათად ზონალურიკრისტალებით, კვარცის შემოღობილი, ზოგჯერ ძირითადი მასის ჩანართებიანი, მცირედან 5 მმ-დე ზომის მარცვლებით და მცირე რაოდენობით ძირითადად ნაწილობრივ ან მთლიანად შეცვლილი ბიოტიტის ქერცვლებით. ფენოკრისტალების რაოდენობა ქანში ფართო საზღვრებში მერყეობს: პლაგიოკლასის – 20-დან 60%-დე, კვარცის – 2-დან 25%-დე, ბიოტიტის მცირედანიშვიათად 10%-დე. აქცესორული მინერალებია ცირკონი, აპატიტი და მადნეული მინერალები. ქიმიური შედგენილობით (ცხრ. 3) ზოფხითოს ვულკანური ცენტრის ქანები სრულიად შეესაბამება დაციტებს.

ზოფხითოს ვულკანური დაციტების იზოტოპური ასაკის განსაზღვრა ვერ მოხერხდა ქანების მეორადი შეცვლების გამო. მაგრამ, რადგან ეს ქანები, როგორც პეტროგრაფიულად, ისე ქიმიური შედგენილობით კარობის დაციტების ანალოგიურია, ჩვენ ზოფხითოს დაციტებს კარობის დაციტების სინქრონულად მივიჩნევთ.

### პლეისტოცენურიმაგური ეტაპი

**ზემო რაჭის დაციტები.** ზემო რაჭაში ფართოდ არის გავრცელებული დაციტური შედგენილობის დაიკები და ძარღვები, რომლებსაც გამონაკლისის გარეშე ახასიათებს შავი ფერის მინებრივი (ვიტროფირული) ენდოკონტაქტები. მათი გამოსავლები ორ ზოლად არის განლაგებული. პირველი ანუ ჩრდილო ზოლი დაკავშირებულია კავკასიონის სამხრეთი ფერდის მთავარ შეცოცებასთან, ხოლო მეორე ანუ სამხრეთი ზოლი უკავშირდება შუა და ზედა ლიასურის გამყოფ რღვევის ზონას. ჩრდილო ზოლში ამ ქანებს ფართო გავრცელება

არ აქვს. აქლაციტის სხეულები დაკავშირებულია კრისტალურ სუბსტრატთან და ქვედალიასურ ნალექებთან. სამხრეთი ზოლი ამ ქანების გავრცელების თითქმის უწყვეტ ზოლს წარმოადგენს. იგი მდ. ზოფხითურას ხეობიდან გრძელდება აღმოსავლეთით მდ. ბუბას ხეობამდე.

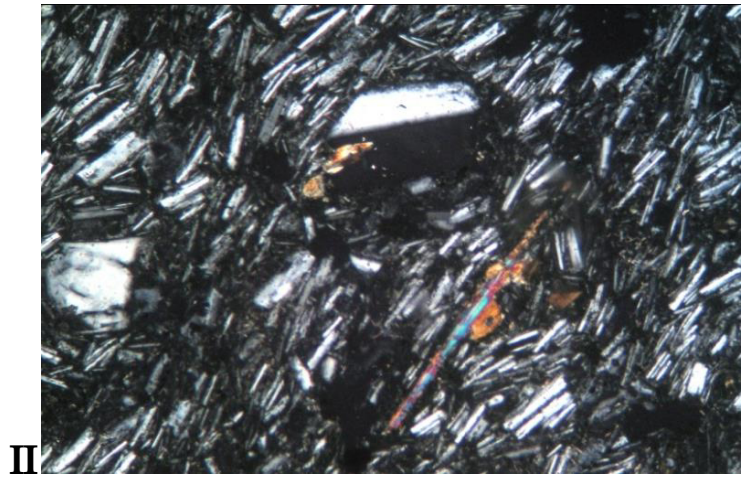
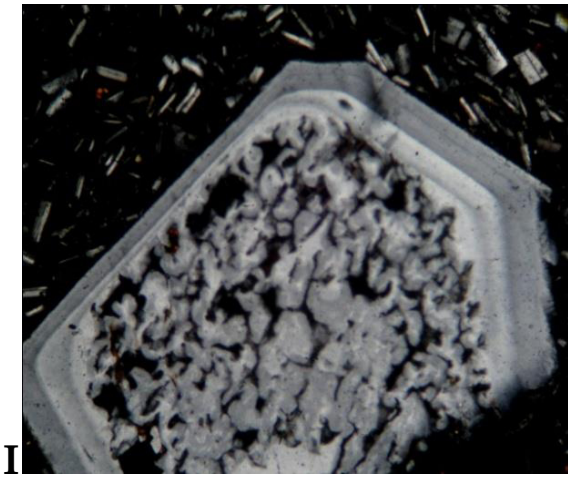
ჩვენ ვნახეთ და შევისწავლეთ დაციტური სხეულები მდ. კვაიშურას სათავეებში, ქვაკაციდან ზოფხითურას ხეობისკენ მიმავალი ბილიკის გასწვრივ, მყინვარ ნოწარულას ცირკის დასავლეთ ფერდზე, მდ. ნოწარულას ხეობის მარჯვენა ფერდზე სოფ. ჭიორიდან მიმავალი გზის პირას, მყინვარ ზოფხითოს ხეობაში და სხვა. დაიკების სიმძლავრე ძირითადად 2-დან 10 მ-დეა. იშვიათია ნაკლები სიმძლავრის დაიკები. განსაკუთრებით აღსანიშნავია ზოფხითოს მყინვარის ხეობაში არსებული დიდი დაიკა, რომელიც ხეობის მარცხენა კლდოვან ვერტიკალურ კედელზე კარგად ჩანს. აქედან დაიკა გრძელდება ხეობაში, სადაც იგი დაფარულია და გამოჩნდება მარჯვენა ფერდზე. დაიკავერტიკალურად არის დაქანებული. მისი მიმართებაა NW 345<sup>0</sup>; სიმძლავრე ჩრდილო ნაწილში 25-30 მ იქნება, ხოლო სამხრეთში უფრო მძლავრია და 30-35 მ აღწევს. დაიკამიმართების გასწვრივ თითქმის 3 კმ-ზეგრძელდება. დაიკის შავი ფერის მინებრივი ენდოკონტაქტების სიმძლავრე თითოეულ მხარეს 1,5 მ იქნება. ენდოკონტაქტების საზღვარი დაიკის ცენტრალურ ნაწილთან მკვეთრია. ამ დიდ დაიკაზე ზოფხითოს მყინვარის ხეობის მარჯვენა ფერდზე აღმართულია ნეკის მაგვარი სვეტი, რომელიც დასავლეთით პატარა ქედის სახით უშუალოდ ეხება გრანიტებს(სურ. 6). სვეტს ქვედა ნაწილში ფილაქნისებრი განწვევრება აქვს, ხოლო ზევით – სვეტური. სვეტებიჰორიზონტულად არის განლაგებული. სვეტის (ნეკის) სიმაღლე 40 მ-დე, ხოლო ფუძის დიამეტრი 45 მ-დე იქნება. სვეტის ორივე მხარეს დაიკაში დაახლოებით 20 მ-ზე არის ბრექჩია, რომელშიც გრანიტული მასალა შეცემენტებულია ვულკანური მინით. ბრექჩიის ჩრდილოეთით და სამხრეთით ისევ დაციტის დაიკაგრძელდება. დაიკა აქ ნაცრისფერია და მკვეთრად გამოხატული ფლუიდური ტექსტურა აქვს.

შავი ფერის მინებრივი ენდოკონტაქტები ზემოთ აღნიშნულ ყველა დაიკას ახასიათებს. მცირე სიმძლავრის დაიკებში ენდოკონტაქტები მცირე ზომისაა ან ძარღვს მთლიანად მინებრივი ძირითადი მასა აქვს. ენდოკონტაქტებს მასიური, მჭიდრო აგებულება აქვს და შავ ფონზე კარგად ჩანს პლაგიოკლაზის ღია ფერის ფენოკრისტალები. სტრუქტურა ვიტროპორფირულია. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რუხი რქატყუართ, რომბული პიროქსენით და ბიოტიტით. პლაგიოკლაზი ქანის მასის 30-40 % შეადგენს. წარმოდგენილია ანდეზინით (An<sub>35-40</sub>). კრისტალები იდიომორფულია, ახასიათებს მრჩობლები და ზონალური აგებულება. კრისტალების ზომა2-3 მმ და მეტია. ზოგჯერ შეიცავსმინის ჩანართებს(სურ. 7, I).მუქი მინერალები ძირითადად მცირე რაოდენობით და მცირე ზომის კრისტალების სახით გვხვდება, რომლებსაც ხშირად გარს აკრავს ოპაციტური არშია. ძრადვების შიდა ნაწილების სტრუქტურა პორფირული ან გლომეროპორფირულია. ძირითადი მასა სხვადასხვა სიმძლავრის ძარღვებში სხვადასხვა ხარისხით დევიტრიფიცირებულია. შედგება დიდი რაოდენობით პლაგიოკლაზის 0,3-0,5 მმ ზომის ლეისტებისაგან, რომლებიც ზოგჯერ ორიენტირებულად არის განლაგებული (სურ. 7, II), მცირე რაოდენობით მუქი მინერალების კრისტალების, მადნეული მინერალის ჩანაწინწკლებისა და მინისაგან.



სურ. 6. დაციტის დაიკაზე აღმართული სვეტი (ნეკი)





სურ. 7. დაციტის სტრუქტურები: I – დაიკის ენდოკონტაქტი; II – დაიკის შუა ნაწილი

აღნიშნულ ძარღვებში მინისებური ენდოკონტაქტების არსებობა მიუთითებს ამ სხეულების სწრაფ გაცივებაზე, ხოლო მუქი მინერალების ოპაციტიზაცია მოწმობს, რომ მათი ჩამოყალიბება მოხდა ზედაპირთან ახლოს უანგზადის შეღწევის ზონაში.

**ცხრილი 4. პლესტოცენური დაციტური ქანების და მინერალების ქიმიური ანალიზები**

№	ნომ. №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	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-	სურ.დან	Σ
<b>ზემო რაჭის ადრეპლესტოცენური დაციტები</b>															
1	P-378	67.22	0.25	14.62	0.15	2.87	0.07	1.19	3.00	4.80	2.20	0.14	0.20	3.17	99.88
2	P-380	67.46	0.20	14.45	0.31	2.72	0.07	1.19	2.89	5.60	1.60	0.14	0.35	2.85	99.83
3	P-346	66.70	0.22	14.96	0.46	2.44	0.07	1.58	3.22	4.90	2.00	0.14	0.28	3.92	99.90
4	P-355	66.20	0.40	16.67	2.15	1.65	0.03	0.64	2.36	4.00	2.40	0.13	0.84	2.46	99.93
5	P-356	70.08	0.32	15.64	1.91	0.86	0.03	0.24	0.58	3.70	2.30	0.14	0.98	3.09	99.87
6	P-370	70.52	0.30	15.64	2.06	0.43	0.03	0.16	0.58	4.80	2.10	0.14	0.70	2.57	100.03
7	P-371	66.23	0.42	14.45	0.56	2.51	0.07	1.44	3.14	4.80	2.00	0.14	0.88	3.18	99.82
8	P-372	65.55	0.40	14.96	0.73	2.37	0.07	1.50	3.14	4.70	2.10	0.14	0.90	3.47	100.03
9	P-18	65.56	0.57	15.20	0.97	2.80	0.07	1.10	3.50	4.00	2.00	0.12	0.86	3.24	99.99
10	P-19	65.86	0.42	15.20	1.37	1.79	0.07	1.12	3.25	5.00	1.90	0.16	0.72	3.20	100.06
<b>ბლოს დაციტური სხეულები</b>															
11	K-605	69.42	0.27	15.66	1.40	1.44	0.08	1.11	3.20	3.50	2.40	0.18	არა	1.54	100.20
12	I	68.02	0.57	16.25	2.62		0.03	1.17	3.10	4.92	2.70	0.24	0.22	0.28	100.07
13	II	66.18	-	18.71	1.49	2.00	-	0.87	3.28	3.63	2.84	-	-	0.72	99.72
14	III	68.02	0.47	16.30	1.00	1.62	0.03	1.17	3.10	4.92	2.70	0.24	0.22	0.41	100.20
15	IV	35.93	3.60	16.57	5.78	14.00	0.21	11.00	0.20	0.47	8.78	-	არა	3.14	99.61
16	K-605 <sup>2</sup>	39.24	0.62	15.29	4.89	13.86	0.18	9.68	1.32	0.50	6.50	კვ.	1.98	5.57	99.63
17	K-605 <sup>1</sup>	61.85	კვ.	22.78	0.17	არა	არა	0.10	6.82	7.20	0.50	0.11	0.10	0.20	99.75

ლიტერატურული წყარო: 12 – ფ.ღვეინსონ-ღვეინგი. (1898), 13 – დ.ბელიანკინი. (1914); 14, 15 – ა.პორსუკი. (1979).

მინერალები: ბიოტიტი – 15-16; პლაგიოკლაზი – 17;

ანალიტიკოსები: 1-10 – ნ.ჯაბუა; 11 – თ.ნასყიდაშვილი; 16, 17 – რ.არეშიძე.

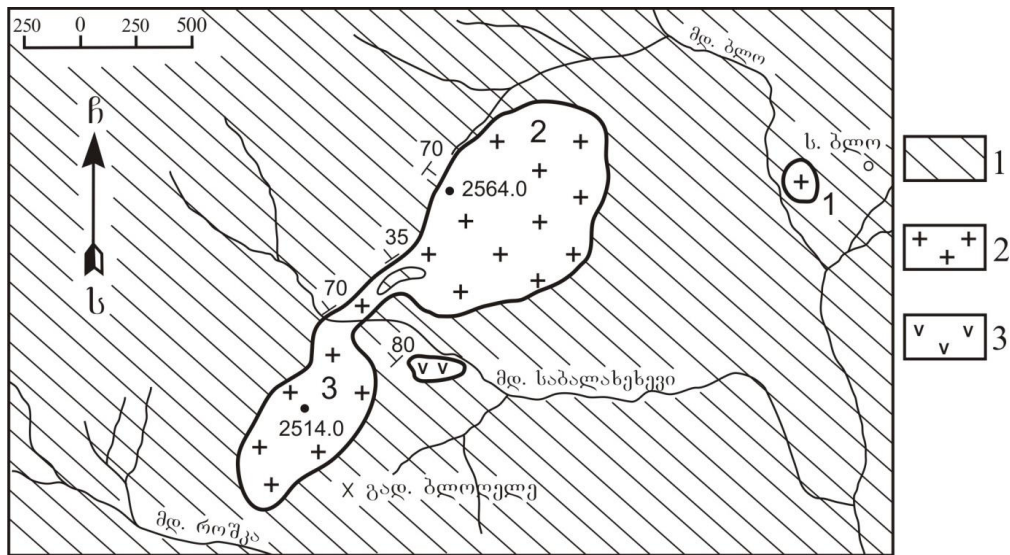
**ბლოს დაციტები.** დაციტური სხეულები მდებარეობს ხევსურეთში მდ. არაგვის მარჯვენა შენაკადების მდინარეების როშკას და ბლოსწყალგამყოფქედზე. ეს დაციტები აღმოჩენილია 1890-1891 წლებში ღვეინსონ-ღვეინგის მიერ ტრანსკავკასიური რკინიგზის სავარაუდო ტრასის გეოლოგიური დაზვერვის დროს, რომლის შედეგები გამოქვეყნდა 1896 წელს.

ბლოს დაციტები გეოლოგიურ ლიტერატურაში შესულია “კალკოს” სახელწოდებით, რაც “ქალქვას” დამახინჯებული ფორმაა. ჩვენ დეტალურად შევისწავლეთ ეს დაციტური სხეულები. ვიყენებთ სახელწოდება “ბლოს” გეოგრაფიული სახელწოდების მიხედვით.

ბლოს დაციტები 3 შტოკისებური სხეულის სახითაა (სურ. 8). ერთი მცირე ზომის 70-80 მ დიამეტრის იზომეტრული ფორმის სხეული გაშიშვლებულია მდ. ბლოს მარცხენა ნაპირზე. დაციტის ძირითადი სხეული რთული ფორმისაა. იგი ორ მოზრდილ ინტრუზიულ სხეულს წარმოადგენს, რომლებიც ერთმანეთთან ვიწრო ზოლით არის შეერთებული. ერთი, საკუთრივ



ბლოს ინტრუზივი, აგებს მდინარეების ბლოს და საბალახეხევის შუა არსებულ მწვერვალს (2564,0 მ), ხოლო მეორე – მდ. საბალახეხევსა და მდ.როშკას შუა მწვერვალს (2514,0 მ). მათი შემადგენელი ვიწრო ზოლი მდ. საბალახეხევიშია გაშიშვლებული. დაციტები ღია ნაცრისფერი პორფირული სტრუქტურის ქანებია. მაკროსკოპულად კარგად ჩანს კვარცის ბიპირამიდული კრისტალები, რომელთა ზომა ზოგჯერ 1 სმ-ია. სტრუქტურა პორფირული. ძირითადი მასა ფელზიტური ან მიკროკრისტალურია. იგი შეადგენს ქანის 45-55%. ფელზიტური ძირითადი მასა ინტრუზიული სხეულების ენდოკონტაქტურ ზონებში გვხვდება, მიკროკრისტალური კი – შიგა ნაწილებისთვის არის დამახასიათებელი. მიკროკრისტალურ ძირითად მასაში გაირჩევა კვარცის და პლაგიოკლასის იზომეტრული კრისტალები და ზოგჯერ ბიოტიტის წვრილი ქერცლები. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლასით (55-65%), კვარცით (15-20%) და ბიოტიტით (15-25%). პლაგიოკლასი 0,4-დან 3 მმ-დე ზომის პრიზმული ან ტაბულისებური კრისტალების სახით გვხვდება. ახასიათებს პოლისინთეტური მრჩობლები და არამკვეთრად გამოხატული ზონალური აგებულება – გარე ზონები ოლიგოკლასის ( $An_{20-22}$ ) რიგისაა, ხოლო შიგა – ანდეზინის ( $An_{32-38}$ ). ქიმიური ანალიზის (ცხრ. 4) მიხედვით პლაგიოკლასის საშუალო შემადგენლობა ანდეზინს ( $An_{34}$ ) პასუხობს. კვარცი წყლისებრ გამჭვირვალეა. იშვიათად შეიცავს ძირითადი მასის უბეებს. წარმოშობს იზომეტრულ კრისტალებს ზომით 0,4-2,5 მმ. ბიოტიტი წვრილი 0,2-1 მმ ქერცლების სახით გვხვდება. უმეტესად საღია, პლეოქროირებს ღია ჩალისფერიდან ღია ან მოწითალო ყავისფერამდე. იშვიათად ჩანაცვლებულია ქლორიტით. ზოგჯერ, უმთავრესად ინტრუზივის აპიკალურ ზონებში, ბიოტიტს გარს აკრავს ოპაციტური გარსი, რაც ქანის ზედაპირთან ახლოს დაკრისტალდებაზე მიუთითებს. ქიმიური ანალიზების (ცხრ. 4) მიხედვით აღნიშნული ქანები დაციტებს შეესაბამება. მათი ფიგურული წერტილები (სურ. 2) დაციტების ველში განლაგდა.



სურ. 8. ბლოს დაციტების სქემატური რუკა  
1. ლიასური ნალექები; 2. დაციტები; 3. დიაბაზი

ამგვარად, დეტალურმა საველე სამუშაოებმა და მოპოვებული მასალის კამერალურმა დამუშავებამ საშუალება მოგვცა წინამდებარე სტატიაში გაგვეშუქებინა ახალი გეოლოგიური ობიექტები, რომლებიც მანადე უცნობი იყო, ან ჩვენამდე დეტალური შესწავლის საგანი არ ყოფილა. აუცილებელია აღინიშნოს, რომ კვლევის ერთ-ერთი ძირითადი მიმართულება იყო მაგმური სხეულების იზოტოპური მეთოდებით დათარიღება. ამ მონაცემების საფუძველზე გამოიყო მაგმატიზმის განვითარების ის ეტაპები რასაც წინამდებარე სტატია მიეძღვნა.

ლიტერატურა

Белянкин Д.С. (1914). К петрографии Архотского тоннеля // Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. С-Пб. С.1-18.  
Борсук А.М. (1979). Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М. Наука. 300 с.

- Кикнадзе И.И. (1967). Петрология третичных интрузивных пород верховьев р. Цхенисцкали // Тр.ГИНАНГССР. Нов. Сер. Вып. 13. 96 с.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Якушев А.И. (2013). Первые изотопно-геохронологические свидетельства проявления кислого интрузивного магматизма миоценового возраста на южном склоне Большого Кавказа // ДАН. Т. 450. № 3. С.323-328.
- Левинсон-Лесинг Ф.Ю. (1896). Через Главный Кавказский хребет // Изд. Упр. казен. железных дорог. С-Пб.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. (1983). Ч. 2. М. Наука. 768 с.
- Татришвили Н.Ф. (1941). Основные черты петрографии Верхней Рачи // Сообщ. АН ГССР. Т. 2. №4.
- Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. (2008). Плиоценовый вулканический центр на южном склоне Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи // Тр. Инст. геол. им. А. Джанелидзе. Нов. сер. Вып. 124. С.232-237.
- Харашвили Г.И. (1940). Рудные проявления в верховьях реки Чвешуры // Сов.геол. №7. С. 113-118.
- ШонияН.Ф. (1940).Сакаурская неointрузия в верхней Раче //Тр. ГИН СССР. Вып.44.Петрогр. Сер. (№14).

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
УДК 552.5(497.22)

კეტიტოლოგია

**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОЙ  
ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО БАСЕЙНА ОКРАИННОГО МОРЯ БОЛЬШОГО  
КАВКАЗА (в пределах Грузии)**

**Э. В. Варсимашвили**

**Postsedimentary Transformations of the Upper Jurassic-Cretaceous Flysch Formation of the Eastern Basin of the Marginal Sea of the Greater Caucasus (within the Limits of Georgia). E. Varsimashvili.** The Upper Jurassic-Cretaceous flysch complex of the Eastern basin of the marginal sea of the Greater Caucasus within the limits of Georgia according to range of rock change belong mainly to the zone of catagenesis (deep epigenesis) and at the same time contains enough amount of the characteristic elements of the metagenesis zone (initial signs of blast structure, marble-like structures of differential sliding). Distinct epigenetic zonality in the studied complex is not traced. We consider it to be conditioned by low thickness and great stratigraphic range of the studied flysch formations as well as tectonic activity of the region.

Выявление закономерностей эволюции геологических обстановок на древних активных континентальных окраинах, в том числе седименто- и литогенеза осадочных геологических тел, эволюции бассейнов седиментации и размещения в них осадочных ископаемых, требует проведения все более углубленных литологических исследований.

Седиментационная обстановка с геологической точки зрения представляет собой мгновенное явление, ведущее к формированию осадка или слоя; седиментационный бассейн же – заметный геологический объект, существующий в течение определенного отрезка времени ( иногда миллионы лет). В их пределах в течение длительного времени менялись седиментационные обстановки, менялось и положение бассейна в пространстве. Сумма таких обстановок и их материальное выражение (скопление осадков, генетических типов) фиксируется в литосфере в виде определенного сочетания слоев, пачек, толщ, по которым восстанавливается история существования и развития седиментационного бассейна. Таким образом, реконструкция этой категории охватывает области размыва, условия переноса осадочного материала, а также характер тектонических движений как в питающих провинциях, так и в самом седиментационном бассейне.

В литологии все большее значение приобретает исследование процессов вторичного преобразования осадочных образований; они на протяжении длительного времени своего существования, начиная с превращения осадка в породу, до образования последней в метаморфическую, или же разрушения под давлением выветривания, претерпевают процессы вторичных изменений – постседиментационного преобразования. Выявление последовательности структурных минеральных изменений в породах позволяет восстановить историю развития процессов, обуславливающих упомянутые преобразования.

Постседиментационно измененные породы вызывают особый интерес, являясь как бы переходными от седиментационных образований к метаморфогенным. Региональные преобразования пород играют большую роль в формировании осадочных толщ, часто увязываясь с накоплением тех или иных полезных ископаемых; исследование их имеет большое как научное, так и практическое значение. Этим вопросам посвящена обширная литература (Patyk-Kara, Bardeeva, Shevelev, 1999; Япаскурт, Парфенова, 2000; Виноградов, Головин, Буякайте, Бурзин, 2003; Бойко, 2004; Гурбанов, 2004; Патык-Кара, Лаломов, Бочнева и др. 2009; и др.).

С этой целью объектом наших исследований являлась верхнеюрско-меловая флишевая формация восточной части (“Восточный флишевый бассейн”) Крайнего моря Большого Кавказа (в пределах Грузии)(Рис. 1).

В изученном флишевом комплексе среди кластолитов наибольшим распространением пользуются полевошпатово-кварцевые, слюдисто-полевошпатовые, слюдисто-кварцевые и аркозово-кварцевые песчаники с глинисто-гидрослюдистым, или карбонатным цементом; среди карбонатных пород – песчаные и глинистые известняки.

При изучении их вещественного состава установлено, что составляющие породы изученного комплекса претерпели постседиментационные преобразования, связанные с неустойчивостью различных минералов в изменяющихся термодинамических условиях. Исследованы в основном постдиагенетические изменения, т.к. последние, протекая в литифицированном осадке, сравнительно лучше дифференцируются от более ранних.

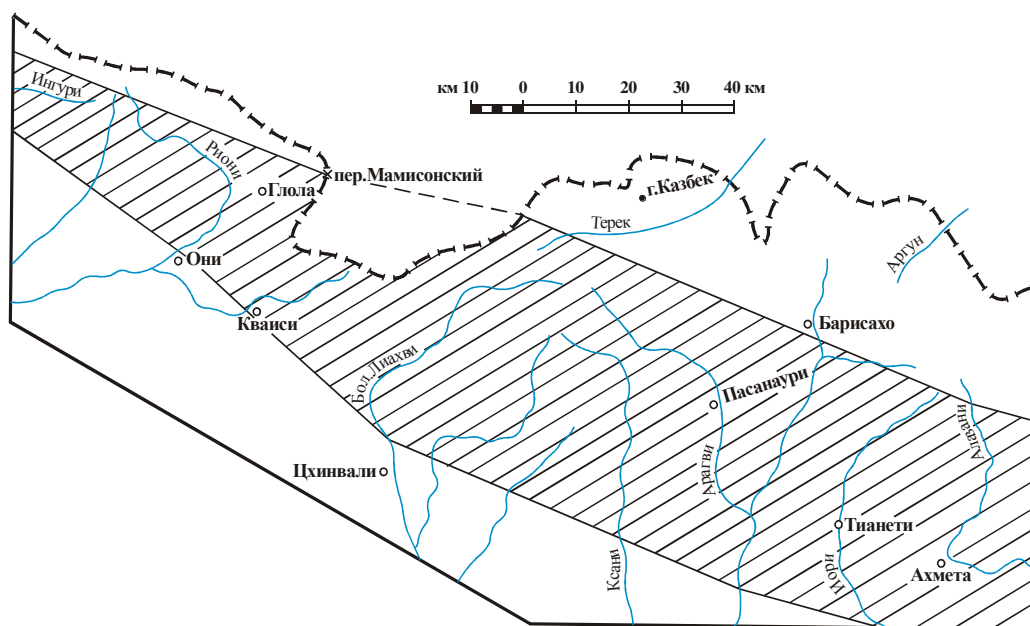


Рис. 1. Обзорная карта исследованного района.

Все изменения исследованных отложений по характерным признакам относятся к стадии катагенеза. Следует заметить, что постдиагенетические процессы изменения развиваются несколько различно в исследованных карбонатной и терригенной толщах. Причина этого усматривается в различном характере исходного материала. Хотя ассоциация вторичных аутигенных минералов в характерных породах карбонатной и терригенной толщ одна и та же, однако в известняках эта ассоциация несколько однообразнее и беднее, чем в песчаниках. При этом, в песчаных и глинистых известняках процессы вторичного изменения выражены интенсивнее, чем в известняках с минимальной примесью кластического материала.

В обломочных породообразующих минералах изученного комплекса различаются следующие типы изменения зерен: катаклаз – механические деформации, растворение под давлением и регенерация, обрастание и разрастание с замещением цемента песчаника, пластическая деформация (Варсимашвили, 2013). В песчаниках изменены как породообразующие минералы, так и цемент. Основные породообразующие минералы преобразовались в постдиагенетическом периоде следующим образом: большинство плагиоклазов в исходных породах альбитизированы в предшествующий диагенетический период. В катагенетическом периоде альбиты, а также альбитизированные плагиоклазы, растворяются; в некоторых случаях развиваются гидрослюдитизация и мусковитизация. Растворяясь, Кварц регенерирует и обрастает обломочные зерна, нередко окварцованные участки. Слюда – преимущественно обломочный биотит – гидратизируясь переходит в чередование пакетов хлорита и мусковита, а затем в мусковитовую слюду. Биотит, иногда аморфизируясь, переходит в сгусткоподобные коричневатые изотропные массы. Изменение пелит-алевролитового цемента происходит также в направлении его гидрослюдитизации и мусковитизации. Аналогично изменяются пелитолиты, преобразуясь в сложную смесь – диоктаэдрической гидрослюды, триоктаэдрического хлорита и мельчайших частичек кварца, плагиоклаза и, иногда, кальцита. Все эти процессы протекают изохимически – без привноса материала; изменения происходят в основном за счет внутрислойного перераспределения материала и метасоматического замещения вещества. Интенсивность и характер преобразования толщи в значительной мере зависят от состава и разнообразия исходных пород, от термодинамических условий и их изменчивости в период формирования породы, что в большинстве случаев контролируется тектоническим режимом региона.

В изученном верхнеюрско-меловом флишевом комплексе, претерпевшем постдиагенетические изменения, пористость песчаников, по сравнению с пористостью неизмененных одноименных пород, значительно занижена. На основании анализа данных проведенных исследований считаем, что изменение параметров физических свойств (удельного и объемного веса и пористости) связано с особенностями микроструктур преобразованных пород; микроструктуры же, в свою очередь, находятся в тесной связи с интенсивностью проявления в регионе тектонических движений. Некоторым подтверждением этого служит изменение параметров физических свойств в латеральном направлении и лишь sporadическое изменение в вертикальном разрезе. Изучение пористости песчаных пород показало, что при исследовании нефте- и газоносных толщ необходимо учитывать степень и характер постседиментационных изменений перспективных толщ, вызывающих изменение физических свойств пород.

В верхнеюрско-меловом флишевом комплексе изученного региона представлены как катагенетические, так и стрессово-ориентированные микроструктуры. Катагенетические микроструктуры, представленные почти во всей флишевой толще, образовались вследствие изменения термодинамических условий, вызванных возрастанием литостатической нагрузки и углублением бассейна, флишенакпления, что в свою очередь обусловило увеличение давления и температуры. Стрессово-ориентированные микроструктуры развиты локально и представлены в западной части исследованного региона – в наиболее интенсивно дислоцированной области образовались в результате воздействия одностороннего давления – стресса на катагенетически измененные породы. В отложениях исследованного флишевого комплекса сложный процесс возникновения эпигенетических микроструктур (проявление только внутрислойных напряжений в породах) является также своеобразным отображением истории геологического развития региона. Поэтому детальное изучение микроструктур измененных пород может оказать существенную помощь в деле расшифровки истории геологического развития и восстановления геологической картины региона.

Таким образом, исследованный верхнеюрско-меловой флишевый комплекс по степени изменения пород относится в основном к зоне катагенеза (глубинного эпигенеза) и в то же время содержит в значительном количестве характерные элементы зоны метагенеза (зачатки бластовых структур, мраморовидные структуры и структуры дифференциального скольжения). Отчетливая эпигенетическая зональность в исследованном комплексе не прослеживается. Причиной этого можно считать сравнительно малую мощность и небольшой стратиграфический диапазон изученных флишевых образований; Некоторую роль, вероятно, играла также тектоническая активность региона.

## Литература

Бойко Н.И. (2004). Титан-цирконовые россыпи Ставрополя //Литол. и полезные ископаемые. №6. С. 602-609.

- Варсимашвили Э.В. (2013). Литология и постседиментационные преобразования верхнеюрско-меловой флишевой формации Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа (в пределах Грузии) //Труды Института геологии им. А.Джанелидзе. Нов. сер. Вып. 126. Тбилиси. 167 с.
- Виноградов В.И., Головин Д.И., Буякайте М.И., Бурзин М.Б. (2003). Этапы эпигенетических преобразований докембрийских отложений центральной части Русской платформы (по данным Rb-Sr и K-Ar изотопно-геохимических исследований) //Литол. и полезные ископаемые. №2. С. 192-208.
- Гурбанов В.Ш. (2004). О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) //Литол. и полезные ископаемые. №6. С. 639-650.
- Патык-Кара Н.Г., Лаломов А.В., Бочнева А.А. и др. (2009). Предпосылки формирования титанцирконовых месторождений Зауральского россыпного района: региональная геолого-эволюционная модель //Литол. и полезные ископаемые. №6. С. 598-612.
- Япаскурт О.В., Парфенова О.В. (2000). Индикаторные признаки слюд и хлоритов терригенных пород в зонах позднего катагенеза-метаморфизма //Петрология. Т.8. №5. С. 506-518.
- Patyk-Kara N., Bardeeva E., Shevelev A. (1999). Titanium-zirconium placers in the sedimentary cover of platform //Episodes. V.22. N.2. P. 89-98.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
УДК 552.313.8(479.22)

კეტიტოლოგია

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КЕЛЬСКОГО НАГОРЬЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Г. Т. Вашакидзе, Р. А. Ахвледиани, И. Р. Ахвледиани\*, В. А. Лебедев\*\*, К. А. Габарашвили,  
О. З. Дудаури, М. Г. Тогонидзе  
\*ГТУ, Тбилиси, Грузия  
\*\*ИГЕМ РАН, Москва, Россия

**Some Features of the Chemistry of Quaternary Volcanism of the Keli Highland (the Greater Caucasus). G.Vashakidze, R.Akhvlediani, I.Akhvlediani, V.Lebedev, K.Gabarashvili, O.Dudaury, M.Togonidze. \*GTU, Tbilisi, Georgia, \*\*IGEM RAS, Moscow, Russia.** The researches established that in all four phases of active volcanism on the Keli plateau the most low-temperature and thus the near-surface volcanites occur in the northern zone. Volcanites of the western zone have an intermediate position. The most high-temperature and, hence, with the deep-seated chamber are volcanites of the southern zone. In the southern zone should also be noted the increase of temperature in the center, and, therefore, at the depth of bedding as well, starting with the Middle Neopleistocene phase of activity (691-824°C) and finishing with the Late Neopleistocene-Holocene phase (926-1057 °C). In all phases of activity in zones with temperature increase the rate of solidification increases as well.

Кельское нагорье, расположенное на южном склоне Главного Кавказского хребта к западу от Крестового перевала, является одним из крупнейших районов проявления позднечетвертичного магматизма на Большом Кавказе. Отличительной особенностью локализованного здесь неовулканического центра является интенсивное развитие ареального умеренно-кислого вулканизма: на сравнительно небольшой площади (30 × 25 км) в течение короткого (по геологическим масштабам) промежутка времени в пределах нагорья проявляли активность свыше тридцати преимущественно моногенных вулканических аппаратов.

Статья посвящена анализу химизма четвертичных вулканогенных пород Кельского нагорья с использованием геохронологических данных (Лебедев и др. 2011). Нами было обработано 105 химических анализов (таб. 1). За основу расчетов выбраны были наиболее приемлемые коэффициенты: Деля-Рош -  $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ,  $100 \times \text{Na}_2\text{O} / (\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; индекс основности (ИО)  $(\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ ; коэффициент затвердевания (КЗ)  $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  и калиевость  $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \times 100$ .

В качестве контролирующего фактора были использованы – температура формирования расплава и данные по абсолютному возрасту пород региона (Лебедев и др. 2011). При распределении и сопоставлении полученных данных были использованы геологическая карта проявлений четверичного вулканизма на Кельском нагорье (рис.1) и схема (Лебедев и др. 2011) выделяющая по степени активности Западную, Южную и Северную области.

Для выделенных зон в разновозрастных пределах сделана попытка проведения статистического анализа температур образования расплавов, учитывающая существующую геофизическую схему (Хренов П.М. и др. 1989), составленную для условного перераспределения температурного фактора по отношению к активной области, связанной с поверхностью Мохоровичича.

Для изученного региона дополнительным теоретическим фактором можно привести петрологический разрез земной коры и верхней мантии по Добрецову (Добрецов 1980). Вулканизм Кельского нагорья представляет собой вулканогенно-осадочный комплекс с характерной для островодужной зоны зависимостью по отношению к границе Мохю. Немаловажным фактором является также смена в отмеченной области натрового фактора на K+Na.

### I. Среднеоплейстоценовая фаза активности

Начало активности вулканизма для изученного региона представлено, в основном, экструзивными образованиями, что затрудняет сопоставление между собой образцов выделенных зон. Используемые нами основные коэффициенты, характеризующие происходящие процессы, четко отражают состав вулканитов и термическую обстановку для каждого выделенного региона в целом (примером является Западная зона). Максимальный разброс химсостава от трахитов до трахиандезитов, присущ вулканитам Северной зоны. Для Южной зоны характерен наиболее магнезиальный состав вулканитов (дацит-андезит), указывающий, повидимому, на определенную роль в формировании пород привнесённого из зоны Мохоровичича материала. (таб. 2)

Де-ля-Рош (1971) в известной схеме расчета термодинамических факторов использует взаимозависимость ИО и КЗ, которые в первом приближении, (согласно существующим наблюдениям) фиксируют поэтапно во времени и пространстве процесс формирования вулканитов определенного состава.

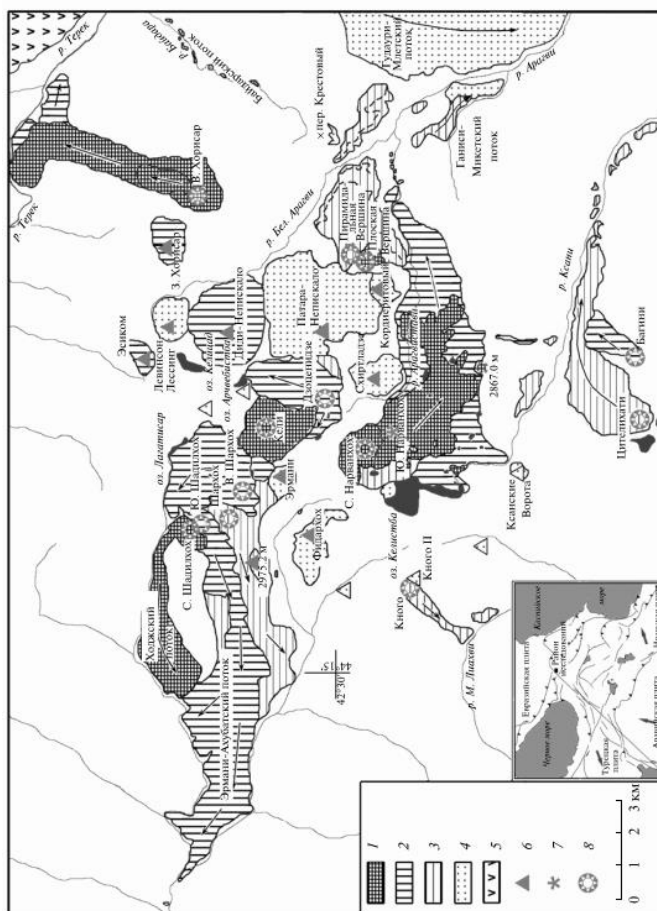


Рис. 1. Карта проявлений четверичного вулканизма на Кельском нагорье (Большой Кавказ). Составлена В.А.Лебедевым. (Лебедев и др. 2011)



1 – вулканы III (позднеоплейстоценовой голоценовой) фазы активности; 2 – вулканы завершения II (позднеоплейстоценовой) фазы активности; 3 – вулканы начала II (позднеоплейстоценовой) фазы активности; 4 – вулканы I (среднеоплейстоценовой) фазы активности; 5 – четвертичные вулканы Казбекского центра; 6 – стратовулканы и экструзивные купола; 7 – шлаковые конусы; 8 – лавовые вулканы. Стратиграфическое расчленение вулканитов проведено согласно полученным геохронологическим данным.

**Таблица 1. Химический состав вулканических пород Кельского нагорья**

Зона	№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Среднеоплейстоценовая фаза активности</b>												
Западная	Ke-13/02	70.35	0.44	15.27	3.13	0.04	1.38	3.10	4.36	1.77	0.15	0.01
	Ke-14/02	70.28	0.48	15.25	2.96	0.04	1.38	3.21	4.38	1.87	0.14	0.01
	Ke-8/02	68.65	0.52	15.35	3.67	0.07	2.01	3.44	4.23	1.91	0.15	н.о.
	Ke-12/02	68.70	0.54	15.25	3.79	0.07	1.97	3.47	4.38	1.68	0.15	н.о.
	Ke-42/02	69.58	0.43	15.78	3.37	0.07	1.21	3.25	4.15	1.95	0.17	0.04
	Ke-53/02	68.23	0.65	16.17	4.03	0.08	0.99	3.46	4.34	1.78	0.20	0.06
Северная	Ke-89/06	68.87	0.50	15.84	3.12	0.05	1.27	3.59	4.87	1.77	0.11	0.01
	Ke-75/02	71.71	0.48	13.26	3.12	0.05	1.46	3.08	4.94	1.80	0.11	н.о.
	Ke-76/02	70.24	0.49	14.20	3.12	0.05	1.62	3.18	5.24	1.74	0.13	н.о.
	Ke-82/02	67.35	0.60	15.33	3.92	0.05	2.22	4.07	4.49	1.82	0.15	н.о.
	Ke-93/06	67.13	0.61	15.59	3.93	0.06	1.77	4.20	4.63	1.86	0.21	0.01
	Ke-83/06	69.07	0.47	16.07	3.26	0.06	1.43	2.96	4.47	2.07	0.13	н.о.
	Ke-58/02	69.25	0.40	15.93	3.19	0.07	0.86	3.08	4.79	2.28	0.13	0.01
Ke-84/06	69.40	0.48	16.06	3.14	0.06	0.92	3.22	4.64	1.96	0.12	н.о.	
Южная	Ke-80/02	64.05	0.73	16.85	5.25	0.11	2.44	4.03	4.22	2.09	0.22	н.о.
	Ke-81a/02	63.46	0.84	17.36	5.17	0.10	2.45	4.17	4.00	2.12	0.21	0.01
	Ke-90/06	62.53	0.72	18.52	5.21	0.11	2.09	4.29	4.13	2.05	0.26	0.09
	Ke-4/02	63.47	0.91	15.78	5.74	0.08	3.21	4.41	4.07	2.03	0.30	н.о.
	Ка-8/99	65.88	0.74	15.86	5.11	0.10	2.02	3.95	4.01	2.09	0.25	н.о.
	Ка-12/99	65.24	0.71	16.40	4.70	0.10	2.00	4.06	4.39	2.17	0.23	н.о.
	Ка-16/99	64.13	0.77	15.96	5.23	0.11	2.73	4.22	4.53	2.08	0.24	н.о.
	Ка-19/99	62.99	0.79	16.59	5.32	0.11	2.96	4.46	4.59	1.94	0.24	н.о.
	Ка-22/99	66.59	0.71	15.91	4.71	0.09	1.64	4.11	3.96	2.05	0.25	н.о.
	Ка-201/04	61.82	0.73	17.84	5.05	0.11	2.67	5.28	4.24	1.92	0.32	н.о.
	Ка-206/04	58.33	0.92	17.31	6.70	0.12	3.73	6.23	4.54	1.88	0.23	н.о.
	Ка-206a/04	62.42	0.82	17.24	5.44	0.12	2.42	4.78	4.04	2.33	0.32	0.06
Ка-206b/04	59.32	0.91	17.37	6.62	0.12	3.11	6.05	4.46	1.83	0.21	н.о.	
<b>Начало позднеоплейстоценовой фазы активности</b>												
Западная	ЮО-11/96	68.66	0.55	15.98	3.40	0.06	1.34	3.60	4.56	1.67	0.17	0.02
	ЮО-12/96	67.52	0.62	15.81	3.91	0.07	1.80	3.89	4.37	1.77	0.23	0.02
	Ke-94/06	68.44	0.55	16.15	3.43	0.06	1.00	3.38	4.92	1.89	0.17	0.01
	Ke-95/06	66.81	0.57	17.08	3.56	0.06	1.36	3.74	4.80	1.85	0.15	0.01
	Ke-96/06	67.50	0.56	16.57	3.51	0.06	1.20	3.67	4.94	1.82	0.17	0.01
	Ke-97/06	65.75	0.61	16.71	3.93	0.07	1.92	4.09	4.94	1.74	0.22	0.01
	Ke-98/06	67.12	0.62	16.22	3.91	0.07	1.39	3.90	4.72	1.82	0.21	0.01
	Ke-99/06	67.61	0.52	16.71	3.58	0.05	1.47	3.34	4.50	2.05	0.15	0.01
	Ke-54/02	68.00	0.67	15.90	4.15	0.08	1.12	3.55	4.47	1.88	0.17	0.01
	Ke-77/02	67.17	0.65	15.90	4.05	0.09	1.90	3.95	4.23	1.91	0.16	н.о.
	Ke-30/02	64.42	0.71	15.74	5.16	0.10	3.11	4.44	4.07	1.94	0.28	0.03
	Ke-32/02	64.05	0.69	15.92	5.11	0.10	3.04	4.59	4.44	1.75	0.25	0.05
	Ke-39/02	64.33	0.68	16.15	5.02	0.10	2.93	4.53	4.20	1.77	0.25	0.05
Ke-43/02	65.63	0.64	16.63	4.46	0.09	1.96	4.16	4.41	1.77	0.22	0.02	
Северная	Ke-91/06	68.81	0.50	15.83	3.27	0.05	1.40	3.43	4.87	1.73	0.09	0.02
	Ка-205/04	68.17	0.62	15.30	3.65	0.06	1.56	3.51	5.33	1.63	0.19	н.о.
	Ke-78/02	67.60	0.58	15.28	3.85	0.06	1.89	3.53	5.45	1.60	0.16	н.о.
	Ка-203/04	64.57	0.83	15.62	4.82	0.07	2.34	4.77	5.26	1.47	0.26	н.о.

	Ка-11/99	64.87	0.78	15.51	4.52	0.06	2.49	4.58	5.47	1.45	0.27	н.о.
	Ка-202a/04	66.63	0.68	14.38	4.31	0.06	2.54	4.40	4.92	1.77	0.31	н.о.
Южная	Ке-2/02	70.30	0.40	15.92	2.44	0.04	1.13	3.08	4.77	1.76	0.13	0.02

Таблица 1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Завершение позднеплейстоценовой фазы активности												
Западная	ЮО-6/96	65.36	0.71	16.09	4.78	0.12	2.78	4.26	3.72	1.95	0.20	0.04
	ЮО-8/96	65.97	0.66	15.71	4.57	0.09	2.31	4.69	3.94	1.89	0.16	0.02
	ЮО-9/96	65.63	0.70	16.48	4.60	0.11	2.15	4.40	3.79	1.93	0.20	0.02
	ЮО-10/96	65.53	0.69	16.05	4.67	0.12	2.85	4.27	3.70	1.93	0.18	0.02
	ЮО-13/96	65.66	0.72	15.85	4.77	0.12	2.70	4.17	3.85	1.95	0.20	0.02
	ЮО-3/96	65.37	0.73	16.53	4.43	0.11	2.30	4.39	3.85	2.05	0.22	0.03
	ЮО-4/96	65.22	0.72	16.51	4.71	0.11	2.29	4.49	3.81	1.93	0.20	0.02
	ЮО-5/96	66.21	0.72	15.81	4.57	0.12	2.59	4.08	3.69	2.01	0.19	0.02
	ЮО-14/96	64.18	0.76	16.50	5.00	0.12	2.87	4.77	3.70	1.88	0.19	0.04
	ЮО-15/96	64.31	0.72	16.38	4.92	0.13	2.79	4.77	3.88	1.87	0.18	0.07
	ЮО-16/96	64.19	0.70	16.65	5.12	0.12	2.63	4.70	3.78	1.88	0.19	0.04
	ЮО-19/96	63.68	0.73	16.45	5.36	0.13	3.25	4.61	3.75	1.80	0.18	0.07
	ЮО-20/96	63.95	0.72	16.25	5.41	0.12	3.09	4.63	3.75	1.85	0.18	0.06
	Ке-87/06	63.29	0.75	16.84	5.13	0.12	3.06	4.59	3.97	2.03	0.21	0.01
	ЮО-2/96	63.90	0.80	17.22	4.68	0.12	2.44	5.00	3.79	1.80	0.22	0.04
	Ке-85/06	61.31	0.86	18.50	4.93	0.12	2.48	5.59	4.10	1.89	0.21	0.01
	Ке-17/02	64.99	0.87	17.25	4.69	0.11	1.23	4.92	3.89	1.86	0.17	0.02
Ке-66/02	65.06	0.64	16.65	4.86	0.11	2.08	4.31	4.15	1.93	0.16	0.05	
Ке-67/02	65.42	0.69	16.02	4.89	0.11	2.13	4.39	4.24	1.94	0.16	0.03	
Ке-86/06	62.01	0.69	17.08	5.32	0.11	3.78	4.75	4.06	1.99	0.20	0.01	
Северная	Ка-247/04	70.44	0.61	13.68	3.66	0.06	1.60	3.40	4.45	1.78	0.31	н.о.
	Ка-248/04	69.53	0.60	14.20	3.99	0.07	1.85	3.38	4.47	1.65	0.26	н.о.
	Ка-173/00	69.23	0.57	14.31	3.70	0.06	1.71	4.05	4.49	1.70	0.17	н.о.
	Ке-100/06	66.18	0.65	16.14	4.22	0.07	2.10	4.46	4.25	1.75	0.16	0.01
	Ка-161/00	71.69	0.44	14.09	2.93	0.05	1.09	2.96	4.73	1.89	0.13	н.о.
	Ка-162/00	70.63	0.47	15.04	2.99	0.05	1.01	3.25	4.62	1.79	0.13	н.о.
	Ка-164/00	70.84	0.46	14.90	3.06	0.06	0.93	3.27	4.56	1.80	0.12	н.о.
	Ка-166/00	70.57	0.47	14.99	3.16	0.06	1.05	3.23	4.55	1.78	0.13	н.о.
	Ке-69/02	72.75	0.20	15.08	2.34	0.06	0.39	1.83	4.12	3.11	0.10	н.о.
Ке-72/02	71.50	0.25	15.31	2.70	0.06	0.49	2.02	4.37	3.18	0.10	0.02	
Южная	Ке-1/02	61.82	1.02	16.67	5.94	0.08	3.30	4.28	4.40	2.18	0.30	0.01
	Ке-57/02	60.01	0.95	17.75	6.42	0.14	2.91	5.15	3.94	2.32	0.36	0.05
	Ке-60/02	58.82	0.92	18.80	6.49	0.15	2.94	5.30	4.03	2.22	0.31	0.02
	Ке-63/02	58.52	0.98	18.35	6.73	0.15	3.28	5.14	4.16	2.26	0.39	0.04
	Ка-204/04	60.26	0.97	17.51	6.26	0.14	3.06	5.40	3.99	2.01	0.40	н.о.
	Ке-18/02	58.51	1.02	19.61	6.63	0.15	1.56	5.60	4.19	2.46	0.26	0.02
	Ке-20/02	59.55	1.02	18.67	6.55	0.14	1.68	5.46	4.10	2.49	0.32	0.02
	Ке-21/02	58.07	1.05	19.27	6.75	0.14	2.03	5.62	4.31	2.46	0.30	0.01
Ке-41/02	59.23	0.95	19.44	6.12	0.13	1.86	5.22	4.24	2.46	0.34	0.02	
Позднеплейстоцен-голоценовая фаза активности												
Западная	Ке-88/06	64.40	0.68	16.63	4.82	0.09	2.57	4.63	4.03	1.96	0.16	0.02
	ЮО-1/96	66.26	0.60	15.95	4.54	0.10	2.29	4.15	3.76	2.12	0.18	0.06
	ЮО-7/96	64.82	0.70	16.56	4.96	0.10	2.46	4.36	3.99	1.84	0.18	0.03
	ЮО-17/96	65.28	0.65	16.05	4.93	0.10	2.60	4.41	3.83	1.96	0.17	0.03
	ЮО-18/96	64.87	0.68	16.58	4.72	0.10	2.50	4.45	3.95	1.94	0.19	0.02
	Ке-45/02	66.47	0.62	16.44	4.30	0.09	1.64	4.08	4.37	1.76	0.20	0.04
	Ке-48/02	65.48	0.62	16.95	4.36	0.08	1.89	4.24	4.33	1.78	0.19	0.08
Ке-64/02	64.43	0.60	17.20	4.81	0.11	2.02	4.43	4.27	1.93	0.16	0.04	
Северная	Ка-159/00	68.18	0.60	15.35	3.87	0.06	2.01	4.02	4.25	1.53	0.14	н.о.
	Ка-171/00	68.23	0.60	15.22	3.84	0.07	1.84	4.10	4.41	1.57	0.14	н.о.
	Ка-172/00	67.27	0.63	15.52	4.08	0.07	2.16	4.25	4.37	1.54	0.13	н.о.
	Ке-79/02	61.32	0.91	16.58	5.45	0.08	3.59	5.44	4.80	1.56	0.25	0.01
Ке-92/06	66.46	0.61	16.75	3.79	0.06	1.72	3.87	4.88	1.67	0.17	0.01	
Южная	Ке-36/02	57.77	0.99	17.75	6.96	0.16	4.79	5.71	3.69	1.83	0.27	0.06

	Ке-24/02	57.98	0.95	18.65	6.58	0.15	3.56	5.81	4.02	1.91	0.36	0.02
	Ке-52/02	58.76	1.01	18.37	6.69	0.15	3.28	5.45	3.86	2.07	0.33	0.03
	Ке-62/02	58.37	0.99	18.15	6.71	0.15	3.87	5.62	3.91	1.89	0.30	0.04

Анализы выполнены А.И.Якушевым и Т.М.Марченко в ИГЕМ РАН рентгено-флюоресцентным методом на спектрометре Philips PW 2400. Результаты определений содержаний породообразующих оксидов приведены к 100%.

Для пород средненеоплейстоценовой фазы (таб.2, рис.2-1) начало извержения, судя по разбросу температур кристаллизации, связано с более верхними горизонтами геофизической зональности. Почти одновременно происходит извержение вулканогенных пород и в Западной зоне.

В Южной зоне, наряду с расширением области ИО, естественно и КЗ фиксируют поступление вулканитов с задержкой по времени и из более глубоких горизонтов.

В результате интерпретации геохимических данных по составу пород средненеоплейстоценовой фазы активности выявлен широкий спектр состава от трахитов до андезитов, причем коэффициент калиевости сгруппирован по двум показателям –27,5% и 39,2%, тем самым указывая на обогащение вулканитов на определенной стадии калием.

**Таблица 2. Средненеоплейстоценовая фаза активности**

Зона	Место взятия образца	№ образца	$100 \times \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	$100 \times \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	Индекс основности (ИО)	Коэффициент затвердевания (КЗ)	Калиевость	Т Тысяч. лет	Т °С		
Западная	Влк. Эрмани	Ке-13/02	18,38	58,06	0,49	12,97	28,87	200±120	513		
		Ке-14/02	18,09	57,40	0,50	13,03	29,92	200±100	498		
	Влк. Фидархох	Ке-8/02	24,66	51,90	0,53	17,01	31,11	205±30	600		
		Ке-12/02	24,53	54,55	0,53	16,67	27,72	245±30	570		
	Плато у оз. Келистба	Ке-42/02	16,55	56,77	0,46	11,33	31,97	270±100	569		
Влк. Кного II	Ке-53/02	13,92	61,04	0,44	8,89	29,08	175±50	578			
Северная	Влк. Патара Непискало	Восточный склон	Ке-89/06	16,06	61,57	0,50	11,51	26,66	170±35	418	
		Северный склон	Ке-75/02	17,80	60,24	0,62	12,90	26,71	185±40	364	
		Западный склон	Ке-76/02	24,77	48,62	0,46	16,77	35,37	190±40	807	
		Южный склон	Ке-82/02	26,03	52,64	0,56	17,83	28,84	195±40	556	
	Экструзия у оз. Арчвебистба	Ке-93/06	21,43	56,05	0,53	14,52	28,66	240±45	515		
	Влк. Левинсон-Лесинга	Ке-83/06	17,94	56,09	0,50	12,73	31,65	210±30	546		
	Влк. Схиртладзе	Ке-58/02	10,84	60,40	0,50	7,73	32,25	205±20	449		
	Экструзия на Харульском пер.	Ке-84/06	12,23	61,70	0,47	8,63	29,70	220±50	465		
Южная	Влк. Кордиеритовый	Ке-80/02	27,89	48,23	0,52	17,43	33,12	160±80	763		
		Ке-81а/02	28,59	46,67	0,49	17,83	34,64	180±20	816		
		Ке-90/06	25,27	49,94	0,45	15,50	33,17	220±100	797		
	Влк. Ксанские Ворота	Ке-4/02	34,48	43,72	0,59	21,33	33,28	180±40	824		
	Байдарский лавовый поток.	долина р. Байдара	Верхние лавы Крестового перевала	Ка-8/99	24,88	49,38	0,51	15,27	34,26	190±30	739
			1-й останец	Ка-12/99	23,36	51,29	0,52	15,08	33,08	170±50	662
			3-й останец	Ка-16/99	29,23	48,50	0,59	18,74	31,47	205±20	696
			4-й останец	Ка-19/99	31,19	48,37	0,57	19,99	29,71	170±20	710
			6-й останец	Ка-22/99	21,44	21,44	0,48	13,27	34,11	170±25	691
	Гудаури-	Правый берег	Ка-201/04	30,24	48,02	0,49	19,24	31,17	185±25	734	

Млетский лавовый поток, влк. Сакохе	р.Бел.Арагви								
	Левый берег р.Бел.Арагви	Ка-206/04	36,75	44,73	0,59	22,14	29,28	200±60	790
		Ка-206а/04	27,53	45,96	0,51	17,01	36,58	-----	802
	Ка-206б/04	33,09	47,45	0,54	19,41	29,09	-----	768	

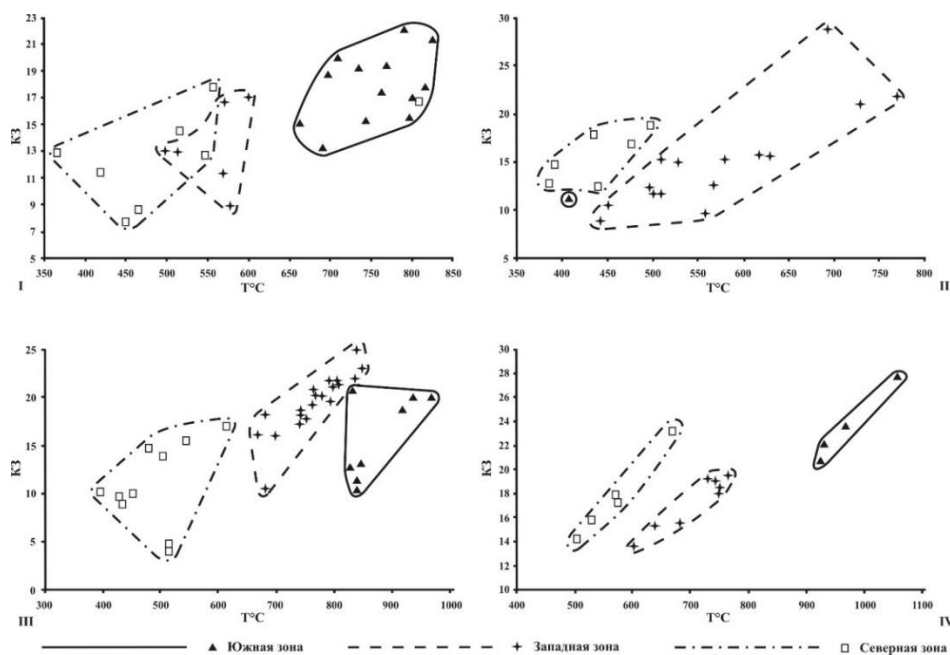


Рис.2 Зависимость T°C-K3 по зонам и фазам активности

Статистический анализ данных Западной зоны выявил двухпиковый характер гистограммы, выделив из общей массы более низкую (515°C) температуру формирования пород Эрмани. Для более южных вулканитов среднестатистический показатель равен 575°C.

Для Северной зоны на 60% фиксируется T=512°C с некоторым отклонением в область повышенной температуры.

Для Южной зоны, пространственно объединяющей – Кордиеритовую вершину, Крестовый перевал, Байдарские ворота и Гудаури-Млетский поток, выявлен двухпиковый (716°C и 797°C) характер распределения, фиксирующий существенно высокую температуру расплава. Это свидетельствует о близости очага формирования пород отмеченной зоны.

## II. Поздненеоплейстоценовая фаза активности, начало

По всем трем зонам (Северная, Западная и Южная) закономерность взаимозависимости основных коэффициентов (таб.3) с условиями образования расплавов и, соответственно, параметров абсолютного возраста фиксируются довольно четко. Состав образцов колеблется от дацитов до трахиандезитов.

Более сопоставимые результаты получены для Западной зоны, для которой фиксируется общий характер последовательности вулканизма и последующего образования лавовых потоков. Для изученного региона состав пород более кислый – трахит. Фрагментарные данные для Южной зоны не позволяют сделать определенные выводы (порода- трахит).

Породы начала поздненеоплейстоценовой фазы, по составу аналогично вышеописанным, охватывают широкий спектр от трахитов и дацитов до андезитов. Так же характерно наличие двух основных показателей степени калиевости – 23,3% для начальной фазы вулканизма и 30,1% - для завершающей.

Весьма впечатляющим разнообразием характеризуются породы начала поздненеоплейстоценовой фазы активности. Для Северной зоны (T=441°C) (таб.3, рис.2-II) характерно аналогичное фазе 1 перераспределение коэффициентов K3 и IO, что свидетельствует о преемственности вулканитов, как по составу, так и по источнику. Для Западной зоны (T=551°C) источник вулканизма аналогичен фазе 1, однако интенсивность извержения концентрируется в районах вулкана Шархох, начала лавового потока вул. Дзоценидзе, нижней ступени Кельского плато. Южная зона в отмеченном этапе развития вулканизма не проявляет активности.

**Таблица 3. Начало позднеплейстоценовой фазы активности**

Зона	Место взятия образца	№ образца	$100 \times \frac{MgO}{MgO+N_2O+K_2O}$	$100 \times \frac{Na_2O}{MgO+Na_2O+K_2O}$	Индекс основности (ИО)	Коэффициент затвердевания (КЗ)	Кальцевость	Т Тысяч. лет	Т °С	
Западная	Влк. Шархох	ЮО-11/96	17,70	60,24	0,47	12,22	26,81	100±80	497	
		ЮО-12/96	22,67	55,04	0,50	15,19	28,83	135±40	579	
		Ке-16/02	21,78	56,96	0,50	15,02	27,18	100±35	528	
		Ке-94/06	12,80	63,00	0,48	8,90	27,75	115±50	442	
		Ке-95/06	16,98	59,93	0,47	11,75	27,82	65±65	500	
		Ке-96/06	15,08	62,06	0,48	10,46	26,92	75±30	452	
		Ке-97/06	22,33	57,44	0,51	15,32	26,05	80±60	509	
	Ниж. Эрмани-Ахубатский поток, влк. Шархох	Ке-98/06	17,53	59,52	0,49	11,74	27,83	100±80	509	
	Экструзия 2875.2 м (“Зап. Шархох”)	Ке-99/06	18,33	56,11	0,48	12,67	31,30	95±60	567	
	Влк. Кного I	Ке-54/02	14,99	59,84	0,47	9,64	29,61	65±65	558	
	Нижний лавовый поток влк. Дзоцендзе	Ке-77/02	23,63	52,61	0,51	15,72	31,11	130±30	617	
	Кельское плато, нижняя ступень	Ке-30/02	34,10	44,63	0,59	21,78	32,28	70±70	768	
		Ке-32/02	42,58	41,19	0,68	28,71	28,27	125±100	692	
Ке-39/02		32,92	47,19	0,55	21,05	29,65	70±70	728		
Ке-43/02		24,08	54,18	0,49	15,56	28,64	60±60	629		
Северная	Влк. Пирамидальная вершина.	конус	Ке-91/06	17,50	60,88	0,51	12,42	26,21	75±75	440
		Нижнее плато	Ка-205/04	18,31	62,56	0,56	12,82	23,42	110±30	385
		Верхнее плато	Ке-78/02	21,14	60,96	0,59	14,78	22,70	85±65	392
		Лавовый останец под с. Дзуаркау	Ка-203/04	25,80	57,99	0,58	16,85	21,84	130±30	476
		Нижние лавы Крестового перевала	Ка-11/99	26,46	58,13	0,61	17,88	20,95	125±45	435
		Ганиси-Микетский лавовый поток	Ка-202а/04	27,52	53,30	0,64	18,76	26,46	125±35	497
Южная	Влк. Цителихати	Ке-2/02	14,75	62,27	0,48	11,19	26,95	130±25	407	

По имеющимся в нашем распоряжении данным, начало позднеплейстоценовой фазы активности, отличается малой активностью. Относительно низкие температуры свидетельствуют о близости очага. Завершающая фаза вулканизма естественно вновь выявила тенденцию к повышению температуры образования вулканитов, хотя площадь формирования сокращается и ограничивается Северной и Западной зоной (таб.3, рис. 2-II). Что же касается вулканов завершающей фазы, то они полностью отражают явление затухания – снижением температуры очага.

### III. Завершение позднеплейстоценовой фазы активности

Наиболее полную картину вулканизма завершающей позднеплейстоценовой фазы активности представляет набор анализов Эрмани –Ахубадского региона Ю-3 зоны (таб.4, рис.2-III). Сопоставляя между собой данные одного из ведущих компонентов – коэффициента затвердевания, приходим к выводу, что нижний лавовый поток представлен относительно кислыми породами трахитового ряда, которые сменяются трехэтапным, так называемым, верхним Эрмани-Ахубадским потоком (Ю-3 зона), состав которого меняется от дацитов до трахиандезитов. В полном соответствии с отмеченными

показателями находятся коэффициенты пород вулкана Юж.Шадилхох. Незначительное отклонение коэффициентов наблюдается в лавовом потоке и вулкане Вост.Шархох.

**Таблица 4. Завершение позднеплейстоценовой фазы активности**

Зона	Место взятия образца	№ образца	$100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	$100 \times \text{Na}_2\text{O} / (\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	Индекс основности (ИО)	Коэффициент загвердевания (КЗ)	Калиевость	Т Тысяч. лет	Т °С	
Западная	Влк. Юж. Шадилхох	ЮО-6/96	32,90	44,02	0,53	21,01	34,39	90±85	799	
		ЮО-8/96	28,38	48,40	0,52	18,17	32,42	80±45	681	
		ЮО-9/96	27,32	48,16	0,48	17,24	33,74	100±45	742	
		ЮО-10/96	33,61	43,63	0,53	21,67	34,28	65±35	794	
		ЮО-13/96	31,76	45,29	0,54	20,35	33,62	70±55	769	
	Верхний Эрмани-Ахубатский поток, влк. Юж. Шадилхох	начало	ЮО-3/96	28,05	46,95	0,50	18,21	34,75	70±25	740
			ЮО-4/96	28,52	47,45	0,49	17,94	33,62	50±35	751
			ЮО-5/96	31,24	44,51	0,52	20,14	35,26	60±35	781
		средняя часть	ЮО-14/96	33,96	43,79	0,51	21,34	33,69	80±45	809
			ЮО-15/96	32,67	45,43	0,52	20,73	32,52	90±35	765
			ЮО-16/96	31,72	45,60	0,50	19,61	33,22	105±45	794
			ЮО-19/96	36,93	42,61	0,53	22,95	32,43	55±30	849
	окончание	ЮО-20/96	35,56	43,15	0,53	21,91	33,04	85±85	835	
		Влк. Вост. Шархох	конус	Ке-87/06	33,77	43,82	0,54	21,56	33,83	70±30
	Влк. Вост. Шархох	лавы	ЮО-2/96	30,39	47,20	0,47	19,20	32,20	60±35	762
			Ке-85/06	29,28	48,41	0,46	18,51	31,55	20±40	743
		Лавы основания	Ке-17/02	17,62	55,73	0,40	10,54	32,35	75±40	681
	Влк. Дзоценидзе	Ке-66/02	25,49	50,86	0,49	15,98	31,74	85±85	699	
		Ке-67/02	25,63	51,02	0,52	16,14	31,39	65±20	668	
Лавовое плато к западу от влк. Кели	Ке-86/06	38,45	41,30	0,58	24,95	32,89	135±30	839		
Северная	Влк. Эсиком	Ка-247/04	20,43	56,83	0,57	13,93	28,57	85±20	503	
		Ка-248/04	23,21	56,09	0,56	15,47	26,96	-----	543	
	Влк. Зап. Хорисар	Ка-173/00	21,65	56,84	0,55	14,74	27,46	50±50	480	
		Ке-100/06	25,93	52,47	0,50	17,05	29,17	100±100	615	
	Влк. Восточный Хорисар	Нижние туфолавы	Ка-161/00	14,14	61,35	0,55	10,24	28,55	75±25	397
			Ка-162/00	13,61	62,26	0,49	9,70	27,93	115±30	428
		1-й лавовый поток	Ка-164/00	12,76	62,55	0,49	8,99	28,30	105±35	431
	Ка-166/00		14,23	61,65	0,49	9,96	28,12	70±25	452	
	Влк. Диди-Непискало	Ке-69/02	5,12	54,07	0,51	3,92	43,02	70±15	514	
		Ке-72/02	6,09	54,35	0,53	4,56	42,12	35±50	514	
Южная	Лавовый поток влк. Багини	Ке-1/02	33,40	44,53	0,59	20,86	33,13	90±50	831	
	Кельское плато средняя ступень, влк. Юж. Нарванхох	восточная часть	Ке-57/02	31,73	42,97	0,52	18,63	37,06	75±35	918
			Ке-60/02	31,99	43,85	0,59	18,75	35,52	75±20	919
			Ке-63/02	33,81	42,89	0,53	19,96	35,20	115±15	937
			Ка-204/04	33,77	44,04	0,52	19,97	33,50	70±30	968
		юго-западная часть	Ке-18/02	19,00	51,04	0,42	10,51	36,99	125±30	839
			Ке-20/02	20,31	49,58	0,44	11,34	37,78	100±25	839
			Ке-21/02	23,07	48,98	0,46	13,05	36,34	75±40	846
	Ке-41/02	21,73	49,53	0,44	12,67	36,72	75±25	830		



В Северной зоне выделяются геохимические показатели влк. Диди-Непискало. В отличие от остальных, порода здесь представлена риолитом, содержащим биотит. Следует отметить, что Северная зона отличается низкой температурой образования 397-615°C (таб.4, рис.2-III), что указывает на близповерхностное расположение очага. Западная зона имеет более высокую температуру – 681-849°C (таб.4, рис.2-III), а Южная зона – еще выше 830-968°C (таб.4, рис.2-III).

В обширной зоне Кельского плато, выделяются восточная и юго-западная части, между которыми отмечаются отличия по всем геохимическим параметрам, соответственно: ИО - 0,44-0,54; КЗ – 19,33-11,89; калиевоcть – 35,32-36,96 и температура формирования – 935-838°C.

Коэффициент калиевоcти в зависимости от степени основности пород и температуры (Т=397°C - 968°C) выявил в среднем трехпиковое значение: 28,1%, 34,05% и 36,8%.

#### IV. Поздненеоплейстоцен-голоценовая фаза активности

Химизм поздненеоплейстоцен-голоценовой активности выявил определенную закономерность распределения индексов основности, коэффициентов затвердевания и калиевоcти, что позволяет судить о перераспределении температур формирования исходных расплавов и возможную взаимозависимость вулканов и лавовых потоков (таб.5, рис.2-IV). Данные для Западной зоны распространения вулканитов С.Шадилхох и пород Ходжского потока, выявили гомогенный характер всех отмеченных показателей, свидетельствующих об изолированной области формирования отмеченного региона. Данные по влк.С.Нарван-хох и влк.Кели отличаются от них что свидетельствует о разных очагах формирования магмы. По распределению температуры Западная зона имеет трехпиковый характер: 747°C, 640°C и 681°C.

Таблица 5. Поздненеоплейстоцен-голоценовая фаза активности

Зона	Место взятия образца	№ образца	100×MgO/(MgO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	100×Na <sub>2</sub> O/(MgO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	Индекс основности (ИО)	Коэффициент затвердевания (КЗ)	Калиевоcть	Т Тысяч. лет	Т °С	
Западная	Влк. Сев. Шадилхох	Ке-88/06	30,02	47,08	0,51	19,21	30,72	≤30	731	
		ЮО-1/96	28,03	46,02	0,51	18,02	36,05	≤30	748	
		ЮО-7/96	29,67	48,13	0,50	18,57	31,56	≤30	749	
	Ходжский поток, влк. Сев. Шадилхох	ЮО-17/96	30,99	45,65	0,51	19,07	32,94	≤30	742	
		ЮО-18/96	29,80	47,08	0,52	19,52	33,85	25±25	764	
	Влк. Сев. Нарван-хох	Ке-45/02	21,11	56,24	0,47	13,59	28,71	≥30	602	
		Ке-48/02	23,63	54,13	0,47	15,29	29,13	35±25	637	
Влк. Кели	Ке-64/02	24,57	51,95	0,48	15,50	31,13	≥30	681		
Северная	Влк. Восточный Хорисар	2-й лавовый поток	Ка-159/00	25,80	54,56	0,51	17,24	26,47	≤30	573
			Ка-171/00	23,53	56,39	0,51	15,78	26,25	≤30	529
		3-й лавовый поток	Ка-172/00	26,77	54,15	0,52	17,78	26,06	≤30	571
	Влк. Плоская вершина	Ке-79/02	36,08	48,24	0,60	23,31	24,53	≤30	669	
		Ке-92/06	20,80	59,01	0,49	14,26	25,50	40±40	505	
Южная	Влк. Юж. Нарван-хох	Ке-36/02	46,46	35,79	0,58	27,74	39,15	95±60	1057	
	Кельское плато, верхняя ступень, влк. Юж. Нарван-хох	Ке-24/02	37,51	42,36	0,51	22,15	32,21	≥30	931	
		Ке-52/02	35,61	41,91	0,50	20,63	34,91	≥30	926	
	Шлаковый конус 2867.0м у хр.Арх	Ке-62/02	40,02	40,43	0,53	23,63	32,59	10±10	968	

В Северной зоне, для данной фазы активности, фиксируется самая низкая температура (545°C) и низкая калиевоcть (26,07), а также, схожие между собой основные геохимические параметры. Высокая температура образца Ке-79/02 объясняется тем, что он является вулканической бомбой.

Южная зона отличается высокой температурой формирования (в среднем 970°C), что указывает на глубинное расположение очага магмы.

Для выяснения роли осадочных пород в процессе становления изученных вулканитов были подобраны отдельные фрагменты химсостава с ярко выраженной последовательностью формирования лавовых потоков (рис.3-А,Б,В) на которых четко фиксируется единый мотив взаимоотношения отмеченных элементов - по мере увеличения возраста увеличивается роль алюминия в составе вулканитов, что может свидетельствовать об ассимиляции вмещающих осадочных пород в процессе формирования вулканитов. Что касается вулканов Шархох, В.Шархох, З.Шархох и нижнего Эрмани-Ахубатского потока (рис.3-Г) то с уверенностью можно сказать, что вулканы В.Шархох, З.Шархох и Эрмани-Ахубатского имели один очаг образования, а у влк.Шархох был другой очаг.

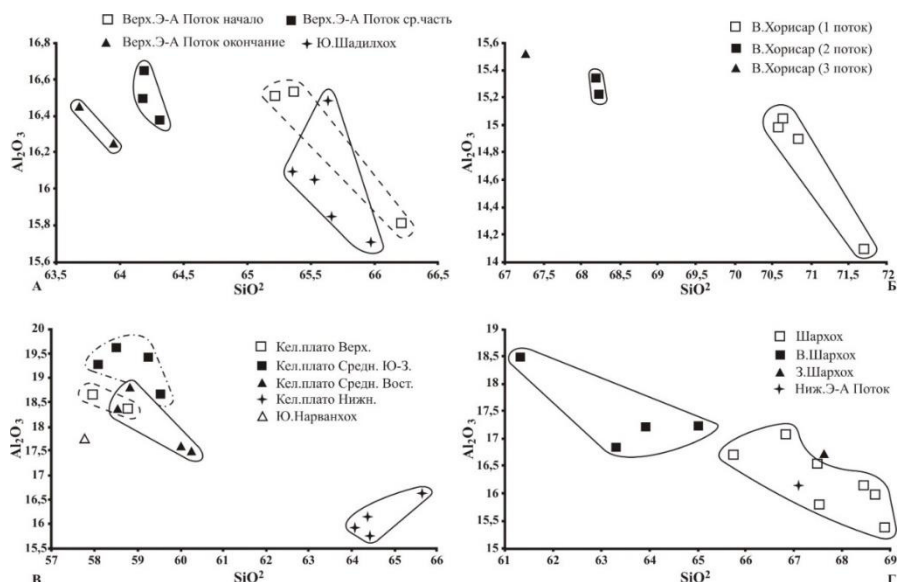


Рис.3 Диаграмма SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

В заключение можно сказать, что на Кельском плато во всех четырех фазах активности вулканизма самыми низкотемпературными, (близповерхностными) являются вулканиты Северной зоны, среднюю позицию занимают вулканиты Западной зоны, а самыми высокотемпературными, (с наиболее глубоким очагом), являются вулканиты Южной зоны. В Южной зоне начиная с Среднеплейстоценовой фазы активности (691-824°C) и кончая Позднеплейстоцен-голоценовой фазой (926-1057°C) отмечается повышение температуры очага связанное с более глубинным залеганием. Во всех фазах активности, по зонам, с ростом температуры повышается и КЗ (рис.2).

## Литература

- Де-ля-Рош Х. (1971). Геохимическая характеристика областей метаморфизма //Сб. 1-го Междунар. геохим. конгр. Т.3. Кн.1. М. С. 263-291
- Добрецов Н.Л. (1980). Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. 190 с.
- Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Арутюнян Е.В., Якушев А.И. (2011) – Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья (Большой Кавказ). Геохимия РАН. №11. С. 1189-1215
- Хренов П.М., Абрамович Г.Я., Барышев А.С., Калинин А.С., Митрофанов Г.Л., Никулин В.И., Таскин А.П. (1989). Внутриплитный магматизм как результат развития линейных активных структур (глубинных разломов). Кристаллическая кора в пространстве и времени, магматизм //Доклады советских геологов на 28 сессии Международного геологического конгресса. Москва: Наука, С. 206-212.
- Перчук Л.Л. (1973). Термодинамический режим глубинного петрогенеза. Москва: Наука, 318 с.

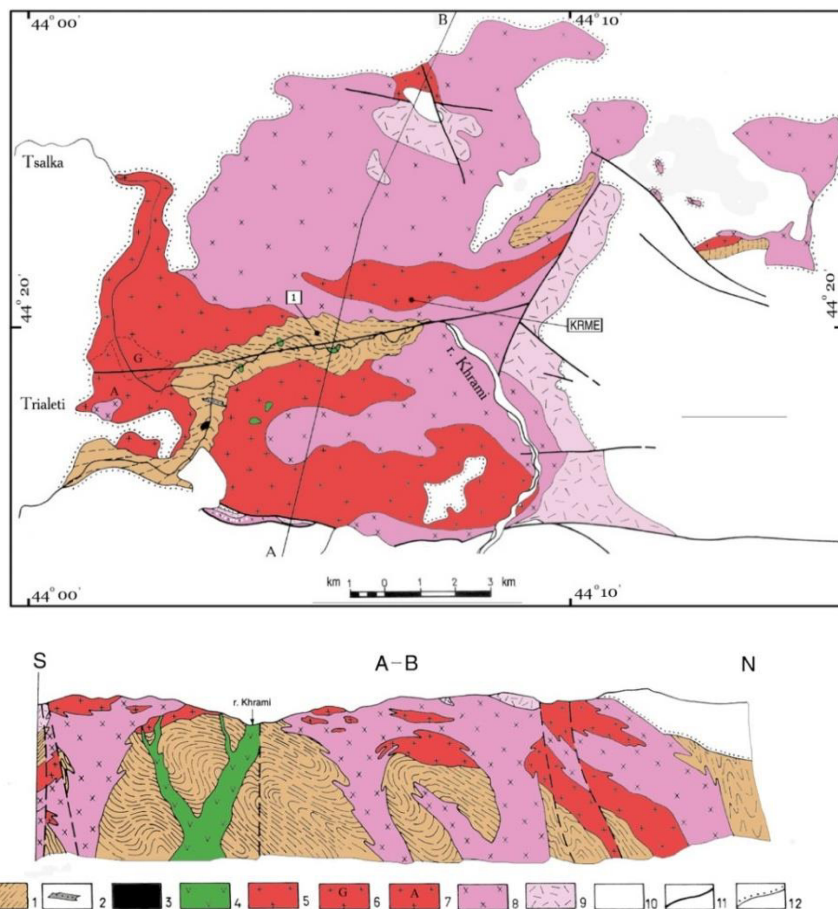
ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული ბრანტიუმის, კვარცპორფირ-ბრანტიპორფირების და ზედაპალეოზოური ვულკანოგენური წარმონაქმნების კეტილოლოგია, გენეტიკური ტიპები და ფორმირების გეოდინამიკური პირობები

გ. ბერიძე, ქ. თედლიაშვილი, ქ. ვარდანაშვილი

**Petrochemistry, Genetic Types and Geodynamic Conditions of Forming of Late Variscan Granites, Quartz Porphyry-Granite Porphyries and Upper Paleozoic Volcanogenic Formations of the Khrami Crystalline Massif. G.Beridze, K.Tedliashvili, K.Vardanashvili.** In the paper Late Variscan granites, quartz porphyry-granite porphyry and Upper Paleozoic volcanogenic-sedimentary (upper tuffites) complexes of the Khrami crystalline massif are described. Analytical data, plotted on modern and classic silicate and RE element diagrams show genetic types of the above rocks and geodynamic conditions of their formation. The Late Variscan granitoids of the Khrami crystalline massif belong to I type granites and quartz porphyries and alaskites – to A type granites and upper crustal formations.

ხრამის კრისტალური მასივი შიშვლდება შავი ზღვა-ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერეინის ფარგლებში და წარმოადგენს ართვინ-ბოლნისის ბელტის ჰორსტისებური აზვეების გადარეცხილ ნაწილს (П. Гамкრелидзе, 1966) (სურ. 1).

ხრამის ალპურისწინა კრისტალური მასივის აგებულებაში მონაწილეობს კაბრიულამდელი გნეისურ-მიგმატიტური, გვიანვარისკული გრანიტოიდული და კვარცპორფირ-გრანიტპორფირული და ზედა პალეოზოური ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები (ქვედა ტუფიტები).



სურ. 1. ხრამის კრისტალური მასივის გეოლოგიურ-სტრუქტურული რუკა (ხუციშვილის, 1977; გამყრელიძე, შენგელიას, 2005 მიხედვით და ავტორების დამატებებით). 1-კაბრიულამდელი გნეისურ-მიგმატიტური

კომპლექსი; 2-ქვედა-შუა პალეოზოური (?) მეტაქვიშაქვების დასტა გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში; 3-მანტიური სერპენტინიტები; 4-პალეოზოური გაბროიდები; 5-7 გრანიტოიდული კომპლექსი: 5-გვიანვარისკული მიკროკლინიანი გრანიტები და ალიასკიტები, 6-გრანატიანი გრანიტები, 7-ბიოტიტი-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტები; 8-კვარცხორფირ-გრანიტპორფირები; 9-ზედაპალეოზოური ვულკანოგენ-დანალექი კომპლექსი; 10-მეზოზოურ-კაინოზოური დანალექი საფარი; 11-რღვევები; 12-ტრანსგრესიული განლაგება.

ხრამის კრისტალური მასივის გრანიტოიდული კომპლექსი წარმოდგენილია გვიანვარისკული ბიოტიტიანი, გრანატიანი, ბიოტიტი-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტებით და ალიასკიტებით, კვარცხორფირ-გრანიტპორფირებით, აგრეთვე ზედა ბაშკირულ-ვიხურის ვულკანოგენ-დანალექი ქანებით ე.წ. „ქვედა ტუფიტებით“.

გრანიტოიდების მინერალოგიური შედგენილობა: ბიოტიტიანი გრანიტებსა და ალიასკიტებში გვხვდება: კვარცი, პლაგიოკლაზი, მიკროკლინი და ბიოტიტი (ალიასკიტებში ბიოტიტი მეორეხარისხოვანი მინერალია); გრანატიანი გრანიტები – კვარცი, პლაგიოკლაზი, მიკროკლინი, ბიოტიტი და გრანატი (<3.5%); ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტები – კვარცი, პლაგიო-ოკლაზი, მიკროკლინი, ბიოტიტი, რქატყუარა და ალანიტი.

გვიანვარისკული გრანიტოიდების, კვარცხორფირ-გრანიტპორფირების და გვიან პალეოზო-ური ვულკანოგენ-დანალექი კომპლექსების ქიმიური და იშვიათი ელემენტების შემცველობები მოცემულია ცხრ. 1 და ცხრ. 2-ში (ანალიზები შესრულებულია სპექტრომეტრ (XRF) PW 2400 Philips Analytical-ზე მოსკოვის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ლაბორატორიაში).

**ცხრილი 1. ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტოიდების ქიმიური შედგენილება (მას.%-ში)**

გრანიტოიდები											
ბიოტიტიანი გრანიტები											
№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
12	76.7	0.2	12.1	0.1	1.0	0.02	0.10	0.78	3.2	4.78	0.01
13	76.4	0.19	12.48	0.4	1.0	0.01	0.1	0.55	3.27	5.12	0.02
48	61.28	0.53	17.12	5.17	0.52	0.08	1.48	2.07	4.24	2.83	0.21
49	62.32	0.65	16.8	4.8	0.36	0.08	1.4	2.4	3.61	2.78	0.15
506	66.88	0.34	14.1	0.8	3.55	0.09	1.0	3.0	4.34	3.56	0.13
1158	76.14	0.15	11.7	1.7	0.8	0.02	0.1	0.78	3.71	4.72	0.01
1155	76.0	0.23	12.86	0.54	1.06	0.03	0.1	0.55	3.71	4.63	0.04
53	76.32	0.03	12.15	0.88	0.72	0.03	0.17	1.05	4.6	3.0	0.01
58	75.88	0.02	11.65	0.56	1.44	0.03	0.17	1.41	3.3	4.0	0.01
115	70.38	0.22	14.61	0.15	0.99	0.07	0.82	2.84	3.36	3.5	0.09
25-09	69.85	0.21	15.26	2.69		0.48	0.49	1.63	3.34	4.07	0.1
29-09	71.53	0.33	14.47	1.81		0.37	0.72	1.57	3.38	3.85	0.08
საშ.	71.1	0.27	14.45	1.41	1.56	0.05	0.53	1.6	3.7	3.83	0.08
ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტები											
17	65.86	0.07	15.56	0.64	3.46	0.09	0.84	2.17	4.5	3.56	0.16
18	66.78	0.43	15.37	0.4	3.51	0.07	1.3	1.66	4.1	3.6	0.13
38	71.82	0.42	13.3	0.45	2.3	0.07	0.8	1.78	4.25	2.22	0.07
85	68.9	0.34	14.8	0.76	3.0	0.06	0.81	1.4	4.58	3.02	0.1
522	61.0	0.71	17.22	0.7	6.13	0.12	1.28	4.7	4.2	2.05	0.23
725	68.56	0.25	11.74	2.55	3.68	0.12	1.03	4.8	2.7	2.27	0.04
532	61.0	0.62	17.0	0.66	5.31	0.1	1.64	3.83	4.3	2.64	0.17
753	68.53	0.25	11.74	2.55	3.68	0.12	1.03	4.8	2.7	2.27	0.04
382	70.26	0.25	13.54	1.16	3.2	0.05	0.77	1.41	4.53	2.9	0.08
G-7-10	65.05	0.57	15.87	5.75		0.13	0.89	3.22	3.42	2.29	0.13
G-8-10	71.01	0.27	13.99	3.08		0.56	0.43	1.7	3.75	3.43	0.06
საშ.	67.8	0.36	14.47	1.47	3.81	0.97	0.97	2.64	4.03	2.77	0.1
გრანატიანი გრანიტები											
1	70.86	0.25	14.76	0.2	2.0	0.04	0.4	2.0	4.25	2.22	0.07

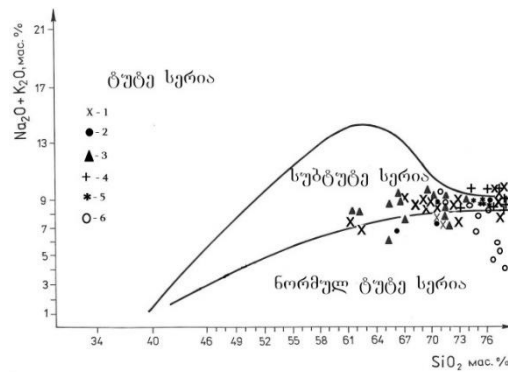
60	76.72	0.05	12.16	0.78	0.6	0.01	0.17	0.52	4.25	3.9	0.01
19-09	69.95	0.21	15.36	2.65		0.05	0.28	1.42	3.74	4.25	0.09
20-09	66.99	0.51	15.31	4.96		0.08	0.95	3.21	3.62	2.87	0.12
საშ.	70.91	0.26	14.4	2.15	2.55	0.05	0.45	1.79	3.97	3.31	0.07
ალთასკიტები											
28	76.65	0.25	12.16	0.1	0.9	0.02	0.1	1.2	3.27	4.0	0.03
32	73.8	0.1	12.15	1.27	0.8	0.03	0.5	2.0	3.7	2.78	0.04
158	75.14	0	12.15	0.42	1.52	0.03	0.1	1.38	3.87	4.4	0.03
1276	72.22	0.2	12.74	1.07	2.14	0.03	0.07	1.86	4.6	3.44	0.05
146	76.3	0.	12.73	0.27	0.93	0.01	0.13	0.4	3.62	4.45	0.01
52	75.57	0.1	12.13	2.16	0.72	0.07	0.37	1.33	3.05	2.96	0.11
200	78.38	0.02	12.0	0.32	1.17	0	0.49	0.91	3.31	2.77	0
საშ.	75.8	0.13	12.2	0.77	1.2	0.03	0.3	1.07	3.6	3.68	0.04
კვარცპორფირები											
70-10	74.76	0.14	13.05	1.82		0.02	0.23	0.29	3.63	4.42	0.02
71-10	77.43	0.08	11.87	1.35		0.01	0.15	0.41	3.05	4.02	0.02
1 <sup>1</sup>	75.3	0.12	12.63	0.88	1.77	0.02	0.41	1.01	3.67	3.65	0.02
63	76.72	0.14	12.97	0.95	1.09	0.02	0.07	1.77	2.74	4.18	0.21
649	75.93	0.07	12.87	1.33	0.6	0.01	0.29	0.42	2.55	4.6	0.15
651	74.17	0.09	13.7	0.25	1.36	0.03	0.32	0.83	3.98	4.22	0.07
1255	78.7	0.46	11.54	0.43	0.23	0.01	0.09	0.3	1.43	5.94	0.21
საშ.	76.14	0.16	12.66	1.0	0.89	0.02	0.22	0.72	3.01	4.43	0.1
ლითოკლასტური ტუფი											
1262	75.55	0.1	12.53	2.99	0.41	0.04	0.32	0.53	2.48	3.48	0.28
ვიტროკლასტური ტუფი											
894	76.98	0.11	13.19	1.11	0.51	0.02	0.18	1.12	3.21	1.12	0.2
1236	68.92	0.62	17.07	1.81	0.58	0.03	0.32	0.37	4.08	3.61	0.23
1315	72.1	0.32	12.33	5.45	0.21	0.03	0.18	0.22	3.07	3.89	0.28
1438	76.68	0.11	12.97	0.59	0.48		0.23	0.26	2.05	3.18	0.2
ფერფლის ტუფი											
945	77.96	0.2	12.4	0.54	1.39	0.03	0.61	0.49	1.89	1.91	0.09
1042	75.85	0.2	12.53	1.39	1.49	0.03	0.86	0.28	1.21	2.28	0.1
ტუფოკვარცპორფირი											
663	73.12	0.17	13.93	0.61	1.25	0.05	0.5	1.82	3.27	3.18	0.15

ნომ. №№ 17-382; 12-9; 28-146; 1, 60, 1<sup>1</sup> (19 ანალიზის საშუალო) მ.ცხელიშვილის (1976) მიხედვით. ნომ. №№ 50-115; 52-200 დ.შენგელისა და სხვ. (2008) მიხედვით. ნომ. № 63-1255; № 663-1439 ნ.სხირტლადის (1965) მიხედვით. ნომ. № 25-09, G-7-10, G-8-10, 19-09, 20-09, 70-09, 71-09 ავტორის მონაცემებით.

### ცხრილი 2. იშვითამიწა ელემენტების შემცველობა გრანიტოიდებში (ppm-ში)

№	Ba	Sb	Sn	Cd	Pd	Mo	Nb	Zr	Sr	Rb	Bi	Se	W	Ni	Co	Cr	V	Hf	Ta	Re	Y
გრანატიანი გრანიტები																					
18-09	907	8	8	4	2	2	6	68	93	39	5	2	40	29	54	85	44	42	27	26	
20-09	1035	9	9	4	2	2	12	197	108	41	15	2	42	29	64	108	30	72	42	23	
23-09	1103	9	8	4	2	2	4	45	144	50	4	2	41	60	45	65	22	24	62	24	
24-09	690	8	8	4	2	2	6	70	140	49	11	2	39	29	55	69	46	24	27	18	
19-09	1550						11	154	157	123				10	9	88	4				36
20-09	2163						10	262	303	58				2	4	432	34				29
ბიოტიტანი გრანიტები																					
27-09	1251	10	10	5	2	1	11	251	295	24	3	2	45	32	84	62	80	51	51	30	
29-09	5761	10	9	5	2	2	5	194	327	94	6	2	45	32	48	71	59	30	44	30	24
41-09	1181	8	8	4	2	2	2	47	82	30	10	2	37	28	33	77	19	21	30	20	
42-09	792	9	8	4	2	2	6	105	103	15	12	2	41	30	74	80	88	38	24	19	
4-13	2200	8	8	4	2	2	3	130	137	40	4	2	41	30	52	59	29	58	24	18	

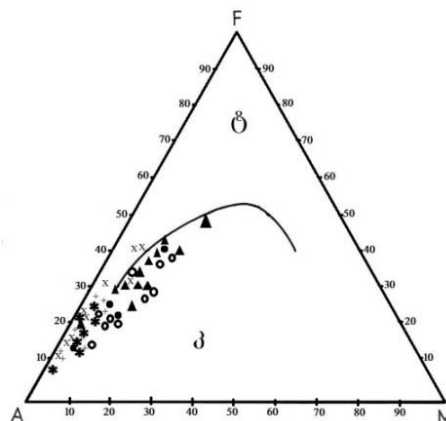
6-13	3008	9	8	4	2	2	2	72	140	45	4	2	41	29	51	156	89	44	33	28	
8-13	2414	9	8	5	2	2	10	155	71	43	28	2	133	32	84	158	170	447	28	28	
16-13	550	9	9	4	2	2	6	43	25	35	7	2	39	29	43	72	35	37	39	23	
19-13	1580	8	8	4	2	2	5	58	41	53	4	2	40	29	43	68	40	32	27	17	
21-13	981	9	8	4	2	2	12	138	52	49	12	2	41	30	64	87	43	80	70	21	
28-09	1682						9	175	184	124				1	6	294	10				39
ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანტიანი გრანიტები																					
G-7-10	1991						10	299	307	54				2	4	57	37				34
G-8-10	1469						9	179	178	96				1	3	231	19				32
გრანიტპორფირები																					
24-13	765	8	8	4	2	2	4	53	23	52	4	2	39	28	35	76	18	23	38	24	
25-13	2128	9	9	5	2	2	6	140	102	46	11	2	43	31	82	114	70	85	30	25	
კვარცპორფირები																					
70-09	1445						7	145	79	141				2	1	241	13				41
71-09	774						15	109	39	130				3	7	337	6				51



სურ. 2  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  დიაგრამა მაგმური ქანებისთვის მ.ვილსონის (Wilson, 1989) მიხედვით. 1- ბიოტიტანი გრანიტები; 2-გრანატიანი გრანიტები; 3-ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანტიანი გრანიტები; 4- ასლიასკიტები; 5-კვარცპორფირები; 6-ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები (ქვედა ტუფტები).

$(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  დიაგრამაზე (სურ. 2) ბიოტიტანი, ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანტიანი და გრანატიანი გრანიტების ფიგურული წერტილების უმრავლესობა სუბტუტე, ხოლო ნაწილი ნორმულ ტუტე გრანიტოიდების ველში გადანაწილდა. ლიასკიტები სუბტუტე და მაღალტუტე, კვარცპორფირები სუბტუტე, ხოლო ტუფიტები სუბტუტე და ნორმულ ტუტე გრანიტოიდების ველში განთავსდა.

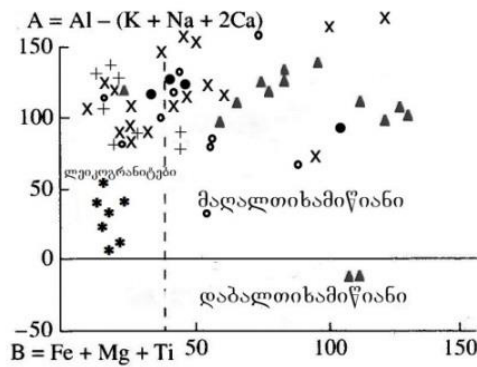
AFM დიაგრამაზე (სურ. 3) ბიოტიტანი, გრანატიანი და ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანტიანი გრანიტების ფიგურული წერტილების უმრავლესობა კირ-ტუტე ველში, ხოლო ნაწილი – ტოლეიტურ, ალიასკიტების – კი კირ-ტუტე ველში გადანაწილდა, ხოლო კვარცპორფირების და ტუფიტების ფიგურული წერტილები კირ-ტუტე ველში მოხვდა.



სურ. 3 AFM დიაგრამა ტოლეიტური და კირ-ტუტე სერიებისთვის (Khuno, 1968). პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

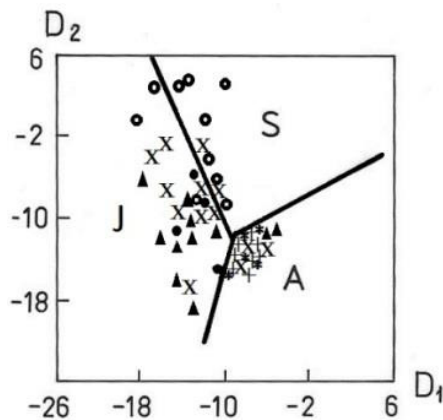


A-B დიაგრამის (Debon, Le Fort, 1983) მიხედვით (სურ. 4) ბიოტიტიანი გრანიტები ლეიკოგრანიტების და მაღალთხამიწიანი გრანიტების, ხოლო გრანატიანი და ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი სახესხვაობები მაღალთხამიწიან გრანიტების ველს პასუხობს. ლიასკიტების ფიგურული წერტილები ლეიკოგრანიტების, ხოლო კვარცპორფირების და ტუფიტების – ლეიკოგრანიტების და მაღალთხამიწიან გრანიტების ველში მოხვდა.



სურ. 4 A-B დიაგრამა (Debon, Le Fort, 1983). პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

S, I და A დისკრიმინაციული დიაგრამის (სურ. 5) (Hassan, Mc Allister, 1992) მიხედვით გრანატიანი გრანიტები I, ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი I და ნაწილობრივ A, ბიოტიტიანი I, A და S, ხოლო ალიასკიტები და კვარცპორფირები A – გრანიტოიდების ტიპს მიეკუთვნება.



სურ. 5 S, I და A დისკრიმინაციული დიაგრამა (Hassan, Mc Allister, 1992). პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

ა. ჰარკერის (Harker, 1909) პეროქსიმური დიაგრამის მიხედვით (სურ. 6) ბიოტიტიანი, გრანატიანი და ბიოტიტიან-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტებს ბევრი საერთო გააჩნიათ. მათი არმნიშვნელი ველების თანხვედრა საკმაოდ დიდია, მხოლოდ ალიასკიტები, კვარცპორფირები და ტუფიტები ქმნის საკმაოდ გამოსატყუარ გრანიტებისგან განსხვავებულ დამოუკიდებელ საერთო ველს.

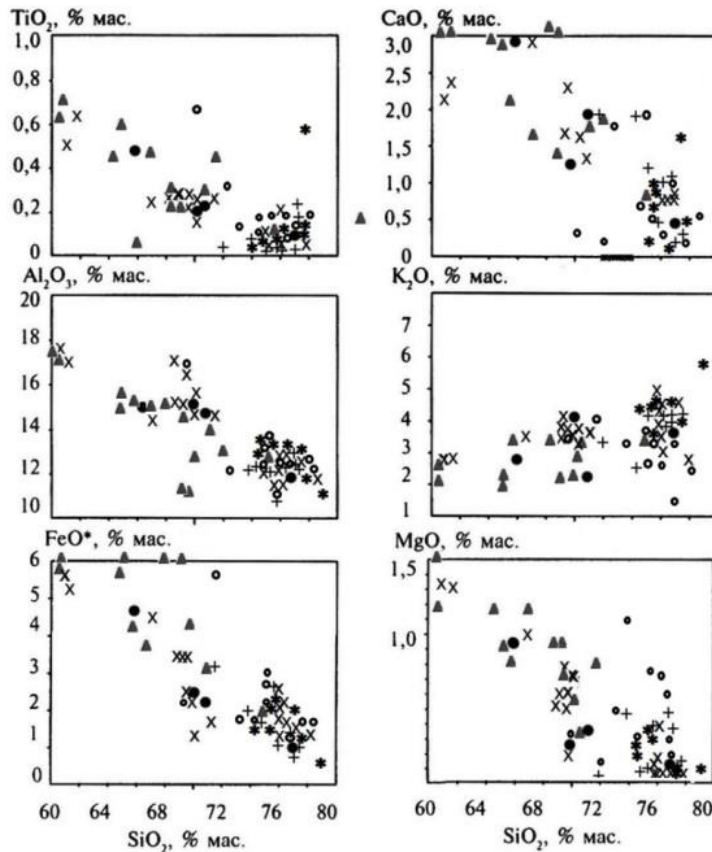
ბ. მანიარის და ფ. პიკოლის მიერ (Maniar, Piccoli, 1989) შემოთავაზებული იქნა დიაგრამები (სურ. 7), რომლებიც საშუალებას იძლევა რამდენიმე საფეხურიანი ინტერპრეტაციის შედეგად გამოიყენებულ იქნას სხვადასხვა გეოქიმიკურ პირობებში წარმოდგენილი გრანიტოიდები.

პირველ საფეხურზე ხდება ოკეანური პლაგიოგრანიტების გამოიჯნა დანარჩენი ტიპის გრანიტოიდებისგან  $K_2O-SiO_2$  მიხედვით. ჩვენს შემთხვევაში, როგორც ეს მოსალოდნელი იყო, ოკეანური პლაგიოგრანიტების აღმნიშვნელ ველში არც ერთი წერტილი არ მოხვდა.

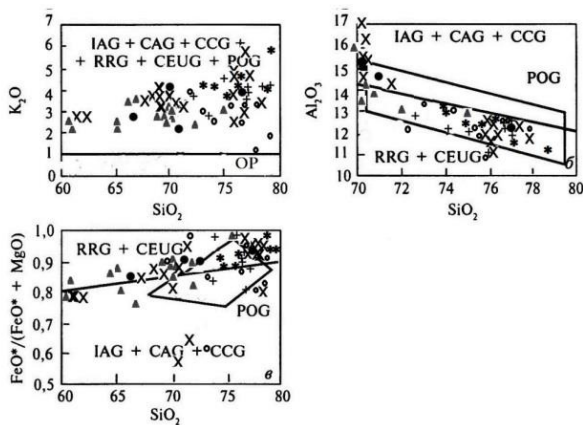
მეორე საფეხურზე ხდება ამ წერტილების გამოიჯნა ფორმირების გეოქიმიკური პირობების მიხედვით.  $Al_2O_3-SiO_2$  დიაგრამაზე ბიოტიტიანი გრანიტები IAG+CAG+CCG და RRG+CEUG/POG-ის, გრანატიანი გრანიტები IAG+CFG+CCG/POG და RRG+CEUG/POG-ის, ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტები IAG+CAG+CCG და RRG+CEUG/POG-ის,

ალიასკიტები RRG+CEUG/POG, ხოლო კვარცპორფირები და ტუფიტები RRG+CEUG/POG გრანიტების ველში განლაგდნენ.

FeO\*/(FeO\*+MgO) დიაგრამაზე ბიოტიანი გრანიტების ფიგურული წერტილების უმრავლესობა RRG+CEUG/POG გრანიტების, ხოლო ნაწილი IAG+CAG+CCG გრანიტების ველში განთავსდა. გრანიტის გრანიტები RRG+CEUG/POG გრანიტების ველში მოხვდა. იოტიტიც-რქატყუარა-ალანტიანი გრანიტები RRG+CEUG/POG გრანიტების, მხოლოდ ოთხი წერტილი განთავსდა IAG+CAG+CCG გრანიტების ველში. ალიასკიტების ფიგურული წერტილები RRG+CEUG/POG გრანიტების ველში განლაგდა, მხოლოდ სამი წერტილი განთავსდა IAG+CAG+CCG/POG გრანიტების აღმნიშვნელ ველში. კვარცპორფირები და ტუფიტები RRG+CEUG/POG გრანიტების ველში განთავსდა, მხოლოდ ტუფიტების აღმნიშვნელი ოთხი წერტილი მოხვდა IAG+CAG+CCG გრანიტების ველში.



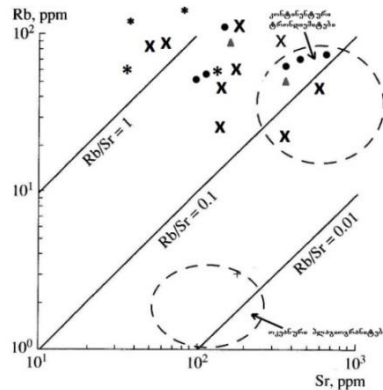
სურ. 6 ჰარკერის ვარიაციული დიაგრამა (Harker, 1909). პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.



სურ. 7 სხვადასხვა გეოქიმიკურ პირობებში ჩამოყალიბებული გრანიტების განმსაზღვრელი დისკრიმინაციული დიაგრამები (Maniar, Piccoli, 1989). გრანიტოიდები: IAG - კუნძულთა რკალის, CAG - კონტინენტური რკალის, CCG - კონტინენტური კოლიზიის, POG - პოსტროგენული, RRG - რიფტებთან დაკავშირებული, CEUG - კონტინენტური ეპიროგენული აზევების, OP - ოკეანური პლაგიოგრა-ნიტები. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

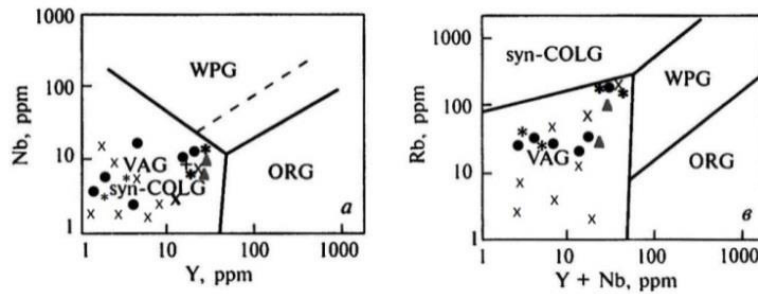
ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკულ გრანიტებში კოლემანის და დონატოს დიაგრამაზე (სურ. 8) (Coleman, Donatoe, 1983) Rb და Sr შემცველობის განაწილება გვიჩვენებს:

გრანატიანი გრანიტების ფიგურული წერტილების ნაწილი განთავსდა კონტინენტურ ტრონდიემიტის ველთან ახლოს, ხოლო ნაწილი – უშუალოდ ველში, ასევე განლაგა ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი გრანიტების ფიგურული წერტილები. ბიოტიტიანი გრანიტები კი კონტინენტურ ტრონდიემიტის ველში, კვარცპორფირების და გრანიტპორფირების აღმნიშვნელი წერტილები კი კონტინენტური ტრონდიემიტის აღმნიშვნელ ველთან ახლოს განლაგდა.



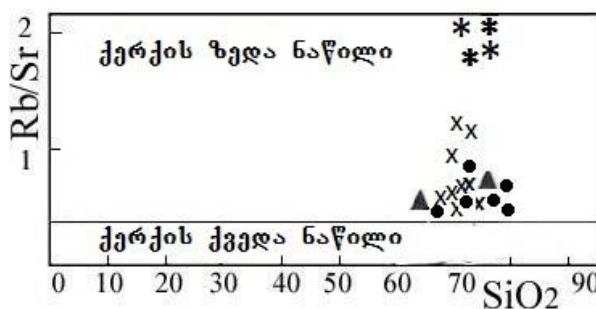
სურ. 8 კონტინენტური ტრონდიემიტების და ოკეანური პლაგიოგრანიტების განმსაზღვრელი დისკრიმინაციული დიაგრამა (Coleman, Donatoe, 1983) მიხედვით. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

ა. პირსის (Pearse at all, 1984) Nb-Y დიაგრამაზე (სურ. 9 ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტები განთავსდა VAG+synCOLG, ხოლო Rb-(Y+Nb) დიაგრამაზე ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტები, კვარცპორფირები და გრანიტპორფირები მოხვდა VAG ველში.



სურ. 9 გრანიტების დისკრიმინაციული დიაგრამა Nb-Y, Rb-(Y+Nb). გრანიტები: ORG – ოკეანური ქედის, WRG – შიდა ფილაქნური, VAG – კუნძულთა რკალის, synCOLG - კალიზიური (Pearse at all, 1984). პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

Rb/Sr-SiO<sub>2</sub> დიაგრამაზე (სურ. 10) (Alther at all, 2000) ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტების ყველა სახესხვაობა ქერქის ზედა ნაწილის გამყოფ ველთან განთავსდა, ხოლო კვარცპორფირები და გრანიტპორფირები ქერქის ზედა ნაწილის ზედა პორიზონტის წარმონაქმნებს პასუხობს.



სურ. 10 Rb/Sr-SiO<sub>2</sub> დისკრიმინაციული დიაგრამა (Alther at all, 2000). პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც სურ. 2-ზე.

ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტების პეტრო-გეოქიმიური მახასიათებლების ცხრ. 1-2 საშუალო მონაცემების შედარება ტეილორის და მაკლენანის (ТейлорС.Р., Мак-леннанС.М., 1988) ქვედა და ზედა ქერქულ წარმონაქმნებთან (ცხრ. 3) გვიჩვენებს, რომ შესწავლილი გრანიტოიდები თავისი მახასიათებლებით უპირატესად შეესაბამება ზედა ქერქულ წარმონაქმნებს.

**ცხრილი 3. ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტოიდების საშუალო პეტრო-გეოქიმიური მახასიათებლების შედარება ზედა და ქვედა ქერქულ გრანიტოიდებთან ტეილორის და მაკლენანის (Тейлор, Мак-леннан, 1988) მიხედვით**

ქიმიური ელემენტები	ქერქის ქვედა ნაწილი	ქერქის ზედა ნაწილი	ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული და ზედა პალეოზოური წარმონაქმნები			
			I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub>	54,40%	66%	70,91%	71,10%	67,80%	76.14 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10%	15,20%	14,40%	14,45%	14,47%	12.66%
K	0,28%	2,80%	2,75%	3,18%	2,30%	4,43 %
K/Rb	530	250	304	292	307	295
Rb/Sr	0,023	0,32	0,39	0,44	0,30	1,51

გრანიტები: I – გრანატიანი, II – ბიოტიტიანი, III – ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი, IV – კვარცპორფირ-გრანიტპორფირები.

ამრიგად, ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტები მიეკუთვნება მღალთიხამიწიან კირ-ტუტე სერიის ქანებს. ისინი უპირატესად წარმოდგენილია I ტიპის გრანიტოიდებით, ალიასკიტები და კვარცპორფირები კი A ტიპის გრანიტებს პასუხობს. ფორმირების გეოქიმიური პირობების მიხედვით ბიოტიტიანი გრანიტები IAG+CAG+CCG და RRG+CEUG/POG, გრანატიანი - IAG+CFG+CCG/POG და RRG+CEUG/POG, ბიოტიტ-რქატყუარა-ალანიტიანი - IAG+CFG+CCG და RRG+CEUG/POG, ალიასკიტები RRG+CEUG/POG, კვარცპორფირები და ტუფიტები RRG+CEUG/POG – ფორმირების გეოქიმიურ პირობებს შეესაბამება. გვიანვარისკული გრანიტოიდების საწყისი მაგმა ქერქის ზედა და ქვედა ნაწილების გამყოფ საღვართან ყალიბდებოდა, სადაც დიდი როლი ითამაშა ქერქის ზედა ნაწილის ქანებმა, ხოლო რაც შეეხება კვარცპორფირ-გრანიტპორფირებს, ისინი ქერქის ზედა ნაწილის ზედა პორიზონტებში ყალიბდებოდა, რაზეც მიუთითებს Rb/Sr თანაფარდობა.

**ლიტერატურა**

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C. and Kreuzer H. (2000). High-potassium, calc-alkaline plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarvald (Germany). *Lithos*. 50. P. 51-73.

Coleman R.G., Donatoe Z.E. (1983). Oceanic plagiogranite. *Jurnal of Geophysical Research*. 80. P. 1099-1108.

Debon F., La Fort P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 73. P. 135-149.

Harker A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen. London. P. 330-331.

Hassan H. Mc Allister A. (1992). An integrated geological geochemical investigations of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi anticlinorium, New brunswick // *Geol. Surv. Canada*. P. 15-91.

Khuno H. (1968). Differentiation of Basalt magms //Hess H. H., Poldervaart A (eds) *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of Basaltic composition*. V. 2. Interscience. N. Y. P. 623-688.

Maniar P.D., Piccoli P.V. (1989). Tectonic discrimination of granitoids // *Gel. Soc. AM. Bull.* V. 101. P. 635-643.

Pearce J.A, Harris N.B., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* V. 25. P. 956-983.

Shengelia D., Gamkrelidze I., Tsutsunava T., Chichinadze G., Vardanashvili K., Maisuradze N. (2008). Petro- and geochemical characteristic and conditions of formation of Late Variscan granitoids of Caucasus. *Proceed. of Geol. Inst. of Georgia. New ser. vol.* 124. P. 204-221.

Wilson M. (1989). *Igneus petrogenesis*. Unwin Hyman. London.

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Изд-во „Научный Мир”. Москва. 479 с.

Гамкрелидзе П.Д. (1966). Основные черты тектонического строения Кавказа //Геотектоника. №3. С.3-13.

Схиртладзе Н.И. (1965). Средний и верхний карбон – толща “нижних туффитов”. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр.ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып.1. С. 19-34.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988). Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.Мир. 379 с.

Хуцишвили О.Д. (1977). Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа//АНГССР. Геол. Ин-т. Вып. 56. 109 с.

Цхелишвили М.С (1974). Петрографические, минералогические и геохимические особенности гранитоидов Храмского массива. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 197 с.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
 УДК 549.618.6(497.22)

კეტილოლოგია

ალანიტი ხრამის კრისტალური მასივის ბზიანვარისკულ ბრანიტიებში

გ. ბერიძე

**Alanites of Late Variscan Granites of the Khrami Crystalline Massif. G.Beridze.** In the paper alandite, an accessory mineral of Late Variscan granites of the Khrami crystalline massif is characterized. Their content in biotite-hornblende-alandite bearing granite is 725g/t. The studied alandites belong to cerium variety and is characterized by high content of Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Generation of alandite in Late Variscan granites of the Khrami massif is induced by great concentration of rare earth elements and the delivery of Ca by hydrothermal solutions into the granite magma.

ალანიტი ფართოდ გავრცელებული აქცესორული მინერალია საქართველოს მაგმატიკებისა და მეტამორფიტებში; კავკასიონის (დარიალის კრისტალური მასივის გვიანვარისკულ ბრანიტიებში, ბუულგენის სერიის მეტამორფიტებში და ამფიბოლიტებში), შავი ზღვა-ცენტრალური ამიერკავკასიის (ძირულის და ხრამის კრისტალური მასივების ბრანიტებში და ბრანიტულ პეგმატიტებში) და ბაიბურთ-სევანის (ლოქის კრისტალური მასივის კვარციან დიორიტებში) ტერიტორიებზე. იგი გვხვდება სამივე აღნიშნულ ტერიტორიის ფარგლებში ფართოდ წარმოდგენილი მეზო-კაინოზოური ასაკის ინტრუზიულ კომპლექსებში.

საქართველოს ტერიტორიაზე გვრცელებული ალანიტების კვლევა საერთოდ არ ჩატარებულა. აღნიშნულია მხოლოდ მისი არსებობა აქცესორული მინერალის სახით, სხვა მონაცემები კი მეტად მწირია. კერძოდ, დადგენილია, რომ დარიალის მასივის ბრანიტიებში ალანიტი ქანის გენეზის დიაგნოსტიკური აქცესორული მინერალია. იგი განვითარებულია, მხოლოდ გაბრანიტებულ პირველად ფუძე მაგმატიკებში, გაბრანიტებულ პირველად დანალექ ქანებში კი იგი როგორც წესი არ გვხვდება (Шенгелиа, 1965). ხრამის კრისტალური მასივის ბრანიტებში ალანიტის წარმოშობა ასიმილაციის პროცესთან არის დაკავშირებული (Цхеიშვილი, 1971).

ხრამის კრისტალური მასივის სუდეტურ ბრანიტიებში ალანიტი ბიოტიტ-რქატყუარიანი ბრანიტების ქანმაშენი მინერალია (Цхеიშვილი, 1971), სადაც იგი ყავისფერ-მწვანე შეფერილობის, ფირფიტისებური და კარგად გამოხატული პრიზმული კრისტალების სახით გვხვდება (სურ. 1). ზოგჯერ დამრჩობლილია. ალანიტში ჩანართის სახით გვხვდება ბიოტიტი, ზოგჯერ გრანატი. მცხელიშვილის (Цхеიშვილი, 1971), მონაცემებით ბიოტიტ-რქატყუარიანი ბრანიტებში ალანიტის შემცველობა მნიშვნელოვნად აღემატება საერთოდ ბრანიტიებში ალანიტის საშუალო შემცველობას და შეადგენს 756 გ/ტ.

ხრამის კრისტალური მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი ბრანიტებში დადგენილია მაგმური და ასევე პოსტმაგმური გენეზის ალანიტები (Beridze, 2013). მაგმური ალანიტისთვის დამახასიათებელია კარგად გამოხატული ზონალობა (სურ. 2) და ხშირად მას თან ახლავს მეორადი ეპიდოტის არშია (სურ. 3).

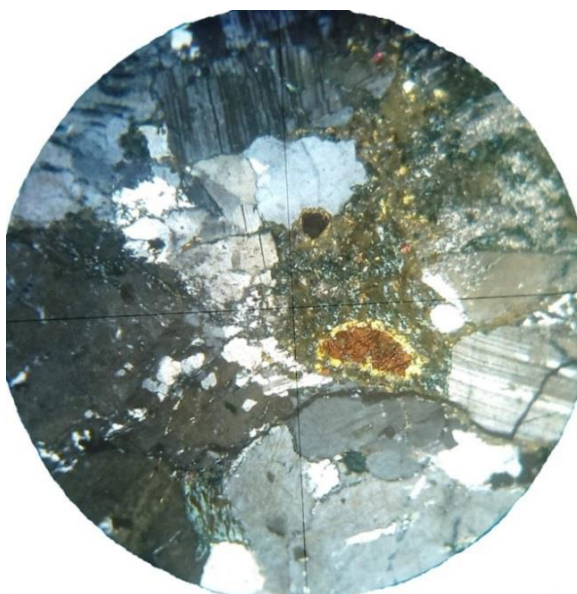




სურ. 1. ალანტის პრიზმული კრისტალი ბიოტიტ-რქატყუარიან გრანიტში. ერთ ნიკოლში. 3.7X8.



სურ. 2. ზონალური ალანტი. ერთ ნიკოლში. 3.7X8.



სურ. 3. ალანტის კრისტალი ეპიდოტის არშიით. ჯვარედინ ნიკოლში. 3.7X8.



ვ. ლიახოვიჩის (Лиахович, 1967) მიხედვით მაგმური გენერაციის ალანიტს ახასიათებს კარგად გამოხატული კრისტალური ფორმები და პლაგიოკლასის ჩანართები. ამავე ავტორის მიხედვით პოსტმაგმური ალანიტი დაკავშირებულია ეპიდოტთან. იგი აღნიშნავს მეტასომატური წარმოშობის ალანიტსაც, რომლისთვისაც დამახასიათებელია არასწორი ნიჩბისებური ფორმები და სხვადასხვა მინერალების ჩანართები. ლიტერატურული მონაცემებით ალანიტის დიდი რაოდენობით კონცენტრაცია ბიოტიტ-რქატყუარიან გრანიტებში კალციუმით გამდიდრებას უკავშირდება. ვ. ლიახოვიჩი (Лиахович, 1967) ვარაუდობს, რომ გრანიტებში დიდი რაოდენობით ალანიტის არსებობა დაკავშირებულია ასიმილაციის პროცესთან: კერძოდ ალანიტი ბიოტიტ-რქატყუარიან გრანიტებში მონაციტილმენიტიან ასოციაციას ანაცვლებს ალანიტ-სფენიანით. ალანიტი პარაგენეტილია აპატიტთან, ცირკონთან, სფენთან და მაგნეტიტთან. ალანიტის წარმოშობა ბიოტიტიან, განსაკუთრებით ბიოტიტ-რქატყუარიან გრანიტებში გაპირობებულია გრანიტულ მაგმაში იშვიათმიწა ელემენტების დიდი რაოდენობით არსებობით, ასევე შემდგომ ჰიდროთერმული სხნარების მიერ კალციუმის შემოტანით (Лиахович, 1968).

**ცხრილი 1. ხრამის კრისტალური მასივის და მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის გრანიტოიდების იტრიუმიანი ალანიტების მიკროზონდული ანალიზები (მას.%-ში)**

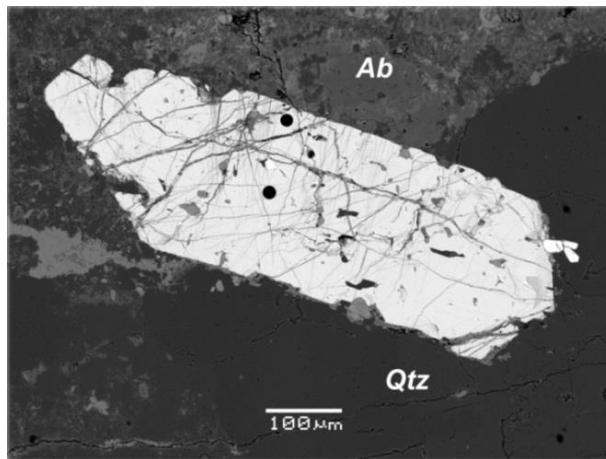
მას, %	ხრამის მასივი		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ქერქი	გული										
SiO <sub>2</sub>	29.56	29.93	36.2	31.1	29.2	34.7	38.3	36.4	41.4	40.6	32.1	33.9
TiO <sub>2</sub>	1.82	1.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.17	14.31	8.18	12.2	12.8	23.2	-	7.4	11.7	-	-	1.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	16.77	16.32	10.1	11.2	3.8	10.8	10.7	2.3	7.3	10.5	17.8	12.2
MnO	0.20	0.23		0.9	1.2	0.8	-	1.8	-	-	-	0.3
MgO	0.34	0.29	0.61	0.4	0.1	-	-	-	-	-	-	-
CaO	10.20	10.02	5.48	0.71	15.9	15.4	0.9	14.7	-	17.8	-	3.1
SrO	-	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	0.84	0.68	-	-	-	0.22	-	-	8.5	-	1.4	0.3
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	6.60	-	3.54	3.2	-	-	-	-	-	-	0.1
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00	12.12	4.98	5.54	6.6	2.1	3.8	0.5	-	-	2.9	3.1
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.92	3.36	-	-	-	-	2.9	-	-	-	5.6	3.96
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.86	1.68	-	-	-	-	-	-	-	-	2.6	1.7
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.09		-	-	-	2.8	-	-	-	3.97	3.7
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.13	29.8	3.71	13.3	8.7	29.8	28.1	31.2	31.1	29.3	27.2
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	4.3	2.8	-	-	4.6	4.3
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	3.8	2.6	-	-	-	2.9
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	3.8	2.1	-	-	-	2.1
UO <sub>2</sub>	0.08	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0.27	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	1.60	1.93	4.59	0.85	2.29	3.02	-	-	-	-	-	-
ჯამი	100.52	99.57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Y-ნი ალანიტის შემცველობა სხვადასხვა მასივის გრანიტებიდან ბ. ალექსეევის და სხვ. მონაცემებით (Алексеев В. и др. 2012): 1-იტრიუმიანი ორთიტი, შვეიცარია; 2-მურმონტიტი, საქსონია; 3-ფალუნა, შვედეთი; 4-იტრიორთიტი, კარელია; 5-6 მიკროკლინ-ალბიტიზირებული ლეიკოგრანიტებიდან, ამური; 7-მიკროკლინ-ალბიტიზირებული ლეიკოგრანიტებიდან, ჩუკოტკა; 8-გრანოსენიტ-პორფირიდან, ჩუკოტკა; 9-გაგრეიზენიზირებული ბიოტიტიანი გრანიტებიდან, ამური; 10-შორეული აღმოსავლეთის მასივის გრანიტებიდან; Y-ნი ალანიტების საშუალო შემცველობა (86 ანალიზი)

**ცხრილი 2. მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის ალანიტების ქიმიური შედგენილობა (მას.%-ში) ვლიახოვიჩის (Ляхович, 1968) მიხედვით**

მას, %	უკრაინა				კავკასია		ვაზახეთი	ამერიკა			იაპონია
SiO <sub>2</sub>	29.16	35.4	31.5	33.9	20.36	35.04	30.47	30.35	26.05	29.75	30.54
TiO <sub>2</sub>	0.82		0.77	1.39	17.40	0.1	1.39	-	-	-	1.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.29	19.78	14.6	15.07	14.95	23.22	12.43	7.56	7.54	8.42	17.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	35.03	13.92	17.07	16.19	22.86	8.7	18.22	18.14	17.01	20.68	13.41
MnO	0.32	0.16	0.55	0.2	0.84	0.21	1.88	0.38	0.58	0.31	0.58
MgO	1.86	0.06	0.43	1.19	1.07	0.13	0.5	1.43	0.81	0.91	0.85
CaO	4.	12.55	9.72	11.03	6.84	17.6	9.69	12.9	10.45	8.95	11.00
SrO	-	-	-	-	-	0.42	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	-	0.78	0.78	0.89	0.74	-	-	1.2	0.92	0.76	1.27
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.55	13.86	22.34	-	-	-	24.76	-	-	-	20.49
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	1.66	0.27	-	-	-	0.22	-	-	-	0.63
Tr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.1	15.52	22.61	15.59	14.01	14.20	24.98	26.75	31.14	26.39	21.12
UO <sub>2</sub>	0.01	-	-					0.0036	0.054	0.049	-
H <sub>2</sub> O	1.96	1.9	2.26	3.49	0.56	-	0.39	2.00	5.6	2.49	2.47

ცხრილ 1-ში მოცემულია ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტების და მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის გრანიტოიდების ალანიტების მიკროზონდული ანალიზები (სურ. 4).



სურ. 4. ალანიტის მიკროფოტო. შავი წერტილებით აღნიშნულია მიკროზონდული გაზომვის ადგილები – ცენტრში და პერიფერიაზე.

ხრამის მასივის გრანიტოიდების ალანიტში სხვა რეგიონის გრანიტოიდების ალანიტებთან შედარებით აშკარად შემცირებულია სილიციუმის რაოდენობა, ხოლო რკინის და ალუმინის რაოდენობა გაზრდილია, ხოლო კალციუმის მცირე რაოდენობა გვიჩვენებს, რომ აღნიშნულ ქანებში ხრამის მასივის ალანიტებისგან განსხვავებით იტრიუმის შემცველობა ძალზე გაზრდილია, ცერიუმის კი შემცირებულია, დანარჩენი იშვიათი ელემენტების შემცველობაც ძალზე დაბალია; ზოგიერთი ელემენტი (თორიუმი, ლანთანი, ტიტანი, ურანი) საერთოდ არ არის დაფიქსირებული; იტრიუმით ჩანაცვლებულია კალციუმი, ხოლო ალუმინი ჩანაცვლა რკინამ.

ცხრილ 2-ში მოყვანილი ანალიზები გვიჩვენებს, რომ ხრამის გრანიტების ალანიტებთან შედარებით სხვა რეგიონის ალანიტებში – ალუმინის შემცველობა ძალზე დაბალია, ზოგან აღინიშნება მაღალი შემცველობებიც, ამავე დროს სადაც დაბალია ალუმინი იქ რკინის რაოდენობა გაზრდილია, ხოლო იქ სადაც ალუმინი მაღალია – დაბალია რკინის რაოდენობა. კალციუმის დაბალი შემცველობის ხარჯზე გაზრდილია ცერიუმი, ხოლო ლანთანი და თორიუმი საერთოდ არ ფიქსირდება.

ხრამის მასივის გრანიტოიდების ალანიტები მიეკუთვნება  $Ce_2O_3$ ,  $La_2O_3$  და  $Nd_2O_3$  მაღალი შემცველობის ცერიუმის სახესხვაობას.

ხრამის კრისტალური მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიან გრანიტებში ალანიტის წარმოშობა გაპირობებულია გრანიტულ მაგმაში იშვიათმიწა ელემენტების დიდი რაოდენობით კონცენტრაციითა და ჰიდროთერმული ხსნარების მიერ კალციუმის შეოტანით.

#### ლიტერატურა

- Beridze G. (2013). Allanite of late variscan granites of the Khrami crystalline massif (Georgia). The 5<sup>Rd</sup> international scientific conferenct of young scientists and studenys: „Fundamental and applied geological science: Achievements, prospects, problem and ways of the solutions”. Baku. Azerbaijan. P. 66-67.
- АлексеевВ.И., МаринЮ.Б., ГембицкаяИ.М. (2012). Алланит-У в ареалах онгонитового магматизма Дальнего Востока: Изоморфизм и индикаторное значение. Записки Российского Минералогического Общества. Ч. CXLI, №5. С. 1-16.
- Винчел А.Н. (1953). Оптическая минералогия. Изд-во иностранной литературы. Москва. 561 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д. (1965). Породообразующие минералы. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М. Мир. 372 с.
- Ляхович В.В. (1967). Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. Изд-во Наук. М. 315 с.
- Ляхович В.В. (1968). Акцессорные минералы. Изд-во Наук СССР. 275 с.
- Ляхович В.В. (1973). Редкие элементы в Акцессорных минералах гранитоидов. Изд-во Наук. М. 385 с.
- Цхელიшвили М.С (1974). Петрографические, минералогические и геохимические особенности гранитоидов Храмского массива. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 197 с.
- Цхელიшвили М.С. (1976). Ортитсодержащие гранитоиды Храмского массива //Сообщ. АН ГССР. 83. №3. С. 649-652.
- Шенгелиа Д.М. (1965). Петрология Дарьяльского массива //Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. Нов. сер. Вып. IV. Тбилиси. Мецниереба. 104 с.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127

УДК 552.313(479.22)

კეტირ(ო)ლობია

#### ვულკან მკინვარწვერის ლავური ნაკადები მდ. ჩხერის ხეობაში

#### ქ. გაბარაშვილი

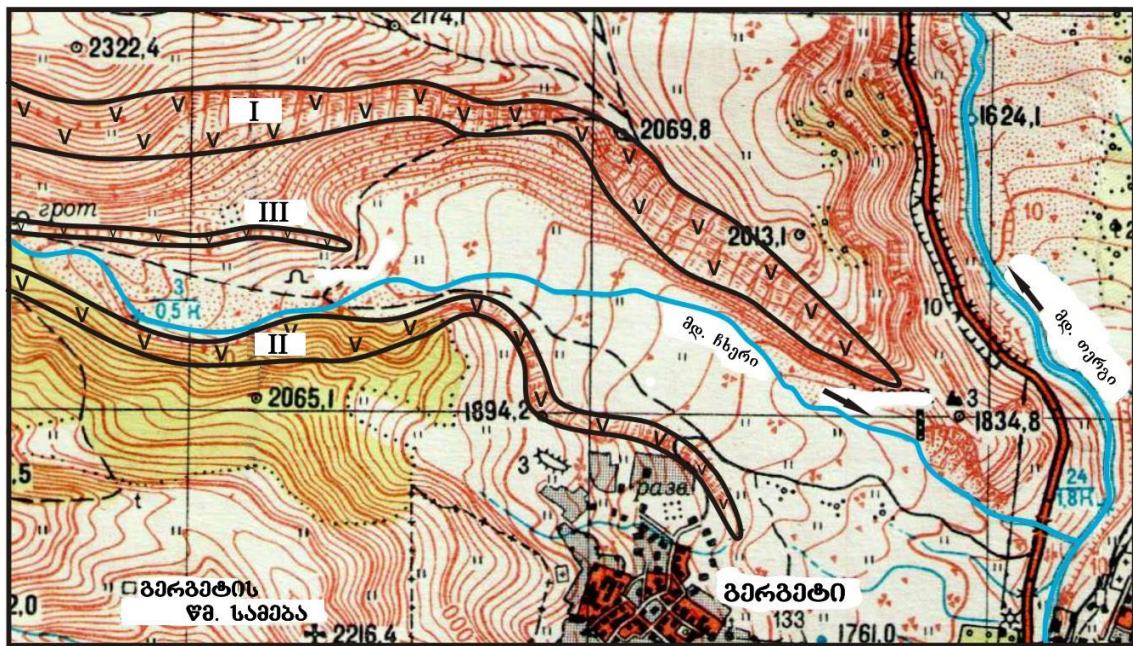
**Lava Flows of Volcano Mkinvartsveri in the Chkheri River Gorge. K. Gabarashvili.** A polygenic volcanic center Mkinvartsveri (altitude – 5047 m) is situated on the territory of Kazbegi municipal district. It was active during a long time and its products are widespread in the area. The object of our study is volcanic flows of the Chkheri river gorge observed on both sides of the gorge and in the floodplain of the river directly on the alluvium. The gorge geomorphology and the position of lava flows make possible to establish the succession of their formation. The left bank lava flows of the river Chkheri, which ran down the paleo-Chkheri gorge are comparatively older (210 thousand years). Its base is 50-60 m above the recent one. Then follow the Gergeti flows (110 thousand years) and the youngest ones are those situated in the mid-course of the gorge directly on recent alluvium.

ჩამქრალი ვულკანი მკინვარწვერი (ყაზბეგი, 5047 მ) მდებარეობს ყაზბეგის მუნიციპალიტეტის ტერიტორიაზე ხოხის განედური ქედის აღმოსავლეთ დაბლობებაზე, რომელიც კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის ჩრდილოეთითაა და მისგან გამოყოფილია მდ. თერგის ხეობით. კავკასიონის ეს ნაწილი რთული გეოლოგიური აგებულებით და ნალექების ინტენსიური დანაოჭებით ხასიათდება.

მყინვარწვერი წარმოადგენს პოლიგენურ ვულკანურ ცენტრს, რომელიც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში (პლეისტოცენ – პოლოცენი) მოქმედებდა. მას აღმოსავლეთის მხრიდან საკმაოდ სწორი კონუსის ფორმა აქვს და ორი წვერით ბოლოვდება, რომელთა შუა ფართო და ღრმა უნაგირა მდებარეობს. მწვერვალის ამგები ვულკანური ქანები შეჭრილია ქვედაიურული თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების მორიგეობით აგებულ მძლავრ ნალექებში. მყინვარწვერის დიდი ნაწილი თოვლითა და ყინულით არის დაფარული.

ვულკანური ცენტრიდან ლავური ნაკადები თერგის ხეობისკენ იმ დროს არსებულ რადიალურად განლაგებულ ხეობებში ეშვება. სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ ეს ნაკადებია: მნას, არშის, ჩხერის, ცდოს და გველეის. აგრეთვე, აღსანიშნავია თანამგზავრი ვულკანების ნაკადები – დიდი ტყარშეთის (გორისციხის), პატარა ტყარშეთის, კიჩუტწვერის, შვეარდენის და სხვა (Схиртладзе, 1958; Тутберидзе, 2004).

ჩვენ დეტალურად შევისწავლეთ მდ. ჩხერის ხეობის გეომორფოლოგია და იქ არსებული ვულკანური ნაკადების განლაგება (სურ. 1). ხეობის მარცხენა ფერდობი უკავია მძლავრ ლავურ ნაკადებს და აგებს წყალგამყოფ ქედს (I). საკმაოდ მძლავრი ლავური ნაკადებია მდ. ჩხერის ხეობის მარჯვენა ფერდობზეც (II), რომელზეც გაშენებულია სოფ. გერგეთის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი. მესამე შედარებით მცირე სიმძლავრის ლავური ნაკადი, განლაგებულია მდ. ჩხერის ხეობაში თანამედროვე ალუვიონზე (III). ხეობის გეომორფოლოგიური ანალიზისა და ლავური ნაკადების ჰიფსომეტრული განლაგების მიხედვით საკმაოდ სარწმუნოდ დგინდება ლავური ნაკადების ჩამოყალიბების თანმიმდევრობა, რაც შემდეგ დადასტურდა გეოქრონოლოგიური მონაცემებით. საწყის ეტაპზე მყინვარწვერიდან ამონთხეული ლავა მდ. ჩხერის ძველ ხეობაში მიედინებოდა და ამჟამად კარგად არის გაშიშვლებული მდ. ჩხერის ხეობის მარცხენა ფერდობზე. ვერტიკალურ ჭრილში კარგად ჩანს ოთხი ლავური ნაკადი, რომლებიც ერთმანეთისგან ვულკანური ბრექჩიებით არის გამოყოფილი (სურ. 2). ამ ნაკადებიდან პირველი ნაკადის ძირი მდ. ჩხერის თანამედროვე კალაპოტიდან 50-60 მეტრით მაღლა მდებარეობს. ცალკეული ნაკადის სიმძლავრე ცვალებადია და ოთხივე ნაკადის საერთო სიმძლავრე 100 მ-დეა.



სურ. 1. მდ. ჩხერის ხეობაში ლავური ნაკადების განლაგების სქემატური რუკა.  
 I. ნაკადები მდ. ჩხერის მარცხენა ფერდობზე; II. ნაკადები მდ. ჩხერის მარჯვენა ფერდობზე;  
 III. ნაკადები მდინარის ჭალაში, ალუვიონზე.

მარცხენა ფერდობის ნაკადებიდან ქვემოდან მეორე ლავური ნაკადი დათარიღებულია K-Ar მეთოდით. მიღებული შედეგი  $210 \pm 30$  ათას წელს შეადგენს (Чернышев и др., 1999), რაც შუა პლეისტოცენს შეესაბამება. სხვა ნაკადები მეორე ნაკადის ასაკის უნდა იყოს, რადგან ვფიქრობთ, რომ ისინი დროში დიდად დაშორებული არ იქნებოდა. მდ. ჩხერის ხეობაში მარცხენა ფერდობის ნაკადები ასაკობრივად სხვა ნაკადებზე ძველია, რადგან ისინი პალეოჩხერის ხეობაში მიედინებოდა.





სურ. 2. ლავური ნაკადები მდ. ჩხერის ხეობის მარცხენა ფერდობზე

მდ. ჩხერის ხეობის მარცხენა ფერდობის ლავური ნაკადები ანდეზიტური შედგენილობის არის. ნაკადები ზედა ნაწილში ფორიანია, შუაში კი – მასიური. სტრუქტურა პორფირული და გლომეროფირულია ჰიალოპილიტური ან ინტერსერტალური სტრუქტურის ძირითადი მასით. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, მონოკლინური და რომბული პიროქსენით, რუხი რქატყუარით და ოლივინით. გვხვდება კვარცის ერთეული იზომეტრული კრისტალი. ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზის ლეისტების, მუქი მინერალის მარცვლებისა და ვულკანური მინისგან. ნაკადები მინერალური შედგენილობით ერთმანეთისგან მცირედ განსხვავდება. პირველ (ქვედა) ნაკადში მუქი მინერალები ძირითადად წარმოდგენილია რომბული პიროქსენით და რუხი რქატყუარით, ზედა ნაკადებში რუხი რქატყუარის რაოდენობა თანდათან კლებულობს და ჩნდება მონოკლინური პიროქსენი და ოლივინი. ამ ნაკადებიდან ერთ-ერთი ნაკადი საავტომობილო გზის პირას ბოლოვდება სვეტური განწვევებით, სვეტები მარაოსებურად არის განლაგებული.

მდ. ჩხერის ხეობის მარცხენა ფერდობის ლავური ნაკადების წარმოშობის შემდეგ მდინარემ ახალი კალაპოტი ჩაჭრა. აღნიშნული ხეობის მარჯვენა ნაპირს მიუყვება ლავური ნაკადები, რომელზეც გაშენებულია სოფ. გერგეთის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი და რომელსაც ჩვენ გერგეთის ნაკადებს ვუწოდებთ. ამ ნაკადების ძირი 2-3 მეტრით მაღლა მდებარეობს მდინარის თანამედროვე კალაპოტიდან. აღნიშნული ნაკადი დათარიღებულია K-Ar მეთოდით და მიღებულია შედეგი  $110 \pm 30$  ათასი წელი (Лебедев и др., 2014). მარცხენა და მარჯვენა ფერდობის ნაკადებს შორის ასაკობრივი სხვაობა დროის იმ მონაკვეთს მოიცავს, რა დროც დასჭირდა მდინარის მიერ თანამედროვე კალაპოტის ჩამოყალიბებას.

გერგეთის ნაკადი ვულკანური ბრექჩიებით გამოყოფილი ორი ნაკადისგან შედგება, მათი საერთო სიმაღლე 15-20 მეტრს აღწევს. ეს ნაკადები სხვა ნაკადებისგან დროსა და სივრცეში დამოუკიდებელია და წარმოადგენს ვულკან მყინვარწვერის ამოფრქვევის პროდუქტს. გერგეთის ნაკადების ასეთი განლაგება მოწმობს, რომ მათი წარმოშობა მარცხენა ფერდობის ლავების შემდეგ თანამედროვე ხეობის ჩამოყალიბების ბოლო ეტაპზე მოხდა. ლავა ანდეზიტური შედგენილობისაა და ხშირად ფილაქნისებრი განწვევება აქვს. ნაკადის ქვედა ნაწილში ჩანს ბლანტი ლავის მოძრაობის შედეგად წარმოშობილი სფერული ფორმები (სურ. 3).

ლავური ნაკადები წყდება სოფ. გერგეთის ბოლოს. ნაკადების მინერალური შედგენილობა ერთნაირია. სტრუქტურა პორფირული, გლომეროპორფირული და სერიალურპორფირულია პილოტაქსიტური ან ინტერსერტალური სტრუქტურის ძირითადი მასით. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რომბული და მონოკლინური პიროქსენებით, ოლივინით, იშვიათად კვარცის ერთეული იზომეტრული კრისტალით. ძირითადი მასა წარმოდგენილია მინით, რომელიც პლაგიოკლაზის ლეისტებს, პიროქსენებისა და მადნეული მინერალის მარცვლებს შეიცავს.



სურ. 3. გერგეთის ლავური ნაკადი. ბლანტი ლავის მოძრაობის ფორმა.

მდ. ჩხერის ხეობის შუა წელში, უშუალოდ თანამედროვე ალუვიონზე განლაგებული დამოუკიდებელი ლავური ნაკადების დაბოლოება, რომელშიც ერთმანეთისგან ვულკანური ბრექჩიით გამოყოფილი სამი ნაკადი ფიქსირდება (სურ. 4).

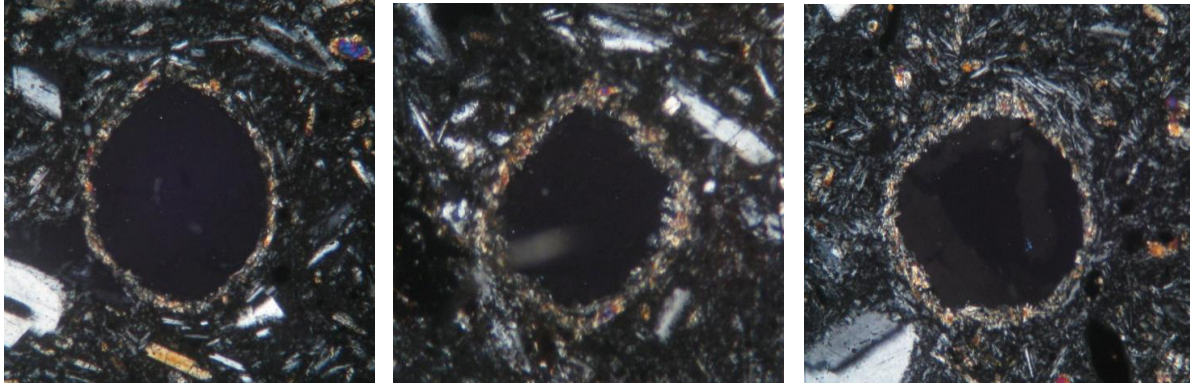
ქვედა პირველ ნაკადს ახასიათებს სვეტური განწვევრება, სვეტების კორიზონტალური განლაგებით. ზედა ორი ნაკადი მასიური ანდეზიტებითაა წარმოდგენილი. ეს ნაკადები ერთნაირი მინერალური შედგენილობით ხასიათდება და ზემოთ აღწერილი სხვა ნაკადებისგან ოლივინის რამდენადმე მეტი შემცველობით განსხვავდება. ეს ნაკადები მდ. ჩხერის მარცხენა ფერდობის და გერგეთის ნაკადებზე უფრო ახალგაზრდა უნდა იყოს, რადგან ის განლაგებულია ხეობის ჭალაში, უშუალოდ ალუვიონზე.



სურ. 4. მდ. ჩხერის ალუვიონზე განლაგებული ლავური ნაკადები.

მდ. ჩხერის ხეობის თითქმის ყველა ნაკადის პიროქსენის შემცველ ქანებში კვარცის იზომეტრული კრისტალების გარშემო აღინიშნება წერილკრისტალური მონოკლინური პიროქსენის არშია (სურ. 5). უნდა ვივარაუდოთ, რომ სწრაფი გაციების პირობებში შედარებით ადრე დაკრისტალებული კვარცი აღმოჩნდა კრისტალიზაციის ცენტრი მონოკლინური პიროქსენისთვის.





სურ. 5. კვარცის იზომეტრული პორფირული გამონაყოფების გარშემო მონოკლინური პიროქსენის არშიები.

ჩვენი დაკვირვებით, ჩხერის ხეობის სამივე ნაკადი უშუალოდ მყინვარწვერიდან მოედინება და წარმოადგენს ერთმანეთისგან დამოუკიდებელ წარმონაქმნებს. ამასთან გამოიყოფა ნაკადების სამი ასაკობრივი ჯგუფი. ყველაზე ძველია მდ. ჩხერის მარცხენა ფერდობის ნაკადები, რომლებიც პალეოჩხერის ხეობაში მოედინებოდა (210 ათასი წელი). მას მოყვება გერგეთის ნაკადები (110 ათასი წელი), ხოლო ყველაზე ახალგაზრდაა ნაკადები, რომლებიც ხეობის შუა წელში უშუალოდ თანამედროვე ალუვიონზე არის განლაგებული.

ლიტერატურა

Лебедев В. А., Парфенов А. В., Вашакидзе Г. Т., академик Чернышев И. В., Габарашвили К. А. (2014). Основные события в истории развития Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ): Изотопно-геохронологические данные // Доклады Академии Наук. Т. 458. № 1. С. 67–73.  
 Схиртладзе Н. И. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии // Тбилиси. Изд-во АН ГССР. 368 с.  
 Тутберидзе Б. Д. (2004). Геология и петрология альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента // Изд. ТГУ. Тбилиси. 304 с.  
 Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. (1999). Геохронология извержений четвертичных вулканов Казбекской области Большого Кавказа (данные К-Аг метода) // ГИН АН Грузии. Нов. сер., вып. 114. С. 81-89.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
 УДК 553.26(497.22)

სასარბებლო წილისქულის გეოლოგია

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ МАЛОГО КАВКАЗА**

**С. Кекелия, М. Кекелия, Г. Асатиани, Н. Гагნიдзе**

**Brief Description of the Lesser Caucasus Metal Content. S.Kekelia, M.Kekelia, G.Asatiani, N.Gagnidze.** Five metallogenic zones are distinguished within the Lesser Caucasus: 1) Paleogene gold-bearing Adjara-Trialetian; 2) Cretaceous copper- and gold-bearing Bolnisi-Kazakh; 3) Middle Jurassic-Early Cretaceous copper and goldbearing and iron-ore Somkhit-Karabakh; 4) Neogene gold- and mercury-bearing Amasia-Akera; 5) Copper- and gold-bearing Daralagez zones. For each zone characteristic example of metal deposits are shown. In the first one gold-bearing quartz-sulphide clay zone (Merisi and Vakidzhvari ore nodes) is known; the second - is characterised by volcanogenic copper- and gold ores, such as Madneuli, Tsitelopeli, Sakdrisi; in the third - are concentrated copper-pyrite deposits (Alaverdi, Kedabek and Kafan ore nodes), copper porphyry- (Tekhut in Armenia) and iron-skarn deposits of Dashkesan in Azerbaijan; the fourth - includes the most major - Zot and medium-scaled mercury deposits as Agayat and Lev in Azerbaijan.

Горное сооружение Малого Кавказа, как известно, было сформировано в результате конвергентного взаимодействия Южнокавказской (окраина Евразийского континента) и Североиранской океанических микроплит. В составе последней «дрейфовал» Даралагёзский континентальный блок Гондванского происхождения. В альпийском цикле в течение конвергенции, коллизии и в постколлизии время, здесь накапливались вулканогенно-осадочные породы. Эти породы слагают отдельные литогеодинамические комплексы, фрагменты которых сохранены в складчатом сооружении Малого Кавказа. Литогеодинамические комплексы местами были подвергнуты воздействию интенсивных эпигенетических эндогенных процессов, в результате чего были образованы масштабные месторождения цветных и благородных металлов.

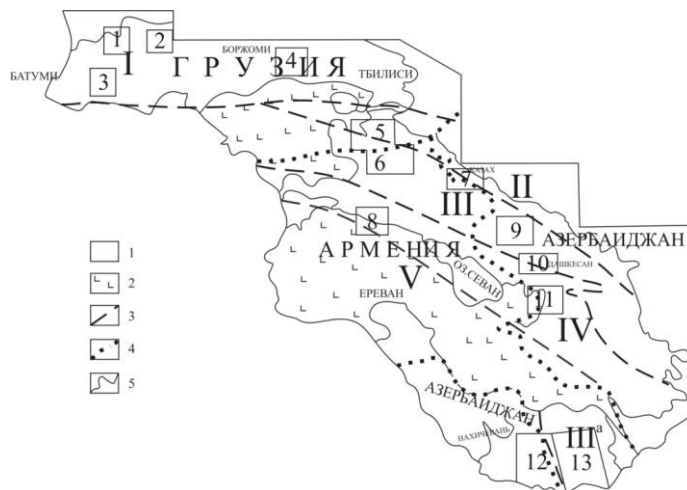
В пределах фрагментов палеоостровной дуги (Сомхито-Карабахской зоны) обнаружены и эксплуатировались в прошлом веке медные, барит-полиметаллические и скарново-железородные месторождения; коллизионные палеогеновые вулканоструктуры специализированы на медь, барит, цинк, свинец и благородные металлы. Для обдуцированных меловых океанических пород (Амасия – Акеринская зона) характерны золото-теллурические и ртутные месторождения. Даралагёзский блок испытал олигоцен – неогеновую тектоно-магматическую активизацию, которая привела к формированию внушительных по масштабам медно-молибденпорфировых месторождений. Последние сопровождаются небольшими по масштабам, но промышленно значимыми золоторудными проявлениями. На Малом Кавказе выделяются 5 металлогенических зон (см. рис.1): 1) Аджаро-Триалетская палеогеновая золотоносная; 2) Болнисско-Казахская меловая, вмещающая медные, цинковые и золотые месторождения; 3) Сомхито-Карабахская среднеюрско-раннемеловая с медными, барит-полиметаллическими, золотыми и скарново-железородными проявлениями; 4) золотоносная Амасия-Акеринская (здесь обдуцированные меловые осадки были активизированы в неогене); 5) медь-молибден-золотосодержащая Даралагёзская. На рис. 1 представлена схема металлогенического районирования Малого Кавказа и обозначены рудные узлы. Здесь же отметим, что наиболее значительные месторождения цветных и благородных металлов размещены на территории Армении и Азербайджана. Напомним читателю, что до создания теории тектоники литосферных плит (60-ые годы прошлого столетия) 2-ая и 3-ья зоны были объединены в одну Сомхито-Карабахскую металлогеническую зону.

Вкратце охарактеризуем типичные месторождения и рудопроявления отмеченных зон и обсудим условия их формирования. На Малом Кавказе известны более 60 проявлений медных и более 70 золотосодержащих сульфидных руд. Наиболее северная структура Малого Кавказа –Аджаро-Триалетская - имеет внутриплитную рифтогенную природу; в западной своей части слагается палеогеновыми субщелочными и щелочными вулканоплутоническими комплексами, с которыми ассоциируют медные и золотые рудопроявления, требующие экономической оценки. Здесь выделяются несколько рудных узлов, общий золотой потенциал которых оценён в 90 т металла. Наиболее интересными, на наш взгляд, являются Мерисское (Аджария) с золоторудным проявлением Вайо и Вакиджварское (Гурия) рудные поля. Судя по геологической обстановке, в западной части зоны проявлены рудные тела, характерные для надрудных уровней медно-молибденовых рудно-магматических палеосистем. Поэтому здесь обнаружены узкие, часто прерывистые, минерализованные зоны золото-кварц-сульфидного (иногда с баритом) состава. Жильные зоны размещены в небольших по масштабам телах сиенит-порфиров или в их экзоконтакте. На рис. 2 представлена опробованная часть рудопроявления Вайо.

На рис. 3 приведены разрезы Палеоостроводужного сооружения, на которых показана позиция рудной минерализации – Болниси, Алаверди, Шамлуг и Кафан. В фрагментах мелового задугового палеобассейна размещены вулканогенное комплексное золотомедное Маднеульское, золотое Сакдрисское, золотосодержащие медные Цителисопельское и Квемо-Болнисское, а также Давид-Гареджское серебряно-полиметаллическое месторождения. На востоке, в Азербайджане, известно золото-сульфидное рудопроявление - Даскесаманское, вероятные запасы золота которого оценены в 10-12т.

На Маднеульском месторождении (рис. 4), локализованном на склоне крупной вулканической постройки под экраном риодацитовых экструзий и покровом игнимбриков, выделены разобщённые в пространстве штокверковые золотосодержащие медные, крупнокристаллические барит-полиметаллические, массивные (выходы на дневную поверхность были представлены «сыпучкой») и жильные баритовые, тонкодисперсные золотые – во вторичных кварцитах руды (начальные запасы составляли: меди – 800 тыс. т, цинка – 137 тыс. т, свинца – 28 тыс. т, золота во вторичных кварцитах – около 20 т, барита – более 5 млн. т). Рудовмещающие разнообломочные туффиты здесь подверглись дорудному взрывному брекчированию и преобразованию. На верхнем уровне во вторичных кварцитах размещены баритовые и барит-полиметаллические пологие и жильные тела, ниже и южнее, в

основном – в кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах – пирит-халькопиритовые (с примесью сфалерита) штокерки и жилы. Граница между брекчированными кварцитами и кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами обозначена тектонитами (в виде брекчий и зеркал скольжения), которые местами огипсованы и ожелезнены. На глубине, вдоль узких тектонических зон медный штокерк с небольшим перерывом сменяется убогой халькопирит-пирит-молибденитовой вкрапленностью с ангидритом, которая отмечена в кварцевых диоритах в 900м от дневной поверхности. На месторождении дисперсное золото (которое отрабатывалось) ассоциировано с голубоватым халцедоновидным кварцем, развитым в виде тонких прожилков во вторичных кварцитах. На Маднеули медные руды практически исчерпаны.

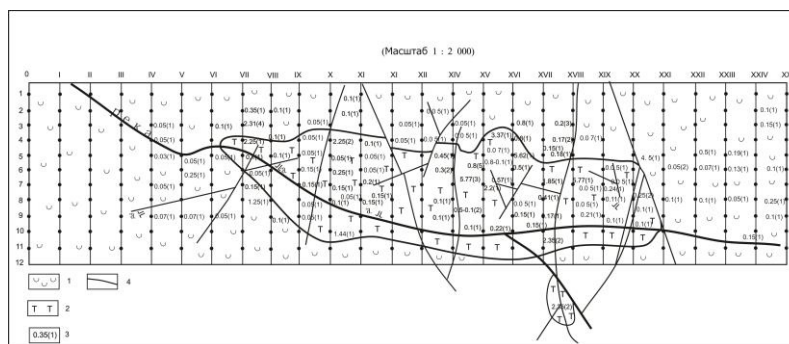


**Рис.1. Схема металлогенического районирования Мало Кавказа.**

Металлогенические зоны: I – Аджаро-Триалетская палеогеновая рифтогенная, золотоносная; II – Болнисско-Казахская, меденосная и золотоносная (Структура развилась из задугового мелового палеобасейна); III – Сомхито-Карабахская меденосная с золотом, раннеюрская-раннемеловая (фрагмент палеоостровной Малокавказско-Понтийской дуги); III<sup>a</sup>– Кафанский блок- смещенная к югу часть Сомхито-Карабахской зоны, меденосный с золотом; IV - Севано-Акеринская сутура, неогеновая, золотоносная и ртутоносная (месторождения размещены в обдуцированных и активизированных в неогене океанских осадках; раннемеловые ультрабазиты включают и хромитовые руды); V – Даралагёзский блок (северная часть Иранского микроконтинента гондванского происхождения), золотоносный и меденосный, здесь размещены крупные медно-молибденпорфировые месторождения с золоторудными сателлитами. 1-неоген-четвертичные межгорные осадки; 2- неоген-четвертичные андезитовые и базальтовые лавы; 3-границы металлогенических зон; 4- границы между южнокавказскими республиками.

Рудные узлы: 1-Вакиджварский (Au,Cu,Mo), 2- Зотский (Au), 3- Мерский (Au,Cu, Pb,Zn), 4- Дзама-Гуджаретский (Fe,Au,Cu), 5-Маднеульский (Cu,Zn, Pb, Au), 6- Алавердский (Cu,Zn,Pb,Mo), 7- Казахский (Au,Pb,Zn) , 8- Меградзорский (Au), 9- Гядабейский (Au,Cu,Mo), 10- Дашкесанский (Fe,Co,Au), 11- Зодский (Au,Hg), 12- Ордубадский (Cu,Mo,Au), 13- Кафанский (Cu,Zn,Au).

Развитие эндогенных рудообразующих систем нами рассматривается в призме процессов, протекавших на границах литосферных микроплит. Рудно-магматические палеосистемы отождествляются с диссипативными системами, находящимися в постоянном взаимодействии с окружающей средой.

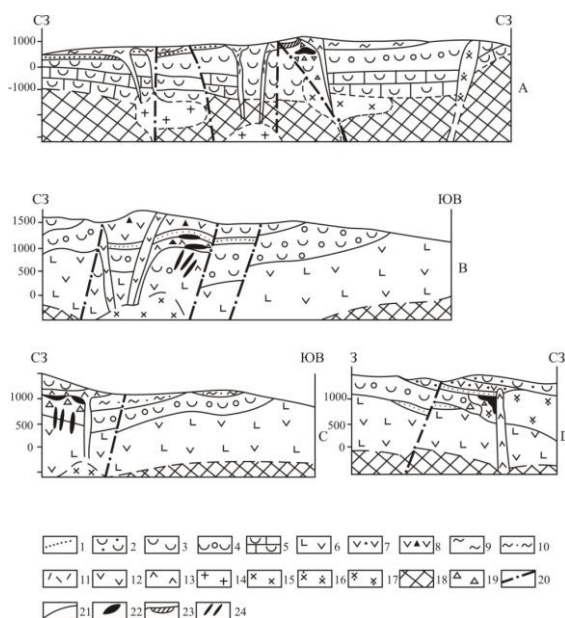


**Рис. 2. Геологическая карта части (0,2 км<sup>2</sup>) участка Вайо с результатами геохимического опробования.**

1 - Чередование пропилитизированных трахиандезитов и туффилов, 2 - гидротермально измененные сиенит-порфиры, 3 – содержание золота г/т (1) – интервал опробования (в м), 4 – разрывы с барит-сульфидной

минерализацией. Работы были проведены в 1998 году при финансовой поддержке Английской компании. Атомно-абсорбционный анализ проведен в лаборатории Департамента Геологии Грузии.

Южнее Болнисско-Казахской структуры расположена палеоостроводужная Сомхито-Карабахская зона, а юго-восточнее - смещенный вдоль субмеридионального разлома её блок, выделяемый под названием Кафанского (здесь размещены долгое время разрабатывающиеся медное Кафанское и золото-сульфидное Шаумяновское месторождения). Отмеченные блоки палеоостроводужных сооружений предпочтительно слагаются байос-верхнеюрскими вулканитами, которые осложнены, средне- и верхнеюрскими, а также и нижнемеловыми гранитоидами; для них характерны золотосодержащие медноколчеданные и меднопорфировые месторождения. Медноколчеданные отработаны, а большинство меднопорфировых требуют оценки в новых экономических условиях. На западе Сомхито-Карабахской зоны (в армянской её части) размещены эпигенетические медные руды в андезито-дацитовом комплексе байоса – в основном в его верхней части – в горизонте гиалокластитов (Алаверди, Шамлуг) и Техутское меднопорфировое месторождение (запасы 888 млн.т меди). В качестве примера приведено отработанное Алавердское месторождение. На Техуте меденосные тоналит-порфировые штоки занимают апикальные части крупной нижнемеловой кварцево-диорит-тоналитовой интрузии. Крутопадающие зоны со штокверково-вкрапленной минерализацией локализованы в экзо- и эндоконтактах порфировых тел среди кварц-серицитовых (часто с ангидритом) метасоматитов. Рудоносные метасоматиты являются поздним изменением пород – они наложены на кварц-полевошпат-биотитовые метасоматиты и пропилиты.



**Рис.3. Фрагменты рудоносных вулканоструктур Малого Кавказа.**

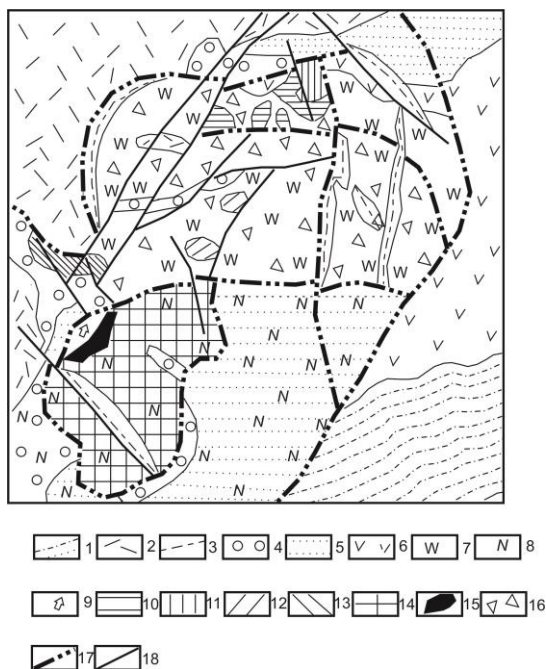
а-позднемеловой остаточной вулканодепрессии (месторождения Маднеули и Давид-Гареджи); в, с, d - средне-позднеюрских интрадуговых вулканодепрессий (в-Алавердское, с-Шамлугское и d-Кафанское месторождения).

1-карбонатно-песчаные маломощные горизонты; 2-верхнеюрский вулканогенно-терригенный флиш; 3-позднемеловые лавы андезито-дацитов, псаммо-псефитовые туфы и туффиты; 4-верхнемеловые(а) и среднеюрские(в,с,d) агломератовые (до глыбовых) туфы, туффиты и лавы андезито-дацитов; 5-раннемеловые туффиты, известняки,песчаники, лавы андезито-дацитов и андезито-базальтов; 6-раннебайосские лавы и лавобрекчии андезито-базальтов и базальтов, туффиты; 7-среднеюрские лавы андезитов; 8-батские лавы и лавобрекчии андезито-базальтов; 9-пверхнемеловые игнимбриты; 10-среднеюрские гиалокластиты; 11-позднемеловые риолиты; 12-среднеюрские андезито-дациты; 13-дациты и риодациты; 14-верхнемеловые кали-натровые гранодиориты и граниты; 15-натриевые гранодиориты; 16-верхнемеловые кварцевые диориты; 17-среднеюрские кварцевые диоритовые порфиры; 18-домезозойский фундамент; 19-эксплозивные брекчии; 20-разрывные нарушения; 21-предполагаемые границы геологических тел; 22-меднорудные тела (штокверки и брекчиевидные штокообразные); 23-баритовые залежи; 24- меднорудные жилообразные тела.

В азербайджанской части структуры известны золотосодержащие среднеюрские меднопорфировые месторождения (Хархар, Джагрчай, Шамлыг, Гаджилар и др.), масштабы минерализации которых предстоит ещё определить. Проявления ассоциируют с диоритовыми порфиритами, осложняющими среднеюрский диорит-плагиогранитный комплекс; в зонах содержание



меди колеблется от 0,3 до 0,6%, золота до 0,4г/т, а серебро достигает 50г/т. Среднеюрские месторождения палеодуги типа Хархарских являются представителями так называемой «диоритовой» модели Холлистера (Титли, Бин, 1984), для которых характерны высокие отношения меди к молибдену и относительно (по сравнению с медно-молибденпорфировыми) повышенные содержания благородных металлов в рудах (Кривцов и др., 1987). В отличие от среднеюрских меднопорфировых рудопроявлений, месторождения позднего этапа развития островной Малокавказской палеодуги, например Техутское, характеризуются крайне низкими содержаниями золота в рудах.



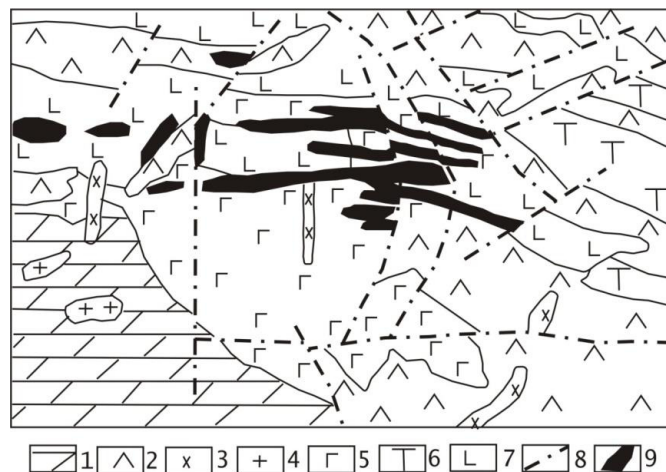
**Рис.4. Геолого-структурная карта карьера месторождения Маднеули** (картирование карьера выполнено авторами в 1984 году). 1-экструзия риодацитов; 2-лавы риолитов; 3-субвулканические риолиты; 4-витрокластические туфы; 5-псаммо-псефитовые туффиты; 6-агломератовые и псаммо-псефитовые ксенотуфы; 7-вторичные кварциты; 8-кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты; 9-скопления гипса-ангидрита; руды: 10-баритовые, 11-массивные барит-свинцово-цинковые; 12-прожилковые полиметаллические (с малой примесью барита или без него); 13-прожилковые медно-цинковые; 14-прожилково-вкрапленные медные; 15-сплошные мелкозернистые колчеданные; 16-эксплозивная брекчия; 17-пологие разрывы; 18-близвертикальные разрывы.

Скарновые магнетитовые месторождения сосредоточены в палеоостроводужных сооружениях и коллизионных структурах. На Малом Кавказе их типичным представителем является Дашкесанское месторождение (Соколов, Григорьев, 1974), на котором было сосредоточено 234 млн.т железа. Оно приурочено к синклинойной структуре, сложенной средне-верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами. Среднеюрские образования представлены покровами риодацитов, туффитами; верхнеюрские – аргиллитами, песчаниками, мергелями и известняками. Эти осадки вмещают неокомскую полифазную интрузию, состоящую из габбро, кварцевых диоритов и тоналитов. Магнетитовые залежи размещены в скарнированных верхнеюрских карбонатных отложениях – гранат-пироксеновых и дашкесанитовых скарнах. На северо-западном участке рудные залежи прослеживаются по простиранию на 1,7 км, по падению - на 1,9 км, а на юго-восточном - на 2,5 и 1,3 км соответственно. В магнетитовых рудах присутствуют сульфиды железа, никеля, кобальта, молибдена, цинка, свинца и меди. Вблизи северо-западного участка на контакте дайки диабазов с байосскими осадочными породами проявлена вкрапленная руда, состоящая из кобальтина, глаукодота, арсенопирита. По данным (Соколов, Григорьев, 1974) формирование пироксен-гранатовых скарнов по силикатным породам протекало в интервале 500-600<sup>0</sup>, а эпидот-гранатовых – при 400-500<sup>0</sup>. По мнению М.Кашкая (1965) месторождение вероятнее всего было образовано на глубинах 1,5-3,5 км в интервале температур 740-420<sup>0</sup>.

Золоторудные палеосистемы проявлены в мегаструктурах, которые испытали интенсивные тектонические напряжения. Они установлены на активизированных площадях микроплит и в сутурах – в обдущированных океанических комплексах (Зот) и в активизированных краевых частях Даралагёзского блока (Меградзор).

На Зодском рудном поле, запасы которого составляют около 100 т металла (Рис. 5) расположенном в обдущированном базит-ультрабазитовом комплексе Малокавказской сутуры, на

поверхность выведены кристаллические сланцы докембрия и ритмично-слоистые вулканогенно-осадочные отложения нижнего сенона. Аллохтонный блок, сложенный серпентинизированными ультрабазитами и габброидами, интенсивно раздроблен и осложнён внедрившимися в него дайками гранодиорит-порфиров. Вблизи последних проявлены минерализованные зоны, руды которых относят к золото-кварц-теллурическому геохимическому типу (Константинов, Бочек, 1984). Зоны маркированы кварц-карбонат-тальковыми метасоматитами. Дисперсное золото сосредоточено в пирите, а крупное самородное ассоциирует с сульфидами и теллуридами. Золото на месторождении образует и самостоятельные ассоциации с киноварью и реальгаром. Базит-ультрабазитовый комплекс испытал неравномерное зеленокаменное перерождение (амфибол-кварц-альбит-эпидотовая ассоциация). Зод проявляет некоторое сходство с древними месторождениями в зеленокаменных поясах, например с Керкленд Лейк и Холлинджер в Канаде или Ноксвил в Калифорнии (Некрасов, 1988).



**Рис.5. Схема геологического строения Зодского рудного поля ( по данным Зодской геологической партии, 1984)**

1-известняки и мергели позднего сенона; 2-базальты, их лавобрекчии и туффиты; 3-дайки гранодиорит-порфиров; 4-кварцевые диориты; 5-габбро; 6-амфиболиты; 7-серпентинизированные перидотиты ; 8-разрывы; 9-рудноносные зоны.

Меградзорское месторождение расположено на краю Даралагёзского блока. Здесь метаморфические сланцы докембрия (рис. 6) перекрыты карбонатно-терригенными флишеподобными меловыми осадками, которые, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются эоценовыми вулканогенно-осадочными флишоидами. Последние насыщены сиенитами, монцонитами, нефелиновыми сиенитами и лампрофирами. Некоторые из лампрофировых тел являются рудовмещающими. Золотоносные тела представлены узкими, но протяжёнными зонами аргиллизитов. Для месторождения характерны рудные столбы с высокими содержаниями золота (до 500г/т). Отмечено как свободное субмикроскопическое золото, так и связанное в пирите. В кварцевых жилах, помимо самородного золота, в небольшом количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды (теннантит), а также теллуриды золота и серебра (калаверит, петцит).

Характерными примерами ртутных месторождений Севано-Акеринской сутуры являются Агятагское и Левское Азербайджана.

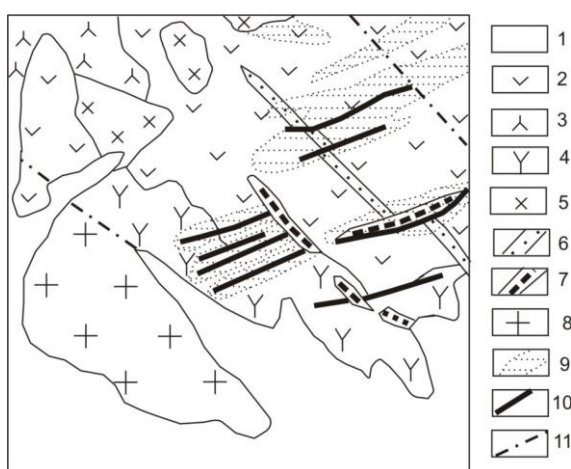
Агятагское месторождение расположено на стыке юго-западного крыла Сарыбабинского синклиория с Кельбаджарской наложенной депрессией. В пределах рудного поля верхнемеловые карбонатно-терригенные породы образуют антиклиналь. Основные ртутные рудопроявления поля размещены в нижнесеноманских отложениях и на их контакте с листовенитизированными серпентинитами. Киноварь образует прожилки и вкрапленность в брекчированной зоне – т.н. «рудном» разломе. Параметры рудного тела №1 следующие: на дневной поверхности его длина 24 м, средняя мощность 5,0 м, среднее содержание ртути 1,53%; ниже – на горизонте штольни №6 – 18,5 м при мощности 4 м и среднем содержании ртути 2,81%; глубже – на горизонте штольни №4 – 65 м при мощности 3,4 м и среднем содержании ртути 1,98%..

Левское месторождение сложено интенсивно дислоцированными карбонатными и песчано-глинистыми отложениями верхнего мела, которые прорваны риолитами, риодацитами и андезито-дацитами. На месторождении выявлено пять ртутных и одно сурьмяное тело в песчаниках и известняках кампана. Тела имеют линзовидную форму. Масштабы тел: тело №1 близмеридионального простирания, на поверхности его длина – 28 м, мощность – 2,4 м, на горизонте штольни №6 – 45 м, мощность – 7,8 м, среднее содержание ртути – 0,78%; тело №2 расположено в 25 м от первого,



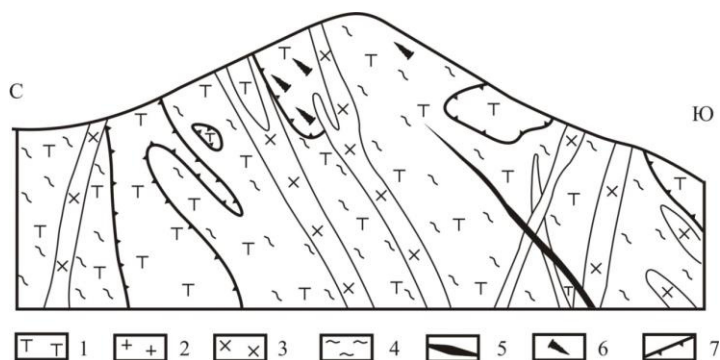
простирается на северо-запад, длина его на дневной поверхности 17 м, средняя мощность 4,2 м, среднее содержание ртути 0,78%; тело №3 имеет длину на поверхности 15 м, среднюю мощность 1,5 м, среднее содержание ртути 0,9%.

В южной части Малого Кавказа (как в Армении, так и в Азербайджане) известны молибденпорфировые и медно-молибденпорфировые месторождения ( крупное Каджаран, среднего масштаба - Агарак, Личк, Дастакерт в Армении; Гейдаг, Гей-Гель, Парагачай, Капуджих, Диахчай и др. в Азербайджане), вблизи которых размещены и золото-полиметаллические «сателлитные» рудопроявления. Некоторые из медно-молибденпорфировых отработаны. Наиболее представительным является медно-молибденовое Каджаранское месторождение (рис. 7) в Армении (запасы: 4,5 млн. т меди и около 450 тыс. т молибдена), кстати которое и сегодня эксплуатируется.. Здесь оруденение приурочено к контакту олигоценовых монцонит-сиенитов с более молодыми порфировидными гранодиоритами. Минерализованные участки насыщены интравудными (гранодиорит-порфиры) и дорудными (диоритовые порфиры, сиенит-порфиры) дайкообразными телами. На месторождении внутри рудоносного штокверка выделены дорудные амфибол-биотитовые, молибденсодержащие полевошпат-кварцевые и медьсодержащие (с молибденом) серицитовые метасоматиты. Вокруг порфировых интрузий проявлены эксплозивные брекчии, а фанеритовая рама испытала объёмное «пропаривание» – кварц-полевошпатовое изменение. Содержание меди составляет 0,2- 1%, молибдена – 0,03-0,15%. Из руд Каджарана извлекается золото, серебро, рений, селен, теллур, висмут.



**Рис. 6. Схема геологического строения Мегразорского рудного поля (по данным Мегразорской геологической партии).**

1-четвертичные отложения; среднеэоценовые: 2-трахиандезиты, туффиты, 3-нефелиновые сиениты, 5-кварцевые монцониты, 6-сиенит-порфиры, 7-щелочные лампрофиры; 8-меловые кварцевые диориты; 9-кварц-серицитовые (с карбонатом) метасоматиты; 10-жильные рудные тела: а-выходящие на поверхность, в-слепые; 11-разрывы.



**Рис.7. Схематический разрез через Центральную часть Каджаранского рудного поля (по данным Мкртчяна, Карамяна, Аревшатяна, 1969).**

1-монцониты; порфировые тела: 2-ранние гранодиорит- и гранит-порфиры, 3-поздние гранодиорит-порфиры; 4-аргиллизиты со штокверковой медно-молибденовой минерализацией; 5-кварц-сульфидные (преобладает молибденит) жилы; 6-кварц-карбонатные системы прожилков; 7-границы гидротермально изменённых пород с рудной минерализацией.

Из вышеприведённого краткого обзора явствует, что рудный потенциал Малого Кавказа определяют проявленные здесь медно-молибденпорфировые, вулканогенные медные и золотые, собственно золоторудные и скарново-железорудные месторождения. Что касается генетических представлений о развитии рудно-магматических систем, бытующих в настоящее время, то они вкратце выглядят следующим образом. Более подробная информация о генезисе руд может быть почерпнута из работ авторов (Кекелия, Ратман, Твалчрелидзе, 1987; Кекелия, Ярошевич, Ратман, 1991; Кекелия, Амбокадзе, Ратман, 1993; Kekelia et al., 2004; Баба-заде и др., 2012).

Медно- и молибденпорфировые месторождения являются типичными представителями месторождений плутоногенного класса. Здесь крупные интрузии, которые к моменту функционирования порфировых систем были раскристаллизованы, судя по чёткой зависимости руд от их петрохимического состава, играли немаловажную роль в обеспечении флюидов рудными компонентами.

**Порфировые месторождения** являются примером максимального сближения, а иногда и совмещения зон разгрузок флюидных систем с их энергоисточником. Порфировые интрузии в период функционирования флюидных систем размещались на глубинах от 1 до 3 км, а их кристаллизация происходила в интервале температур 1230-800<sup>0</sup>С (Титли, Бин, 1984; Кривцов и др., 1987). Области становления фанеритовых интрузий являлись более глубокие (5-10 км) зоны земной коры.

Многие исследователи (Титли, Бин, 1984; Кривцов и др., 1987; Кривцов, 1989; Звездов и др., 1989) пришли к выводу о том, что в рудном процессе участвовали компоненты, имеющие как магматический, так и экзогенный источники (изотопно-геохимические данные). Остается и сегодня популярной модель двух флюидов (Тейлор, 1982). Нами предпочтению отдаётся магматическому источнику рудного вещества. Минералообразование мыслится как процесс, протекающий в едином порово-водном пространстве вокруг интрузий, внутри которого рудные компоненты перемещались диффузионно и выпадали в виде золей при достижении критических температур. На температурном барьере происходило разрушение металлокомплексов за счёт увеличения температуры и соответственно усиления степени ассоциированности кислотных компонентов (H<sub>2</sub>S, HCl и др.). Предполагается, что функционированию флюидной системы предшествовали следующие события: постсолидусное остывание порфировых интрузий (800-450<sup>0</sup>С) с поступлением надкритического флюида в контракционные трещины (фронтальные зоны), а затем и вскипание флюида (450-400<sup>0</sup>С и 70-80 МПа) с его разделением на высокоминерализованный рассол и газовой-водную смесь. На уровне концентрации рассола (или зон ошелачивания флюида в результате отделения газовых составляющих) были сформированы кварц-полевошпатовые метасоматиты, а в соседних с ними зонах под воздействием смеси кислых газов и при участии ранее образованных плёночных растворов – зоны среднетемпературных пропилитов. По данным термобарохимических исследований (Рехарский и др., 1983; Титли, Бин, 1984; Ратман и др., 1985; Ярошевич, 1985; Аревадзе, 1989) пропилитовые и кварц-полевошпатовые зоны были образованы близсинхронно в интервале температур 450-300<sup>0</sup>С. При этом, если рудонакопление на молибденпорфировых месторождениях воспринимается как близсинхронное с процессом калишпатизации, то на других типах месторождений – как процесс подготовительный. На месторождениях медного профиля в начале минералообразования одновременно с кварцем выделялся и ангидрит (интервалы температур 380-340<sup>0</sup>С). Стабильное рудонакопление протекало при температурах 300-200<sup>0</sup>С и давлении около 50 МПа. В каждом конкретном участке минералообразования, в связи с отступлением критических изотерм, происходило увеличение кислотности раствора, о чём свидетельствует закономерное наложение кварц-серицитового парагенезиса на фельдшпатолиты.

На примере материала Техутского и Каджаранского месторождений, можно придти к выводу о ступенчатом формировании «порфировых» руд. Эти заключения основаны на геохимических данных. На подготовительном этапе выплавлялись магмы из низов коры и верхней мантии; затем магматические плюмы перемещались к поверхности и кристаллизовались на глубинах до 3 км. На заключительном этапе внедрялись в затвердевшие фанеритовые массивы порфировые тела, под воздействием теплового поля которых и высвобождающихся из них легколетучих компонентов, при взаимодействии с минерализованными поровыми водами зарождались и функционировали «порфировые» гидросистемы. Водно-поровое пространство в фанеритовой интрузии было закрытым, в пределах которого рудные компоненты экстрагировались из вмещающих руды пород. Рудные компоненты диффундировали в термоградиентном поле, созданным порфировыми телами, достигали областей критических температур, где и происходило выпадение сульфидных минералов.

Многие исследователи допускают, что гидросистемы **вулканогенных месторождений** цветных металлов развивались по принципу конвективной модели, подразумевающей вовлечение экзогенных вод под воздействием теплового поля интрузий в гидротермальный процесс (Франклин и др., 1984; Овчинников, 1988; Кривцов, 1989 и многие др.) При этом остается проблематичным вопрос о "специализации" околорудного пространства. В случае с медно-цинковыми месторождениями

первоисточниками металлов могли быть эффузивы и интрузии, внутри которых на этапе их застывания рудогенные элементы обособлялись в силу их геохимических свойств в минералах-концентраторах или в рудных ликватах. Из "специализированных" магматитов металлы эксрагировались перегретыми экзогенными (часто морскими) водами. Отметим также, что вулканогенные месторождения, несмотря на их различие в способах рудоотложения (на морском дне или в приповерхностных зонах земной коры), обладают рядом сходных черт (имеются в виду РТ-условия рудонакопления, зональность руд). Их гидросистемы функционировали в морских вулканодепрессиях, осадки в которых накапливались в условиях глубокого моря, средних глубин, а также в некоторых случаях осадконакопление в них завершалось в аэральных условиях

Несколько слов о **золотоносных кварцитах**, проявленных на полиформационном месторождении Маднеули. В раздробленных кварцитах кварцевые прожилки с золотом, на наш взгляд, сформировались близодновременно с эксплозивными брекчиями. Ссадка золота, кварца и малых количеств сульфидов воспринимается как одноактный процесс, связанный с дестабилизацией флюида магматогенной природы в условиях высокого окислительного потенциала уровня развития вторичных кварцитов.

В случае **же золоторудных проявлений** в вулканоплутонических поясах или на площадях микроплит, испытавших тектоно-магматическую активизацию, как следует из набора парагенных с ними магматических образований (субщелочные и щелочные породы, лампрофиры), высока вероятность зарождения их флюидно-магматических систем на подкоровых глубинах.

Источник золота для месторождений шовных зон следует искать в околорудном пространстве – базит-ультрабазитах, которые были подвергнуты интенсивной серпентинизации и пропилитизации на постколлизийном этапе в связи с внедрением малых гранитоидных тел и следовавшими за ними флюидными потоками.

Из публикаций (Эйнауди и др., 1984; Синяков, 1986) можно заключить, что **скарново-железорудные системы** функционировали как на приповерхностном, так и на абиссальном уровне. В начале система была закрытой, а затем (ретроградная стадия) она обменивалась энергией и веществом с вмещающей её средой. В рудообразовательный процесс вовлекались метаморфогенные воды; ссадка рудного вещества происходила как в процессе скарнирования пород, так и позже на фоне понижения кислотности флюидов. Об этом свидетельствуют (Синяков, 1986) железистость пироксена и граната, которая выше в гранате ( $f_{nu} \leq f_{sp}$ ). В процессе рудонакопления господствовали окислительные условия: для железоскарновых месторождений характерными являются окисножелезистые ассоциации – гранат-андрадитового ряда и эпидот.

С термодинамических позиций рассмотренные выше флюидные и флюидно-магматические системы относят к изобарным термоградиентным с вполне подвижными компонентами. Уменьшение свободной энергии в них происходит в связи с изменением состава, а также из-за совершённой ими работы над средой. Из вышеизложенного можно заключить, что флюидные системы закономерно возникают на определённых стадиях развития горно-складчатых поясов. Областью деятельности флюидно-магматических систем, как это видно из картины узлового размещения рудных полей в структуре горно-складчатого сооружения, являлись зоны влияния „консервативных», периодически испытывавших в течение тектонического цикла активизацию, трансформных структур.

Уровень опосредованности Малого Кавказа очень высок и обнаружение новых промышленно значимых руд является задачей нелегкой и трудоёмкой. На наш взгляд, некоторые из рудных районов сохраняют золотой потенциал (это Мегри-Ордубадский район, Амасия-Акеринская зона), западная часть Аджаро-Триалетии, вулканиты Болнисского района (Поладаури, Цители сопели).

## Литература

- Аревадзе В.А. (1989). Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Закавказья. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси, Мецниереба.
- Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф., Кекелия С.А., Кекелия М.А. (2012). Золотосодержащие вулканогенные месторождения цветных металлов Малого Кавказа и Восточных Понтидов и их генезис // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. №1, С. 55-90.
- Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Гирфанов М.М., Заири Н.М. (1989). Обстановки формирования медно-порфировых рудно-магматических систем. // Геология рудных месторождений, №4, С. 23-37.
- Кашкай М.А. (1965). Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Москва, Недра.

- Кекелия С.А., Ратман И.П., Твалчрелидзе А.Г. (1987). Методические рекомендации по поискам и локальному прогнозированию молибден-меднопорфировых месторождений Кавказа ( во вторично-эвгеосинклинальных зонах). Тбилиси, Сабчота Сакартвело, 1987, 70 с.
- Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. (1993). Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси, Мецниереба.
- Кекелия С.А., Ярошевич В.З., Ратман И.П. (1991). Геолого-генетические модели альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов Средиземноморского металлогенического пояса. //Геология и геофизика, №8, С. 71-79.
- Константинов М.М., Бочек Л.И. (1984). Зодское месторождение. М.Б. Бородаевская, Н.И. Бородаевский (редакторы). Геология золоторудных месторождений Европейской части СССР (Урала, Карпат, Кавказа). Москва, Министерство геологии СССР, С. 206-228.
- Кривцов А.И., Богданов Ю.В., Бородаевская М.Б., Генкин А.Д., Курбанов Н.К., Лихачев А.П., Мигачев И.Ф.(редакторы). (1987). Меднорудные месторождения – типы и условия образования. Москва: Недра, 197с.
- Кривцов А.И. (1989). Прикладная металлогения. Москва, Недра.
- Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатын Т.А. (1969). Каджаранское медно- молибденовое месторождение. Ереван, Издательство Академии Наук Армянской ССР.
- Некрасов Е.М. (1988). Зарубежные эндогенные месторождения золота. Москва, Недра.
- Овчинников Л.Н. (1988). Образование рудных месторождений. Москва, Недра, 255 с.
- Ратман И.П., Кекелия С.А., Нарозаули И.Г. (1985). Зональность молибден-меднопорфировых месторождений, связанных с диорит-тоналит-плагиогранитными комплексами (на примере Техутского месторождения, Армянская ССР). //Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 2, С. 167-177.
- Рехарский В.И., Варьяш Л.Н., Капсамун В.П., Кудрин В.А., Носик Л.П., Пашков Ю.Н. (1983). О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений. В.А. Кузнецов (ред.). Генетические модели эндогенных рудных формаций, т.1. Новосибирск, Наука, С. 135-143.
- Синяков В.И. (1986). Общие рудогенетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука,
- Соколов Г.А., Григорьев В.М. (1974). Месторождения железа. В.И. Смирнов (ред.) Рудные месторождения СССР, т.1. Москва, Недра, С. 9-108.
- Тейлор Х.А. (1982). Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. Х.Л. Барнс(ред.). Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Москва, Мир, С. 200-237.
- Титли С.Р., Бин Р.Е. (1984). Меднопорфировые месторождения. Б. Скиннер(ред.) Генезис рудных месторождений, т.1.Москва, Мир, С. 245-333.
- Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф.(1984). Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. Б.С. Скиннер (ред.) Генезис рудных месторождений, т.2. Москва, Мир, С. 39-252.
- Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. (1984). Скарновые месторождения. Б. Скиннер (ред.) Генезис рудных месторождений, т.1, Москва, Мир, С. 401-515.
- Ярошевич В.З. (1985). Генетические особенности рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Автореферат канд. диссертации. Тбилиси, 52с.
- Kekelia S., Kekelia M., Otkhmezuri Z., Moon Ch., Ozgür N. (2004). Ore-forming systems in volcanogenic-sedimentary sequences by the example of non-ferrous metal deposits of the Caucasus and Eastern Pontides. Ankara (Turkey). Mineral. Res. Expl. Bull, 129, P. 1-16.

**მცირე კავკასიონის სპილენძ - და სპილენძ-მოლიბდენოპორფირული საბადოები და მათი წარმოშობის პირობები**

**ს. კეკელია, მ. კეკელია, გ. ასათიანი, ნ. გაგნიძე, ი. მშენიერაძე**

**Porphyry Copper- and Copper-Molybdenum Deposits of the Lesser Caucasus and their Formation Conditions. S.Kekelia, M.Kekelia, G.Asatiani, N.Gagnidze, I.Mshvenieradze.** There are discussed the relationship of porphyry ore systems to the Lesser Caucasus specific development stages – the final steps of subduction and collision. The apparent dependence between intrusive massifs’ scales (phaneric Dzama massif) and ore reserves of porphyry deposits was revealed. It was also found out that the porphyry deposits are characterized by high salinity fluids and that restricts their free movement within microfissures. The most real mechanism of components movement in fluids is diffusion. According to the proposed geological-genetic model, the main stage of ore formation occurred within the entire fissured-watery area.

საქართველოს ფარგლებში - აჭარა-თრიალეთის დასავლეთ ნაწილში ცნობილია ორი მადნიანი კვანძი ვაკიჯურის (გურიაში) და მერიისის (აჭარაში), რომლებიც ატარებენ პორფირული საბადოების ზედა ზონების ნიშნებს. აქ ფართოდაა გავრცელებული მცირე ზომის მაგმური პორფირული სხეულები, ოქრო-კვარც (ხანდახან ბარიტით)-სულფიდური ძარღვები, ვულკანიტებზე და ინტრუზივებზე ზედადებულია ბრექჩირებული ზონები, რომელთა ქანების ნატეხები დაცემენტებულია კვარც-ტურმალინიანი მასალით (რომელშიც სულფიდების ჩანაწინწკვლები გვხვდება). ცნობილია, რომ პორფირული საბადოების უმეტესობა 1,5-3კმ-ის სიღრმეზეა ჩამოყალიბებული, ხოლო პორფირული სისტემების ოქროს და პოლიმეტალური ძარღვული „სატელიტები“ კი უფრო მაღალ დონეებს იკავებენ (1,5-1კმ). ამიტომ ჩვენ მიზანშეწონილად ჩავთვალეთ სომხეთის პორფირული საბადოების მაგალითზე, სადაც ავტორები მუშაობდნენ წლების განმავლობაში, განგვეხილა მადნების პირობების დაგროვების თავისებურებანი.

სპილენძპორფირულ საბადოებზე მოლიბდენისა და სპილენძის გარდა მოიპოვება აგრეთვე სხვა არანაკლებ მნიშვნელოვანი ლითონები, რომელთა შორის წამყვან როლს თამაშობს Au, Ag, Re, Se, Te, In, Be, Ga და სხვა. (Кривцовидр., 1985). Mo-Cu-პორფირული მინერალიზაცია კოლიზიური სტრუქტურებისათვისა და მასისათვის, ხოლო – Cu-პორფირული – კუნძულთა რკალურისათვის. ოქროს მარაგი ამ საბადოებზე მერყეობს 10-დან 1000 ტონამდე. ვულკანურ-პლუტონურ სარტყელებში განთავსებულ საბადოებში სპილენძის ერთ ტონაზე მოდის 20-დან 100 გრამამდე ოქრო.

**საბადოების ფორმირების პირობებზე წარმოდგენათა მიმოხილვა:**

ლიტერატურაში (Митчел, Гарсон, 1984; Титл, Бин, 1984) ხაზი ესმება სპილენძპორფირული საბადოების დროით კავშირს გარე და ოკეანურ რკალთა ვულკანურ-პლუტონური სარტყელების განვითარების დასკვნით სტადიებთან, ხოლო მოლიბდენ-პორფირულების – კონტინენტური ბლოკების (სისტემები კონტინენტი-კონტინენტი, რკალი-კონტინენტი) კოლიზიის პერიოდებთან. უმსხვილესი მოლიბდენ - და სპილენძ-მოლიბდენპორფირული საბადოები განლაგებულია ტრანსფორმული სტრუქტურების გავლენის ზონაში (მაგ. აშშ-ში ბინგემი – იუტას შტატში, კლაიმაქსი – კოლორადოს მადნიან სარტყელში). პორფირული ინტრუზიები, რომლებთანაც საბადოები პარაგენეტულადაა დაკავშირებული, როგორც წესი, მცირე მასშტაბისაა (0,5-2 კვ.კმ ფართობზე); მათი შემოჭრა ხდებოდა ჰიპაბისალურ (1-3 კმ), იშვიათად – სუბველკანურ დონეზე (Кривцов, 1983). მცირე მაგმური სხეულები თავისი პეტროქიმიური შედგენილობით არ განსხვავდება ფანერიტული ინტრუზიებისაგან. კომპონენტური შედგენილობა ინტრუზიული კომპლექსების პეტროქიმიურ თავისებურებაზეა დამოკიდებული. აღნიშნულია (Кривцов, 1989), რომ საკუთრივ სპილენძპორფირული საბადოები ასოცირებულია ნატრიუმთან გაბრო-დიორიტ-პლაგიოგრანიტულ ფორმაციებთან (სლავატსკოე – ურალზე, პანგუნა – პაპუა ახალ გვინეაში), მოლიბდენ-სპილენძპორფირულები - კალიუმ-ნატრიუმთან დიორიტ-გრანოდიორიტებთან (კოუნრადი-ცენტრალურ ყაზახეთში, ერდენტური-ობო – მონღოლეთში), სპილენძ-მოლიბდენპორფირულები – ნატრიუმ-კალიუმთან დიორიტ-გრანოდიორიტ-მონცონიტურთან (ბინგემის საბადო – აშშ), ხოლო მოლიბდენ-პორფირულები –

კალიუმთან დიორიტ-გრანოდიორიტ-გრანიტულ კომპლექსებთან (სორსკოე - რუსეთში, კლაიმაქსი - აშშ). მნიშვნელოვანი პორფირული სისტემები განვითარებულია მასშტაბური და შედგენილობით რთული ინტრუზიული კომპლექსების ფონზე. ასე მაგალითად, ბათოლიტ ბისმარკის (ახალი გვინეა) სიდიდე - 3500 კმ<sup>2</sup> (Титл, Бин, 1984). დადგენილია პირდაპირი დადებითი კორელაციური კავშირები გამადნებასა და ინტრუზიულ კომპლექსებს შორის.

მოლიბდენპორფირულ საბადოებს შორის (სპილენძ-მოლიბდენ-პორფირულების ჩათვლით) უ. უაიტის და სხვ. (Уайтидр., 1984) მიერ გამოყოფილია ორი ტიპი: გრანიტული (კლაიმაქსი), სადაც სპილენძის მოლიბდენტან შეფარდება მერყეობს 1:100-დან 1:50-მდე, ხოლო მადნის შედგენილობაში მონაწილეობს ვოლფრამიტი (გიუბნერიტი), და კვარც-მონცონიტური (ენდატო - ბრიტანეთის კოლუმბია) სპილენძის მოლიბდენტან შეფარდებით 1:30-დან 1:1-მდე და როგორც წესი შეელიტის შემცველობით მადნებში (შეელიტ-მოლიბდენიანი გამადნება). მსხვილი მადნიანი ობიექტების დამახასიათებელი თავისებურებაა - პორფირული მადანმატარებელი შტოკების მრავალჯერადი შემოჭრა.

კ. სოტნიკოვის, ა. ბერეზინას, ა. კალინინის (Сотников, Березина, Калинин, 1988) მიერ დასაბუთებულ იქნა პორფირული მაგმატიზმის განვითარების ავტონომიურობა და შემცველ ფანერიტულ პლუტონებთან მისი კავშირის არარსებობა. მათი აზრით, პორფირული ინტრუზიების მაგმის გენერაციის კერები განლაგებულია გაცილებით უფრო ღრმა დონეზე ვიდრე შემცველი პლუტონების საგები. პორფირული სხეულები, რომელთა ასაკი ხშირად 20-30 მლნ. წლით განსხვავდება შემცველი ფანერიტული "ჩარჩოს" ასაკისგან, ბევრ რაიონში ქმნის დამოუკიდებელ მრავალფაზურ სერიას და შეიცავს სიდრმული ქანების ქსენოლითებს. შემცველი პლუტონებისაგან განსხვავებით პორფირული სერიები ვითარდებოდა "პომოდრომულ-ანტიდრომული" სქემით. ადრეული პლუტონები განიხილება მადნეული ნივთიერების არსებით წყაროდ. მოყვანილია გრანიტოიდებში მოლიბდენის დაბალი შემცველობის არეების მაგალითები, რომლებიც სავარაუდოდ წარმოქმნილია პლუტონებიდან ნივთიერების ექსტრაგირების შედეგად (Сотников, Березина, Калинин, 1988).

ქაჯარანის ტიპის სპილენძ-მოლიბდენპორფირული საბადოები (Рехарский и др., 1983) განთავსებულია გაბრო-მონცონიტ-დიორიტ-გრანოდიორიტულ კომპლექსებში. პორფირული სხეულები წარმოდგენილია გრანოდიორიტ-პორფირებით, მონცონიტ-პორფირებით; მეტასომატიტების ზონალობა გამოიხატება ადრეული ფაციესების (რქატყუარაიან-კვარციანის, ტურმალინ-კვარციანის, ეპიდოტ-ალბიტის და ბიოტიტ-კვარციანის) მადნიანი (მოლიბდენიტით) მინდვრის შპატიან-კვარციანი (ხსნარები მარილიანობით 50-80 გ/ლ, ტემპერატურით - 270-420 °C და წნევით 80 Мпа) და კვარც-სერიციტიანი (სპილენძის სიჭარბით) ფაციესებით თანმიმდევრულ შეცვლაში. უკანასკნელი მეტასომატიტები წარმოქმნილია მაღალმინერალიზებული ხსნარებიდან (მარილიანობა 600 გ/ლ-მდე, მინერალ-ჩანართები გალიტი და სილვინი) 200-320 °C ტემპერატურისა და P=70 Мпа პირობებში. ითვლება, რომ მოლიბდენისა და სპილენძის ძირითადი მასების წარმოქმნა დროში დაშორებულია ერთმანეთისაგან (Рехарский и др., 1983). იზოტოპური მონაცემები მოწმობს ძირითადი მადნიანი სტადიების (მინდვრის შპატიან-კვარციანის, კვარც-სერიციტიანის) წარმოქმნაში მონაწილე გოგირდის, ჟანგბადისა და ნახშირბადის სიდრმული წყაროს სასარგებლოდ. საკუთრივ სპილენძპორფირულ და მოლიბდენ-სპილენძპორფირულ საბადოებზე, რომლებიც ასოცირდება დიორიტ-პლაგიოგრანიტულ და გაბრო-დიორიტ-გრანოდიორიტულ კომპლექსებთან, მადანმატარებელი პორფირული შტოკების უმრავლესობა წარმოდგენილია დიორიტული და კვარცდიორიტული პორფირიტებით, ტონალიტ-პორფირებითა (ტეხუთის ტიპი) და გრანოდიორიტ-პორფირებით. ყველა მათგანს ახასიათებს მადან-მეტასომატური ზონალობის მსგავსება, რომელიც გამოიხატება ტუტე მეტასომატოზის ზონის (მაგნეტიტით, ქალკოპირიტით, ბორნიტით, ოქროსმატარებელი პირიტით) შეცვლაში კვარც-სერიციტიანით (შეიცავს ქალკოპირიტის ძირითად მასას), ხოლო შემდგომ, არგილიტიზიანი ზონითაც. ეს ზონები ვითარდება ფართობრივად გავრცელებული პროპილიტების ფონზე. მოლიბდენიტი, რომელიც ჩვეულებრივ გვხვდება როგორც აქცესორული მინერალი, გამოიყოფა ადრეულ სტადიაზე ქალკოპირიტთან და ბორნიტთან ერთად.

როგორც აღნიშნავენ ს. ტიტლი და რ. ბინი (1984), კვარციან დიორიტებსა და დიორიტებში (ვ. ხოლისტერის დიორიტული მოდელი) სუსტად არის განვითარებული ფილიზიტების ზონა, სამაგიეროდ მკვეთრად არის გამოვლენილი პროპილიტიზაციისა და კალიუმისანი მეტასომატოზის ზონები. საბადოების ფორმირების P-პირობები შეფასებულია 150-150 ბარის (15-150 Мпа) სიდიდებით. მადანმატარებელი ხსნარები ხასიათდებოდა ტუტე-ქლორიდული პროფილით. მადანწარმოქმნელ მინერალებში გამოყოფილია ჩანართების სამი



კლასი, რომლებიც შეიცავს გაზურ და თხიერ ფაზას (Титл, Бин, 1984): 1. ზემარილიანები (7.5 მლ ანუ 400 მას. % NaCl-ეკვ., ჰომოგენიზაციის  $t > 750^{\circ}\text{C}$ ), 2. მაღალი მარილიანობის (ჰალიტთან ერთად, ჰომოგენიზაციის  $t = 250-600^{\circ}\text{C}$ ) 3. დაბალი მარილიანობის (4 მლ ანუ 200 მას. % NaCl-ეკვ., ჰომოგენიზაციის  $t > 450^{\circ}\text{C}$ ).

ტონალიტური ტიპის საბადოები ჩამოყალიბდა მაღალკონცენტრირებული ხსნარებიდან; მინერალწარმოქმნა ხდებოდა  $400-200^{\circ}\text{C}$  ინტერვალში, სხვა ტიპის სპილენძპორფირული საბადოებისაგან განსხვავებით “ტონალიტურ” საბადოებზე პროპილიტებისა და ფელდშპატოიდების ფონზე მასშტაბური განვითარებით სარგებლობს ფილიზიტები, რომლებიც გვხვდება რელიქტური უბნების სახით, გამოყოფილია კვარც-ალბიტ-ორთოკლაზ-ბიოტიტიანი და კვარც-ალბიტტიანი ფაციესები; ფილიზიტებში (გრეიზენისებრი მეტასომატიტების ფორმაცია) – კვარც-ანდალუზიტიანი, ჟილბერტიტ-კვარციაანი, კვარც-ჟილბერტიტ-ანჰიდრიტიანი ფაციესები.

იზოტოპურ-გეოქიმიური კვლევის შედეგები: სულფიდების  $\delta^{34}\text{S}$  მუდმივია და ახლოს დგას ნულთან (Титл, Бин, 1984; Ярошевич, 1985), ხოლო სულფატური გოგირდი დამძიმებულია 10-15%-ით. სპილენძპორფირული საბადოების უმრავლესობის გოგირდი სავარაუდოდ მაგმატოგენურია. მადანდაგროვების ადვილთან მას შეეძლო შეეღწია ორი გზით: მაგმური ფლუიდებით ტრანსპორტირების საშუალებით ან მაგმური ქანების სულფიდებიდან ექსტრაგირებით. მკვლევართა აზრით (Титли, Бин, 1984; Звездов и др., 1989), ჟანგბადისა და წყალბადის იზოტოპური თანაფარდობის მონაცემები მოწმობენ იმას, რომპორფირულ სისტემებში ჰიდროთერმალური პროცესის განვითარებასთან ერთად ძლიერდებოდა მეტეორული წყლების მონაწილეობა ამ პროცესში, თვით მადანმატარებელი პორფირული ინტრუზიები, რომლებიც უზრუნველყოფდნენ ჰიდროთერმალურ პროცესს სითბური ენერგიით, კრისტალდებოდნენ ზედაპირიდან 1-3 კმ სიღრმეზე  $1230-800^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურულ ინტერვალში. ინტრუზიების ჩამოყალიბების პოსტსოლიდისურ პერიოდს დასაწყისში თან ახლდა ექსპლოზიური ბრექჩიების ფორმირება (ტემპერატურული ინტერვალი -  $750-250^{\circ}\text{C}$ , წნევის ინტერვალი -  $200-250\text{Мпа}$  (Кривцов и др., 1987), ხოლო შემდგომ – ჰიდროთერმალური პროცესის მიმდინარეობა. ადრეულ ეტაპზე ხდებოდა მადანმოძიჯნე სივრცის მოცულობითი “გაორთქლება” გაბნეული მადნიანი ნივთიერების წარმოქმნით (კალიშპატიზაცია, ალბიტიზაცია და გაკვარცება); ძირითადი მადნიანი სტადია სპილენძპორფირულ საბადოებზე კვარც-სერიციტიანი შეცვლებთან არის დაკავშირებული; პროცესის ტემპერატურული ინტერვალი -  $730-200^{\circ}\text{C}$ , წნევის -  $150-8\text{Мпа}$ .

აღინიშნება (Шарапов и др., 1975; Попов, 1988) მოლიბდენის შემცველობის ზრდისა და სპილენძის კლების ტენდენცია ქანების შემდეგ სერიაში: გაბრიოდები, მონცონიტები, გრანიტოიდები. ნაჩვენებია, რომ მაღალვალენტიან ელემენტებთან შედარებით დაბალვალენტიანებისათვის დამახასიათებელია Me-O ქიმიური კავშირების გაწყვეტის ენერგიის უფრო დაბალი მაჩვენებლები. მოლიბდენი ადვილად ქმნის ნაერთებს ჟანგბადთან, ტიტანთან, ცირკონიუმთან, რკინასთან. იმასთან დაკავშირებით, რომ მოლიბდენს ახასიათებს ქიმიური კავშირების გაწყვეტის ენერგიის უფრო მაღალი მაჩვენებელი (ერთ კათიონზე - 411 კკალ/გ.ატომი), ვიდრე ალუმინიუმსა (264) და სილიციუმს (305), მის ნაერთებს შეუძლიათ შექმნან ჰეტეროგენული უბნები სილიკატური მდნარის სტრუქტურაში. მაგმური კრისტალიზაციის სტადიაზე მოლიბდენი გროვდება ნარჩენ მდნარში ტუტეების მაღალი აქტივობის დროსაც (უკანასკნელნი განაპირობებენ კომპლექსური სილიციუმჟანგბადიანი ნაერთების დეპოლარიზაციას). მას სილიციუმთან და ალუმინთან ერთად შესწევს მაგმატოგენურ ფლუიდში განცალკევების უნარი. გრანიტულ მდნარსა და ფლუიდს შორის მოლიბდენის განაწილების ექსპერიმენტულურმა შესწავლამ მოლიბდენის ორჟანგის ნაჭარბთან ერთად ( $t - 750^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1.5$  კბარი) აჩვენა მდნართან წონასწორული ფლუიდის არსებითი გამდიდრება მოლიბდენით (Рехарский и др., 1983). ვ. პოპოვმა (Попов, 1988) Candela, Hollan (1986) –ის დამოწმებით მიაქცია ყურადღება მოლიბდენის არაკოგერენტულობაზე, რის გამოც მოლიბდენს არ გააჩნია ქანთმასშენ მინერალებში დაგროვების უნარი. ტუტეებისა და კაჟმიწის სიჭარბე (მაგმის კოტექტიკურ შედგენილობასთან შედარებით) ადრეულ მაგმურ სტადიაზე უზრუნველყოფს გამადნებისწინანდელი კალიშპატიზაციის, გაკვარცებისა და ალბიტიზაციის პროცესის განვითარებას (Покалов, 1988). ამ პროცესის შედეგს, როგორც ჩვენ ვვარაუდობთ, წარმოადგენს კვარც-მოლიბდენიტიანი ძარღვაკებისა და ჩანაწინწკლების წარმოქმნა.

სპილენძი და სხვა ქალკოფილები, აგრეთვე კეთილშობილი ლითონები იზომორფული მინარევის სახით ჩვეულებრივ შედის მარტივი Mg-Fel-სილიკატების კრისტალურ მესერში, ხოლო მდნარში გოგირდის საკმარის რაოდენობის შემთხვევაში გაცივების საწყის ეტაპზე

გამოიყოფა სულფიდების სახით, რომლებიც გრანიტოიდებში ქმნის წვეთისებურ ჩანართებსა და გაბნეულ ჩანაწინწკლებს (Бэрнем, 1983; Рехарский и др., 1983; Попов, 1988). სპილენძის ახასიათებს ქიმიური კავშირების გაწყვეტის ენერჯის შედარებით დაბალი მაჩვენებელი -113. სწორედ ამიტომ სპილენძი მკვიდრად უკავშირდება როგორც ორვალენტიან რკინას, მაგნიუმსა და კალციუმს, რომლებსაც აქვთ მსგავსი ენერგეტიკული მაჩვენებლები (შესაბამისად- 99, 101, 116), ასევე სილიციუმ - და ალუმოსილიკატურ კარკასებსაც. ამრიგად, კეთდება დასკვნა იმის შესახებ, რომ მოლიბდენი და მასთან ერთად სხვა ელემენტებიც ( $W^{6+}$ ,  $4+$ ,  $U^{6+4+}$ ), რომლებიც ხასიათდება Me-O კავშირების გაწყვეტის ენერჯის მაღალი მაჩვენებლით, სრულად მოძრაუნარიანები არიან მაგმურ პროცესში, რაც განაპირობებს მათ კონცენტრირებას მუავე და ულტრამუავე მაგმების ნარჩენ დიფერენციალებში; სპილენძის დაბალი ენერგეტიკული მახასიათებლები, პირიქით, განსაზღვრავს მის შედარებით ნაკლებ მოძრაუნარიანობას მაგმურ პროცესში და Au, Ni, Mg, Fe, Ca-თან ერთად კონცენტრირებას ფუძე და საშუალო სიმკვრივიანობის ქანების ალუმოსილიკატებში.

საყოველთაოდ არის აღიარებული წარმოდგენა ხსნარში სპილენძის უპირატესად ერთვალენტიანი ფორმის არსებობის შესახებ, ხოლო მიგრაციის სავარაუდო ფორმებად ითვლება ქლორიდული და სულფიდური კომპლექსები (Титли, Бин, 1984; Рехарский и др., 1983; Кривцов и др., 1987). ორვალენტიანი სპილენძის ქლორიდული კომპლექსები ( $CuCl_2$  და  $CuCl_2^-$ ) ჭარბობენ ხსნარში, რომლის  $t$  -300-350°C, pH=5, ქლორშემცველობა კი - 0.003 დან 1-მდე მოლი/კგ. ქლორის უფრო დაბალი შემცველობებისას ჭარბობს ერთვალენტიანი სპილენძი  $CuClOH$  ფორმით. აღინიშნება (Рехарский и др., 1983), რომ უკანასკნელი კომპლექსი თამაშობს მნიშვნელოვან როლს სულფიდური გოგირდის  $<10^{3-}$  შემცველობისას. ხაზი ესმება აგრეთვე (Рехарский и др., 1982) მუავე და ახლონიეტრალურ ხსნარებში სპილენძის ქლორიდული კომპლექსის სიჭარბესაც.  $H_2S$  და ქლორის შესამწევი აქტივობისას კი ნაჩვენებია (Кривцов и др., 1987), რომ პიპოთეტურ ჰიდროთერმალურ ხსნარიდან ტუტექლორიდების ჯამური კონცენტრაცია მიღებულ იქნა 1 მოლი/1 კგ.  $H_2O$ ,  $\Sigma_{H_2S}$ (ხსნარი) - 0.003 მოლი/კგ  $H_2O$ ; ჟანგვა-აღდგენითი პირობები პასუხობს ჟანგბადის აქროლადობას (გამოწვეულს Ni-NiO ბუფერის მიერ) მისი ტემპერატურის 500°C-დან 350°C-მდე დაწვეისას ხდება მოლიბდენიტის დალექვა, ხოლო ქალკოპირიტის კომპონენტები კი, პირიქით რჩება ხსნარში. გარდა ამისა, ხსნარის მუავიანობის მომატება ხელს უწყობს მოლიბდენის გამოლექვას სულფიდის სახით და ერთდროულად აბრკოლებს სპილენძის დალექვას. 350-300°C ინტერვალში ერთდროულად გამოიყოფა მოლიბდენიტი და ქალკოპირიტი (აღნიშნულ ტემპერატურებზე ქალკოპირიტის ხსნადობა ზომიერად მუავე ხსნარებშიც იქნება უფრო დაბალი მათში სპილენძის საწყის შემცველობებთან შედარებით). სპილენძის დალექვა გაგრძელდება 200°C ტემპერატურამდე.

მოლიბდენისა და სპილენძის კომპლექსების მდგრადობაზე გარკვეულ გავლენას ახდენს აგრეთვე გოგირდის შემცველობის ვარიაციები და ჟანგვა-აღდგენითი პირობები. ა. კრივცოვისა და სხვათა აზრით (Кривцов и др., 1987), დალექვის მთავარ ფაქტორს წარმოადგენს ტემპერატურის დაცემა.

უნდა აღვნიშნოთ, რომ კლასიკურმა ჰიდროთერმალურმა კონცეფციამ, რომელიც ითვალისწინებდა მაგმური კერიდან ფლუიდების გამოტანას გაცივებული და კრისტალიზებადი მაგმების რეტროგრადული დუდილის გამო, დაკარგა თავისი მიმზიდველობა, ვინაიდან მას ვერ გადაუწყვეტია მადანწარმოქმნელ სისტემებში გამხსნელი მასის პრობლემა. ამჟამად უპირატესობა ენიჭება ორი ფლუიდის მოდელს, რომელიც 70-იან წლებში ხ. ტეილორის მიერ იქნა შემოთავაზებული (Титли, Бин, 1984). მის განვითარებას და სრულყოფას ხელი შეუწყო მადანმაშენ მინერალებსა და ფლუიდური ჩანართების თხევადი ფაზის ჟანგბადისა და წყალბადის იზოტოპური შედგენილობის შესწავლამ. ივარაუდება ფლუიდების ორი სისტემის ფუნქციონირება: მაგმატოგენური წყლების - ინტრუზიის აპიკალურ ნაწილში და მეტეორული წყლების, რომლებიც ინტრუზივის სითბური ველის ზემოქმედებით არის გააქტიურებული. ორი ფლუიდის მოდელი მიმზიდველია იმითაც, რომ არ მოითხოვს "არც ქიმიურ და არც ტემპერატურულ" შეცვლებს, რომლებიც ერთი ფლუიდის სქემისათვის არის აუცილებელი (Титли, Бин, 1984).

ორი ფლუიდის მოდელის ერთერთ ვარიანტს წარმოადგენს პლუტოგენურ-ჰიდროთერმალური რეციკლიზური (კონვექტიური) მოდელი (Звездов и др., 1989; Кривцов, 1989), რომლის თანახმად ენერჯის წყაროს წარმოადგენს პორფირული სხეულები; ნაპრალწარმოქმნა უკანასკნელებში კონტრაქციული ბუნებისაა, ხოლო ნაპრალეებში მაგმური ფლუიდების შეწოვა ხდება ვაკუუმური ეფექტის ხარჯზე. ამასთან გადამწყვეტი მნიშვნელობა ეკუთვნის

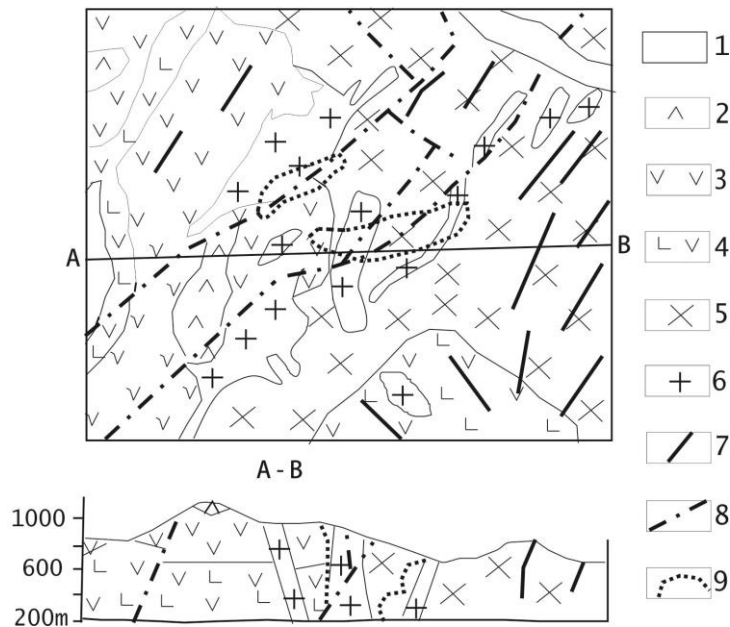
“ჩარჩოს” ქანების წყლით გაჯერებულობისა და შედწევალობის ხარისხს, წყლების ცირკულირების სიჩქარესა და ხანგრძლივობას. მადნიანი კომპონენტების მოტანა ხდება მაგმური წყაროებიდან, ასევე “ჩარჩოს” ქანებიდანაც.

და, ბოლოს, უნდა აღვნიშნოთ, რომ მაღალი ტემპერატურების პირობებში დაბალმარილიან მაგმატოგენურ წყლებს შეუძლიათ ფერად ლითონებთან ერთად აგრეთვე ოქროს ტრანსპორტირებაც (Heindrich, 2005) ამასთან სპილენძპორფირულ სისტემებში მთავარ პირობად მიჩნეულია H<sub>2</sub>S-ის საკმაო რაოდენობის არსებობა, რომელიც ამ შემთხვევაში ასრულებს ლიგანდის როლს (ბისულფიდური კომპლექსები). ფლუიდები, რომლებიც ჰეტეროგენული ფაზური გადასვლის გარეშე კუმშვის შედეგად იქცევა წყლად, მაღალი წნევის პირობებში აყალიბებს ქანში კალიუმისა და პროპილიტიანი მეტასომატიტების ზონებს. სწორედ ისინი შეიცავენ ოქროსმატარებელ სულფიდებს.

**გეოლოგიურ-გენეტიკური მოდელი (სომხეთის პორფირული საბადოების მაგალითზე):**

პორფირული საბადოების დამახასიათებელი წარმომადგენლებია ტეხუტის სპილენძის კოლიზიამდელი და კაჯარანის სპილენძ-მოლიბდენის პოსტკოლიზიური სამხრეთ კავკასიაში.

თეხუტის საბადოზე (სურ. 1, სპილენძის მარაგი ~1მლნტ.) სპილენძმატარებელ ტონალიტ-პორფირულ პალეოსისტემას უკავია მსხვილი (გაშიშვლებულია 90 კმ<sup>2</sup> ფართობზე) გვიანიურული ფანერიტული კვარც-დიორიტ-ტონალიტური ინტრუზივის აპიკალური ნაწილი. თეხუტის საბადო დეტალურადაა აღწერილი ავტორების შრომაში (Кекелия, Ратман, Твалчრელიძე, 1987). აქ ციცაბოდ დაქანებული შტოკვერკულ-ჩაწინწკლული მინერალიზაციის ზონები ლოკალიზებულია პორფირული ტონალიტური სხეულების ეგზო- და ენდოკონტაქტებში კვარც-სერიციტიან (ხშირად ანჰიდრიდით) მეტასომატიტებში. ეს მადანმატარებელი ქანები გვიანდელი წარმოშობისაა; ისინი ზედდებიან უფრო ადრინდელ კვარც-მინდვრის შპატ-ბიოტიტიან მეტასომატიტებსა და პროპილიტებს. ტეხუტის სპილენძპორფირულ საბადოზე მადანმოძიხნე არგილიზიტები ჩამოყალიბდა 145 მლნ. წლის წინათ (მათ შედგენილობაში შემავალი სერიციტის ასაკი ჩვენს მიერ განსაზღვრულ იქნა <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar მეთოდით აშშ-ს გეოლოგიური სამსახურის ლაბორატორიაში). სავარაუდოდ მადანდაგროვება მოხდა კიმერიჯულში.

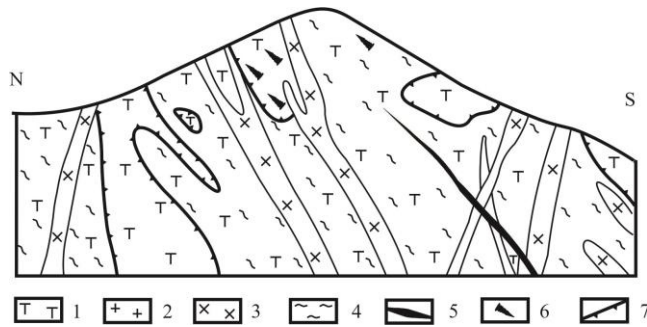


**სურ. 1.** ტეხუტის საბადოს გეოლოგიურ-სტრუქტურული რუკა. 1-ალუვიური ნალექები; 2-ბათური ანდეზიტ-ბაზალტები; 3-ანდეზიტები; 4-ანდეზიტ-ბაზალტები; ადრეცარცული ინტრუზივები; 5-კვარცის დიორიტები და ტონალიტები; 6- ტონალიტ-პორფირები; 7- ტონალიტ-პორფირები მცირემასშტაბური; 8-რღვევები; 9-მადნიანი შტოკვერკის კონტური.

ქაჯარანის საბადოზე (მარაგები: Cu - 4,5მლნ. ტ. Mo - 450 ათსტ.) გამადნება დაკავშირებულია ადრეულ მონცონიტ-სიენიტების (გაშიშვლებულია 2000 კმ<sup>2</sup> ფართობზე) და უფრო გვიანდელ პორფირისებურ გრანოდიორიტების კონტაქტთან. მინერალიზებული უბნები

გაჯერებულია ინტრამაღნიანი (გრანო-დიორიტ-პორფირიტები) და მადნამდელი (დიორიტული პორფირიტები, სიენიტ-პორფირები) დაიკისმაგვარი სხეულებით (სურ. 2). ს. მკრტჩიანის და სხვ. (Мкртчян, Карамян, Аревшатян, 1969) მონაცემებით ფანერიტული ინტრუზივის აბსოლუტური ასაკი 31-41, მადანმატარებელი პორფირიტული სხეულების 20-23, პორფირისებრი გრანოდიორიტების კი 21-25 მლნ. წელია. საბადოზე მადანმატარებელი შტოკვერკის შიგნით გამოყოფილია მადნამდელი ამფიბოლ-ბიოტიტისანი, მოლიბდენის შემცველი მინდვრის შპატ-კვარცხანის და სპილენძის (მცირე რაოდენობის მოლიბდენით) შემცველი სერიციტიანი მეტასომატიტები. გამოვლენილია აგრეთვე საერთო ტენდენცია მოლიბდენის შემცველობის გაზრდისა და სპილენძის შემცირებისა გაბროიდებიდან მონცონიტების, სიენიტებისა და გრანიტოიდებისაკენ (Рехарский и др., 1983), მონცონიტებისა და სიენიტებში სპილენძიკონცენტრირდება პიროქსენსა და რქატყუარაში, აგრეთვე ქმნის დამოუკიდებელ სუბმიკროსკოპულ სულფიდურ ფაზებს. პორფირული ინტრუზივების ირგვლივ გამოვლენილია ექსპლოზიური ბრექჩიები, ხოლო ფანერიტულმა ჩარჩომ განიცადა მოცულობითი "ორთქლში გატარება" - კვარც-მინდვრის შპატიანი შეცვლა.

ქაჯარანის საბადოზე ჰიდროთერმალური ხსნარის საერთო მინერალიზაცია, რომლის ზემოქმედებითაც წარმოიქმნა კვარც-მინდვრის შპატიანი ზონები მოლიბდენიტის გამადნებით, შეადგენდა 50-80 გ/ლ, მინერალწარმოქმნა მიმდინარეობდა 420-270°C ტემპერატურებისა და 80 МПа წნევის პირობებში. ქანების უფრო გვიანდელი კვარც-სერიციტ-ქლორიტიანი შეცვლა ქალკოპირიტის, პირიტის და მოლიბდენიტის ახალწარმონაქმნებით დაკავშირებული იყო მაღალმინერალიზებული (600 გ/ლ) ხსნარების ზემოქმედებასთან მადანშემცველ გარემოზე, მადანშემდგენელი მინერალების კრისტალიზაცია კი ხდებოდა 280-180°C-ის ინტერვალში 70 МПа წნევის დროს (Рехарский и др., 1983).



**სურ.2.** ქაჯარანის მადნიანი ველის ცენტრალური ნაწილის გასწვრივი სქემატური ჭრილი. 1-მონცონიტები; პორფირული სხეულები; 2-ადრეული გრანოდიორიტ- და გრანიტ-პორფირები; 3-გვიანდელი გრანოდიორიტ-პორფირები; 4-არგილიტები შტოკვერკული სპილენძ-მოლიბდენიანი მინერალიზაციით; 5-კვარც-სულფიდური (ჭარბობს მოლიბდენიტი) ძარღვები; 6-კვარც-კარბონატული ძარღვაკების სისტემები; 7-ჰიდროთერმალურად შეცვლილი ქანების საზღვრები მადნიან მინერალიზაციასთან.

ტესტის საბადოზე მადანშემდგენელი სულფიდების გამოყოფა ხდებოდა მაღალმინერალიზებული (800 გ/ლ-მდე) ხსნარებიდან 400-220°C ტემპერატურულ ინტერვალში დაახლოებით 100 МПа წნევის დროს (Ратман, Кекелия, Нарозаули, 1985; Аревадзе, 1989). აქ ფილიტები ზედდადებულია კვარც-ალბიტ-ორთოკლაზ-ბიოტიტისანი მეტასომატიტებისა და პროპილიტებზე. ცნობილია, რომ მინდვრის შპატის ჩანაცვლება კვარც-სერიციტიანი ასოციაციით ხორციელდება მჟავე-სუსტად მჟავე ხსნარებში. ამიტომ დასაშვებია, რომ სპილენძის და ოქროს მატარებელი ხსნარები სუსტად მჟავე იყო და სავარაუდოდ მათში Mo, Al, და Si-ს შეიცავდა ჰიდროკომპლექსები, სპილენძს კი ქლორიდული კომპლექსები (Рехарский и др., 1983; Wood, Crearer, Borzik, 1987; Кривцов и др., 1987).

Cu-Au-ს პორფირული საბადო (Endeavour-ს ჯგუფის საბადოები ავსტრალიაში, ახალ სამხრეთ უელსში) წარმოადგენს ერთერთ უძველეს საბადოს (ორდოვიკული ასაკი). Cu-ს შემცველობა 1.1 %-ია, ხოლო Au-ს 0.3 გ/ტ. აქ მჟავე შედგენილობის ვულკანიტებს კვეთს კვარც-მონცონიტური პორფირული ინტრუზია (Licford, Cooke, 2003). აქ აღინიშნება პროპილიტიზაცია, კალიუმ-სილიციუმის ჰიდროთერმალური შეცვლები, ჰემატიტიზაცია და ანჰიდრიტის არსებობა. ეს მკვლევარები ფლუიდური ჩანარების შესწავლის საფუძველზე აღნიშნავენ, რომ მადანწარმოშობის პროცესში არ მონაწილეობდა მეტეორული და ზღვის

წლები. ამ საბადოების წარმოშობა მოხდა ორთომაცემური პროცესების შედეგად. Endeavour-ის საბადოების ფორმირება მოხდა 1-1.7 კმ სიღრმეზე. მადანწარმოშობის პირველ სტადიაზე ტემპერატურა შეადგენდა 460-550°C - ს. ფლუიდის მარილიანობა – ~NaCl-35-60ექვ.%. მადანდაგროვების გვიანდელ სტადიაზე ქანების ჰიდროთერმალური შეცვლა (არგილიზაცია) ხდებოდა 350-400°C-სა და 40 wt% NaCl-ს პირობებში.

ექსპერიმენტებით დადგენილია, რომ სპილენძ-პორფირულ საბადოებში Auასოციირდება ბორნიტთან, ქალკოპირიტთან და პირიტთან. ექსპერიმენტები ტარდებოდა 400-700°C ტემპერატურაზე (Simon, Kesler, Essene, 2000). მაღალი ტემპერატურის პირობებში Auუპირატესად უკავშირდება ბორნიტს, რომელიც ასოციაციაშია მაგნეტიტთან (ბუნებრივ პირობებში გამოიყოფა მაგნიტური ანომალიები). ტემპერატურის დაწვეისას 500°C-ზე უფრო ქვევით ოქროსმატარებელია პირიტი და ქალკოპირიტი. ავტორები (Simon, Kesler, Essene, 2000) თვლიან, რომ ეპითერმალური საბადოების ჰიდროთერმული სისტემები მდიდრდებოდა Au-თ მისი ექსტრაქციის ხარჯზე სპილენძ-პორფირული საბადოებიდან მადნებსა და მადანშემცველი ქანების დაბალტემპერატურული შეცვლის პროცესში.

ლიტერატურიდან(Шараповидრ. 1975)ცნობილია, რომ სპილენძი და მოლიბდენი სხვადასხვაგვარად იქცევა მაგმური პროცესის დროს. მოლიბდენი, არის რა მაღალვალენტიანი და აქვს Me-0 კავშირის მნიშვნელოვანი ენერგია, კონცენტრირდება ძირითადად ნარჩენ მდნარში, აგრეთვე შეუძლია გამოიყოს მაგმატურ ფლუიდებში სილიციუმთან და ალუმინთან ერთად. მოლიბდენის არაკოგერენტობას, მის უუნარობას დაგროვდეს ქანთმაშენ მინერალებში, მიაქციეს ყურადღება აგრეთვე პ.კანდელამ და ნ.ჰოლანდმა (Candella, Holland, 1986). სპილენძი კი, რომელსაც აქვს ქვეუანგურ რკინასთან, მაგნიუმთან და კალციუმთან ქიმიური კავშირის გაწყვეტის შეჯერებული ენერგია, შედის Mg-Fe სილიკატების შედგენლობაში, ხოლო გოგირდის საკმაო რაოდენობის არსებობის შემთხვევაში გამოიყოფა სულფიდების სახით(Рехарскийидრ. 1983; Бернем, 1983; Попов, 1988). ფანერიტული “ჩარჩოები“, რომლებიც პორფირული სისტემების ფუნქციონირების მომენტისათვის იყო დაკრისტალებული, მათ პეტროქიმიურ შედგენილობასთან მადნების მკვეთრი დამოკიდებულების მიხედვით, არანაკლებ მნიშვნელოვან როლს თამაშობდა მადნეული კომპონენტებით ფლუიდების უზრუნველყოფაში.

როგორც ჩვენ წარმოგვიდგენია, აქროლადებით გაჯერებული აპკისებრი ხსნარების ზემოქმედება ქანთმაშენ მინერალებზე იწვევს ავტომეტასომატური მაღალტემპერატურული პროპილიტების წარმოქმნას. უკანასკნელები ქაჯარანზე წარმოდგენილია ქანების ამფიბოლ-ბიოტიტ-კვარციანი (+ქლორიტი, მინდვრის შპატი, გაფანტული სულფიდური მინერალიზაცია) შეცვლებით. ამადნადელი გარდაქმნები მიმდინარეობდა 450-300°C ტემპერატურაზე. მომდევნო ეტაპზე, რომელიც წინ უსწრებდა ფლუიდურ-მაგმური პორფირული სისტემების ფუნქციონირებას, მოხდა აირით გაჯერებული “პორფირული“ მაგმების შეჭრა ფანერიტულ “ჩარჩოში“. მათმა კრისტალიზაციამ და აქროლადების გამოყოფამ გამოიწვია ფორმირება ექსპლოზიური ბრეჩიებისა, რომლებიც არაიშვიათად შევსებულია ტურმალინ-კვარცის აგრეგატით სულფიდების უმნიშვნელო მინარევებით. თვით სხეულების შიგნით წარმოიქმნა კონტრაქციული ნაპრალები, რომლებშიც ინტრუზივების დრმა ზონებიდან შემოდიოდა ფლუიდები. ივარაუდება, რომ ფლუიდური სისტემის ფუნქციონირებას წინ უსწრებდა შემდეგი მოვლენები: პორფირული ინტრუზივების პოსტსოლიდუსური გაცივება (800-450°C) კონტრაქციულ ნაპრალებში (ფრონტალური ზონები) ზეკრიტიკული ფლუიდების მოდინებით, ხოლო შემდგომ ფლუიდის დუდილი (450-400°C და 70-80 MPa) და მისი დაყოფა მაღალ მინერილიზებულ ხსნარად და აირ-წყლიან ნარევადად.

იმ დონეზე, სადაც ფლუიდის გატუტიანება ხდება მისგან აირული შემადგენელის გამოყოფის გამო, წარმოიშვება კვარც-მინდვრის შპატიანი მეტასომაციები, ხოლო მის მოსახდვრე არეში მუავაირების ზემოქმედების შედეგად და ადრე წარმოქმნილი აპკური ხსნარების მონაწილეობით - საშუალო ტემპერატურული პროპილიტების ზონები. თერმობაროგეოქიმიური კვლევების მონაცემებით (Рехарскийидр.1983; Ратман, Кекелия, Нарозаули. 1985; Аревадзе,1989) პროპილიტიანი და კვარც-მინდვრის შპატიანი ზონები წარმოიქმნა თითქმის სინქრონულად 450-300°C ტემპერატურულ ინტერვალში. ამასთან, თუ კალიშპატიზაცია მოლიბდენ- პორფირულ საბადოებზე დროში ახლოსინქრონულია მადანდაგროვების პროცესთან, საბადოთა დანარჩენ ტიპებზე იგი აღიქმება, როგორც მოსამზადებელი პროცესი. სხვა ტიპის ჰიდროსისტემების სტაბილური ფუნქციონირება, ჩვენი აზრით, დამოკიდებული იყო თერმოგრადიენტულ ველზე (450-300°C), რომელიც იქმნებოდა მაგმური



სხეულების კრისტალიზაციისა და ჰიდრატაციის ეგზოთერმული რეაქციების ფარული სითბოს ხარჯზე. ვითვალისწინებთ რა სპილენძის შემცველი ხსნარების მაღალ მარიალიანობას, ვფიქრობთ, რომმადანმდგენელი ელემენტების გადაადგილება თერმოგრადიენტულ ველში ხორციელდებოდა დიფუზური გზით. მადანდაგროვების წინ-მსწრები პროცესებით მომზადებული ხსნარი მინერალწარმოქმნის არეში გვევლინება როგორც მეგზური და არა როგორც მადნეული კომპონენტების გადამტანი. მიგრირებადი კომპონენტები თერმოგრადიენტულ ველში აღწევს კრიტიკულ იზოთერმებამდე (პორფირული სხეულების კონტაქტების ზონები), სადაც ხდება მათი გამოცალკეება გელის სახით, შემდეგ კი კოაგულაცია. მინერალიზებული დედა წათხები (გარემო კრისტალთა ზრდისათვის) გარედან საზრდოობენ მანამ, სანამ განსაზღვრული PT პირობები შენარჩუნებული იყო კომპონენტების აქტივობის შესაბამის დონეზე.

პორფირული საბადოები ფლუიდური სისტემების განტვირთვის ზონების მაქსიმალური მიახლოების, ზოგჯერ კი მისი თავიანთ ენერგოწყაროსთან შერწყმის მაგალითსწარმოადგენს. პორფირული ინტრუზიები ფლუიდური სისტემების ფუნქციონირების პერიოდში განთავსებული იყო ზედაპირიდან 1-3 კმ სიღრმემდე, ხოლო მათი კრისტალიზაცია ხდებოდა 1230-800°C ტემპერატურულ ინტერვალში (Титл, Бин, 1984; Кривцовидр, 1987). ფანერიტული ინტრუზიების ჩამოყალიბების არეს წარმოადგენდა ქერქის უფრო დრმა (5-10 კმ) ზონები. როგორც ფანერიტული, ისე პორფირული ინტრუზიების წყარო მიწის ქვედაქერქული და ქერქისქვეშა ზონები იყო (Рингвуд, 1981; Уилли, 1983).

ბევრიმკვლევარი (Титли, Бин, 1984; Кривцовидр, 1987; Кривцов, 1989; Звездовидр., 1989) მივიდა დასკვნამდე, რომ გამადნების პროცესში მონაწილეობას იღებდა კომპონენტები, რომელთაც ჰქონდა როგორც მაგმატოგენური, ისე ეგზოგენური წყაროები (იზოტოპურ-გეოქიმიური მონაცემებით). ორი ფლუიდის მოდელი დღესაც რჩება პოპულარული (Тейлор, 1982).

ჩვენ უპირატესობას ვანიჭებთ მადანნივითიერების მაგმატოგენურ წყაროს. მინერალწარმოქმნა მოიაზრება, როგორც პროცესი, მიმდინარე ერთიან ფოროვან-წყლიან არეში ინტრუზიების გარშემო, რომლის შიგნით მადნეული კომპონენტები დიფუზიურად ერეოდა ერთმანეთს და კრიტიკული ტემპერატურების მიღწევასას გამოიყოფოდა ზოლის სახით. ტემპერატურული ბარიერის დონეზე ხდებოდა ლითონკომპლექსების დაშლა ტემპერატურის მომატებისა და, შესაბამისად, მუავე კომპონენტების ( $H_2S$ ,  $HCl$  და სხვა) ასოცირებულობის ხარისხის ამაღლების ხარჯზე. სპილენძის პროფილის საბადოებზე მინერალწარმოქმნის დასაწყისში (380-340°C) კვარცთან ერთად გამოიყოფოდა ანჰიდრიდიც. სტაბილური მადანდაგროვება მიმდინარეობდა 300-200°C ტემპერატურებზე და 50 მეგაპასკალი წნევის დროს. მინერალწარმოქმნის თითოეულ კონკრეტულ უბანზე კრიტიკული იზოთერმების უკან დახევასთან დაკავშირებით ხდებოდა ხსნარის მუავიანობის მომატება, რაზედაც მეტყველებს კვარც-სერიციტიანი პარაგენეზისის კა-ნონზომიერი ზედდება ფელდშპატიოდებზე. ხშირად ტექტონიკური მოძრაობების პერიოდული გამეორებისას მონოტონური მადანდაგროვება ნაცვლდებოდა ხსნარების ინფილტრაციით ნაპ-რალოვანი ზონების გასწვრივ და მადნეული ნივთიერების გამოყოფით მინერალწარმოქმნის ძირითადი დონეების გარეთ.

მადნეული ნივთიერების გამოყოფა შეიძლება დადებითად აიხსნას ანომალურ ტემპერატურულ წერტილებში წყლის პოლიმორფიზმის გაზრდით, რომელიც ცვლის გამხსნელის მუავე-ფუძე თვისებებს (Овчинников, 1988). ნორმალური ტემპერატურული ზონები შეიძლება ყოფილიყო ის უბნები, სადაც გროვდებოდა მუავე კომპონენტები (პირველ რიგში  $H_2S$ ), რომლებიც ურთიერთქმედებდა ლითონების ძირითად მატარებლებთან – ქლორიდულ და ოქსიდურ კომპლექსებთან. მას აუცილებლად მივყავართ სულფიდების გამოლექვამდე. ხსნარის გატუტიანებამდე  $HCl$ -ს დაკარგვის გამო და ჰიდრატაციის რეაქციამდე (მადანშემცველი ქანების კვარც-სერიციტიანი შეცვლა). მკვლევართა უმრავლესობის აზრით, ვულკანოგენური საბადოების ჰიდროსისტემები ვითარდებოდა კონვექციური მოდელის პრინციპით, რომელიც გულისხმობს ეგზოგენური წყლების ჩართვას ჰიდროთერმულ პროცესში (Франклиндრ, 1984; Овчинников, 1988; Кривцов, 1989). ამასთან ბოლომდე არ არის ნათელი გეოლოგიური სივრცის სპეციალიზაციის პრობლემა. ოკეანურ ბაზალტებში დადგენილია ქანგულ-მადნიანი გამონაყოფები ლითონების მაღალი შემცველობით (Прокопцев, Прокопцев, 1990), აგრეთვე მადნიანი ლიკვატები ტუტე ბაზალტების მინდვრის შპატებსა და კლინოპიროქსენებში (Акимцев, Шарапов, 1993).

სპილენძს და ოქროს შეუძლია შევიდეს Mg-Fe სილიკატებში, აგრეთვე გამოცალკეედეს სულფიდების ფორმით გოგირდის საკმაო რაოდენობისას (Рехарскийидр., 1983; Бэрнем, 1983). ამ



ავტორების მონაცემებით ამონთხეული ქანების ფორული სივრცის გამარილიანება ხდება 950-650°C ტემპერატურულ ინტერვალში. წვეთისმაგვარი სულფიდური გამონაყოფები ამონთხეულ ქანებში წარმოდგენილია FeS-NiS-CuS მყარი ხსნარებით, აგრეთვე ტროილიტით, პიროტინით, პენტლანდიტით, ყუბანიტით, ქალკოპირიტითა და სფალერიტით.

ზემოაღნიშნულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ პორფირული ოჯახის პლუტონოგენური საბადოები ფორმირდება კუნძულერკალური სისტემების ფარგლებში პალეოკონტინენტის კიდის განვითარების განსაზღვრულ სტადიებზე და უფრო გვიან - კოლიზიის შემდგომი ტექტონო-მაგმური აქტივიზაციის დასაწყისში. მოსამზადებელი ეტაპი, რომელიც წინ უძღვის მადანწარმოშობას, იწყება მაგმის წარმოქმნით ქერქის ძირში და ზედა მანტიამი, ხოლო შემდეგ მაგმური მასების გადაადგილებით და დაკრისტალებით. მოგვიანებით, გარკვეული ხარვეზით, ახლდება ტექტონიკური დაძაბულობები და დაკრისტალებულ ფანერიტულ მასივებში ინერგება პორფირული სხეულები. პორფირული ინტრუზიების სითბური ველისა და მისგან გამოთავისუფლებული ადვილად აქროლადი კომპონენტების ზემოქმედების შედეგად მადანმოძიჯნე სივრცის მინერალიზებულ ფოროვან წყლებზე ისახება და ფუნქციონირებს პორფირული ჰიდროსისტემები. შედარებით დახურულ წყლიან-ფოროვან გარემოში მადნიანი კომპონენტები დიფუნდირებს რთულ თერმოდინამიკურ ველში და აღწევს კრიტიკულ ტემპერატურულ ზონებს, სადაც ხდება სულფიდების ძირითადი მასის გამოყოფა.

და ბოლოს, მადან-მაგმური პორფირული სისტემების (ოქრო-სპილენძ-მოლიბდენიანი და სპილენძიანი) განვითარების თავისებურებების განხილვისას უნდა გათვალისწინებულ იქნას შემდეგი ფაქტობრივი დებულებები:

1. პორფირული მადან-მაგმური სისტემები იკავებს მკვეთრ სივრცობრივ-დროებრივ პოზიციას; მათი ფუნქციონირება უკავშირდება რეგიონის გეოლოგიური განვითარების კონკრეტულ სტადიებს, კერძოდ, სუბდუქციური და კოლიზიური პროცესების ბოლო ეტაპებს. განსხვავებული შედგენილობის მადანმატარებელი ინტრუზიული კომპლექსებისათვის დამახასიათებელია განვითარების “ანტიდრომული მიმართულება”, რაც, როგორც ჩანს, მიუთითებს მასზე, რომ მათი ფორმირებისას მონაწილეობდა ქერქული და მანტიური მაგმური წყაროები. ფუძე შედგენილობის მაგმები (მანტიური პლუმები) ასრულებდა ენერგეტიკულ როლს და იწვევდა ქერქულ ანატექსისს და სხვადასხვა კოტექტიკური გამონადნობების წარმოშობას.

დღეს აღიარებული შეხედულებების მიხედვით მადანმატარებელი ინტრუზიული კომპლექსების ფორმირება ხდებოდა 10-30 მლნ. წლების ინტერვალში. მათში და ფლუიდებში არსებული გოგირდი SO<sub>2</sub>-ს სახით (Бернем, 1983) ტემპერატურის დაწვეის დროს განიცდის ჰიდროლიზს და წარმოქმნის H<sub>2</sub>S-ს და H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-ს; ეს უკანასკნელები 350-450°C -ის ტემპერატურის პირობებში მოდა Cu-ის მატარებელ ქანთმაშენ მინერალებთან ურთიერთქმედების შედეგად ხელს უწყობენ სულფიდების გამოლექვას და ჩანაწინწკლი, გაფანტული მინერალიზაციის წარმოშობას.

პორფირულ საბადოებზე აშკარაა დამოკიდებულება ინტრუზიული მასივების სიდიდესა და მდენების მარაგებს შორის.

2. მაღალტემპერატურული პორფირული მაგმების (ტემპერატურული ინტერვალი 1230-800°C) შემოჭრა და კრისტალიზაცია ხდებოდა მიწის ზედაპირიდან 1-3 კმ სიღრმეზე. პოსტსოლიდუსის ადრინდელ სტადიაზე (ინტერვალი 800-450°C) ხდებოდა ექსპლოზიური ბრექჩიების ფორმირება და მათში კალიშპატიზაციის, გაკვარცების, პროპილიტიზაციის, გაფანტული მადნიანი მინერალიზაციის პროცესების განვითარება. პორფირული მაგმების მაღალი გაჯერება H<sub>2</sub>O-თ, HCl-თ, HF-თ, H<sub>2</sub>S-თ, SO<sub>2</sub>-თ, CO<sub>2</sub>-თ განაპირობებდა მათ მაღალ მოძრავუნარიანობას.

კაჯარანის სპილენძ-მოლიბდენ-პორფირულ საბადოზე გამოიყოფა ამფიბოლ-ბიოტიტიანი ზონა (მაგნეტიტის, ქალკოპირიტის და პირიტის გაფანტული მინერალიზაციით) და კვარც-მინდვრისშპატიანი ზონა ზედდადებული კვარც-მოლიბდენიტიანი (ზოგჯერ ქალკოპირიტით) მინერალიზაციით. უფრო გვიანდელი კვარც-სერიციტ-ქლორიტიანი ზონა (ქალკოპირიტის, პირიტის, მოლიბდენიტის, სფალერიტის, ბისმუტინის, ენარგიტის მინერალიზაციით).

ფლუიდის მინერალიზაციაა 600 გ/ლ, ჩანართების ჰომოგენიზაციის ტემპერატურა 280-190°C, წნევა 70 MPa); ბერეზიტების ზონა კვარც-სერიციტ-კარბონატული შედგენილობის გალენიტით, სფალერიტით, პირიტით და ოქროთი (მინერალიზაცია 150-50 გ/ლ, ჰომოგენიზაციის ტემპერატურა 210-140°C).

3. ჰიდროთერმალური ტუტე-ქლორიდული ხსნარები იყო ნეიტრალური ან სუსტად მჟავე; მოლიბდენი იყო ოქსიმჟავიანი ჰიდროკომპლექსების ფორმით; ს. ვუდის მიხედვით (Wood,

Crearer., Borzik, 1987) მოლიბდენის ხსნადობა არ არის დამოკიდებული Cl-ს კონცენტრაციაზე; სპილენძი შედიოდა ქლორიდულ კომპლექსებში; ალუმინიუმი და სილიციუმი – ჰიდროკომპლექსებში (Ганеев, 1984).

არსებობს მოსაზრება, რომლის მიხედვით ფლუიდებში შესაძლოა არსებობდეს მეტალური მოლეკულური კლასტერები (Летников, 1993). მათი ენერჯის წყარო გარკვეულ PT პირობებში ხელს უწყობს ფაზების სწრაფ წარმოშობას. ლეტნიკოვის მიხედვით კლასტერებს (დანაგროვებს) შეუძლიათ ბუნებრივი მემბრანების „გადალახვა“; წყალში ისინი განიცდიან ჰიდროლიზს; მათი მოლეკულური შენაერთები თვითმოწესრიგებულობის შედეგად ფართოვდება (300 და მეტი Å) და ქმნის კოლოიდებს.

4. სულფიდების გოგირდი ახლოსაა მეტეორულ სტანდარტთან, ხოლო სულფატების გოგირდი 10-15 %-ით უფრო მძიმეა. მონაცემები უანგბადისა და წყალბადის იზოტოპების შესახებ არაერთგვაროვანია. სპილენძპორფირულ საბადოებზე ჰიდროთერმალურ პროცესში მონაწილეობდა მეტეორული წყლები.

ზემოთ აღნიშნულიდან გამომდინარეობს, რომ ინტრუზიული კომპლექსები, რომლებიც შეიცავენ „პორფირულ“ პალეოსისტემებს ვითარდებოდა ხანგრძლივი პერიოდის (ათეული მილიონი წლების) განმავლობაში. ამ პროცესების ბოლო შედეგს წარმოადგენს მადნის კომპონენტების კონცენტრაცია (საბადოების წარმოშობა). ამ პროცესების ჩასახვა ხდებოდა ზედა მანტიის და ქერქის საზღვარზე და გრძელდებოდა დედამიწის ქერქის მაღალ დონეებზე ჰიდროსფეროს მონაწილეობით.

დასაწყისში მანტიური ნივთიერებების მონაწილეობით და ზეგავლენით იყო წარმოქმნილი მაგმური სხეულების მძლავრი მასივები; მათი შედგენილობა შეესაბამებოდა საწყისი ქანების კოტექტიკური გამონადნობების შედგენილობას, რომლებიც გადაადგილდებოდნენ დედამიწის ქერქის მაღალ დონეებზე და კრისტალდებოდნენ.

როგორც აღვნიშნეთ, კრისტალიზაციის პროცესში მადნიანი ელემენტები თავს იყრიდა ფორებში და მარცვლებს შორის ან ქმნიდა საკუთარ მინერალებს (სულფიდური გაფანტული ჩანაწინწკლები). მადანწარმოშობის პროცესის გაგრძელებას იწვევს მაგმური სხეულების შემცველი ბლოკების ტექტონურ-მაგმური აქტივიზაცია. შედეგად წარმოიქმნება მაღალტემპერატურული, გაზებით გაჯერებული, მოძრავუნარიანი მაგმური მდნარები, რომლებიც გადაადგილდება დედამიწის ზედაპირისაკენ და იქ კრისტალდება. ზედაპირთან ახლო მდებარე ზონებში PT – პირობები ხელს უწყობდა მაგმებიდან აქლორადი კომპონენტების გამოყოფას. ტექტონიკურად არასტაბილურ პირობებში „პორფირული“ ინტრუზიიდან ხდებოდა შედარებით მცირე მოცულობის მაგმების გადაადგილება და რქატყუარის და პლაგიოკლასის გამოყოფა მადანმატარებელი შტოკების სახით. ამასთან ერთად გაჩენილ კონტრაქციულ ნაპრალებში ხდებოდა ჰიდროთერმალური ხსნარების „შეწოვა“.

ჰიდროთერმალური პალეოსისტემის მასშტაბი მისი ჩამოყალიბების შემდეგ განისაზღვრება ჰიდროთერმალურად შეცვლილი ქანებით, სადაც აღინიშნება პროპილიტიზაცია გაფანტული სულფიდური მინერალიზაციით, მინდვრისშპატიანი და კვარც-სერიციტიანი ზონები და ზოგიერთ საბადოზე – ბერეზიტები.

ფაქტიური მასალიდან გამომდინარე პროპილიტური და მინდვრისშპატიანი ზონების ფორმირება ხდებოდა სინქრონულად, 450-300°C ტემპერატურულ ინტერვალში.

პორფირული საბადოების ფლუიდები ხასიათდება მაღალი მარილიანობით. ამის გამო მათი თავისუფალი გადაადგილება მიკრონაპრალებში გაძნელებულია. მიგვაჩნია, რომ მადანმატარებელი ფლუიდების გადაადგილების ყველაზე რეალური მექანიზმი არის დიფუზია. გ. ნაუმოვის მიხედვით (Наумов, 1990) NaCl-ს დიფუზიის ეფექტური კოეფიციენტი ჰიდროთერმალურ ხსნარში უდრის  $10^{-4}$  სმ<sup>2</sup>/ს. ამ სინქარით დიფუზიის შედეგად მადნის კომპონენტები გადაადგილდება 1 მლნ. წელიწადში 1 კმ-ით. სინქარე შესაძლოა გაიზარდოს საფეხურებრივი დიფუზიის დროს (ვიბროდიფუზია). მადნიანი კომპონენტების მიგრაცია წყლებოდა მაშინ, როცა ჰიდროთერმები აღწევდა კრიტიკული იზოთერმების ან გეოქიმიური ბარიერის არეს. აქ ხდებოდა მათი გამოყოფა ზოლის სახით და შემდგომი კოაგულაცია.

წარმოდგენილი მოდელის თანახმად, მადანწარმოშობის ძირითადი ეტაპი მიმდინარეობდა ერთიანი ნაპრალოვან-წყლიანი სივრცის ფარგლებში, მადნიანი კომპონენტების გადაადგილება ხდებოდა დიფუზიის გზით; კომპლექსური შენაერთების დაშლას კი ხელს უწყობდნენ მჟავე კომპონენტები - H<sub>2</sub>S, HCl და სხვა.

ჰიდროთერმული პროცესის დასაწყისში მაღალი ტემპერატურის პირობებში სულფიდებთან ერთად (ზოგ შემთხვევაში უფრო ადრე), გამოიყოფოდა ანჰიდრიტი (კვარც-

ანჰიდრიტის პარაგენეზის გაზურ-თხევადი ჩანართების ჰომოგენიზაციის ტემპერატურა უდრის 380-340°C). შემდგომ, როგორც გამომდინარეობს ფაქტიური მასალიდან, მინერალწარმოშობა გრძელდებოდა 300-200°C -ს ინტერვალში (მოლიბდენ-სპილენძ-პორფირული და სპილენძ-მოლიბდენ-პორფირული საბადოებისათვის).

მინერალწარმოშობის პროცესში სპილენძი, ტყვია, თუთია, ოქრო ამჟღავნებს განსხვავებულ ქცევას, რადგან სულფიდების ხსნადობა დამოკიდებულია ტემპერატურაზე და H<sub>2</sub>S-ს კონცენტრაციაზე. სპილენძის მინერალების ხსნადობა უფრო მეტად არის დამოკიდებული ტემპერატურაზე ვიდრე ტყვიისა და თუთიის მინერალების (Франклин, Лайдон, Сангстер, 1984); სპილენძისა და თუთიის მინერალების გამოყოფისათვის საჭიროა H<sub>2</sub>S-ს მაღალი კონცენტრაცია (Ганеев, 1989). დასაშვებია, რომ მინერალწარმოშობისას გოგირდის პარციალური წნევა საკმარისია სპილენძის გამოყოფისათვის. ტყვია და თუთია, აგრეთვე ოქრო, არ გამოიყოფა მყარი ფაზის სახით. ამ ელემენტების ქლორიდული ლიგანდი იცვლებოდა პიდროსულფიდურით; ამიტომ ჟანგბადის მაღალი პოტენციალის პირობებში ხდებოდა სულფიდებისა და სულფატების ერთდროული გამოლექვა.

#### ლიტერატურა

- Candella P.A., Holland N.D. (1986). A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: the origin of porphyry-tape ore deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 81. P. 1-19.
- Heindrich Ch. A. (2005). the physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. // *Mineralium Deposita*. 39, P. 864-889.
- Simon G., Kesler S., Essene E. (2000). Gold in Porphyry Copper Deposits: Experimental Determination of the Distribution of Gold in Cu-Fe-S System at 400 ° to 700°C. // *Economic Geology*, Vol. 95, #2. P. 259-270.
- Wood S.A., Creaser D.A. and Borzik M.P. (1987). Solubility of the assemblage pyrite-pyrrhotite-magnetite-sphalerite-galena-gold-stibnite-bismuthinite-argenite-molybdenite in H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> solution from 200° to 350°C. // *Economic Geology*. Vol. 82. P. 1864-1887.
- Акимцев В.А., Шарапов В.Н. (1993). «Рудные» эффузивы борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. // *Доклады Академии Наук России*, Т. 331. №3. С. 329-331.
- Аревадзе В.А. (1989). Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Закавказья. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси. Мецნიერება.
- Бэрнем К. В. (1983) Значение летучих компонентов, В кн: (под ред. Х. Йодера) Эволюция изверженных пород. Москва: Мир. С. 425-467.
- Ганеев И.Г. (1984). Физико-химическая модель переноса минерального вещества гидротермальными растворами. // *Известия АН СССР*. 6. С. 66-80.
- Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Гирфанов М.М., Заири Н.М. (1989). Обстановки формирования медно-порфировых рудно-магматических систем. // *Геология рудных месторождений*. №4. С. 23-37.
- Кекелия С.А., Ратман И.П., Твалчрелидзе А.Г. (1987). Методические рекомендации по поискам и локальному прогнозированию молибден-меднопорфировых месторождений Кавказа (во вторичноэвгеосинклинальных зонах). Тбилиси. Издательство «Сабчота Сакартвело».
- Кривцов А.И. (1983). Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. Москва, Недра.
- Кривцов А.И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. (1985). Зональность и золотоносность руд меднопорфировых м-ний. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Москва: ВИЭМС.
- Кривцов А. И., Богданова Ю. В., Бородаевская М. В., Генкин А. Д., Курбанов Н. К., Лихачев А. П., Мигачев И. Ф. (1987) (ред). Меднорудные месторождения – типы и условия образования. Москва. Недра.
- Кривцов А.И.(1989). Прикладная металлогения. Москва, Недра.
- Летников Ф.А. (1993). К проблеме синергетики геологических систем. // *Геология и геофизика*, №1. С. 34-56.
- Митчелл А., Гарсон М. (1984). Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. Москва, Мир. 496 с.
- Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатын Т.А. (1969). Каджаранское медно- молибденовое месторождение. Ереван, Издательство Академии Наук Армянской ССР.
- Наумов Г. Б. (1990). Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования. В кн: Основные проблемы рудообразования и металлогении. Москва: Наука. С. 167-183.
- Овчинников Л.Н. (1988). Образование рудных месторождений. Москва, Недра.
- Покалов В. Т. (1988). Модель плутоногенных молибденовых месторождений. В кн: Рудообразование и генетические модели эндогенных медных формаций. Новосибирск: Наука. С. 217-224.

- Попов В.С. (1988). О магматических источниках рудного вещества молибден и меднопорфировых месторождений. //Геология рудных месторождений. №4. С. 38-47.
- Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. (1990). Образование металлоносных гидротерм на дне океана. //Известия Академии Наук СССР, серия, геологическая. №4. С. 34-44.
- Ратман И.П., Кекелия С.А., Нарозаули И.Г. (1985). Зональность молибден-меднопорфировых месторождений, связанных с диорит-тоналит-плагиогранитными комплексами (на примере Техутского месторождения, Армянская ССР). // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 2. С. 167-177.
- Рехарский В.И., Варьяш Л.Н., Капсамун В.П., Кудрин В.А., Носик Л.П., Пашков Ю.Н. (1983). О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений. В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. Новосибирск: Наука. С. 135-143.
- Рингвуд А.Е. (1981). Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Калинин А.С. (1988). Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов. В кн: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. С. 232-240.
- Тейлор Х.А. (1982). Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. Х.Л. Барнс (ред.). Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Москва. Мир. С. 200-237.
- Титли С.Р., Бин Р.Е. (1984). Меднопорфировые месторождения. Б. Скиннер (ред.) Генезис рудных месторождений, т.1. Москва. Мир. С. 245-333.
- Уайт У., Бухатрой Ф. Ф., Камилли Р. Дж., Ганстер М. В., Смит Р. П., Ранга Д., Стейнинггер Р. (1984). Основные черты и происхождение молибденовых месторождений типа Клаймакс. В кн: (ред. Б. Скиннер) Генезис рудных месторождений. Том 1. Москва: Мир. С. 334-400.
- Уилли Р.Дж. (1983). Петрогенез и физика Земли. Х.С.Йодер (ред.) Эволюция изверженных пород. Москва, Мир. С. 468-503.
- Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф., (1984). Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. Б.С. Скиннер (ред.) Генезис рудных месторождений. Т.2. Москва. Мир. С. 39-252.
- Шарапов В.Н., Шипулин Ф.К., Рехарский В.И., Розбианская А.А., Пашков Ю.Н., Капсамун В.П., Звягинцев Л.И., Ланге Е.К., Канцель А.В., Аветисян Г.Г., Сухоруков Ю.Т. (1975). Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение. Москва, Наука.
- Ярошевич В. З. (1985) Генетические особенности месторождений основных рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Автореферат кандидатской диссертации. Тбилиси.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127  
УДК 553.26(479.22)

სასარბებლო წილისქულის გამოცემა

## RELATION OF THE BOLNISI ORE DISTRICT MINERALIZATION WITH LATE CRETACEOUS VOLCANIC ACTIVITY AND GEODYNAMIC DEVELOPMENT

V. Gugushvili, N. Popkhadze, I. Shavishvili\*

\*Caucasus Mining Group LTD, Tbilisi, Georgia

ბოლნისის მადნიანი რაიონის გამადნების კავშირი გვიანცარცულ ვულკანურ აქტივობასთან და გეოლინამიკურ განვითარებასთან. ვკუგუშვილი, ნ.ფოფხაძე, ი.შავიშვილი. ბოლნისის მადნიანი რაიონი ტეთის-ევრაზიის მეტალოგენური სარტყლის შემადგენელი ნაწილია. სარტყელი აგებულია ოქრო-სპილენძ-პორფირული და ეპითერმული მადალი და მცირე სულფიდური საბადოებით, ოქროს მცირე სულფიდური გამადნებით და სტრატიმორფული სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოებით. ტეთისის ოკეანე ადრეპალეოგენურში დაიხურა და დღეს მის რელიქტებს ხმელთაშუა ზღვა და იზმირ-ერზინჯან-სევანის ოკეანური ნაკერი წარმოადგენს.

ბოლნისის მადნიანი რაიონი წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძ-პორფირული და ოქრო-პოლიმეტალური საბადოებით, რომელთაც ახლავს ეპითერმალური უსულფიდო ოქროს მინერალიზაცია. ისინი ზედაცარცულ ვულკანურ კომპლექსშია განლაგებული. მათი ფორმირება, ტეთისის ოკეანის ჩრდილოვერგენტულ კონვერგენციას და აქტიური კიდის

გეოლინამიკური განვითარების გვიანსუბდუქციურ სტადიას უკავშირდება. გვიანსუბდუქციური სტადია ორი ეტაპითაა წარმოდგენილი, რომელთაც ორი განსხვავებული ტიპის ვულკანიზმი და მადანწარმოშობა ახლავს. პირველი – კუნძულთა-რკალური ტიპის ვულკანიზმით ხასიათდება. იგი უკავშირდება სენომან-სანტონური ასაკის ნორმულ სუბდუქციას, ხოლო მეორე – სუბდუქცირებული ფილის კამპანურ ტრანსფორმაციას (გალუნვას და გახლეჩას), რამაც ვულკანურ კერებში ასტენოსფერული მასალის შეღწევა და მანტიური გავლენა განაპირობა. ეს კი ტურონ-სანტონური კუნძულთა რკალური ვულკანური აქტივობის „ბეკარკულში“ გადასვლის ტენდენციაში გამოიხატა.

The Bolnisi ore district occurs in the Tethyan-Eurasian metallogenic belt (Fig. 1) that formed at the late subduction stage of development, on the Eurasian active margin of the Tethys Ocean.

The volcanic and magmatic activity in the ore district was displayed in the alternation of two stages of acid and basic volcanism (Fig. 2).

The first - Turonian-Santonian stage of acid volcanic activity, represented by the Mashavera suite built up of rhyodacite tuffs, tuff-breccias and tephroids (Fig. 2). It is terminated by ignimbrite ejection and cauldron subsidence and intrusion of rhyolites around ring structure of collapsed caldera. The second stage – the Campanian (Gasandami suite) also is completed by ignimbrite ejection, cauldron subsidence and rhyolite extrusions. Both stages of acid volcanic activity by two phases of basic volcanism – andesite-basaltic (Tandzia suite) and alkali olivine basaltic (Shorsholeti suite) were completed. The products of the latter by Maastrichtian and Danian limestones are overlain (Fig. 2).

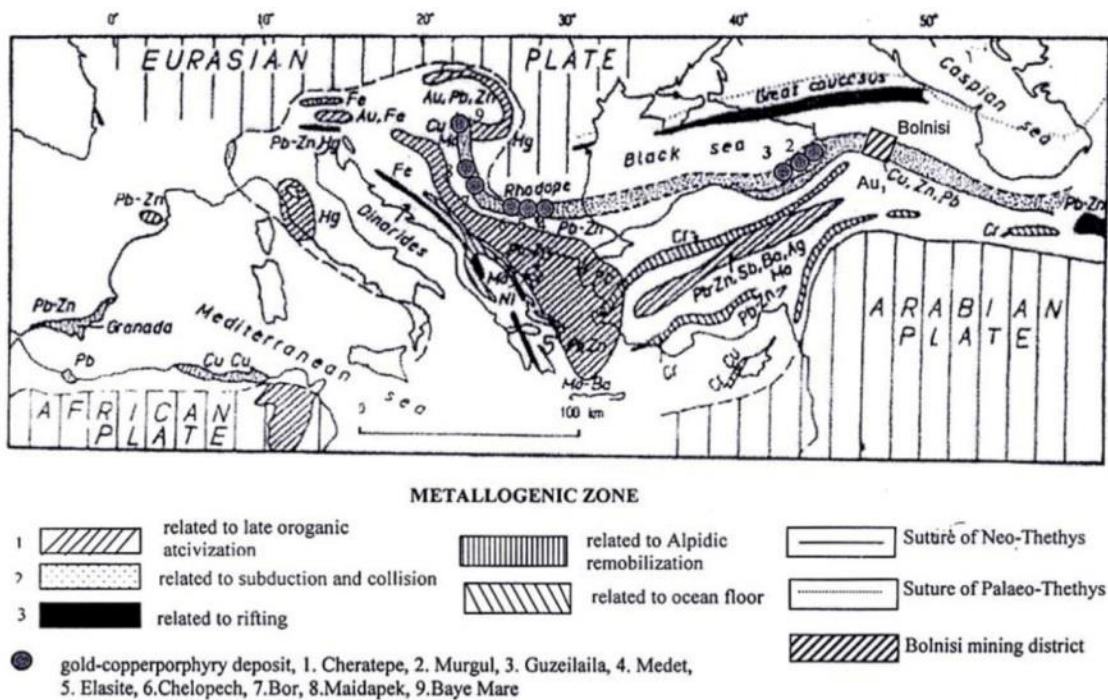


Fig. 1. Tethys-Eurasian metallogenic belt (after Jankovich, 1997)

Volcanic activity and mineralization of the Bolnisi ore district was related to two stages of Upper Cretaceous geodynamic development (Fig. 3). The first stage - Cenomanian-Santonian related to normal subduction, manifested in island arc (VAG) type volcanic activity and accompanied with porphyry and epithermal type of mineralization. The second stage (Campanian) was concerned with transformation of the subducted slab (roll back, hinge retreat) and was represented by ORG type volcanism with epithermal nonsulfide gold mineralization coinciding with potassium alteration and baritization. Later in the Campanian time, deformation of the subducted slab was intensified by disrapture and detachment caused by intrusion of astenosphere material and invasion of gabbro-diabasic and gabbro-dioritic stocks (conductors of hydrosulfide ore-bearing fluids) that produced gold-copper-base metal mineralization. The latter coincided with high temperature propylitization (Gugushvili et al, 2014). This stock should be apophyses of volcanic chamber, from which later on eruption of alkali olivine basalt of the Shorsholeti suite took place. These olivine-bearing basalts are characterized by geochemical criteria of the depleted Ocean Ridge Basalt (ORB) (Fig. 3, 4).

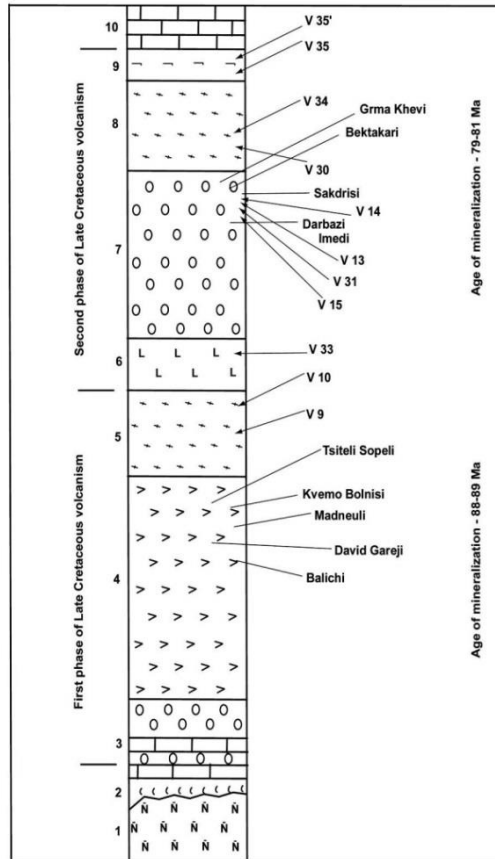


Fig. 2. . Lithological column of Upper Cretaceous volcanic series (stratigraphic division according to data of Sh. Adamia (Adamia, Dudaori, 1960). 1 - Paleozoic granite-metamorphic basement, 2 - conglomerates, 3 - alternation of Cenomanian andesite-dacite volcanite and limestones, 4 - alternation of Turon-Coniacian rhyodacite tuffs, tephroids and lava flows (Mashavera suite), 5 - Lower Santonian ignimbrites, 6 – alternation of Campanian andesite-basalts, andesites and their tuffs (Tandzia suite), 7 – Campanian rhyodacite and dacitic tuffs and lava flows (Gasandami suite), 8 - Campanian ignimbrites, 9 - Campanian alkali olivine basalts (Shorsholeti suite), 10 - Maastrichtian-Danian limestones

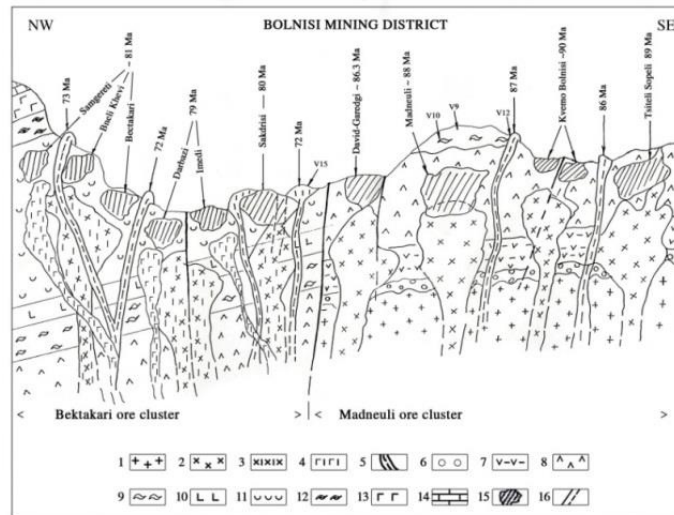


Fig. 3. Schematic section through Madneuli and Bektakari ore clusters. Legend: 1 - Paleozoic granite-metamorphic basement, 2 - granodiorite (VAG) intrusives, 3 - granodiorite (ORG) intrusives, 4 - gabbro-diacitic and gabbro-diorite (ORB) stocks and veins, 5 - rhyolite extrusive domes, 6 - intraformation conglomerates, 7 - Cenomanian andesite-dacitic tuffs alternating with limestones, 8 - Turonian-Coniacian rhyodacitic tuffs and tephroids (Mashavera suite), 9 - Lower Santonian ignimbrites (Mashavera suite), 10 - Campanian andesite-basaltic lavas and tuffs (Tandzia suite), 11 - Campanian rhyolite-dacitic tuffs and lava flows (Gasandami suite), 12 - Campanian ignimbrites (Gasandami suite), 13 – Campanian alkali olivine basaltic lavas and tuffs (Shorsholeti suite), 14 – Maastrichtian limestones, 15 - deposits and occurrences, 16 - faults



Potassium alteration was related to ORG granodiorites and high temperature propylitization - to gabbro diabase stocks. This phenomenon may be explained by the injection of astenospheric material. It resulted in potassium feldspar alteration accompanied by nonsulfide gold mineralization at the first stage, while farther on the temperature increase in hydrosulfide fluids gave rise to synore high temperature epidote-zoisite propylitization. The latter coincided with gold-bearing proper sulfide mineralization. Temperature of the formation of gold-copper base metal mineralization was 350-400°C (Gogishvili., Zuliashvili, 1959), the same as the temperature of synore epidote-zoisite propylitization. It is noteworthy that proper sulfide-gold-copper-base metal mineralization and high temperature propylitization products replace the nonsulfide gold-bearing quartz-potassium feldspar metasomatites of ORG volcanics.

The regional fault, that cut the Bolnisi ore district was connected with transformation and detachment of subducted slab in the Campanian time and manifested in the intrusion of astenospheric material into crustal magma. As shown on discriminant diagram of Nb-Y created according to Pearce's method (Pearce et al., 1984) (Fig. 5), Campanian rhyolites (72-73ma) of NW block are disposed in Ocean Ridge Granite (ORG) field, whereas Santonian rhyolites of SE block dated as 86.5ma are disposed in Volcanic Arc granite (VAG) field that points to normal subduction without the intrusion of astenospheric material.

Volcanic arc (VAG) character of Santonian rhyodacites is confirmed by Sr and Pb correlation of isotopes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705-0.710$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38$  and by high content of Rb, Ba, Pb and Th (Gugushvili et al., 2002, Gugushvili et al., 2014).

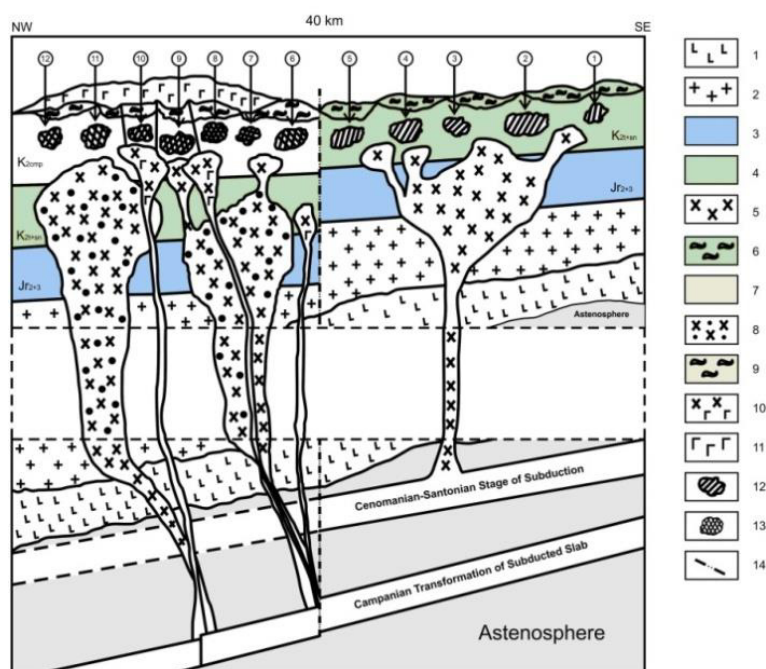


Fig. 4. Cretaceous stage of geodynamic development. Deposits of Madneuli ore cluster (1-5): 1) Tamarisi, 2) Tsitelsopeli, 3) Kvemo Bolnisi, 4) Madneuli, 5) David Gareji; deposits of the Becktakari ore cluster (6-12): 6) Sakdrisi, 7) Imedi, 8) Darbazi, 9) Becktakari, 10) Samgereti, 11) Bneli-Khevi, 12) Grma-Khevi.

Legend: 1 - basaltic crust, 2 - Paleozoic granite-metamorphic basement, 3 - andesite-basaltic series of the Middle and Upper Jurassic, 4 - Turon-Coniacian rhyodacitic volcanic series, 5 - Turon-Coniacian VAG, granodioritic intrusives, 6 - Lower Santonian ignimbrites, 7 - Campanian rhyodacite volcanites, 8 - Campanian ORG granodioritic intrusive, 9 - Campanian ignimbrites, 10 - Campanian gabbro intrusive, diabased, 11 - Campanian alkali olivine basalts (Shorsholeti suite), 12 - deposits of Madneuli cluster, 13 - deposits of Gasandami cluster, 14 - faults.

In alkali olivine basalt of the Shorsholeti suite, that overlie ore-bearing acid volcanites (containing mineralization of the Becktakari ore cluster), mantle influence was enhanced. It is confirmed by the (K/La) N-(K/Yb) N diagram created according to Sun and Macdonough (1989) - Fig. 6, where Shorsholeti basalts are disposed in the field of depleted basalts of Ocean Ridges. They are enriched in LREE and HFSE and are depleted of HREE [(La/Sm) $n=2.89$ , (L/Yb) $n=8.17$ , (Sm/Yb) $n=2.83$ , (Yb) $n=7.35$ ]. Such proportions of distribution of light and heavy REE in basalts of the Shorsholeti suite (according to Ch.Hudges' conception) verify their similarity to the depleted basalts of Ocean Ridges (Hudges, 1988). Therefore, mantle influence at this stage significantly increased by enrichment of Campanian volcanic chambers of the Shorsholeti suite with astenospheric material; it should be a result of hinge retreat intensification and disruption of the subducted slab

(Gugushvili et al., 2002). It coincided with the extension, causing crustal thinning and transformation of island arc situation into back arc environment.

The similar development was described in Paraguishte ore district (Bulgarian Srednegorie) by A. von Quadt, R. Moritz et al., 2005. This district belongs to the same metallogenic belt and developed at the late stage of subduction. Here, also hinge retreat caused transtensional block faulting and subsidence conditioned by intensification of intrusion of asthenospheric material. The slab retreat was accompanied by the extension that led to overall crustal thinning and transformation of island arc setting into back arc environments. Younger volcanics of the Elshitsa, Vlaikov Vrukh and Tsar Asen deposits (75-86ma) are characterized by distinct mantle influence, whereas host rocks of the Chelopech and Elatsite deposits (92ma) have distinct crustal signature.

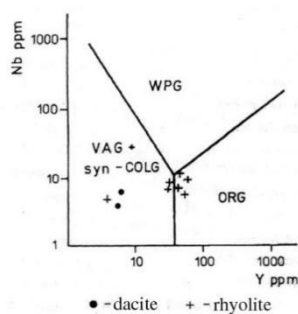


Fig. 5. Disposition of dacites and rhyolites of the Bolnisi ore district on the discriminant diagram of Nb/Y according to Pearce method (Pearce et al., 1984)

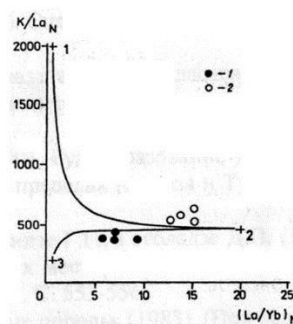


Fig. 6. Disposition of alkali olivine basalt of the Shorsholeti suite and andesite basalts of the Tandzia suite on the diagram of interrelation  $(K/La)_n$ - $(La/Yb)_n$  according to the method of Sun and Mac Danough, 1989. 1 –alkali olivine basalts, 2 - andesite-basalts

Campanian transformation of the subducted slab had also an effect on geological structure of the Bolnisi ore district. The disruption of slab manifested in transtensional fault, dividing the district into two “giant” blocks: the uplifted and subsided (Fig. 3, 4). Campanian volcanics and mineralization were eroded from the uplifted block, which consists of the Madneuli ore cluster with Turonian-Coniacian mineralization (88-90ma). In the subsided block preserved Campanian volcanics and mineralization are represented by the Bektakari ore cluster (79-81ma) (Gugushvili et al, 2014).

Mineralization of the Madneuli cluster and volcanic activity were induced by normal subduction, while mineralization of the Bektakari cluster was controlled by transformation of the subducting slab. At the same time both of them belong to porphyry style of mineralization, however the types of process of mineralization distinctly differ. Proper sulfide and nonsulfide mineralization of the Madneuli cluster were synchronous processes and displayed in zonality: the lower proper sulfide zone alternates with the upper nonsulfide one. The similar interrelation between the proper sulfide and nonsulfide mineralization in the Madneuli deposit was also described by S.Kekelia, M.Kekelia (2002). The mineralization in the silicified and argillized rocks represents the products of acid leaching, whereas in the Bektakari cluster acid leaching as the first stage of alteration is not established. The nonsulfide mineralization related to potassium alteration occurred at the first stage of mineralization, while the proper sulfide mineralization and the concomitant propylitization replaced the gold-bearing quartz-potash feldspar metasomatites. Thus, zonality of mineralization is not confirmed.

In the zone between these two clusters two deposits are disposed. They are characterized by some features of opposite cluster. So, in the David Gareji deposit of the Madneuli cluster gold-bearing potassium metasomatites occur. Here proper sulfide-gold-copper base metal mineralization is characterized by high grade of gold (4-4.5ppm) that is not characteristic of proper sulfide ores of Madneuli deposits, where average gold grade does not exceed 0.8ppm. At the same time, synore high temperature propylitization is not established here. At the Sakdrisi deposit of the Bektakari cluster, nonsulfide mineralization is related to quartz-chalcedony and quartz-barite stockworks; the proper sulfide mineralization is characterized by high grade of gold (average 5ppm) and synore high temperature propylitization.

In the Bolnisi ore district rigid granite-metamorphic basement is covered by the Mesozoic-Cenozoic volcanic-sedimentary series, including Upper Cretaceous ore-bearing volcanic suites. The latter is slightly folded, but intensively faulted and is characterized by the block structure. Transtensional fault divided the area in two “giant” blocks, related to disruption of the subducted slab (Fig. 4). Both of them are dissected into numerous lesser blocks due to stock invasion and tumescence, cauldron subsidence, hydrothermal explosions and other types of syn- and postvolcanic tectonic activity.

Transtensional faulting and “giant” block formation are postmineralization processes, whereas the tumescence and cauldron subsidence induced block formation belong to premineralization process, because the mineralization took place before ignimbrite ejection and cauldron subsidence. Some deposits are also separated from each other by faulting and are disposed on postmineralization blocks, i.e. David Gareji and Catarkaiya deposits (Fig. 7). Some deposits are divided by faults into two postmineralization blocks (Kvemo Bolnisi, Imedi) (Gugushvili et al., 2014). Mineralization of the Tsitelsopeli deposit (Fig. 8) occurs both in the subsided block of caldera and in the adjacent uplifted block preserved after caldera collapse. In the Tsitelsopeli deposit, the mineralization process was preceded by cauldron subsidence, as it was in the Madneuli deposit, where mineralization is entirely located in the collapsed block. The investigation of block structures is necessary and rather important for planning further exploration in the Bolnisi ore district.

The porphyry style mineralization of the Bolnisi ore district is related to intrusive stocks (conductors of ore-bearing fluids), conditioning the tumescence and later ignimbrite ejections and cauldron subsidence. All of them are characterized by ring structures. The ring structures are exploration criteria (indicators) for discovering hidden ore bodies.

The ring structures in the district are established as a result of paleovolcanological investigations (including identification of ring structures of cauldron subsidence according to rhyolitic ring dikes defined by the mode of distribution of relics of rhyolite extrusive domes around the ring structures) as well as of aerophoto and satellite mapping of the area and geophysical investigations (magnetometry and gravimetry) held for the discovery of the hidden intrusive stocks (probable conductors of ore-bearing fluids). In the Bolnisi ore district intrusive stock invasion and tumescence with uplifting of islands was not always completed by ignimbrite ejection and cauldron subsidence, though they are geophysically determined as ring structures and porphyry style mineralization may be concerned with them.

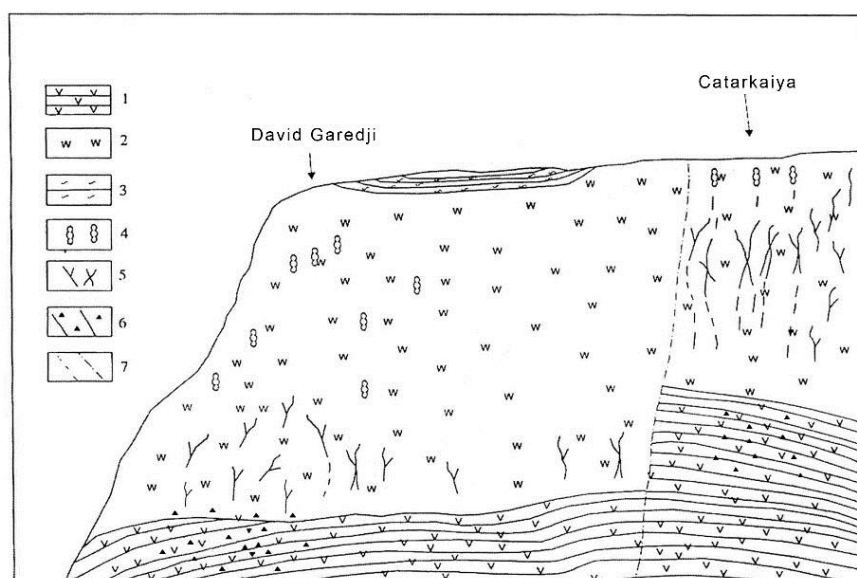


Fig. 7. Schematic cross-section on the David-Garedji and Catarkaiya occurrences.

Legend: 1 - dacitic tuffs and tephroids, 2- silicified rocks, 3 –argillites superimposed by potassium feldspathization, 4 – silver-bearing quartz-barite veins, 5 –quartz-chalcedony veins and stockworks with nonsulfide gold, 6 –gold-copperbase metal mineralization, 7 –fault

## Conclusions

The genesis of mineralization in the Bolnisi ore district is related to Late Cretaceous volcanic activity at the late stage of the Tethys ocean slab subduction under the Eurasian active margin. There occurs gold-copper-base metal porphyry style mineralization associated with epithermal nonsulfide gold ores.

The host rocks of mineralization are Turonian-Coniacian and Campanian rhyodacitic tuffs, lavas and tephroids separated by andesite basaltic suite and overlain by alkali olivine basalts.

In the Bolnisi ore district two stages of acid volcanic activity - Cenomanian-Santonian and Campanian are established. Both of them were completed by ignimbrite ejection and cauldron subsidence and later on by the ejection of basic andesite-basalts terminating the first stage and of alkali olivine basalts – after the second stage.

The first phase of mineralization is related to normal subduction occurred in the Bolnisi district before the Campanian time as well as to island arc (VAG) volcanic activity. The second stage was beginning with

Campanian transformation of the subducting slab (rollback and hinge retreat) coinciding with injection of asthenospheric material into crustal magma and ORG type rhyodacitic volcanic activity. Later with enhancing deformation (disruption and detachment) of the subducted slab, asthenospheric intrusion increased and manifested in gabbro diabasic stocks eruption (apophyses of basaltic chamber later ejecting alkali olivine basaltic lavas).

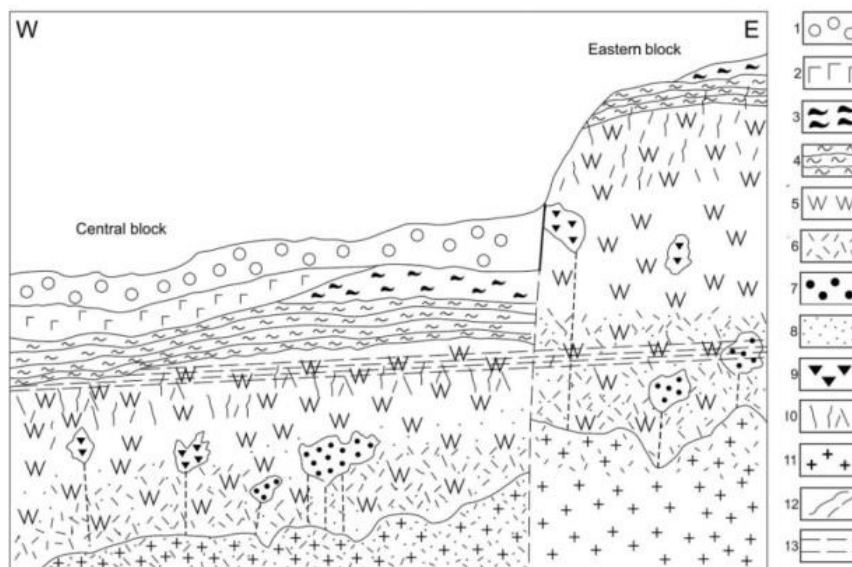


Fig. 8. Schematic section of the Tsitelsopeli deposit.

Legend: 1- Alluvium, 2 - Quaternary dolerites, 3 - ignimbrites, 4 - argillized tuffs, 5 - silicification, 6 - sericitization, 7 - gold-copper-pyrite mineralization in hydrothermal breccia, 8 - gold-copper porphyry mineralization, 9 - gold-base metal mineralization in hydrothermal breccia, 10 - gold bearing quartz-chalcedony stockworks, 11 - granodiorite (VAG) intrusive, 12 - faults, 13 - level of ground water

The intrusion of asthenosphere into the Campanian, especially at the late stage of deformation of the subducted slab, conditioned tendency to transformation of island arc setting to back-arc environment. Similar development in the late stage of subduction accompanied by transformation of the subducted slab and was described in the Paraginishte ore district of Bulgarian Srednegorie (von Quadt, Moritz et al., 2005). It was manifested by the thinning of granite crust and transformation of island arc setting to back arc. Hence, such geodynamic development must be characteristic of different parts of the Tethyan-Eurasian metallogenic belt of the Eurasian active margin.

The mineralization of the Bolnisi ore district also was connected with geodynamic development and volcanic activity. The mineralization connected to island arc conditions of VAG type volcanic activity of normal subduction is characterized by zonality of mineralization represented by synchronous proper sulfide and nonsulfide zones. They are superimposed on the silicificated (acid leached) rocks. From the above it follows that mineralization was preceded by acid leaching. The mineralization revealed at the stage of deformation of the subducted slab and ORG type volcanic activity is characterized by hydrothermal activity of potassium alteration with nonsulfide gold mineralization without preliminary acid leaching.

At this stage of farther deformation of the subducted slab and enhancing intrusion of asthenosphere gabbro-diabasic intrusive stocks are related to proper sulfide-gold-copper-base metal mineralization. The latter coincided with epidote-zoisite high temperature propylitization that replaced the nonsulfide gold-bearing quartz-potassium feldspar metasomatites. Hence, increasing alkalinity and temperature of ore-bearing fluids should depend on the intrusion of asthenosphere into the crustal chambers.

Campanian detachment of subductive slab caused the formation of transtensional fault that separated the ore district in two “giant” blocks – the submerged and uplifted. The uplifted block consists of Cenomanian-Santonian VAG type volcanics with Turonian-Coniacian mineralization of the Madneuli ore deposit. Campanian volcanics from the above mentioned block should be eroded, whereas in the subsided one the Campanian volcanics and mineralization are preserved and they enclose the Bektakari ore deposit.

The “giant” blocks themselves are dissected into numerous lesser blocks by synmagmatic and synvolcanic faults related to tumescence, cauldron subsidence, hydrothermal eruptions etc. Some of them are postmineralization and some - premineralization. Their paleovolcanological, geophysical, aerophoto and satellite mapping are very important for planning exploration in the district.

## References

- Adamia Sh. A., Dudaori O.Z. (1960). On the Lower Paleogenic dacitic volcanism of South-Western Georgia // Bulletin of Ac. Sci. GSSR. XXIV. N4. 29 p. (in Russian)
- Gogishvili V., Zuliashvili T. (1959). On the temperature of formation of BneliKhevi occurrence // Proceeding of Geological Institute Ac. Sci. of Georgian SSR. Tbilisi. 43 p. (in Russian)
- Gugushvili V.I., Kekelia M.A., Moon Ch., Natsvlishvili M.P. (2002). Crustal and Mantle sources of Cretaceous volcanism and sulfide mineralization in the Bolnisi ore district // Proceeding dedicated to the 90<sup>th</sup> Anniversary of G.S. Dzotsenidze. New series. V. 117. Georgian Ac. Sc. Geological Institute. Tbilisi. 412 p. (in Russian)
- Gugushvili V.I., Bukia A.S., Goderdzishvili N.N., Javakhidze D.G., Zakaraia D.P., Muladze I.U., Shavishvili I.D., Shubitidze J.S., Tchokhanelidze M.J. (2014). Bolnisi ore district: geological development and structure, genesis of mineralization, economic potential and perspectives according to data for april // Ed. Natsvlishvili M.P. Caucasus Mining Group. Tbilisi. 55 p. (in Russian)
- Hughes Ch.J. (1982). Igneous petrology // Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York. 319 p.
- Jancovic S. (1997). The Tethian-Eurasian metallogenic belt // Mineralium Deposita. V. 12. P. 37-47.
- Kekelia S.A., Kekelia M.A. (2002). Geology and formation of volcanogenic deposits of nonferrous metals of Pontides and the Caucasus // Proceeding dedicated to 90<sup>th</sup> Anniversary of G.S. Dzotsenidze. New series. V. 117. Georgian Ac. Sci. Geological Institute. Tbilisi. 430 p. (in Russian)
- Pearce J., Harris N., Tindle A. (1984). Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journ. of Petrology. V. 25. 14 p.
- Von Quadt A., Moritz R., Peycheva J., Heinrich C.A. (2005). Geochronology and geodynamics of Late Cretaceous magmatism and Cu-Au mineralization in the Panaguirishte region of Apuseni-Banat-Timok-Srednegorie belt. Bulgaria. // Ore Geology review. V. XX. 28 p.
- Sillitoe R.H. (2011). Porphyry copper system // Es. Geol. V. 105.4 p.
- Sun S., Macdonough W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // I Eds. Sonders B.D., Norry M.J. Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Spec. Publ. B. 42. 313 p..

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127

УДК 550.428(479.22)

სასარგებლო წიაღისეულის გეოლოგია

### **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕРИССКИХ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И ЛУХУМСКОГО МЫШЬЯКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

(по данным исследования газово-жидких включений)

**И. Д. Долидзе**

**Physical-chemical Conditions of the Formation of Merisi Copper-Polymetallic and Lukhumi Arsenic Deposits. I. Dolidze.** Differences in evolution of the solutions forming the ore-fields under study verifies to different character of genetic relations between the deposits and the intrusive center. Thus, there can be assumed, that comparative analysis of physical-chemical conditions of deposit formation of different origin, enable to apply geochemical data of the solutions from the including in practical purposes. Identification of nature of ore-forming solutions with the account of lithology of enclosing rocks allows tracing of evolution of the solutions chemistry that can be applied at the development of mineral resources mining criteria.

Известно, что определение температуры и химического состава рудообразующих растворов по газово-жидким включениям в рудных и нерудных минералах позволяют установить РТХ-условия переноса и отложения рудного вещества, оценить влияние вмещающих пород на состав гидротермальных растворов и т.д. Об актуальности подобных исследований можно судить по обобщенным результатам (Наумов, и др; 2009). Важно понять, какое значение может иметь



сопоставление и обобщение этих исследований по месторождениям различных типов для решения проблемы генетической связи месторождений с магматизмом и металлогенической специализации интрузий. В научной литературе уже имеется практика сравнения месторождений различного генезиса на основании изучения газовой-жидких включений в минералах (Хетчиков, 1964; Сушевская, Барсуков, 1965; Ходаковский, 1965; Наумов, Сушевская, 1966; и другие). По данным физико-химических условий рудообразующих растворов были созданы модели формирования месторождений и разработаны минералого-геохимические критерии для поисков, оценки и прогнозирования минерального сырья.

Несомненный интерес представляет сравнительное изучение медно-полиметаллических рудопроявлений Мерисского рудного поля и Лухумского реальгар-аурипигментовое месторождения, образование которых протекало в различных тектонических, литогеохимических и термодинамических условиях. Мерисские рудопроявления пространственно сближены с малыми субщелочными интрузиями, а вблизи Лухумского месторождения отсутствуют признаки магматической палеоактивности. Сравнимые рудопроявления являются среднетемпературными (ниже 300°) гидротермальными месторождениями, с четким проявлением стадийности минералообразования.

Следует отметить тот факт, что парагенетическая связь Мерисских рудопроявлений с интрузиями у большинства исследователей (Надирадзе 1957; Иваницкий, 1961, 1963; и другие авторы) не вызывала сомнений, а в случае с Лухумским месторождением были высказаны противоречивые суждения (Шония 1942; Дзоценидзе, Твалчрелидзе 1965; Смирнов, 1969 и другие авторы). Как нам представляется необходимо дальнейшее накопление фактического материала по физико-химическим параметрам формирования этого месторождения. Мы попытались использовать результаты исследований газовой-жидких включений в минералах с учетом конкретных геолого-структурных условий формирования этих месторождений, чтобы приблизиться к решению проблемы связи гидротермальных месторождений с интрузиями.

Рудопроявления Мерисского рудного поля расположены в Аджарском рудном районе, который согласно принятой геотектонической схеме Грузии (Гамкрелидзе, 1964) охватывает центральную и южную зоны западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Мерисский район сложен вулканогенно-осадочными отложениями эоцена с двумя сравнительно крупными выходами интрузивных пород габбро-сиенит-дацитовая формации - Мерисским и Намонастреви-Чалатским массивом (Надирадзе, 1957; Надирадзе, Хмаладзе, 1969; Магалашвили, 1991).

Мерисское рудное поле включает рудопроявления: Вараза, Оболю-Канлы-Кая, Вайо, Верхняя и Нижняя Цхалбокела, Верхнала, Велибури и ряд других.

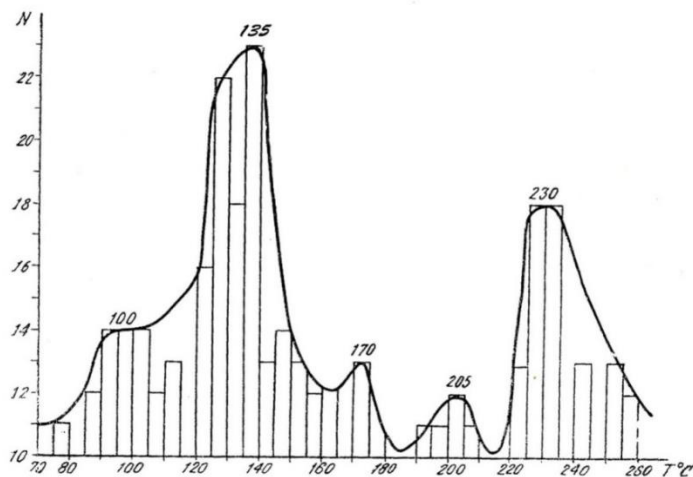


Рис. 1 Гистограмма температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце второй генерации.

В медно-полиметаллических рудопроявлениях Мерисского рудного поля выделены три основные стадии процесса минералообразования: кварц-пиритовая (безрудная) с интервалом температур 300°-250°; сульфидная - 250° - 155° и сульфидная с баритом - 230° - 60°. Оруденение на всех месторождениях однотипное. Рудные тела образованы в результате выполнения трещин. Из жильных минералов ведущими являются: кварц, карбонат, барит, а рудные представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, причем в верхних горизонтах рудных тел наблюдается увеличение количества галенита, сфалерита, карбоната и барита.



Нами выделены три стадии минерализации: кварцевая безрудная, кварц-сульфидная и сульфидная с баритом. Наиболее удобными для проведения термометрического анализа, оказались минералы второй и третьей стадий минерализации. Термометрическому анализу методом гомогенизации и декрипитации (Ермаков, 1950) были подвергнуты кварц, барит и сфалерит.

Ввиду того, что кварц является главным жильным минералом рудопроявлений Мерисского рудного поля, ассоциирует со всеми рудными минералами и встречается в трех генерациях, соответствующих трем стадиям минерализации, условия его кристаллизации можно считать характерным для всего минералообразовательного процесса. Мы попытались провести статистическую обработку результатов температур гомогенизации в кварцах второй и третьей генерации и построить гистограммы. На всех рудопроявлениях гистограммы однотипны, что свидетельствует о том, что их образование происходило в сходных температурных условиях, поэтому приводим по одной диаграмме для кварца и сфалерита. По оси абсцисс отмечены температуры гомогенизации, а по оси ординат – частота замеров (рис. 1).

Наблюдаемые кривые (рис.1) для кварца второй генерации соответствуют; 230° – для первичных и 135° – для вторичных включений.

Сфалерит концентрируется в верхних горизонтах жил. Выделение его основной массы происходило во вторую стадию. Включения минералообразующей среды были обнаружены в бурых и светлоокрашенных сфалеритах. Наблюдаемые постепенные переходы между этими разновидностями не являются производными разных генераций (Иваницкий, 1963). На основании данных температур гомогенизации в сфалеритах (рис.2) наблюдаются три максимума, соответствующих температурам гомогенизации первичных включений при 235° и в светлоокрашенных при 165° и во вторичных включениях при 105°. Тем самым выявляется закономерность – темные железистые сфалериты кристаллизовались в условиях более высоких температур, по сравнению со светлоокрашенными, что и подтверждает мнение о зависимости температуры, окраски и содержания железа в сфалерите.

Исследования ряда авторов (Наумов, Наумов 1980) показали, что у многих минералов существует определённый интервал наиболее благоприятных температур их образования. Относительно низкотемпературный интервал 300-100°С благоприятен для кристаллизации сфалерита (75% из 1983 определений), что вполне соответствует и нашим данным.

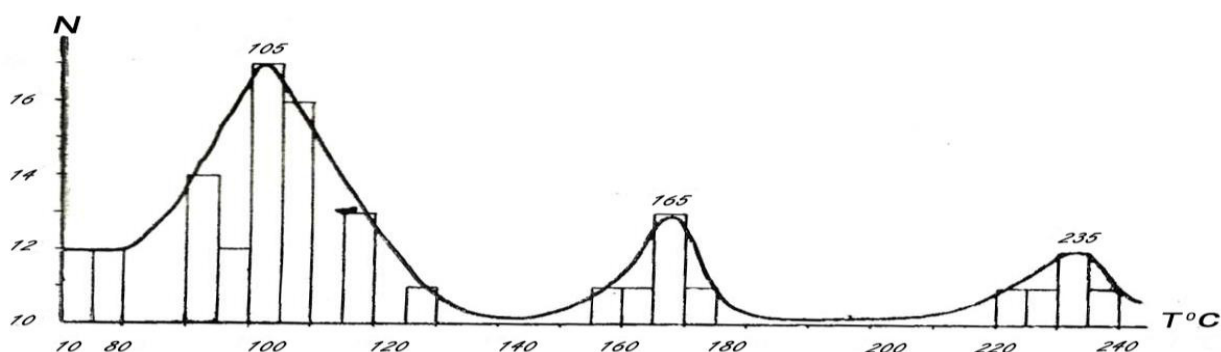


Рис.2. Гистограмма температур гомогенизации газво-жидких включений в сфалерите.

Ход изменения температурного режима в процессе формирования месторождений иллюстрируется диаграммой, построенной по стадиям минералообразования (рис.3) из которой видно, что температура растворов второй стадии минерализации менялась от 260° до 155° (температуры гомогенизации первичных включений кварца и сфалерита), а третьей стадии – от 230° до 60° (температуры гомогенизации первичных включений кварца и барита). Температурный режим рудообразования менялся от среднетемпературного до холодноводного, подтверждающегося наличием однофазовых включений в минералах поздней стадии, а также присутствием их в качестве вторичных включений во всех минералах ранней стадии. Анализируя изменения кривых хода температурного режима растворов во второй и третьей стадиях минерализации и принимая во внимание пульсационный характер подачи растворов из глубины, можно условно построить кривую хода температурного режима растворов в первой стадии (пунктирная линия на рис.3). Выполненные исследования позволяют считать, что медно-полиметаллические руды являются результатом деятельности гидротермальных растворов, температурный режим которых менялся маленькими скачками в среднетемпературных условиях от 300° – 60° и ниже, что по всей вероятности связано с тектоническими подвижками, обусловившими пульсирующий характер поступления минералообразующих гидротерм.



Рис.3. Схема последовательности выделения и температурного режима минералов.

Нами также были исследованы газо-жидкие включения в реальгарах и аурипигментах, хотя гомогенизировать их не удалось. В литературе существуют единичные сведения по температурам гомогенизации как реальгара (Мерлич, 1958; Колтун и др. 1964), так и аурипигмента (Сергеева и др. 1971). Данные их исследований показывают, что оба минерала содержали значительное количество углекислоты и гомогенизировались ниже 250°C. В наблюдаемых нами включениях также присутствовали трехфазовые включения жидкой углекислоты и примерно соответствовали температурам гомогенизации включений (% соотношение фаз) предложенным вышеупомянутыми авторами.

Для получения дополнительных сведений о физико-химических условиях формирования рудопроявлений нами был изучен химический состав газо-жидких включений в минералах. Анализы были выполнены в лабораториях Института геологии ТГУ университета и в институте Геохимии и аналитической химии РАН.

Из треугольных диаграмм катионного состава (рис.4) виден одинаковый состав газо-жидких включений в минералах. Фигуративные точки располагаются преимущественно вдоль линии  $Ca^{2+}+Mg^{2+}-K^+$ , тяготея к  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ -вой вершине треугольника. Сравнивая диаграммы анионного и катионного составов, можно заключить, что по диапазону изменения состава они близки друг к другу. Наряду с близостью химического состава включений, показателен тот факт, что pH этих растворов примерно одинаковый и меняется незначительно от слабокислого и нейтрального до слабощелочного.

Таким образом, обнаружили общие черты эволюции состава гидротерм, участвовавших при их формировании. Наиболее простым составом включений во всех рудопроявлениях характеризуются минералы первой и третьей стадии, тогда как минералы второй стадии отличаются широким спектром изменения химического состава включений. Растворы, откуда выпадали минералы первой и третьей стадий, являются в основном стерильными в отношении руды. Включения минералов первой стадии имеют постоянно бикарбонатно-хлоридный состав, где хлор-ион в большинстве случаев преобладает над бикарбонат-ионом. Высокое содержание хлориона не является неожиданностью, так как известно, что ряд металлов переносится в процессе рудообразования в виде хорошо растворимых хлоридов (Бетехтин, 1955). Увеличение содержания сульфат-иона в водных вытяжках третьей стадии привело к образованию трудно растворимого сульфата – барита.

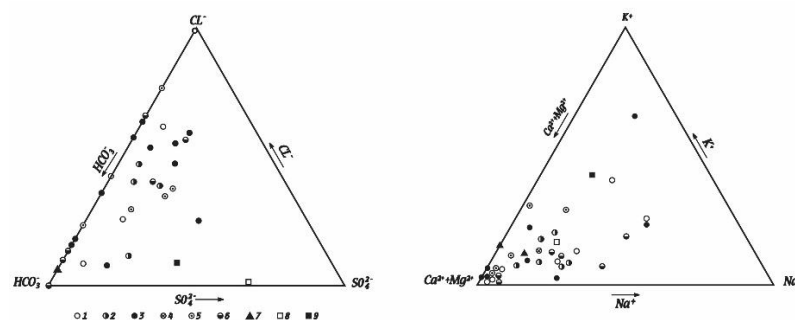


Рис.4. Диаграмма соотношения анионов и катионов в составе водных вытяжек из минералов.

Таким образом, для первой стадии минерализации характерен бикарбонатно-хлоридный, для второй хлоридно-бикарбонатный, а для третьей бикарбонатно-сульфатный состав растворов.

Для того чтобы более четко показать эволюцию химического состава минералообразующих гидротерм в процессе формирования рудопроявлений Мерисского рудного поля, были построены графики зависимостей между относительными содержаниями анионов и катионов от температуры образования кварцев в соответствии с тремя стадиями минерализации (рис.5). По оси абсцисс нанесены рудоправления (1-Вараза, 2-Оболо-Канлы-кая, 3-4-Нижняя и Верхняя Цхалбокела, 5-Верхнала, 6-Велибури) с учетом стадий и температуры минералообразования, а по оси ординат – эквивалентные проценты анионов и катионов.

Из графика (рис.5) видно, что содержание хлор-иона закономерно уменьшается с падением температуры (от первой к третьей стадии), а содержание сульфат-иона соответственно увеличивается. Увеличение содержания бикарбонат-иона в кварцах второй стадии, при одинаковом низком его содержании в кварцах первой и третьей стадий, находит свое отражение в минеральной ассоциации этой же стадии, где карбонат присутствует в более значительных количествах, чем в третьей и особенно в первой стадиях.

Что касается изменения содержания катионов в зависимости от температуры из рис. 6 видно, что резкое увеличение содержания щелочных ионов ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) с одновременным резким уменьшением щелочно-земельных ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ), в минералообразующих растворах наблюдается при температуре выше  $260^\circ$  (первая стадия). Следовательно, с увеличением температуры наблюдается тенденция к увеличению содержания щелочных и уменьшению щелочно-земельных ионов, т.е. в растворах, формировавших минералы первой стадии, щелочные ионы преобладают над щелочно-земельными, а растворы второй и третьей стадий обогащены щелочноземельными ионами при понижении в них содержания натрия и калия.

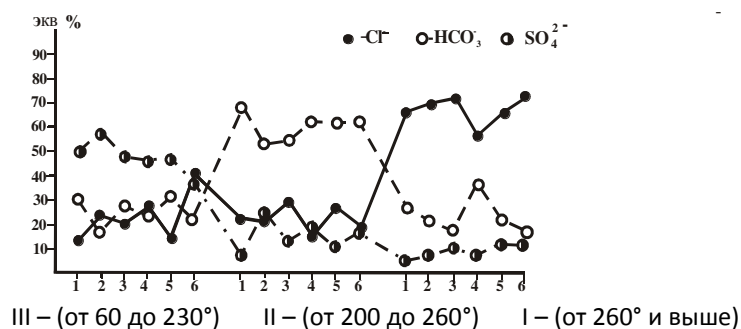


Рис.5. График зависимости относительных содержаний анионов  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  от температуры образования кварцев.

На основании вышеизложенного, можно предположить, что водные растворы включений исследованных минералов могли содержать легкорастворимые соединения:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , а тяжелые элементы,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Cu}$  скорее всего присутствовали в растворах в составе хлоридных комплексов.

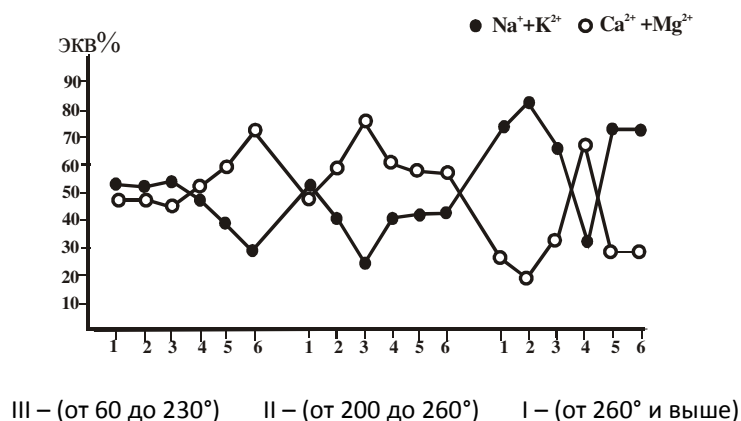


Рис.6. График зависимости относительных содержаний щелочных и щелочно-земельных катионов  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  и  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  от температуры образования кварцев.

Таким образом, минералообразующие растворы, принимавшие участие в формировании рудопроявлений Мерисского рудного поля, близки друг к другу не только в отношении химического состава, но и имеют общие черты закономерного изменения состава гидротерм согласно стадиям минерализации. Учитывая тот факт, что рудопроявления расположены в одной тектонической зоне, а вмещающие породы однотипны, то очевидно мы должны иметь один и тот же вещественный состав руд, а количественные изменения соотношения минералов должны быть вызваны конкретными условиями рудообразования, из чего вероятно следует, что все рудопроявления Мерисского рудного поля связаны с одним интрузивным очагом и генетически взаимосвязаны.

Лухумское мышьяковое (реальгар-аурипигментовое) месторождение расположено в Шовско-Пасанаурской подзоне Местийской-Тианетской зоны складчатой системы Большого Кавказа и приурочено к карбонатному флишу верхней юры и нижнего мела (Гамкрелидзе, 1964; Гамкрелидзе, 2000).

Наиболее важной тектонической структурой для месторождения является Лухумский поперечный глубинный разлом, выделенный в верховьях р. Риони. Разлом проявлен полосой интенсивной трещиноватости и развитием кварц-кальцитовых жил.

Основными минералами Лухумского месторождения являются реальгар, аурипигмент, арсенопирит, марказит, антимонит, кварц, кальцит. Термобарогеохимические исследования выполнены на кварце и кальците, как и из дорудной, так и из рудной стадий минерализации. Для наглядного представления интервалов температуры образования, а также последовательности выделения минералов построены графики температур гомогенизации включений кварцев и кальцитов как из дорудных кварц-карбонатных жил, так и из рудной стадии минерализации.

Как видно из графика (рис.7), кварц и кальцит дорудной стадии выделяются одновременно при температуре  $185^{\circ}$ , что подтверждается и их структурными взаимоотношениями. В целом интервал минералообразования кварц-карбонатных жил довольно узок ( $185-125^{\circ}$ ), что вероятно вызвано малой мощностью этих жил и вероятно их быстрым охлаждением. Более широким интервалом ( $265-125^{\circ}$ ) температуры минералообразования характеризуются кварцы и кальциты рудной (сульфидной) стадии - после завершения выпадения из раствора кварца выделяется и кальцит. Кварцы рудной стадии формируются не только в широком диапазоне температур, но они более высокотемпературные, чем дорудные. Нужно отметить также, что температуры кристаллизации кварцев рудной стадии закономерно увеличивается с глубиной их формирования.

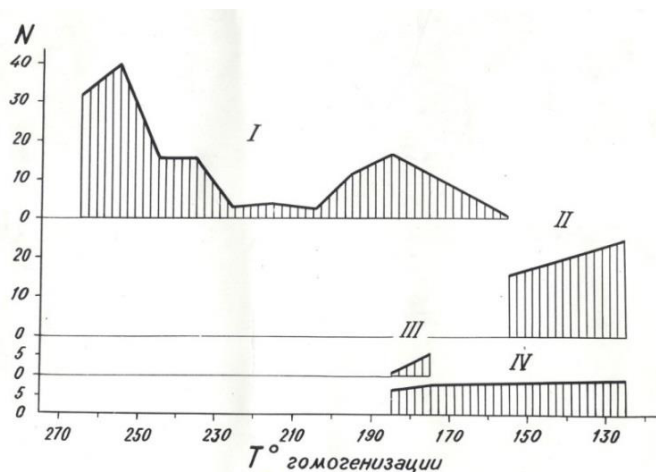


Рис.7. График температуры гомогенизации первичных двухфазовых включений кварцев и кальцитов. I – кварц рудный; II – кальцит рудный; III – кварц дорудный; IV – кальцит дорудный; N – число замеров.

В большинстве включений наблюдается жидкая углекислота в трехфазовых включениях. С увеличением глубины постепенно уменьшается количество  $\text{CO}_2$  в кварцах и кальцитах рудной стадии. В целом минералы рудной стадии более обогащены  $\text{CO}_2$ , чем дорудные. Такое большое количество  $\text{CO}_2$  в процессе минералообразования должно быть вызвано обогащением растворов  $\text{CO}_2$  вследствие растворения вмещающих пород (известняков), которые при взаимодействии с рудоносными растворами должны были выделять  $\text{CO}_2$  в значительных количествах, обогащая растворы углекислой. Полное отсутствие  $\text{CO}_2$  во включениях реальгара и аурипигмента объясняется потерей  $\text{CO}_2$ . В связи с этим происходило увеличение pH, что является, по-видимому причиной выпадения рудных минералов и прежде всего сульфидов.

Существует множество подходов к проблеме использования включений минералообразующих растворов в качестве геологического барометра. Для этой цели были использованы трехфазовые (водный раствор + жидкая углекислота + газ) включения. Экспериментально доказано, что для того чтобы взорвать включения в кварце, давление внутри включения должно быть около  $850 \pm 50$  атм, а в кальците около  $350 \pm 50$  атм. (Тугаринов, Наумов, 1970). Присутствие углекислоты во включениях значительно понижает температуру декрепитации, т.е. при нагревании значительно быстрее достигается необходимое для разрыва включений давление. Так как необходимое давление для растрескивания включений в кварцах порядка 850 атм, а кальцита – 350, можно полагать, что минералообразование на Лухумском месторождении происходило в пределах давлений 350 – 850 атмосфер.

Для выяснения химизма рудообразующих растворов были определены солевые компоненты газовой-жидких включений в кварцах и кальцитах из дорудных кварц-кальцитовых жил и из рудной (сульфидной) стадии минерализации методом тройных водных вытяжек (Хитаров, 1968). Исследованы кварц и кальцит из дорудной и рудной стадий. Построены треугольные диаграммы анионного и катионного составов (рис.8а,б,в). Состав растворов включений кварцев на диаграммах анионных соотношений (рис.8а) в основном хлоридно-бикарбонатный, где хлор-ион занимает подчиненное положение, а кальцитов – бикарбонатно-сульфатный с почти одинаковым их содержанием. Более четкое различие химического состава растворов включений в кварцах и кальцитах наблюдается на треугольной диаграмме катионного составов (рис.8 б,в), где состав растворов включений кварцев кали-натровый, а кальцитов – магний-кальциевый. Необходимо отметить, что если между химическими составами включений кварцев и кальцитов наблюдается заметная разница, то при сопоставлении составов включений кварцев из дорудной и рудной стадий минерализации уловить какую-либо закономерность не представляется возможным. Аналогичная картина наблюдается в изменении химического состава включений кальцитов дорудной и рудной стадий, лишь анионный состав включений кальцитов претерпевает некоторую эволюцию: если включения дорудных кальцитов – бикарбонатно-сульфатные, то рудные большей частью обогащены ионами бикарбоната и хлора.

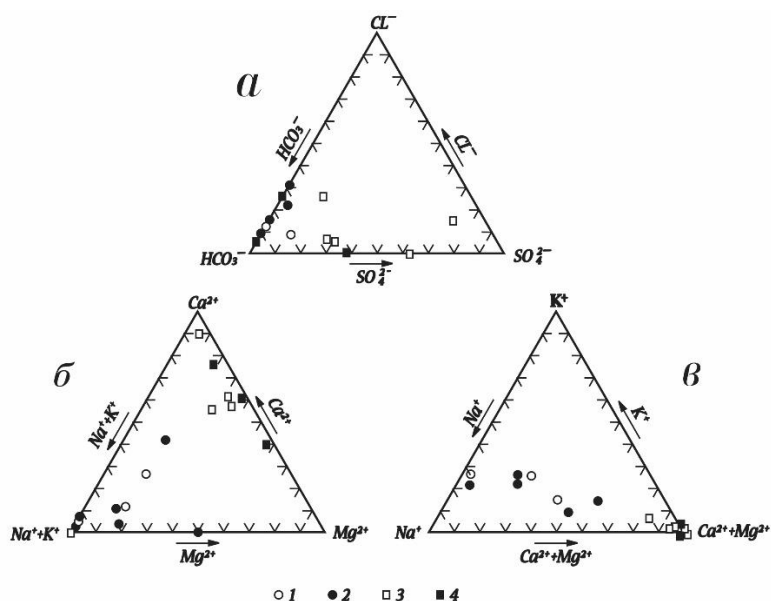


Рис 8. Диаграмма соотношения анионов (а) и катионов (б,в) в составе водных вытяжек из минералов 1 – кварц дорудный; 2 – кварц рудный; 3 – кальцит дорудный; 4 – кальцит рудный.

Закономерные изменения химического состава включений кварцев и кальцитов Лухумского месторождения наблюдается в анионной части, где ведущими являются хлор и бикарбонат. Поэтому мы сочли нужным проследить изменение относительного содержания ионов хлора и бикарбоната во включениях кварцев и кальцитов в связи с изменением глубины их залегания (рис.9). Как видно из графика с увеличением глубины наблюдается закономерное уменьшение коэффициента отношения хлора к бикарбонату, что свидетельствует об увеличении относительного содержания хлор-иона и уменьшения бикарбонат-иона с возрастанием глубины залегания. Здесь, по всей вероятности, главную роль играет температурный фактор. Как уже было выше сказано, с увеличением глубины увеличивается температура образования как кварцев, так и кальцитов.

Таким образом, сравнение анализов водных вытяжек из кварцев и кальцитов указывает на существование четко выраженной вертикальной зональности в изменении химизма минералообразующих растворов в процессе их восходящего движения, что очевидно связано также с изменениями давления в жильной полости, вследствие неравномерного приоткрывания трещин, а также с интенсивным ионным обменом, происходящим между раствором полости и поровыми растворами боковых пород. Прогрессирующее вытеснение ионов хлора бикарбонатом приводило к повышению их щелочности, что в конечном счете должно было способствовать рудоотложению.

Как видно из графика (рис. 9) с увеличением глубины наблюдается закономерное уменьшение коэффициента отношения хлора к бикарбонату, что свидетельствует об увеличении относительного содержания хлор-иона и уменьшения бикарбонат-иона с возрастанием глубины залегания. Здесь, по всей вероятности, главную роль играет температурный фактор. Как уже было выше сказано, с увеличением глубины увеличивается температура образования как кварцев, так и кальцитов.

Таким образом, сравнение анализов водных вытяжек из кварцев и кальцитов отмеченных рудопроявлений свидетельствует об изменении химизма минералообразующих растворов по вертикали. Это происходило, вероятно, в связи с изменением давления в жильной полости, а также с интенсивным обменом с вмещающей средой. Рудопроявления Мерисского рудного поля образовались из растворов, сформировавшихся в результате трехстадийного рудоотложения, температурный режим которого менялся скачками, уменьшаясь к более поздним стадиям.

На Лухумском месторождении установлены две стадии рудоотложения: дорудная представлена кварц-кальцитовыми жилами, и сульфидная, которая является более высокотемпературной. Растворы рудной стадии были обогащены углекислотой, а это способствовало переносу рудного вещества на значительное расстояние. Сравнимые рудопроявления отличаются друг от друга по характеру эволюции химизма растворов во времени. Изменение спектра состава минералообразующих растворов во времени на рудопроявлениях Мериси значительнее, чем на Лухумском, хотя диапазон колебаний химизма растворов уже. В Лухуми, в соответствии с вертикальной зональностью рудообразования, четко проявляется эволюция химизма растворов с изменением глубины минералообразования. Однообразие вмещающих пород телетермального месторождения Лухуми в какой-то мере предопределяет и состав минералообразующих растворов. Присутствие углекислоты в минералообразующих растворах должно было способствовать переносу рудного вещества на значительное расстояние от гипотетического источника флюидов, а потеря углекислоты гидротермами вследствие уменьшения давления способствовало рудоотложению.

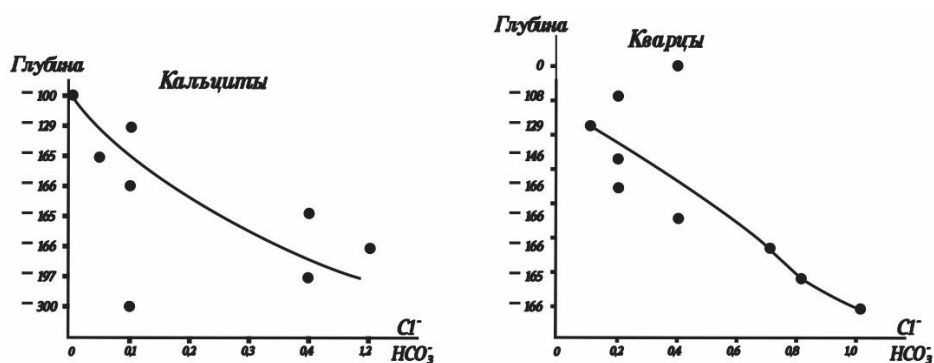


Рис.9. График изменения относительного содержания ионов хлора и бикарбоната во включениях кварцев и кальцитов.

Таким образом, можно предположить, что сравнительный анализ физико-химических условий формирования месторождений различного генезиса дает возможность применить результаты термобарогеохимического изучения растворов включений в практических целях. Выявление характера рудообразующих растворов с учетом литологии вмещающих пород, позволяет проследить эволюцию химизма растворов, что можно использовать при разработке поисковых критериев слепых залежей полезных ископаемых.

#### Литература

- Бетехтин А.Г. (1955). Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.  
Гамкрелидзе П.Д. (1964). Тектоника Геология СССР. Т.Х (ГССР). М.: Недра. С. 453–491.



- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115. С. 204–208.
- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. (1965). О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», М.
- Ермаков Н.П. (1950). Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского государственного университета, Харьков. 460 с.
- Иваницкий Т.В. (1961). Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Д-р. дисс. 647 с.
- Иваницкий Т.В. (1963). Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии //Монографии. №12. 369 с.
- Колтун Л.И., Локерман А.А. (1964). О температурах формирования Ново-Широкинского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). Вестн. Львовского ун-та, горная геол., вып. 2. С. 49-54.
- Магалашвили А.Г. (1991). Геологические особенности условия образования и зональность Мерисского медно-полиметаллического рудного поля //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.106. Тбилиси: Мецниереба. 75 с.
- Мерлич Б.В. (1958). Закономерность формирования ртутного оруденения в Закарпатье. Советская геология №2.
- Надирадзе В.Р. (1957). К металлогенической характеристике Аджаро-Триалетской складчатой системы Тр. ГПИ. №8 (56). С. 23–30.
- Надирадзе В.Р., Хмаладзе И.И. (1969). Некоторые особенности распределения молибдена в магматических образованиях Аджарского рудного района //Сообщ.АН ГССР. 54. №3. С. 630–636.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. (2009). Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов. Геохимия, №8, С. 825-851.
- Наумов В.Б., Сущевская Т.М. (1966). Температурные условия формирования сульфидно-касситеритовых месторождений Мяо-Чана. В кн. «Исследование природного и технического минералообразования». Изд.« Наука».
- Наумов В.Б., Наумов Г.Б. (1980). Минералообразующие флюиды и физико-химические закономерности их эволюции. Геохимия. №10. С.1450-1460.
- Тугаринов А.И., Наумов В.Б. (1969). Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений Геохимия, №2.
- Хетчиков Л.Н. (1964). О температурах образования сфалерита и галенита из некоторых оловянно-сульфидных месторождений Приморья. Сообщ. Дальневост. Фил. СО АН СССР, вып. 25.
- Сергеева Э.И., Наумов В.Б., и др. (1971). Условия формирования сульфидов мышьяка в гидротермальных месторождениях. В кн. Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», С. 210-221.
- Смирнов В.И. (1969). Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», М.
- Сущевская Т.М., Барсуков В.Л. (1965). О составе включений в кварце некоторых сульфидно-касситеритовых месторождений. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Наука, М.
- Хитаров Д.Н. (1968). Некоторые методические вопросы определения химического состава газожидких включений в минералах с помощью водных вытяжек. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия.» т. II. М.: Наука. С. 76–79.
- Ходаковский И.Л. (1965). Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газожидких включений в минералах. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». т. II М. Наука, С. 85-90 .
- Шония Н.Ф. (1959). Мышьяк. (Абхазия, Рача-Сванетская рудная область). Фонды ГГУ.

**ქსნის მიწისქვეშა წყლების საბადოს შესწავლა სამრეწველო ათვისების მიზნით**

**ვ. გვახარია<sup>1,2</sup> ჯ. გაბეჩავა<sup>2</sup>, ტ. ადამია<sup>2</sup>, ნ. ცირღილაძე<sup>2</sup>, ნ. მაჩიტაძე<sup>1,2</sup>, ნ. გელაშვილი<sup>1,2</sup>,  
ც. ხუხუნია<sup>2</sup>, ბ. ლებანიძე<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>საქართველოს საპატრიარქოს წმიდა ანდრია პირველწოდებულის სახელობის ქართული უნივერსიტეტი

<sup>2</sup>სამეცნიერო-კვლევითი ფირმა “გამა”

**Study of Ksani ground water deposit with the aim of its industrial development V.Gvakharia, J.Gabechava, T.Adamia<sup>1</sup>, N.Tsirghiladze, N. Machitadze, N. Gelashvili, Ts. Khukhunia, B.Lebanidze.** Ksani deposit of fresh ground water with the aim of its industrial development has been studied. Audit of the deposit and adjacent areas was carried out, status of the boreholes and resource – evaluated. Quality of the water was assessed with due regard for the applicable International requirements. Evaluation was based on the fact of ecological security of the deposit and results of chemical and microbiological analysis of the water. Possibility of obtaining high quality conditioned water fit for bottling by using simple technology (settling and filtration) has been shown. Bottled water of this quality will be compliant with Georgian and international standards.

ქსნის მიწისქვეშა საბადოს კომპლექსური კვლევა განხორციელდა მისი სამრეწველო ათვისების მიზნით, კერძოდ, გათვალისწინებული იყო საქართველოში მტკნარი წყლის ჩამოსხმის ინდუსტრიის განვითარების გრძელვადიანი პერსპექტივა.

სამუშაო შესრულებულია ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის, საქართველოს საპატრიარქოს წმიდა ანდრია პირველწოდებულის სახელობის ქართული უნივერსიტეტისა და სამეცნიერო კვლევითი ფირმა „გამა“-ს თანამშრომლობით.

ლიტერატურული მონაცემების გაცნობის საფუძველზე ჩატარდა სავსე სამუშაოები - ტერიტორიის ჰიდროგეოლოგიური აუდიტი და სამრეწველო ათვისებასთან დაკავშირებული პირობების წინასწარი შეფასება; აღებულ იქნა სინჯები წყლების ქიმიური და მიკრობიოლოგიური შემადგენლობის შესასწავლად.

ქსნის საბადოს ტერიტორია განლაგებულია მუხრანის დაბლობის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, მდ. ქსნის მარცხენა სანაპიროზე. მუხრანის დაბლობი მორფოლოგიურად წარმოადგენს დიდ, ბრტყელფსკერიან ქვაბულს, სამხრეთიდან შემოსაზღვრულს ასიმეტრიული მონოკლინური ფორმებით, რომელთა თხემური ნაწილები მუხრანის დაბლობთან შედარებით 200-300 მ-ით მაღლაა განლაგებული. დაბლობის ზედაპირი დასერილია სარწყავი სისტემებით.

საკვლევი რაიონის ძირითად ჰიდროლოგიურ არტერიას წარმოადგენს მდ. ქსანი. მდინარეს წყვეტილად გაუყვება ჭალა, სათავეებში ქვიანი, შუა დინებაში რიჭნარ-ხვინჭკიანი. ჭალა დაბალია, სიმაღლე - 0.5-0.9 მ, სიგანე - 16 მ-დან 450 მ-მდე.

მდინარეული ჩამონადენის რეჟიმი ხასიათდება გაზაფხულის წყალდიდობით, ზაფხულ-შემოდგომის წყალმოვარდნებით და ზამთრის წყალმცირობით. დონის აწევა ფიქსირდება მარტში და სწრაფად ვითარდება დონის უმნიშვნელო (0.1-0.3 მ) ცვლილებებით. გაზაფხულის წყალდიდობის საშუალო სიმაღლე არ აღემატება 0.4-0.5 მ-ს. წვიმებით გამოწვეული უმაღლესი დონეები აღწევს 0.8-1.3 მ-ს. ზაფხულ-შემოდგომის წყალდიდობები ივლის-ნოემბერშია, ხანგძლივობით 2-16 დღე. განმეორებადობა 4-5 ჯერ. წყალმოვარდნები იწვევენ მდინარეებში დონის აწევას 0.2-0.4 მ, ხოლო ცალკეულ წლებში 1-1.2 მ-ით. მდინარის დონის რყევის წლიური ამპლიტუდა იცვლება 53-დან 165 სმ-მდე. საშიში ჰიდროლოგიური მოვლენები მდ. ქსანზე არ აღინიშნება.

საქართველოს ჰიდროგეოლოგიური დარაიონების სქემის მიხედვით (Буачидзе, 1970), საბადო განლაგებულია ქართლის არტეზიული აუზის გავრცელების ფარგლებში. ამ ტერიტორიაზე გავრცელებულია უწნევო და წნევიანი წყლების ჰორიზონტები, დაკავშირებული მეოთხეულ ნალექებთან. ზედა მეოთხეული წყალშემცველი ჰორიზონტი წარმოდგენილია რიყნარ-ლოდნარით და ქვიშა-თიხიანი შემავსებლით. მისი სიმძლავრე 15-40 მ-ია, წყლების ხვედრითი დებიტი იცვლება 3-დან 10 ლ/წმ-მდე, ფილტრაციის კოეფიციენტი

შეადგენს 10-30 მ/დღ. შუა და ქვედა მეოთხეული ალუვიური წყალშემცველი პორიზონტი შედგება ორი შრისგან: ზედა - სიმძლავრით 10-30 მ და ქვედა - სიმძლავრით 60 მ. ეს ნალექები განლაგებულია მიო-პლიოცენური ნალექების სახურავზე. აღნიშნული პორიზონტი ნაკლებად წყლიანია ზედა მეოთხეული ნალექების პორიზონტთან შედარებით. წყლები წნევიანია, პიეზომეტრული დონით -5-15 მ, იშვიათად კი -40 მ სიღრმეზე. წყლების შემადგენლობა - ჰიდროკარბონატულ-კალციუმიანი. რეჟიმი სტაბილურია. ამ პორიზონტის განტვირთვა ხდება ცნობილი სიფონური წყალამღების რაიონში. ამ ნალექების გავრცელების არეში 90-იან წლებში გაბურღული იყო 30 ჭაბურღილი და მათი საექსპლუატაციო ხარჯები შეადგენდა 30-55 ლ/წმ (თითოეულის) 10-20 მ დონის დაწვევის პირობებში. ხვედრითი დებიტები იყო 2-10 ლ/წმ. უნდა აღინიშნოს, რომ მიუხედავად ჭაბურღილების უწყვეტი 6 თვიანი ექსპლუატაციისა, დეპრესიის მრუდის წარმოქმნას და გავრცელებას ადგილი არ ჰქონია. მუხრანის არტეზიული აუზის მიწისქვეშა წყლების შემცველი ნალექების ჯამური სიმძლავრე შეადგენს 100 მ-ს, მათი მოცულობა 10 მილიარდ მ<sup>3</sup>-ს, ხოლო მასში განლაგებული მიწისქვეშა წყლების პროგნოზული სტატიკური მარაგები კი - 2 მილიარდ მ<sup>3</sup>-ს (გაბეჩავა, 2014, ხარატიშვილი, 2009).

ხარისხიანი მიწისქვეშა წყლის მისაღებად აუცილებელი პირობაა საბადოს ეკოლოგიური დაცულობა. ეს, საჭიროებს მიწისქვეშა წყლების კვების, ფორმირებისა და გავრცელების ტერიტორიაზე დამაბინძურებელი ფაქტორების სრულ გამორიცხვას, ექსპლუატაციის ნორმალურ პირობებს, სანიტარიული დაცვის ზონების მოთხოვნების შესრულებას და ა.შ.

ეკოლოგიური თვალსაზრისით საკვლევი ობიექტზე შემდეგი მდგომარეობაა: ჭაბურღილების ვერტიკალურ ჭრილში, მეოთხეულ ნალექებში ზემოდან ქვემოთ განლაგებულია 1 უწნეო პორიზონტი და წნევიანი წყლების კომპლექსი. გრუნტის წყლის შემცველი უწნეო პორიზონტი წნევიანი მიწისქვეშა წყლების კომპლექსისგან იზოლირებულია 20-30 მ სიმძლავრის თიხის წყალგაუმტარი შრით. უწნეო წყლების პორიზონტში ზედაპირული დაბინძურებული წყლების შეჭრის საშიშროების აღსაკვეთად აუცილებელია მისი გავრცელების ნაწილზე (~15-20 მ სიღრმემდე) მიღგარეთა სივრცის ცემენტაცია. რაც შეეხება, წნევიანი წყლების უფრო ღრმად განლაგებულ კომპლექსს, იგი ეკოლოგიურად ბუნებრივად არის დაცული ზემოაღნიშნული თიხის წყალგაუმტარი შრით და მისი დაცულობის ხარისხი კიდევ უფრო გაიზრდება საბადოზე სანიტარიული ზონის მოწყობისა და სათანადო დონისძიებების გატარების ხარჯზე. ყოველივე ზემოთქმულიდან გამომდინარე, საკვლევი საბადო შეიძლება ჩაითვალოს ეკოლოგიურად კარგად დაცულ საბადოდ.



სურ. №1. ჭაბურღილების მდებარეობა Google Map-ზე

პროექტის მიზნების შესაბამისად, მოძიებული, შესწავლილი და აღწერილია 19 ჭაბურღილი; დაზუსტებულია მათი კოორდინატები და განლაგების აბსოლუტური ნიშნულები (იხილეთ სურ. №1 და ცხრილი №1); ვიზუალურად შეფასდა მათი ტექნიკური მდგომარეობა და თავმორთულობები, მოხდა იდენტიფიკაცია ფონდურ მასალებში აღწერილ ბურღილებთან. ზემოაღნიშნული სამუშაოების შედეგად შერჩეულია ხუთი ჭაბურღილი. შერჩეული ჭაბურღილებიდან აღებულია წყლის სინჯები და ჩატარდა მათი ქიმიური და მიკრობიოლოგიური ანალიზები.

სინჯების აღება, შეფუთვა და ლაბორატორიაში ტრანსპორტირება განხორციელდა საერთაშორისო სტანდარტის შესაბამისად (ISO 5667:2012).

ქიმიური და მიკრობიოლოგიური ანალიზები ტარდებოდა საერთაშორისო მეთოდის მიხედვით (ISO 8288:1986).

საკვლევი ჭაბურღილების წყლების ორგანოლექტიკური თვისებების და ძირითადი მარილების შემცველობის მონაცემები მოყვანილია ცხრილში №2.

ჩატარებული ჰიდროქიმიური სამუშაოების მიხედვით, საკვლევი ჭაბურღილების მიწისქვეშა წყლები მტკნარია, ჰიდროკარბონატული კალციუმის ტიპის, საერთო მინერალიზაციით 297-325 მგ/ლ, pH=7.35-7.45, სიხისტით 3.39-3.64 მგ-ექვ. მინერალიზაციის მნიშვნელობის და მარილების შემცველობის მიხედვით, ხუთივე ჭაბურღილის წყალი მსგავსია. მინერალიზაციის განმსაზღვრელ ძირითად კომპონენტებს წარმოადგენს: ჰიდროკარბონატები, სულფატები, ქლორიდები, კალციუმის, ნატრიუმის და მაგნიუმის იონები.

**ცხრილი №1. ჭაბურღილების და არსებული ინფრასტრუქტურის განლაგების კოორდინატები**

ჭაბურღილის №	კოორდინატები				აბს. სიმაღლე, მ
	UTM (ზონა 38T)		Latitude / Longitude		
1	463884	4640137	41 54 44.482 N	44 33 52.224 E	454
2	463843	4640306	41 54 49.955 N	44 33 50.407 E	457
3	463838	4640357	41 54 51.608 N	44 33 50.179 E	457
4	463834	4640428	41 54 53.909 N	44 33 49.990 E	458
5	463826	4640472	41 54 55.335 N	44 33 49.633 E	460
6	463948	4640507	41 54 56.490 N	44 33 54.921 E	471
7	463895	4640555	41 54 58.037 N	44 33 52.610 E	478
8	463920	4640479	41 54 55.577 N	44 33 53.712 E	483
9	463934	4640373	41 54 52.143 N	44 33 54.343 E	485
10 (1p)	464082	4639570	41 54 26.131 N	44 34 0.943 E	454
11 (9)	464542	4639233	41 54 15.279 N	44 34 20.983 E	477
12 (7)	464503	4639270	41 54 16.472 N	44 34 19.282 E	479
13 (6)	464462	4639300	41 54 17.438 N	44 34 17.496 E	481
14 (8p)	464416	4639344	41 54 18.857 N	44 34 15.490 E	488
15 (5)	464360	4639390	41 54 20.340 N	44 34 13.049 E	491
16 (5p)	464308	4639443	41 54 22.050 N	44 34 10.781 E	491
17 (3)	464203	4639532	41 54 24.918 N	44 34 6.204 E	459
18 (2)	464155	4639582	41 54 26.532 N	44 34 4.109 E	458
19 (1)	464127	4639628	41 54 28.019 N	44 34 2.884 E	463
შემკრები რეზერვუარი	463914	4640517	41 54 56.808 N	44 33 53.443 E	475
სატუმბი სადგური	463980	4640312	41 54 50.172 N	44 33 56.353 E	492

დამაკმაყოფილებელია წყლების ორგანოლექტიკური თვისებები: გემო, სუნი, ფერი, სიმღვრივე. პერმანგანატული ჟანგვის სიდიდე (0.64-0.88 მგ/ლ O ექმ) დასაშვები მნიშვნელობების ფარგლებშია (0.5-5 მგ/ლ O). ბიოლოგიურად აქტიური კომპონენტებიდან,

ჭაბურღილების წყლებში აღმოჩნდა მხოლოდ სილიციუმჟავა - SiO<sub>2</sub>-ზე გადათვლით, შემცველობა შეადგენს: 5.357 მგ/ლ - 6.857 მგ/ლ.

საკვლევე წყლებში არ გამოვლენილა ისეთი ნორმირებული კომპონენტების არსებობა, როგორცაა: ზედაპირულად აქტიური ნივთიერებები, ნავთობის ნახშირწყალბადები, ფენოლები, ქლორორგანული პესტიციდები და ბიფენილები, აქროლადი ორგანული ნივთიერებები, პოლიციკლური არომატული ნახშირწყალბადები, ფტორის, ბრომის და ბორის ნაერთები, ციანიდები, ფოსფორის, გოგირდის და აზოტის შენაერთები. წყლის სინჯები ასევე არ შეიცავს მძიმე და ტოქსიკურ მეტალებს: ლითიუმს, რკინას, სპილენძს, თუთიას, სტრონციუმს, ბარიუმს, ნიკელს, კობალტს, ქრომს, მანგანუმს, ალუმინს, ვერცხლისწყალს, კადმიუმს, ტყვიას და სელენს.

წყლის სინჯების ხარისხის კვლევამ, რადიოაქტიური დამაბინძურებლების ინტეგრალური მაჩვენებლების მიხედვით, დაადგინა, რომ წყლის ნიმუშებში ჯამური მოცულობითი α-აქტივობა და ჯამური მოცულობითი β-აქტივობა არ აღემატება 0.1 ბკ/ლ-ს, რაც პასუხობს ჰიგიენური რეგლამენტის მოთხოვნებს.

ჭაბურღილების წყლების ქიმიური შემადგენლობის დროში სტაბილურობის დასადგენად, მიღებული ანალიზების პასუხები შედარებულ იქნა წინა წლებში (1993, 1998, 2007) ჩვენს მიერ ჩატარებულ ანალიზებთან. მიღებული შედეგები (ცხრილი №3) გვიჩვენებს, რომ საბადოს წყალი დროთა განმავლობაში არ განიცდის ქიმიური შედგენილობის ცვლილებას, ყველა კომპონენტის მნიშვნელობა შეიძლება ჩაითვალოს სტაბილურად. საკვლევი წყლების ხარისხი შეფასდა ბაქტერიოლოგიური მაჩვენებლების ნორმატივებით (COMMISSION DIRECTIVE 2003/40/EC). №4 ცხრილში მოყვანილია ბაქტერიოლოგიური ანალიზის მონაცემები და შესაბამისი მოთხოვნები დაფასოებული წყლის ხარისხის მიმართ. ჭაბურღილების წყლის მიკრობიოლოგიური მაჩვენებლები №№ 1, 10, 12, 17 ჭაბურღილებში ნორმის ფარგლებშია. წყლებში არ აღინიშნება E.coli-ს, ფეკალური სტრეპტოკოკების და პათოგენური მიკროორგანიზმების, მათ შორის საღმონელების არსებობა. დასაშვებ ნორმაზე გაცილებით ნაკლებია მეზოფილური აერობებისა და ფაკულტატური ანაერობების რაოდენობა.

**ცხრილი №2. საკვლევი ჭაბურღილების წყლების ორგანოლექტიკური თვისებები და ძირითადი იონების შემცველობები**

შესწავლილი მაჩვენებლები	ერთეული განზომილებები	ბურღილი №1	ბურღილი №10	ბურღილი №12	ბურღილი №15	ბურღილი №17
ორგანოლექტიკური მაჩვენებლები						
ფერი	გრადუსები	<15	<15	<15	<15	<15
სუნი	ქულები	<2	<2	<2	<2	<2
გემო	ქულები	<2	<2	<2	<2	<2
სიმღვრივე	გრ/ლ	0.00	0.00	2.04	0.14	0.00
მარილების შემადგენლობა						
წყალბადის მაჩვენებელი (pH)	ერთეული	7.35	7.45	7.45	7.4	7.4
ამონიუმი (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	მგ/ლ	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
კალციუმი (Ca <sub>2</sub> <sup>+</sup> )	მგ/ლ	55.0	58.0	54.0	59.0	54.0
მაგნიუმი (Mg <sub>2</sub> <sup>+</sup> )	მგ/ლ	7.8	6.6	9.6	8.4	9.6
ნატრიუმი (Na <sup>+</sup> )	მგ/ლ	6.16	9.24	7.7	10.12	6.6
კალიუმი (K <sup>+</sup> )	მგ/ლ	0.83	0.88	0.88	0.99	0.88
რკინა (Fe)	მგ/ლ	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ქლორიდები (Cl <sup>-</sup> )	მგ/ლ	7.090	7.090	7.799	8.508	7.090
ჰიდროკარბონატები (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	მგ/ლ	183.00	187.88	185.44	200.08	186.66
სულფატები (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	მგ/ლ	25.3	25.0	25.2	25.4	25.0
სიხისტე	მგ-ექვ/ლ	3.392	3.443	3.490	3.641	3.490
მშრალი ნაშთი	მგ/ლ	207.137	214.747	209.576	226.555	208.787
ელ. გამტარობა	სიმ/მ	0.0275	0.0292	0.0278	0.0297	0.0293
მინერალიზაცია	მგ/ლ	297.137	307.147	300.776	324.955	300.587

რაც შეეხება №15 ჭაბურღილს, აქ არსებული დაბინძურება გამოწვეულია ბურღილის დაუცველი, ღია ლულით, საიდანაც გადმოსული წყალი უშუალო კონტაქტში შედის აქ განვითარებულ ხავსთან და სხვა მცენარეულობასთან. საბადოს ექსპლუატაციის პერიოდში

მსგავსი შემთხვევების პრევენციის მიზნით აუცილებელია ჭაბურღილების თავმორთულობის მოწყობა და დამცავი ჯიხურების დადგმა.

კვლევის შედეგები გვიჩვენებს, რომ საბადოს ჰიდროგეოლოგიური და ეკოლოგიური პირობები, წყლების ქიმიური და მიკრობიოლოგიური შედგენილობა სრულიად აკმაყოფილებს როგორც „წყლის შესახებ“, საქართველოს კანონის (1997 წ.), ასევე საქართველოს მთავრობის 2014 წლის დადგენილებით დამტკიცებულ სასმელი წყლის ტექნიკური რეგლამენტის (15.01.2014 №58) და ევროკომისიის დირექტივების (COMMISSION DIRECTIVE 2003/40/EC) მიხედვით სასმელი წყლებისათვის წაყენებულ მოთხოვნებს. წყლის ეპიდემიური უსაფრთხოება გარანტირებულია და მისი მოხმარება არ შეუქმნის საფრთხეს ადამიანის ჯანმრთელობას.

**ცხრილი №3. საბადოს წყლის სხვადასხვა წლებში ჩატარებული ანალიზების შედეგები**

მაჩვენებელი	1993	1998	2007	2015
ფერი	0	0	-	<15
სუნი	0	0	-	<2
გემო	0	0	-	<2
სიმღვრივე	0	0	-	0.44
წყალბადის მაჩვენებელი (pH)	7.70	7.60	7.90	7.41
ამონიუმი (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
კალციუმი (Ca <sup>2+</sup> )	49.00	50.00	58.00	56.00
მაგნიუმი (Mg <sup>2+</sup> )	5.00	7.20	6.40	8.40
ნატრიუმი (Na <sup>+</sup> )	11.60	5.94	5.67	7.96
კალიუმი (K <sup>+</sup> )	1.60	1.21	1.10	0.89
რკინა (Fe)	0.02	0.08	-	N.D.
ქლორიდები (Cl <sup>-</sup> )	7.09	9.93	8.51	7.52
ჰიდროკარბონატები (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	195.20	185.44	185.44	188.61
სულფატები (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	3.99	9.00	15.20	25.18
სიხისტე	2.86	3.09	3.43	3.49
მშრალი ნაშთი	196.23	194.25	192.22	210.06
ელ. გამტარობა	-	0.03	0.03	0.03
მინერალიზაცია	292.23	285.45	283.42	301.41
კობალტი (Co)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ნიკელი (Ni)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ქრომი (Cr)	N.D.	N.D.	-	N.D.
სპილენძი (Cu)	N.D.	N.D.	-	N.D.
მანგანუმი (Mn)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ბარიუმი (Ba)	N.D.	N.D.	-	N.D.
დარიშხანი (As)	N.D.	N.D.	-	-
კადმიუმი (Cd)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ვერცხლისწყალი (Hg)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ტყვია (Pb)	N.D.	N.D.	-	N.D.
სელენი (Se)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ციანიდები (CN)	N.D.	N.D.	-	N.D.
ნიტრატები (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	0.94	3.40	3.10	5.00
ნიტრიტები (NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> )	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
სილიციუმჟავა (SiO <sub>2</sub> )	17.79	12.86	-	6.57
სტრონციუმი (Sr)	N.D.	-	-	N.D.



**ცხრილი №4. მიკრობიოლოგიური ანალიზის შედეგები**

განსახილველი მიკროორგანიზმები	მაჩვენებლების მნიშვნელობა ნდ-ს მიხედვით	მაჩვენებლების ფაქტიური მნიშვნელობები ჭაბურღილების მიხედვით				
		№1	№10	№12	№15	№17
მეზოფილური აერობების და ფაკულტატიური ანაერობების რაოდენობა 1მლ-ში	37°C ≤ 20 22°C ≤ 100	1 0	0 0	2 9	25 108	1 10
ტოტალური კოლიფორმები, 300 მლ-ში	არ დაიშვება	N.D.	N.D.	N.D.	172	N.D.
E. coli, 300 მლ-ში	არ დაიშვება	N.D.	N.D.	N.D.	98	N.D.
ფეკალური სტრეპტოკოკები (S.faecalis), 250 მლ-ში	არ დაიშვება	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pseudomonas aeruginosa, 250 მლ-ში	არ დაიშვება	N.D.	N.D.	N.D.	42	N.D.
სულფიტმარეგულირებელი კლოსტრიდიები (Cl. perfringens), 50 მლ-ში	არ დაიშვება	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
პათოგენური მიკროორგანიზმები, მათ შორის სალმონელა, 100 მლ-ში	არ დაიშვება	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

ჩატარებული კვლევების შედეგებიდან გამომდინარე, შესაძლებელია იმის მტკიცება, რომ მარტივი ტექნოლოგიური სქემის (დაყოფნა და ფილტრაცია) გამოყენებით, შესაძლებელი იქნება მაღალი ხარისხის კონდიციური წყლის მიღება ბუტილირებული პროდუქციის საწარმოებლად. ასეთი ხარისხის ბუტილირებული წყალი დააკმაყოფილებს საქართველოში მოქმედ ნორმატივებსა და საერთაშორისო სტანდარტებს (ტექნიკური რეგლამენტი 26.12.2014 №719; DIRECTIVE 2009/54/EC).

ქსნის მიწიქვეშა საბადოს სამრეწველო ათვისების მზადყოფნის მიზნით, საჭიროა შემდეგი სამუშაოების განხორციელება:

- წყალმომარების დროს წყლის პიეზომეტრული და მაქსიმალური უსაფრთხო დაწვეის დონის პირობების განსაზღვრა;
- ბუნებრივი ჰიდროდინამიკური და ჰიდროქიმიური რეჟიმის დარღვევის თავიდან აცილების მიზნით, ერთი წლის განმავლობაში, დაკვირვების წარმოება მიწისქვეშა წყლის დონის ცვლილების, დებიტის დინამიკისა და ქიმიური შემადგენლობის სტაბილურობაზე;
- წყალშემცველი პორიზონტის ჰიდროგეოლოგიური პარამეტრების განსაზღვრა, საექსპლუატაციო მარაგების გამოთვლა და დამტკიცება;
- კაპტაჟის ტიპის, ჩამომსხმელი კომპლექსის შერჩევის, მისი ტექნიკური აღჭურვის, ტექნოლოგიური ხაზებისა და სანიტარიული დაცვის ზონების დადგენა.

**ლიტერატურა**

გაბეჩავა ჯ. და სხვ. (2014), ჰიდროგეოლოგიური ანგარიში მუხრანის აუზის ფარგლებში არსებული საექსპლუატაციო ჭაბურღილების ჰიდროდინამიკური რეჟიმის შესწავლა საექსპლუატაციო მარაგების შეფასების მიზნით. შპს “გამა კონსალტინგი“-ს ფონდები, თბილისი, 112 გვ.

საქართველოს კანონი (1997) “წყლის შესახებ”.

საქართველოს მთავრობის დადგენილება (15.01.2014 №58) სასმელი წყლის ტექნიკური რეგლამენტი.

საქართველოს მთავრობის დადგენილება (26.12.2014 №719) დაფასოებული ნატურალური მინერალური წყლისა და წყაროს წყლის ტექნიკური რეგლამენტი.

ლ. ხარატიშვილი. (2009). საქართველოს მტკნარი მიწისქვეშა წყლები – რესურსები, ათვისება, დაცვა, “ინტელექტი”, თბილისი, 60 გვ.

COMMISSION DIRECTIVE (2003/40/EC). Establishing the list, concentration limits and labelling requirements for the constituents of natural mineral waters and spring waters.

DIRECTIVE (2009/54/EC) OF THE EUROPEAN PARLIAMENT AND OF THE COUNCIL, On the exploitation and marketing of natural mineral waters.

ISO (5667:2012). Water quality – Sampling, preservation and handling of water samples, Part 3.

ISO (8288:1986). Water quality - determination of cobalt, nickel, copper, zinc, cadmium and lead - Flame atomic absorption spectrometric methods.

ISO (9308-1:2014). Third edition, water quality - enumeration of escherichia coli and coliform bacteria.

Буачидзе И.М. и др. Гидрогеология СССР, том X, Грузинская ССР. (1970). М., «Недра», 404 с.

შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 127

УДК 625/7/8:504(262.5)

ბეიშვილი

### შავი ზღვის გარემოსდაცვითი მონიტორინგის ეროვნული პროგრამების და ქვეპროგრამების შემუშავების წინაპირობები

ვ. გვახარია<sup>2,3</sup>, კ. ბილაშვილი<sup>1</sup>, ნ. მაჩიტაძე<sup>2,3</sup>, ნ. გელაშვილი<sup>2,3</sup>, გ. მაისურაძე<sup>3</sup>, ტ. ადამია<sup>3</sup>,  
ც. ხუხუნია<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ივ. ჯავახიშვილის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

<sup>2</sup>საქართველოს საპატრიარქოს წმიდა ანდრია პირველწოდებულის სახელობის ქართული უნივერსიტეტი

<sup>3</sup>სამეცნიერო-კვლევითი ფირმა “გამა”

**Precondition of the Development of Black Sea Environmental National Monitoring Programs and Subprograms.** V. Gvakharia, K. Bilashvili, N. Machitadze, N. Gelashvili, G. Maisuradze, T. Adamia, Ts. Khukhunia. Protection of the Black Sea environment is an important challenge for Georgia in terms of industrial and touristic potential of coastal areas. The main requirement of Marine Strategy Framework Directive 2008/56/EC is to achieve or maintain good environmental status in the marine environment by the year 2020. Implementation of strategy needs the development and realization of national monitoring programs of marine environment. By authors is proposed the pollution monitoring subprogram scheme. In June of 2015 the pilot researches of ecological risk areas were provided. In marine sediments the content of heavy metals and petroleum hydrocarbons are established.

ევროპასთან ინტეგრირება ჩვენს ქვეყანას საზოგადოებრივი ცხოვრების ყველა სფეროში, მათ შორის გარემოს დაცვის საკითხში მრავალი ვალდებულების წინაშე აყენებს. საქართველოსათვის, როგორც საზღვაო ქვეყნისათვის, ზღვის გარემოს დაცვა ერთერთი მთავარი საკითხია, ვინაიდან სანაპირო ზონა უმნიშვნელოვანეს როლს თამაშობს, ერთის მხრივ სამრეწველო, და მეორეს მხრივ - რეკრეაციული, საკურორტო და ტურისტული პოტენციალის გამომავალი. 2008 წლის ივნისში ევროპის პარლამენტის მიერ მიღებულია საზღვაო სტრატეგიული ჩარჩო დირექტივა. მასში ჩამოყალიბებული სტრატეგიის დანერგვა და განხორციელება ემსახურება ზღვის ეკოსისტემების შენარჩუნებას და დაცვას. სტრატეგიაში მოიაზრება დაცული ტერიტორიების გარემოსდაცვითი მართვა, ასევე ადამიანის საქმიანობის ყველა სფერო, რასაც რაიმე კავშირი აქვს ზღვის გარემოსთან(Directive 2008/56/EC).

ევროსაბჭოს წევრი ქვეყნების მიმართ საზღვაო ჩარჩო დირექტივის ერთერთი მოთხოვნაა ზღვის გარემოს ეროვნული მონიტორინგის პროგრამების შემუშავება ან გაუმჯობესება. მონიტორინგი ეხება სამივე გარემოს: წყალს, ბიოტას, ფსკერულ ნალექებს და განიხილავს ყველა ელემენტს: საცხოვრებელ გარემოს (ჰაბიტატებს), მათ მდგრადობას, ზემოქმედების პარამეტრებს და კატეგორიებს (ფიზიკურს, ქიმიურს, ბიოლოგიურს), და

ზემოქმედების შედეგად გამოწვეულ ყველა ცვლილებას. მონიტორინგის შედეგების გააზრებამ შედეგად უნდა მოგვცეს ზღვის გარემოს ეკოლოგიური სტატუსის შეფასება იმ კრიტერიუმებით, რაც განხილულია ამავე დირექტივაში და მოგვიანებით გამოცემულ სხვა დოკუმენტში (Com. Dec. 2010/477/EU) სპეციალურად ზღვის გარემოსთან მისადაგებული აღმნიშვნელების, ე.წ. დესკრიპტორების და ინდიკატორების სახით. ციტირებულ დირექტივებში მოცემულია სულ 11 დესკრიპტორი და 43 ინდიკატორი, რომელთა საშუალებითაც უნდა შეფასდეს ზღვის გარემოს ეკოლოგიური სტატუსი.

საზღვაო ჩარხო დირექტივის მთავარი მიზანია 2020 წლისათვის წევრმა სახელმწიფოებმა შეძლონ გარემოს კარგი ეკოლოგიური სტატუსის მიღწევა. ამ მიზნის განხორციელებას ემსახურება მონიტორინგის ინტეგრირებული, კომპლექსური, ეკოსისტემურ მიდგომებზე დაფუძნებული მონიტორინგის ეროვნული პროგრამების შემუშავება და დანერგვა. ეკოსისტემური მიდგომა გულისხმობს ზღვის გარემოს ბიოტური და აბიოტური ელემენტების ერთიანობაში განხილვას, მათ შორის ფუნქციური კავშირების გამოვლენას და ცალკეული ელემენტების რაოდენობრივი მახასიათებლების შეფასებას.

მონიტორინგის ეროვნული პროგრამების და ქვეპროგრამების შემუშავება მიმდინარეობს საერთაშორისო პროგრამების და საგრანტო პროექტების (SEADATANET, EMBLAS - I და II, PERSEUS, MISSIS) დახმარებით, საერთაშორისო თანამშრომლობის ფარგლებში. ავტორებს აქვთ პატივი მონაწილეობა მიიღონ აღნიშნულ პროექტებში.

გეოლოგიის ინსტიტუტის სამეცნიერო პროგრამის „საქართველოს შავი ზღვის აკვატორიის გეოეკოლოგიური, გეოქიმიური ჰიდროქიმიური კვლევა“, ფარგლებში დაგეგმილია ზღვის გარემოს მონიტორინგის პროგრამის შექმნა. კვლევების მოცემულ ეტაპზე ჩვენი მიზანია მონიტორინგის ერთერთი ქვეპროგრამის - დაბინძურების მონიტორინგის სქემის შემუშავება საზღვაო ჩარხო დირექტივის მოთხოვნების გათვალისწინებით. აღნიშნული ქვეპროგრამის მთავარი ამოცანებია: ზღვის წყლის, ფსკერული ნალექების და ბიოტას დაბინძურების დონის შეფასება, დაბინძურების ძირითადი წყაროების და დამაბინძურებელი ნივთიერებების იდენტიფიცირება და ზღვის გარემოზე ზემოქმედების ხარისხის შეფასება.

აღნიშნული ქვეპროგრამას მიესადაგება გარემოს ეკოლოგიური სტატუსის შეფასების დესკრიპტორი D 8 და მისი შესაბამისი ინდიკატორები:

**დესკრიპტორი D8: დამაბინძურებელი ნივთიერებები** - ზღვის გარემოში დამაბინძურებელი ნივთიერებების კონცენტრაცია და მათი ეფექტი განიხილება ეკოსისტემაზე მათი ზეგავლენებისა და საფრთხეების თვალსაზრისით.

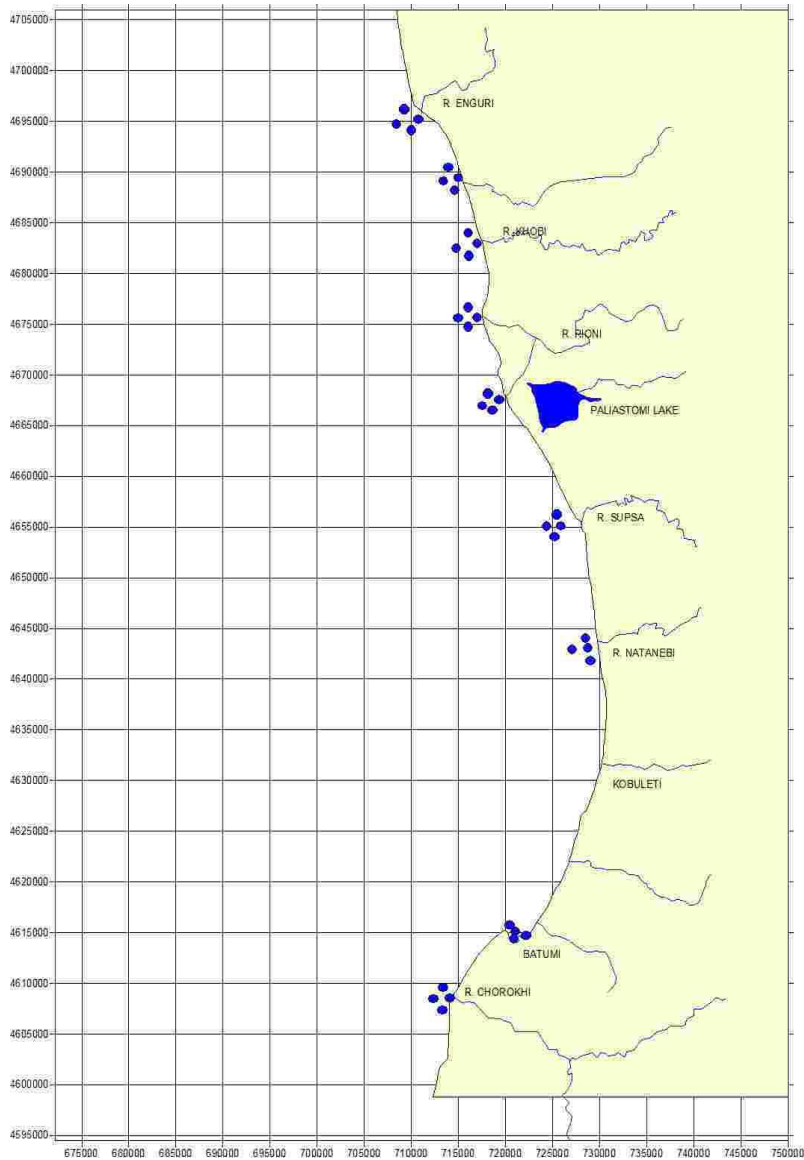
**ინდიკატორი 8.1. დამაბინძურებელი ნივთიერებების კონცენტრაცია** - იზომება შესაბამის მატრიცებში (წყალი, ფსკერული ნალექები, ბიოტა) იმგვარად, რომ მიღებული შედეგები შედარებადი იყოს შეფასებისათვის გამოყენებულ დოკუმენტთან წყლის ჩარხო დირექტივასთან (Directive 2000/60/EC).

**ინდიკატორი 8.2. დამაბინძურებელი ნივთიერებების გავლენა** - ეკოსისტემის ელემენტებზე დაბინძურების ზეგავლენის დონეების შეფასება ბიოლოგიური პროცესების და ტაქსონომიური ჯგუფების გათვალისწინებით; მნიშვნელოვანი მწვავე დაბინძურების წარმოშობა, ხარისხი (მაგ. ნავთობის და ნავთობპროდუქტების დაღვრები) და მისი ზეგავლენის შეფასება ამ მოვლენით უშუალოდ დაზარალებულ ბიოტაზე.

გარემოს კარგი ეკოლოგიური სტატუსის მიიღწევა იმ შემთხვევაში, თუ შემცირდება დაბინძურება, ე.ი. დამაბინძურებელი ნივთიერებების კონცენტრაცია და ამავე დროს მისაღებ ზღვრებში დარჩება დაბინძურებით გამოწვეული ბიოლოგიური ეფექტი და ადგილი არ ექნება ზღვის გარემოსათვის არანაირ მნიშვნელოვან რისკს და ზემოქმედებას.

როგორც ცნობილია, ზღვის გარემოზე ნეგატიურ ზემოქმედებაში ერთ-ერთ მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ხმელეთზე მდებარე დაბინძურების წყაროები. ვეყრდნობით რა ჩვენს გამოცდილებას ზღვის გარემოს კვლევის საკითხებში (გელაშვილი, გვახარია, მაისურაძე, 2010; Gvakharia, Machitadze. 2008; Гвахария и др., 2004; Гвахария, Мачитадзе, Твалчрелидзе, 2004); Гвахария и др., 2006), შეგვიძლია აღვნიშნოთ, რომ პოტენციური რისკის წყაროებს საქართველოს სანაპირო ზონაში წარმოადგენს ბათუმის, სუფსის, ფოთისა და ყულევის ნავთობის ტერმინალები, ნავსადგურები, სატრანსპორტო ონფრასტრუქტურა. ხმელეთზე მდებარე დაბინძურების წყაროების ზეგავლენის ინდიკატორად ყოველთვის მოიაზრება ზღვაში შემავალი მდინარეების მყარი და თხევადი ჩამონადენი (ბენაშვილი ნ., და სხვ., 2010; გვახარია და სხვ., 2009; Gelashvili at all., 2011). აქედან გამომდინარე, ჩვენს მიერ შემუშავებულია დაბინძურების მონიტორინგის სქემა (სურ. 1).

მონიტორინგის სქემაში საკონტროლო ადგილებად განხილულია შემდეგი საზღვაო აკვატორიები: მდ. ჭოროხის შესართავი, ბათუმისა და ფოთის ნავსადგურები, მდინარეების: სუფსის, ნატანების, რიონის სამხრეთი და ჩრდილო განშტოებების, ხობისა და ენგურის შესართავები. სულ 9 საზღვაო არეალი. თითოეულ არეალში მოიაზრება 4 საკვლევი სადგური, სულ 36 სადგური. ეს სადგურები განლაგებულია პოტენციური წყაროების მიმდებარედ, ნავსადგურების შიდა აკვატორიებში, მდინარეების შესართავების უშუალო სიახლოვეს. ნაპირთან ახლოს არ არის საჭირო დიდი ზომის მცურავი საშუალებების გამოყენება (მცირე სიღრმეების გამო ხშირად ეს შეუძლებელიც არის). ნიმუშების ასაღებად ადგილებზე არსებული მცირე ზომის კატარღების გამოყენება მნიშვნელოვნად ამცირებს სამუშაოების ჩასატარებლად საჭირო თანხებს. აქედან გამომდინარე, საკვლევი სადგურების ამგვარი განლაგების შემთხვევაში შესაძლებელია დავიცვათ მონიტორინგის პროგრამისათვის წაყენებული კიდევ ერთი მოთხოვნა - მატერიალური დანახარჯების ეფექტურობა.



სურ. 1. დაბინძურების მონიტორინგისათვის საკვლევი აკვატორიების სქემატური განლაგება

2015 წელს ჩატარდა პილოტური კვლევები, რომლის მიზანი იყო ჩვენს მიერ უკვე მონიშნულ არეალებში ზღვის ფსკერული ნალექების ნიმუშების აღება და მათში დამაბინძურებელი ნივთიერებების (მძიმე ლითონები, ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადები – TPH) შემცველობის განსაზღვრა. საველე საქსპედიციო სამუშაოები მიმდინარეობდა 2015 წლის 27 მაისიდან 5 ივნისამდე. მიღებული შედეგები მოცემულია ცხრილში 1.

**ცხრილი 1. დამაბინძურებელი ნივთიერებების შემცველობა საკვლევი აკვატორიების ფსკერულ ნალექებში**

No	დასახელება	სიღრმე, გ	Fe, %	Mn, %	Cu,მგ/კგ	Zn,მგ/კგ	Ni,მგ/კგ	Pb,მგ/კგ	As,მგ/კგ	TPH,მგ/კგ
1	ბათუმის პორტი-1	25.0	4.12	0.05	153	240	59	48	10.2	442.4
2	ბათუმის პორტი -2	16.0	1.3	0.06	169	198	67	39	18.6	63.8
3	მდ. ნატანების შესართავი-1	5.0	3.97	0.09	37	59	97	25	2.4	< 2.5
4	მდ. ნატანების შესართავი-2	8.0	4.16	0.08	31	64	98	29	2.8	< 2.5
5	მდ. სუფსის შესართავი-1	6.0	5.51	0.19	34	89	82	39	4.0	< 2.5
6	მდ. სუფსის შესართავი-2	7.0	5.83	0.11	138	202	98	28	2.8	3.6
7	ფოთის ნავსადგური -1	10.5	3.81	0.50	67	87	69	27	10.0	3.8
8	ფოთის ნავსადგური-2	10,5	3.44	0.28	32	86	56	25	12.8	22.2
9	ყულევი-1	15.0	3.33	0.16	26	74	51	23	10.8	5.8
10	ყულევი-2	11.0	3.41	0.14	27	69	45	21	10.0	3.8
11	ანაკლია-1	8.0	3.43	0.07	19	61	48	28	9.0	3.2
12	ანაკლია-2	5.0	4.23	0.08	23	67	56	22	10.4	2.8

ახლად მიღებული და გასულ წლებში ჩატარებული კვლევების შედეგების მიხედვით ჩანს, რომ ბათუმის აკვატორიის ფსკერული ნალექებისათვის დამახასიათებელია სპილენძის, თუთიის, დარიშხანის და ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადების მომატებული შემცველობა. ასევე იკვეთება მანგანუმის მომატებული შემცველობა ფოთის ნავსადგურის აკვატორიის ნალექებში. ეს მაჩვენებლები ანთროპოგენული დატვირთვის შედეგია, რომელთა წყარო ჩვენს მიერ იდენტიფიცირებულია წინა პერიოდის გამოკვლევებით. ასევე აღინიშნა თუთიისა და სპილენძის შედარებით მომატებული შემცველობა მდ. სუფსის შესართავის აკვატორიაში.

ნიკელის შემცველობა ამ შემთხვევაშიც ბუნებრივ ფონურ განაწილებას ექვემდებარება, თუმცა, როგორც ცნობილია, წითელმიწა გამოფიტვის ქერქის ზონაში (ნატანები-სუფსის მდინარეთაშუეთი) მისი შემცველობა საკმაოდ მაღალია.

ბათუმის ნავსადგურის აკვატორიაში, წინა პერიოდის ანალოგიურად, აღინიშნა ნავთობის ნახშირწყალბადების შედარებით მაღალი შემცველობა. წინა წლებში ჩატარებული კვლევების შედეგებთან შედარებით, მცირედ გამოვლინდა მათი შემცველობა ფოთის ნავსადგურის, სუფსის საზღვაო ტერმინალის და ანაკლიის მიმდებარე აკვატორიებში.

აღნიშნული საკვლევი სამუშაოების დროს ვერ მოხერხდა ყველა მონიშნული აკვატორიის შემოწმება, თუმცა მიუხედავად ამისა, შეიძლება დაგვასკვნათ, რომ მონიშნული საზღვაო არეალები მონიტორინგის პროცესში სრულად მოგვეცემენ ინფორმაციას დამაბინძურებელი ნივთიერებების ხმელეთზე არსებული წყაროების შესახებ. ჩვენს მიერ მომავალში ჩატარდება მდინარეთა ჩამონადენების შესწავლა, რაც შესაძლებლობას მოგვცემს შევაფასოთ ზღვაში შემავალი დამაბინძურებელი ნივთიერებების ჯამური დატვირთვები ზღვის გარემოზე.

დაგეგმილი საქმიანობის წარმატებით განხორციელების საფუძველს გვაძლევს ის, რომ ავტორებს აქვთ ზღვის საქართველოს სექტორის აკვატორიაში კვლევითი სამუშაოების ჩატარების მრავალწლიანი გამოცდილება. გარდა სამეცნიერო პუბლიკაციებისა და კონფერენციებზე მოხსენებებისა, ინფორმაცია შავი ზღვის ჰიდროქიმიური და გეოქიმიური პარამეტრების შესახებ შეტანილია ოკეანოგრაფიულ მონაცემთა საერთო ევროპულ მეტა-მონაცემთა ბაზებში (იხ. ბმულები <http://www.seadatanet.org/>, <http://www.blackseascene.net>). ციფრული და მეტა-მონაცემების ფორმატირების ახალი ინსტრუმენტების (CDI, ODV) საშუალებით დამუშავებული ინფორმაცია განთავსებულია ფირმა „გამა“-ს და თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის კუთვნილ სერვერებზე, სადაც მონაცემების განახლება და შევსება მიმდინარეობს მუდმივ რეჟიმში. აღნიშნული ბაზები ხელს უწყობს ინფორმაციის გაცვლას და განაპირობებს კვლევების შედეგების ხელმისაწვდომობას, რაც განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია მკვლევარებისათვის.

აღნიშნული კვლევების განხორციელების ეტაპზე, შესაძლებელია ავტორთა განკარგულებაში არსებული ტექნიკურ-მატერიალური და მეთოდოლოგიური ბაზის გამოყენება და მისი განახლება პერმანენტულ რეჟიმში. ეს თავის მხრივ ხელს შეუწყობს მონიტორინგის ეროვნულ პროგრამაში მატერიალური სახსრების ეფექტური ხარჯვის უზრუნველყოფას. ხარჯების ეფექტურობა და მონაწილე ინსტიტუტების მატერიალურ-ტექნიკური ბაზის განახლება საზღვაო სტრატეგიული ჩარხო დირექტივის ერთერთი მნიშვნელოვანი მოთხოვნაა.

ავტორები მადლობას უხდიან საქართველოს საპატრიარქოს წმიდა ანდრია პირველწოდებულის სახელობის ქართული უნივერსიტეტის ეკოლოგიის მიმართულების მაგისტრანტს ნიკოლოზ გაფრინდაშვილს და საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის სამთო-გეოლოგიური ფაკულტეტის სტუდენტს აკაკი მადლაკელიძეს ჩატარებულ კვლევებში გაწეული ეფექტური და ქმედითი დახმარებისათვის.

## ლიტერატურა

ნ. ბენაშვილი, ვ. გვახარია, ნ. მაჩიტაძე, ც. ხუხუნია, ტ. ადამია. (2010). მანგანუმისა და დარიშხანის შემცველობა მდ.რიონის მყარ ნატანში და შესართავისპირა ზონის ზღვის ფსკერულ ნალექებში. //საერთაშორისო კონფერენცია „გარემოს დაცვა და მდგრადი განვითარება“. სტუ-ის შრომები. გვ. 211-213.

ვ. გვახარია, ნ. მაჩიტაძე, ნ. გელაშვილი. (2009). შავი ზღვის საქართველოს სექტორის მდინარეების ქვემო წელის ჰიდროქიმიური გამოკვლევა. //საქართველოს საპატრიარქოს წმიდა ანდრია პირველწოდებულის სახელობის ქართული უნივერსიტეტის ბიულეტენი. №1. გვ. 134-142.

ნ. გელაშვილი, ვ. გვახარია, გ. მაისურაძე. (2010). ნავთობის ნახშირწყალბადების კვლევა შავი ზღვის საქართველოს სექტორში. //სამეცნიერო-პრაქტიკული ჟურნალი ექსპერიმენტალური და კლინიკური მედიცინა. №4. (59) გვ. 117-121.

Commission Decision 2010/477/EU on criteria and methodological standards on good environmental status of marine waters.

Directive 2000/60/EC Establishing a framework for community action in field of water policy.

Directive 2008/56/EC Establishing a framework for community action in the field of marine environmental policy (Marine Strategy Framework Directive).

V.Gvakharia, N.Machitadze. (2008). Georgian sector of Black Sea - Southeastern region. Chapter 3.3.3.pp. 147-149// State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7). BSC, 2008 Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC), Istanbul, Turkey, P. 448. ISBN 978-9944-245-33-3

N. Gelashvili, V. Gvakharia, G. Maisuradze, N. Machitadze, N. Janashvili. (2011). Petroleum Hydrocarbon Pollution Servey of Georgian Black Sea Basin Rivers. 3<sup>rd</sup> Bi-annual BS Scientific Conference and UP-GRADE BS-SCENE Project Joint Conference. Odessa, Ukraine. P.34.

Гвахария В. Г., Мачитадзе Н. О., Майсурадзе Г. В., Харгелия Р.Г., Гелашвили Н.Э. (2004) Содержание тяжелых металлов и нефтяных углеводородов в морских донных осадках акватории Супсинского нефтепогрузочного терминала.// Тр. ГИН АН Грузии, новая серия вып. 119. С. 840-844.

Гвахария В. Г., Мачитадзе Н. О., Твалчрелидзе М. (2004) Использование химических элементов – маркеров при определении границ динамических систем юго-восточной части Черного моря. // Тез. докл. VI конференции „Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей“. Москва, Труды, С.328-331.

Гвахария В., Мачитадзе Н., Гелашвили Н., Гиргвлиანი Д. (2006). Химическая экология донных отложений Грузинского сектора Черного моря. //Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле. №4, С. 44-49.



## ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ШУМОВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АВТОМОБИЛЬНЫМ ТРАНСПОРТОМ ПРОСПЕКТА И. ЧАВЧАВАДЗЕ г. ТБИЛИСИ

А. Микаберидзе, В. Гвахария, М. Джибладзе, Т. Адамия, Г. Жоржوليани

**Estimation of Noise Pollution of I. Chavchavadze Avenue of Tbilisi by Motor Transport.** A. Mikaberidze, V. Gvakharia, M. Jibladze, T. Adamia, G. Zhorzholiani. Noise pollution by motor transport in road areas adjacent to I. Chavchavadze avenue of Tbilisi was studied. Calculations were carried out through a quantitative count of units of transport passing in the target sections of the prospectus per unit of time. Noise characteristics of the traffic flow were calculated in the areas of research.

Акустический шум является значительным фактором загрязнения окружающей среды. В городских условиях акустический шум обусловлен большим многообразием источников технического происхождения, связанных с деятельностью человека. Действуя на психику человека, акустический шум становится значительным фактором негативно влияющим на здоровье человека вызывая усталость, рассеянность. Долговременное действие шума отрицательно влияет на сердечнососудистую систему человека, вызывает различные психические заболевания (Eberhardt J.L., Strale L.O. and Berlin M.H. 1987; Pathak V., Tripathi B.D. and Mishra V.K. 2008; Fyhri A. and Asvang G.M. 2010).

Основным источником акустического загрязнения в городах является автомобильный транспорт. По литературным данным, автотранспорт составляет от 80 до 90 процентов основных источников акустического загрязнения в городах. За последние десятилетия в больших городах из-за роста количества транспортных средств, из-за увеличения количества амортизированного транспорта и из-за многих других причин действие акустических полей по субъективным восприятием громкости, выросло не менее чем в 1,5 раз. Выросло также количество населения, находящееся в условиях сверхнормативного действия шума.

Наибольшие значения уровней шума, достигающие 70-80 дБА, фиксируются около жилых домов, которые примыкают к высокоинтенсивным транспортным магистралям. Имея в виду, что в дневное время в жилых кварталах норма шума составляет 55 дБА, то на фасадах домов, непосредственно находящихся под влиянием транспортного потока, превышение нормы может достичь 15-25 дБА.

Целью настоящего исследования являлась оценка состояния шумового загрязнения автомобильным транспортом проспекта И. Чавчавадзе г. Тбилиси. Вдоль проспекта расположены медицинские учреждения, корпуса учебных заведений, жилые и общественные здания, парковые зоны. Участки пересечения проспекта представлены магистралями регулируемого и саморегулируемого движения с 2, 4 разделительными полосами. Исследуемые участки представляют пересечения улиц Варазисхеви, Напареули, Базалети, Аракишвили, Кавсадзе, Бердзенишвили, Кипшидзе.

Обычно, с целью выявления мест, находящихся под влиянием высоких уровней акустического шума используются как методы измерения, так и методы расчета. Для оценки шумовых характеристик автотранспортных потоков существует несколько методик. В настоящем исследовании, для расчета основной характеристики шумового загрязнения, использовались стандартные методики (Методические рекомендации по защите от транспортного шума. ОДМ 218.2.013-2011. 2011; СниП 23-03-2003, <<Методические рекомендации ... 2003; Методические рекомендации ... 1989), которые предназначены для натурных исследований и учитывают все факторы, влияющие на характер распространения звуковых волн в пределах урбанизированной территории. Шумовой характеристикой потоков автомобильного транспорта является показатель  $L_{A_{экв}}$  (дБА), определяемый расчетным путем в зависимости от интенсивности движения в течение наиболее шумного периода дневного и ночного времени, доли грузового и общественного транспорта в потоке, средневзвешенной скорости потока, геометрических характеристик пути, разделительной полосы и т.д.

Обследования проводились в будний день в течении суток, в период наибольшей транспортной активности. Было подсчитано среднее количество единиц автомобильного транспорта проезжающего на исследуемых участках в обоих направлениях за единицу времени. Основной поток автотранспорта приходится на легковые автомобили. Они составляют более 90 % всех автомобилей, проехавших за час на исследуемых участках. Количество единиц автомобильного транспорта, учтенного на исследуемых участках, изменялось в зависимости от времени суток. Результаты представлены на (рис. 1).

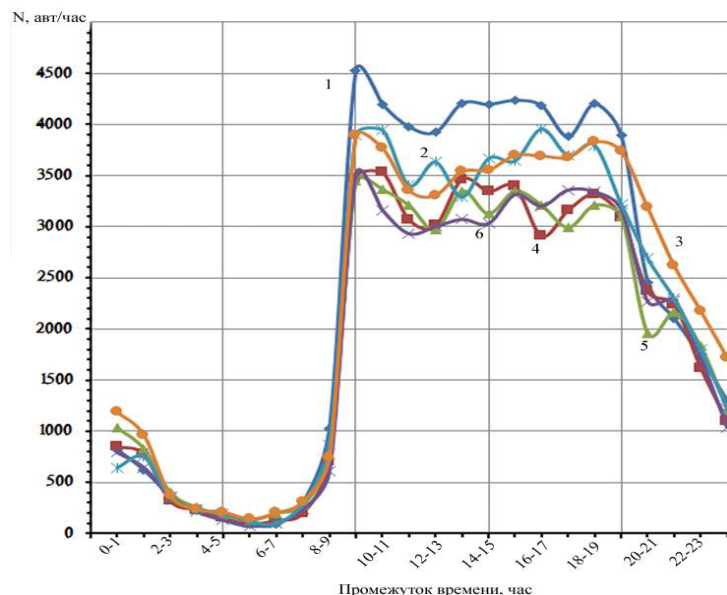


Рис. 1. Зависимость интенсивности движения в течении суток за единицу времени.  
 1 - перекресток проспект И.Чавчавадзе - ул. Варзисхеви;  
 2 - перекресток проспект И.Чавчавадзе - ул. Кавсадзе;  
 3 - перекресток проспект И.Чавчавадзе - ул. Бердзенишвили;  
 4 - перекресток проспект И.Чавчавадзе - ул. Аракишвили;  
 5 - перекресток проспект И.Чавчавадзе - ул. Базалети;  
 6 - перекресток проспект И.Чавчавадзе - ул. Напареули.

Максимальная интенсивность движения автотранспорта на проспекте И.Чавчавадзе отмечена в районе пересечения ул Варзисхеви (4531 авт/ч). Следует заметить, что на этом участке поток автомобилей в восточном направлении значительно превосходит число автомобилей движущихся в западном направлении. Также высокая интенсивность (более 3000 авт/ч) отмечена и на других перекрестках.

На рис. 2 представлены результаты расчетов по определению эквивалентного уровня шума  $L_{A_{ЭКВ}}$  на проспекте И.Чавчавадзе вблизи следующих перекрестков: пр. И.Чавчавадзе-ул. Варзисхеви; пр. И.Чавчавадзе-ул. Напареули; пр. И.Чавчавадзе-ул. Базалети; пр. И.Чавчавадзе-ул. Аракишвили; пр. И.Чавчавадзе-ул. Кавсадзе; пр. И.Чавчавадзе-ул. Бердзенишвили.

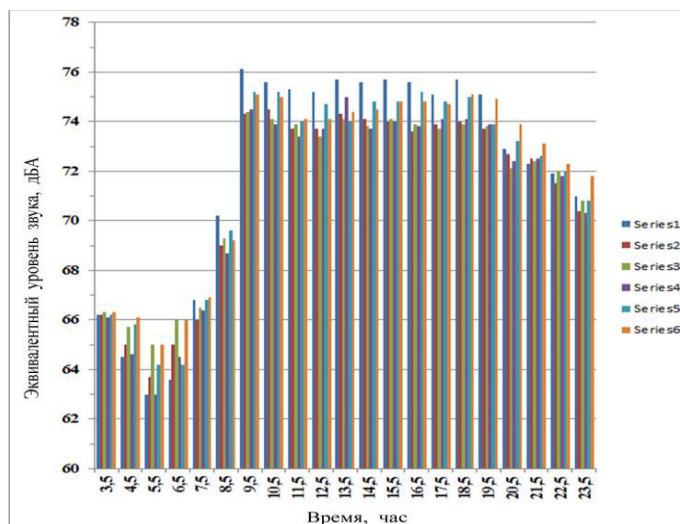


Рис. 2. Изменение эквивалентного уровня звука от времени (час) на проспекте И.Чавчавадзе в районе следующих перекрестков:  
 1 - проспект И.Чавчавадзе - ул. Варзисхеви;  
 2 - проспект И. Чавчавадзе - ул. Напареули;  
 3 - проспект И.Чавчавадзе - ул. Базалети;  
 4 - проспект И.Чавчавадзе - ул.Аракишвили;  
 5 - проспект И.Чавчавадзе - ул. Бердзенишвили;  
 6 - проспект И.Чавчавадзе - ул. Кавсадзе.

Максимальные значения  $L_{A_{ЭКВ}}$  (~76 дБА) получены в расчетной точке на территории проспект И.Чавчавадзе – ул. Варзисхеви. На участках пересечения проспекта улицами Кавсадзе, Бердзенишвили, Кипшиде в промежутке времени от 10 час до 20 час  $L_{A_{ЭКВ}}$  меняется в пределах 73-75 дБА. Относительно

низкие значения (~73 дБА) получены на участках пересечения проспекта улицами Напареули и Базалети.

В настоящее время в Грузии, по санитарным нормам (სანიტარული ნორმები 2.2.4/2.1.8. 003/04-01 “სმაური სამუშაო ადგილებზე, 2001) допустимым уровнем шума в жилых кварталах принято считать: 55 дБА в дневное время (с 7 часов до 23 часов) и 45 дБА в ночное время (с 23 часов до 7 часов).

На рис. 3 представлена карта проспекта И.Чавчавадзе. На карте указаны максимальные значения  $L_{A_{ЭКВ}}$  в расчетных точках.

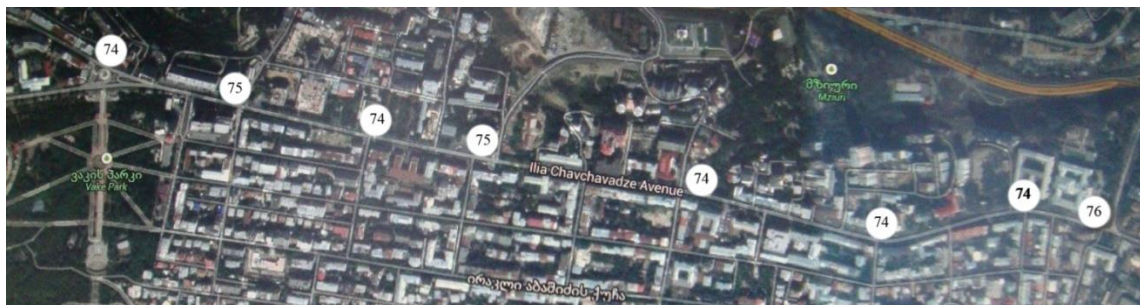


Рис. 3. Карта проспекта И.Чавчавадзе

Принято считать, что территории с уровнем шума более 80 дБА относятся к дискомфортным, 60 — 80 дБА — к относительно дискомфортным, 40 — 60 дБА — относительно комфортным и меньше 40 дБА — комфортным.

Согласно приведенной оценочной шкале территорию проспекта И.Чавчавадзе в целом по уровню шума можно считать относительно дискомфортной. На проспекте нет зон с дискомфортными условиями по уровню шума.

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что автотранспорт оказывает существенное влияние на экосистему проспекта. Следует проводить мероприятия по планированию снижения уровней шума, провести оптимизацию источников шумового загрязнения путем ограничения скорости транспортного потока, изменения доли грузового транспорта в суммарном потоке в определенное время суток и др.

В заключении, необходимо заметить, что в связи с оценкой и управлением шума необходимо принять во внимание директивы Европейского Совета 2002/49/ЕС (“DIRECTIVE 2002/49/ ECOF THE EUROPEAN PARLIAMENT, 2002). В Грузии работы по учёту шумовой нагрузки окружающей среды находятся лишь в начальной стадии и основываются на непосредственных измерениях (გარემოს დაცვითი შეფასების ანგარიში., 2010; arabidze et al., 2007; GEO – ქალაქები თბილისი, 2011). Поэтому, кажется активным приобретение современных компьютерных программ и на их основе составление шумовых карт города. Электронные компьютеризированные шумовые карты являются эффективным средством получения объективной информации о режиме шума на территории и борьбы с ней. С помощью шумовых карт становится возможным принятие самых рациональных мероприятий против шума, осуществление мониторинга шумового загрязнения окружающей среды, изучение закономерности распространения шума в жилых кварталах, корректировка проектных решений и т.д. (J. Caoetal., 2004; K.Kaliski, E.Duncan, J.Cowan. 2007; Benerjee D. Atal., 2009).

## Литература

Методические рекомендации по защите от транспортного шума территорий, прилегающих к автомобильным дорогам. (2011). ОДМ 218.2.013-2011. РОСАВТОДОР. Москва.

Методические рекомендации по учету шумового загрязнения в составе территориальных комплексных схем охраны среды городов. (1989). Ленинград.

СниП 23-03-2003, <<Методические рекомендации по оценке необходимого снижения звука>>. (2003).

GEO - ქალაქები თბილისი:

საქართველოს დედაქალაქის მდგომარეობის და ტენდენციების ინტეგრირებული გარემოსდაცვითი შეფასება. (2011). თბილისი.

გარემოსდაცვითი შეფასები სანგარიში. სამეცნიერო-კვლევითი ფორმა “გამა”. 2010.

მ. არაბიძე, მ. გრძელიშვილი, მ. ლაშხაური, ქ. კიკნაძე, ნ. შუბითიძე, ი. ფალავა. (2007). თბილისის ფარგლებში არსებული სარეკრეაციო ზონებსა და მიმდებარე ცენტრალურ გამზირებზე გენერირებული ხმაურის ჰიგიენური შეფასება. ქართული სამედიცინო სამეცნიერო-პრაქტიკული ჟურნალი “თანამედროვე მედიცინა”, №1. გვ. 51-54.

Benerjee D., Chakroborty K., 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.

“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.

Eberhardt J.L., Strale L.O. and Berlin M.H. (1987). “The influence of continuous and intermittent traffic noise on sleep”. Journal of sound and vibration, Vol. 116, No. 3, P. 445-464.

Fyhri A. and 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.

J. Cao, L. Dai, L. Fan, N. Mobed. (2002). “Assessment of Traffic Noise Impact on Residential Areas of Regina”. Environmental Informatics Archives, Volume 2, P. 456-463

K.Kaliski, E.Duncan, J.Cowan. (2007). “Community and Regional Noise Mapping in the United States”. Sound and Vibration. P. 14-17.

Pathak V., Tripathi B.D. and Mishra V.K. (2008). “Evaluation of traffic noise pollution and attitudes of exposed individuals at working place”. Atmospheric Environment. Vol. 42, P. 3892-3898.

## სარჩევი

**ე. გამყრელიძე, მ. თოფჩიშვილი.** ბეოლოგიური მემონიუმების 90 - წლიანი გზა ალექსანდრე ჯანელიძის ბეოლოგიის ინსტიტუტში.....3

### სტრატობრაფია, პალეონტოლოგია

**M. Kakabadze.** TOWARDS THE MORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF THE HETEROMORPH AMMONITES.....23

**Л. Цирекидзе.** РАСПРОСТРАНЕНИЕ УРГОНСКОЙ МИКРОФАУНЫ ГРУЗИИ В ОСАДКАХ НИЗКОЙ И ВЫСОКОЙ ЭНЕРГИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ КАРБОНАТОВ И ЕЕ СВЯЗЬ С БАТИМЕТРИЧЕСКИМИ УРОВНЯМИ МОРЯ.....29

**ც. მინაშვილი, ს. ხუციშვილი, გ. ანანიაშვილი.** აღმოსავლეთ კარატიონის შუამიოცენური ნალექების ბიოსტრატობრაფიისათვის.....39

**З. Алешинская, Г. Маисурадзе.** ДИАТОМОВОЕ СООБЩЕСТВО В ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АХ-АЛКАЛАКСКОЙ СВИТЫ (РАЗРЕЗ ДИЛИСКА – ЮЖНАЯ ГРУЗИЯ).....49

**გ. მაისურაძე, გ. ბერიძე.** ახალქალაქის წყება – ეოკლემისტოცენური კონტინენტური ნალექების სტრატოტიპი საქართველოში.....55

**თ. ღავთაძე, ხ. მიქაძე, ხ. ჩხაიძე.** საქართველოს სამხედრო გზის ზედა ცარცულის ქრონო - სტრატობრაფია ნანოკლანსტონისა და მიკროფორამინიფერების მიხედვით.....63

**Т. Гавтадзе.** ВЛИЯНИЕ ВНЕШНЕЙ СРЕДЫ НА РАЗВИТИЕ НАНОПЛАНКТОНА В ПАЛЕОЦЕН - ЭОЦЕНОВОМ МОРСКОМ БАССЕЙНЕ ГРУЗИИ.....73

**ლ. ფოფხაძე.** ფორამინიფერებისა და ოსტრაკოდების კომპლექსების ცვალებადობა გვიან მიოცენურიდან დღემდე დასავლეთ საქართველოში.....87

**Т. Пайчадзе.** ОБ ОДНОМ ИЗ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ЮРЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА.....92

### ტიქტონიკა

**ე. გამყრელიძე, მ. გამყრელიძე, მ. ლოლაძე, თ. წამალაშვილი.** საქართველოს ახალი ტექტონიკური რუკა (ბანმარტიპიტი ბარათი).....98

**Ф. Майсაдзе.** ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕР ЗАПАДНОЙ АБХАЗИИ).....104

**Т. Гиоргобiani, Д. Закарая.** МЕХАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА.....112

### პეტროლოგია

**დ. შენგელია, თ. წუწუნავა, გ. ჭიჭინაძე, გ. ბერიძე.** ახალი მონაცემები ღიზის სერიის მეტამორფიზმის შესახებ.....117

**ო. დუდაური, მ. ტოგონიძე, ვ. ლებედევი, გ. ვაშაკიძე, ქ. გაბარაშვილი, კ. ლობჯანიძე.** კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ზემო რაჭასა და ქვემო სვანეთში ნეობენურ-მეოტხეული მჟავე მარბატიზმის ბანვითარების ეტაპები.....123

**Э. В. Варсимашвили.** ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОЙ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО БАССЕЙНА ОКРАИННОГО МОРЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (В ПРЕДЕЛАХ ГРУЗИИ).....134

**Г.Вашакидзе, Р.Ахвледиани, И.Ахвледиани, В.Лебедев, К.Габарашвили, О.Дудаури, М. Тогонидзе.** НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КЕЛЬСКОГО НАГОРЬЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ).....137

**გ. ბერძე, ქ. თედლიშვილი, ქ. ვარდანაშვილი.** ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული ბრანტიების, კვარცკორფორ-ბრანტიკორფორების და ზედაპალეოზოური ვულკანობრივი წარმონაქმნების კვანძობა, გენეტიკური ტიპები და ფორმირების გეოქიმიკური პირობები.....147

**გ. ბერძე.** ალანტი ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკულ ბრანტიებში.....155

**ქ. გაბარაშვილი.** ვულკან მინერალისების ლავური ნაკადები მდ. ჩხერის ხეობაში.....159

### სასარბებლო წიაღისეულის გეოლოგია

**С. Кекелия, М. Кекелия, Г. Асатиани, Н. Гагнидзе.** КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛО-НОСНОСТИ МАЛОГО КАВКАЗА.....163

**ს.კეკელია, მ.კეკელია, გ. ასათიანი, ნ.გაგნიძე, ი.მშვენნიერაძე.** მცირე კავკასიონის სპილენძ-და სპილენძ-მოლიბდენოვანი საბადოები და მათი წარმოშობის პირობები.....173

**V. Gugushvili, N. Popkhadze, I. Shavishvili.** INTERRELATION OF THE BOLNISI ORE DISTRICT MINERALIZATION WITH LATE CRETACEOUS VOLCANIC ACTIVITY AND GEODYNAMIC DEVELOPMENT.....184

**И. Д. Долидзе.** ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕРИССКИХ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И ЛУХУМСКОГО МЫШЬЯКОВОГО МЕСТО-РОЖДЕНИЯ (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ).....191

### გეოქოლოგია

**გ. გვახარია, ჯ. გაბუნავა, ტ. ადამია, ნ. ცირღილაძე, ნ. მაჩიტაძე, ნ. გელაშვილი, ც. ხუხუნია, ბ. ლებანიძე.** ქსნის მიწისქვეშა წყლების საბადოს შესწავლა სამრეწველო ათვისების მიზნით.....200

**გ. გვახარია, კ. ბილაშვილი, ნ. მაჩიტაძე, ნ. გელაშვილი, გ. მაისურაძე, ტ. ადამია, ც. ხუხუნია.** შავი ზღვის ბარემოსლაცვითი მონიტორინგის ეროვნული პროგრამების და ქვეპროგრამების შემუშავების წინაპირობები.....206

**А. Микаберидзе, В. Гвахария, М. Джибладзе, Т. Адамия, Г. Жоржوليани.** ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ШУМОВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АВТОМОБИЛЬНЫМ ТРАНСПОРТОМ ПРОСПЕКТА И. ЧАВЧАВАДЗЕ г. ТБИЛИСИ.....211





აღ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის დამაარსებელი აკადემიკოსი  
ალექსანდრე ჯანელიძე



მარცხნიდან მარჯვნივ: მ. რუბინშტეინი, გ. ჭელიძე, ა. ცაგარელი,  
გ. ზარიძე და პ. გამყრელიძე



მარცხნიდან მარჯვნივ: ა. ჯანელიძე, პ. გამყრელიძე, გ. ძოწენიძე და ი. კაჭარავა



მარცხნიდან მარჯვნივ: გ. ჩხრაძე, ი. შავიშვილი, პ. გამყრელიძე, დ. შენგელია,  
ი. ვაშაკიძე, ვ. ზესაშვილი და ზ. ქოქრაშვილი





**ადმინისტრაცია**

მარცხნიდან მარჯვნივ: ე. ახმეტელი (საინფორმაციო სამსახურის სპეციალისტი), ქ. გაბარაშვილი (კანცელარიის უფროსი), გ. ბერიძე (სწავლული მდივანი), თ. წუწუნავა (დირექტორი), გ. ჭიჭინაძე (დირექტორის მოადგილე), ნ. სამხარაძე (არქივარიუსი), ვ. მნათობიშვილი (ბიბლიოთეკარი), თ. კობიაშვილი (ინჟინერი)



**სტრატეგრაფიისა და პალეონტოლოგიის განყოფილება**

პირველ რიგში: მ. თოფჩიშვილი (მთ. მეცნ. თანამშრომელი), გ. ანანიაშვილი (სამეცნ. კონსულტანტი), მ. კაკაბაძე (განყოფილების ხელმძღვანელი), ც. მინაშვილი (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი); მეორე რიგში: ზ. ჩხაიძე (მეცნ. თანამშრომელი), გ. ლანჩავა (უფრ. ლაბორანტი), თ. ღვთაძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), ლ. ფოფხაძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), კ. ქლიავა (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), მ. გასვიანი (ლაბორანტი), ს. ხუციშვილი (მეცნ. თანამშრომელი)



**ტექტონიკის, რეგიონული გეოლოგიის და სეისმოტექტონიკის განყოფილება**

პირველ რიგში: თ. გიორგობიანი (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), გ. მაისურაძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), ე. გამყრელიძე (განყოფილების ხელმძღვანელი); მეორე რიგში: გ. ბოიჩენკო (ინჟინერ-გეოლოგი), ღ. ბაშელეიშვილი (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), ნ. თევდორაშვილი (ლაბორანტი), თ. წამალაშვილი (მეცნ. თანამშრომელი), ფ. მაისაძე (მთ. მეცნ. თანამშრომელი)



**პეტროლოგიის, ვულკანოლოგიის, მინერალოგიისა და ლითოლოგიის განყოფილება**

პირველ რიგში: ქ. ჩიხელიძე (მეცნ. თანამშრომელი), ე. ვარსიმაშვილი (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), თ. წუწუნავა (დირექტორი, მთ. მეცნ. თანამშრომელი), თ. ბერიძე (მეცნ. თანამშრომელი); მეორე რიგში: ი. ჯავახიშვილი (ლაბორანტი), ქ. თედლიაშვილი (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), დ. შენგელია (განყოფილების ხელმძღვანელი), გ. ჭიჭინაძე (დირექტორის მოადგილე, უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), რ. მიგინეიშვილი (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), გ. ბერიძე (მეცნ. თანამშრომელი).





**პეტროლოგიის, ვულკანოლოგიის, მინერალოგიისა და ლითოლოგიის განყოფილება**

პირველ რიგში: მ. ტოგონიძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), ო. დუდაური (მთ. მეცნ. თანამშრომელი), ი. დოგრაშვილი (მეცნ. თანამშრომელი); მეორე რიგში: კ. ლობჯანიძე (მეცნ. თანამშრომელი), მ. კავსაძე (ინჟინერ-გეოლოგი), ქ. გაბარაშვილი (მეცნ. თანამშრომელი), გ. ვაშაკიძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი).



**სასრებლო წიაღისეულის და გეოქიმიის განყოფილება**

მარცხნიდან მარჯვნივ: თ. ნადირაშვილი (ლაბორანტი), ნ. გაგნიძე (მეცნ. თანამშრომელი), ნ. ფოფხაძე (მეცნ. თანამშრომელი), ს. კეკელია (მთ. მეცნ. თანამშრომელი), ი. დოლიძე (სამეცნ. კონსულტანტი), ი. შშვენურაძე (მეცნ. თანამშრომელი); გ. ასათიანი (ინჟინერ-გეოლოგი), მ. კეკელია (განყ. ხელმძღვანელი).



**სასრებლო წიაღისეულის და გეოქიმიის განყოფილება**

მარცხნიდან მარჯვნივ: ნ. გაგნიძე (მეცნ. თანამშრომელი), მ. კეკელია (განყ. ხელმძღვანელი),  
ს. კეკელია (მთ. მეცნ. თანამშრომელი), ნ. ფოფხაძე (მეცნ. თანამშრომელი)



**გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური კვლევის განყოფილება**

პირველ რიგში: ნ. მაჩიტაძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი), ვ. გვახარია (განყ. ხელმძღვანელი),  
ა. მიქაბერიძე (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი); მეორე რიგში: ნ. გელაშვილი (უფრ. მეცნ.  
თანამშრომელი), ე. კობახიძე (ინჟინერ-ქიმიკოსი), ნ. ქადაგიშვილი (ინჟინერ-ქიმიკოსი),  
ც. ხუხუნია (მეცნ. თანამშრომელი), ტ. ადამია (უფრ. მეცნ. თანამშრომელი)





გ. ანანიაშვილი და ს. ხუციშვილი რაჭაში



კ. ქლიავა თონეთის მაიკოპური ნალექების გამოსავალთან





თ. ბერიძე და ს. ხუციშვილი ბოლნისის რაიონში

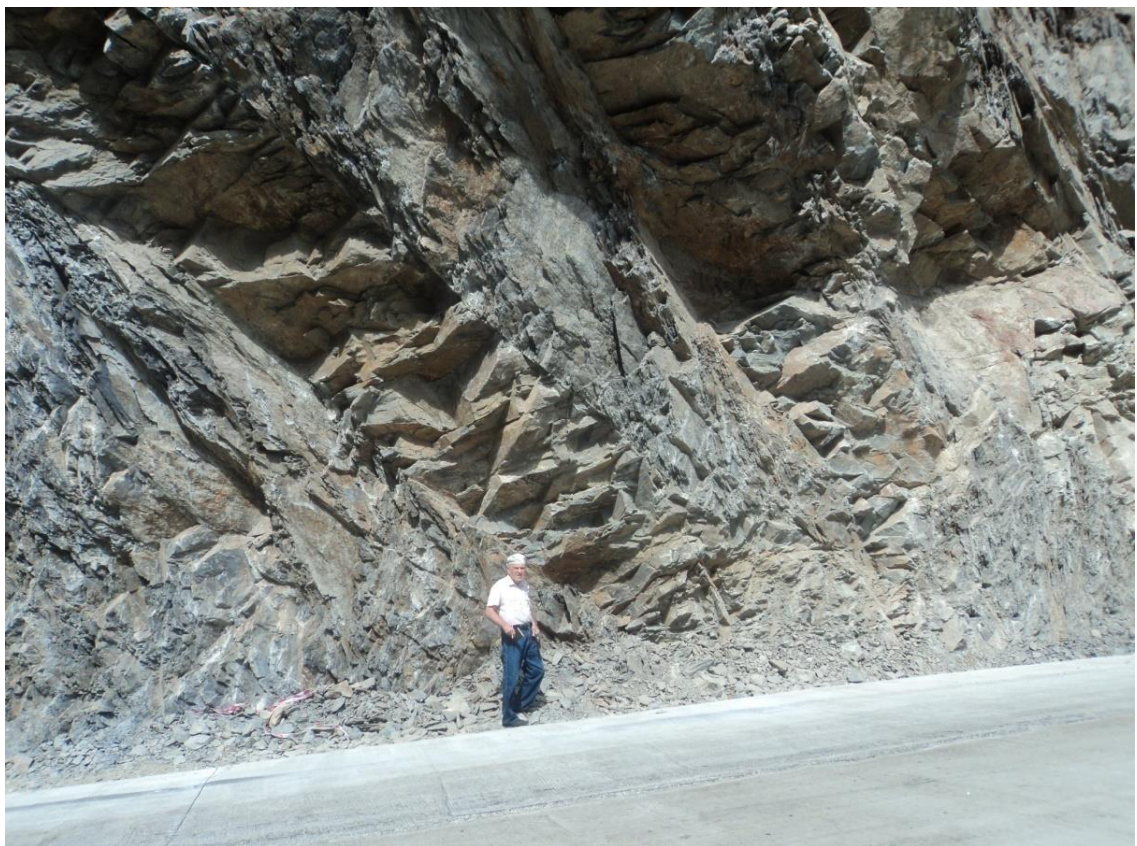


ლ. ბაშელიშვილი, ფ. მაისაძე და ე. გამყრელიძე საქართველოს  
სამხედრო გზაზე





ფ. მაისაძე თბილისის ოლისტოსტრომების გამოსავალთან



დ. შენგელია მისხანის კრისტალურ მასივზე (სომხეთი)





დ. შენგელია, თ. წუწუნავა, ქ. ვარდნაშვილი, ქ. თედიაშვილი, ნ. მაისურაძე  
სრამის კრისტალურ მასივზე



ქ. თედიაშვილი, გ. ჭიჭინაძე, თ. წუწუნავა და დ. შენგელია  
სრამის კრისტალურ მასივზე





გ. ბერიძე, ქ. ვარდანაშვილი, თ. წუწუნავა, ქ. თედიაშვილი, ნ. მაისურაძე  
და ლ. შუბითიძე ლოქის კრისტალურ მასივზე



ო. დუდაური, ქ. გაბარაშვილი და კ. ლობჯანიძე გველევის გრანიტოიდულ მასივზე





გ. ვაშაკიძე, ი. დოგრაშვილი და კ. ლობჯანიძე დარიალის მასივზე



გ. ვაშაკიძე, ქ. გაბარაშვილი, კ. ლობჯანიძე და ო. დუდაური დარიალის ხეობაში





მ. კეკელია, გ. ასათიანი და ს. კეკელია მადნეულის საბადოს კარიერზე



ნ. ფოფხაძე ფოლადაურის ვულკანური ქანების გამოსავალთან





ნ. მაჩიტაძე, ტ. ადამია და ც. ხუხუნია ფიზიკურ-ქიმიური კვლევის  
ლაბორატორიაში



ნ. გელაშვილი და ნ. მაჩიტაძე ფოთის ნავსადგურის აკვატორიაში



გ. ბუაღაგა და ნ. გელაშვილი შავი ზღვის ფსკერული ნალექების და წყლის ნიმუშების შეგროვების დროს



ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის 85 წლისთავისადმი მიძღვნილი საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია





ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის 85 წლისთავისადმი მიძღვნილი საიუბილეო სხდომა



სამეცნიერო სემინარის მუშაობა ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტში



ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის სამეცნიერო სემინარი.  
მომხსენებელი აკადემიკოსი დ. შენგელია



საერთაშორისო ვორკშოფი საქართველოს სამხედრო გზაზე.  
გეოლოგიის ინსტიტუტის თანამშრომლები უცხოელ კოლეგებთან ერთად





ე. გამყრელიძე და კ. ქოიავა უცხოელ კოლეგებთან ერთად  
შვეიცარიის ალპებში

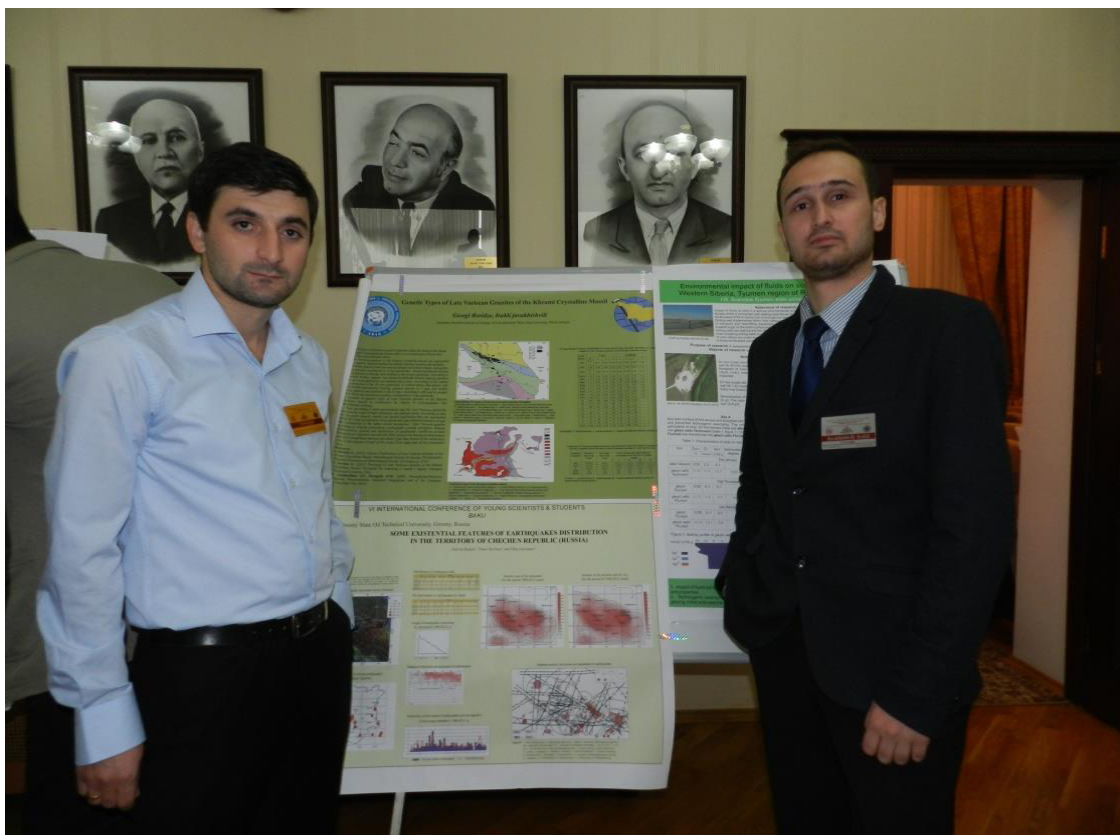


მ. კაკაბაძე და ე. კოტეტიშვილი საერთაშორისო  
გეოლოგიური კონფერენციის გასვლით სესიაზე (საფრანგეთი)





თ. წუწუნავა საერთაშორისო გეოლოგიურ კონფერენციაზე  
უცხოელ კოლეგებთან ერთად (ინდოეთი)



ინსტიტუტის ახალგაზრდა თანამშრომლები გ. ბერიძე და ი. ჯავახიშვილი  
საერთაშორისო ახალგაზრდულ გეოლოგიურ კონფერენციაზე (ქ. ბაქო)



მონოგრაფიული პალეონტოლოგიური მუზეუმი



მონოგრაფიული პალეონტოლოგიური მუზეუმის გახსნა ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში

მარცხნიდან მარჯვნივ: ვ. პაპავა (თსუ-ს რექტორი), მ. თოფჩიშვილი (საქ. მეცნ. ეროვ. აკადემიის წევრ-კორესპონდენტი), მ. გურაბანიძე (თსუ-ს მუზეუმის დირექტორი), თ. წუწუნავა (ა. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის დირექტორი), ნ. სამხარაძე (ა. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის არქივარიუსი)

შრომათა კრებული მომზადებულია ივანე ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტში

ტექნიკური რედაქტორი – გ. ბერიძე  
ქართული ტექსტის კორექტორი – მ. ტოგონიძე  
რუსული ტექსტის კორექტორი – თ. პაიჭაძე  
ინგლისური ტექსტის კორექტორი – ე. ახმეტელი  
მხატვრული გაფორმება – ქ. გაბარაშვილი

The proceedings have been prepared at Alexandre Janelidze Institute of Geology of Ivane Javakhishvili Tbilisi State University

Technical editor – G. Beridze  
Corrector of Georgian text – M. Togonidze  
Corrector of Russian text – T. Paichadze  
Corrector of English text – E. Akhmeteli  
Design – Q. Gabarashvili

Сборник трудов подготовлен в Институте геологии им. Александре Джanelidze Тбилисского государственного университета им. Иване Джавахишвили

Технический редактор - Г. Беридзе  
Корректор грузинского текста – М. Тогонидзе  
Корректор русского текста – Т. Пайчадзе  
Корректор английского текста – Э. Ахметели  
Художественное оформление – К. Габарашвили



