

ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის

შრომთა კრებული



ALEXANDRE JANELIDZE
INSTITUTE OF GEOLOGY

PROCEEDINGS

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
ИМ. А. ДЖАНЕЛИДЗЕ

СБОРНИК ТРУДОВ

2010



საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო
ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის
შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 125

Ministry of Education and Sciences of Georgia
ALEXANDRE JANELIDZE INSTITUTE OF GEOLOGY
PROCEEDINGS. NEW SERIES. VOL. 125

Министерство просвещения и науки Грузии
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. А. ДЖАНЕЛИДZE
ТРУДЫ. НОВАЯ СЕРИЯ. ВЫП. 125

შრომათა კრებული

მიძღვნილი გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის
დაბადებიდან 100 წლისთავისადმი

PROCEEDINGS

dedicated to 100-th birthday anniversary G. Zaridze and N. Tatrishvili

СБОРНИК ТРУДОВ

посвящённый 100-летию со дня рождения
Г.Заридзе и Н. Татришвили

Tbilisi თბილისი Тбилиси

2010

რედაქტორი

დ. შენგელია

სარედაქციო კოლეგია:

თ. წუწუნავა

ო. დუდაური

ს. კეკელია

ვ. გვახარია

მ. ტოგონიძე

გ. ფრანგულაშვილი

Editor

D. Shengelia

Редактор

Д. Шенгелиа

Editorial Board:

T. Tsutsunava

O. Dudauri

V. Gvakharia

S. Kekelia

M. Togonidze

G. Prangulashvili

Редакционная коллегия:

Т. Цуцунава

О. Дудаури

В. Гвахария

С. Кекелия

М. Тогонидзе

Г. Прангулашвили

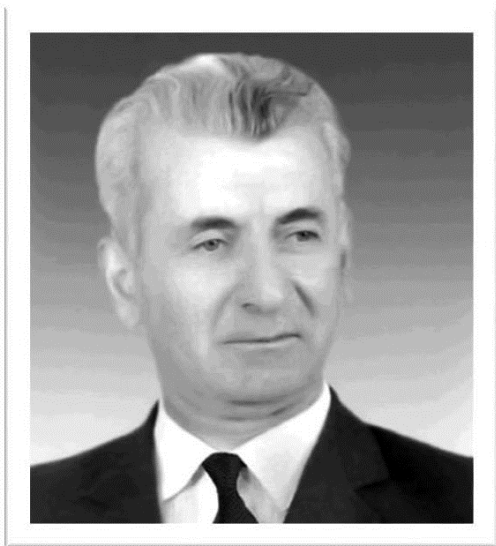
რეცენზენტები: გეოლ.-მინ. მეცნ. დოქტორი გ. ოდიკაძე
გეოლ.-მინ. მეცნ. კანდიდატი ზ. ოთხმეზური

Reviewers: Doctor of geological-mineralogical sciences G. Odikadze
Candidate of geological-mineralogical sciences Z. Otkhmezuri

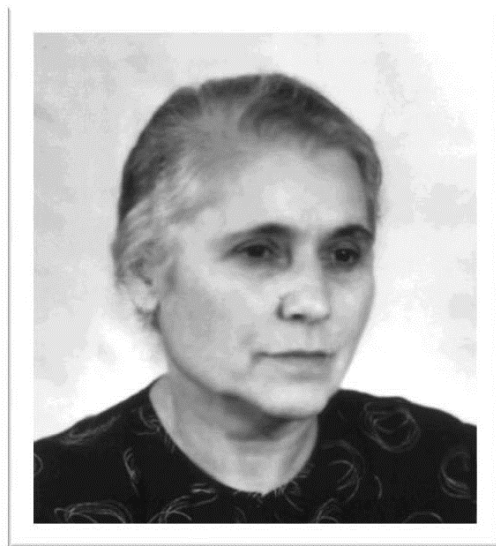
Рецензенты: Доктор геол.-мин. наук Г.Л. Одикадзе
Кандидат геол.-мин. Наук З.В. Отхмезури

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს
ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, 2010

Alexandre Janelidze Institute of Geology of Ministry of Education and Sciences of Georgia, 2010
Институт геологии им. А.И. Джanelidze Министерства просвещения и науки Грузии, 2010



გიორგი ზარიძე
GIORGI ZARIDZE
Г. М. ЗАРИДЗЕ



ნინო თათრიშვილი
NINO TATRISHVILI
Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ

**ემდგენება ბ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის
დაბადებიდან 100 წლისთავს**

dedicated to 100-th birthday anniversary
посвящается 100-летию со дня рождения



© საგამომცემლო სახლი „ტექნიკური უნივერსიტეტი“, 2010

ISBN 978-9941-14-914-6

<http://www.gtu.ge/publishinghouse/>



Verba volant,
scripta manent

ყველა უფლება დაცულია. ამ წიგნის არც ერთი ნაწილი (იქნება ეს ტექსტი, ფოტო, ილუსტრაცია თუ სხვა) არანაირი ფორმით და საშუალებით (იქნება ეს ელექტრონული თუ მექანიკური), არ შეიძლება გამოყენებულ იქნას გამომცემლის წერილობითი ნებართვის გარეშე.

საავტორო უფლებების დარღვევა ისჯება კანონით.

**ნინო თათრიშვილი და გიორგი ზარიძე -
ქართული პეტროლოგიური სკოლის ფუძემდებლები
(ექვსეუბი დაბადებიდან 100 წლისთავს)**

თ. წუწუნავა

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის
გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ.ფოსტა: geolinst@geolinst.ge

ნინო თათრიშვილი და გიორგი ზარიძე ქართული გეოლოგიის ღირსეული წარმომადგენლები და ქართული პეტროლოგიური სკოლის ფუძემდებლები არიან. ძნელია შეაფასო მათი წვლილი დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებებში. გ. ზარიძის და ნ. თათრიშვილის მრავალრიცხოვანმა შრომებმა, რომლებმაც დამსახურებული აღიარება მოიპოვა, მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა პეტროლოგიური მეცნიერების განვითარებაში. მათ კალამს ეკუთვნის ყოფილი საბჭოთა კავშირის გეოლოგიური საზოგადოებრიობისთვის ცნობილი ფუძემდებლური შრომები, რომლებიც მიეძღვნა კავკასიის მაგმატიზმის და მასთან დაკავშირებულ მადანწარმოშობის საკითხებს, მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროლოგიურ კვლევას.

Nino Tatrishvili and Giorgi Zaridze – Founders of the Georgian Petrological School (dedicated to 100-th birthday anniversary). Tsutsunava T. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, 0171, Tbilisi, Georgia. E-mail: geolinst@geolinst.ge

N. Tatrishvili and G. Zaridze are the brightest representatives of the Georgian geology and the founders of the Georgian petrological school. Their contribution to the Earth sciences is difficult to overestimate. Numerous scientific works by N. Tatrishvili and G. Zaridze made significant contribution to the development of petrology and received due recognition. They are well known to the geological society of the former Soviet Union as the authors of the fundamental works concerning the problems of magmatism and the related ore formation in the Caucasus, petrography of magmatic and metamorphic rocks.

Нино Фоминишна Татришвили и Георгий Михайлович Заридзе – основоположники Грузинской петрологической школы (к 100-летию со дня рождения). Цуцунава Т.Н. Министерство просвещения и науки Грузии, ЮЛОП институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе 1/9.
E-mail: geolinst@geolinst.ge

Н.Ф.Татришвили и Г.М.Заридзе являются ярчайшими представителями грузинской геологии и основателями грузинской петрологической школы. Их вклад в науку о земле трудно переоценить. Многочисленные труды Н.Ф.Татришвили и Г.М.Заридзе внесли значительный вклад в развитие петрологической науки и получили заслуженное признание. Их перу принадлежат широко известные геологические общественности бывшего Советского Союза основополагающие труды, посвященные проблемам магматизма на Кавказе и связанным с ним рудообразованием, петрографии магматических и метаморфических пород.

ნინო თათრიშვილი და გიორგი ზარიძე ქართული გეოლოგიის ღირსეული წარმომადგენლები და ქართული პეტროლოგიური სკოლის ფუძემდებლები არიან. ქალბატონი ნინო იყო გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი და საქართველოს სსრ მეცნიერებათა დამსახურებული მოღვაწე. იგი იყო კავკასიაში საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა სფეროში პირველი ქალი მეცნიერებათა დოქტორი. გიორგი ზარიძე იყო საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის წევრ-კორესპონდენტი, რუსეთის საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა აკადემიის საპატიო წევრი, მეცნიერებათა დამსახურებული მოღვაწე და სახელმწიფო პრემიის ლაურეატი. ბატონი გიორგი იყო საბჭოთა კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის პრეზიდიუმთან არსებული პეტროლოგიური კომიტეტის ერთ-ერთი დამფუძნებელი. იგი იყო ორი გეოლოგიური ჟურნალის – “Известия вузов” და “Советская геология” რედაქციის წევრი, საბჭოთა კავშირის გეოლოგიის სამინისტროსთან არსებული მაგმური და მეტამორფული ფორმაციების კომიტეტის (დენინგრადი), საკავშირო მინერალოგიური საზოგადოების (დენინგრადი), ბუნებისმეტყველთა მოსკოვის საზოგადოების და აგრეთვე, საფრანგეთის, გერმანიისა და სერბიის გეოლოგიური საზოგადოებების წევრი.

ბატონმა გიორგიმ და ქალბატონმა ნინომ მთელი თავისი ცხოვრება საყვარელ საქმეს – პეტროლოგიას მიუძღვნეს. ძნელია შეაფასო მათი წვლილი დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებებში. მათმა მრავალრიცხოვანმა შრომებმა, რომლებმაც დამსახურებული აღიარება მოიპოვა, მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა პეტროლოგიური მეცნიერების განვითარებაში. მათი სამეცნიერო მოღვაწეობის ერთ-ერთი ძირითადი მიმართულება გახლდათ მაგმური და მეტამორფული ფორმაციების შესახებ სხვადასხვა პრობლემური საკითხის შესწავლა და

გადაწყვეტა. მათ კალამს ეკუთვნის ყოფილი საბჭოთა კავშირის გეოლოგიური საზოგადოებრიობისთვის ცნობილი ფუძემდებლური შრომები, რომლებიც მიეძღვნა კავკასიის მაგმატიზმის და მასთან დაკავშირებულ მადანწარმოშობის საკითხებს, მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროლოგიურ კვლევას. მაგმური (პლუტონური და ვულკანური) და მეტამორფული პროცესების ორგანული ერთიანობის შესახებ გამოთქმული ჰიპოტეზის საფუძველზე, გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა, პირველად პეტროლოგიურ ლიტერატურაში, მაგმური და მეტამორფული ქანები გააერთიანეს ენდოგენურ გეოლოგიურ ფორმაციებად.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა გამოაქვეყნეს რიგი ფუძემდებლური შრომა მაგმური (ინტრუზიული და ვულკანური) ქანების წარმოშობის ციკლურობის შესახებ. ამ შრომებში ჩამოყალიბებულია საქართველოს ტარიტორიაზე რიგი მაგმური ქანის კანონზომიერად თანმიმდევრული წარმოშობის მკაფიო სურათი. ავტორებმა დაამუშავეს პეტროლოგიის ერთ-ერთი აქტუალური პრობლემა, რომელიც ეხება ენდოგენური ქანების ციკლურ განვითარებას სხვადასხვა გეოლოგიურ სტრუქტურაში – მოძრავ და სტაბილურ არეებში, მათ შორის, რიფტოგენულშიც.

1947 წელს გამოქვეყნდა გ. ზარიძის ფუნდამენტური მონოგრაფია "Закономерности развития магматизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления". ამ ნაშრომმა მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანა კავკასიის მაგმური გეოლოგიის შესწავლაში. ავტორმა დაადგინა, რომ ინტრუზიებთან პარაგენეტურად არის დაკავშირებული პიროტინისა და პოლიმეტალური საბადოები და მადანგამოვლინებები. მან კრიტიკულად გააანალიზა არსებული გეოტექტონიკური შეხედულებები და შემოგვთავაზა თავისი ჰიპოთეზა, რომელიც სავსებით ეთანადება ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის თეორიას. იმ დროს, როცა ძალზე მწირი იყო მონაცემები დედამიწის მანტიისა და ტექტონოსფეროს აგებულების შესახებ, გ. ზარიძემ გამოთქვა მოსაზრება, რომ ენდოგენური პროცესების გლობალური განვითარების მიზეზს წარმოადგენს ბაზალტური საგების (თანამედროვე გაგებით ასტენოსფეროს) გაფართოვება, რაც იწვევდა მაგმური (კონვექციური) დინებების წარმოქმნას, რომლებიც გადაადგილდებოდა დაძირვის (სუბდუქციის) ზონის მიმართულებით. მაგმურ დინებებს მოძრაობისას თან მიჰქონდა მათზე "მოტივტივე" კონტინენტური მასები ანუ ლითოსფეროს ფილები, რომლებიც გადაადგილდებოდა სუბდუქციის ზონისკენ და განაპირობებდა ნაოჭა სისტემების წარმოქმნას. ეს გადაადგილება ბიძგების სახით ხორციელდებოდა, რადგან დედამიწის სირმეში ენერჯის დაგროვება ხდება პერიოდულად. აღნიშნულ გლობალურ გადაადგილებებს უკავშირებს ავტორი მაგმურ პროცესებს, რომლებსაც ადგილი აქვს კონტინენტური მასივების შეხებისას. აქ ჩნდებოდა მაგმის რეზერვუარები და იქმნებოდა პირველადი ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციისთვის ხელსაყრელი პირობები.

შემდგომში, გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილი შეუდგნენ როგორც ახალგაზრდა, ისე ძველი კრისტალური (მაგმური და მეტამორფული) ქანებისა და ვულკანიტების შესწავლას. სამხრეთ საქართველოში ფართოდ გავრცელებული ახალგაზრდა ლავების შესწავლისას, ლავებთან ურთიერთონაცვლე ქვიშებსა და თიხებში მათ აღმოაჩინეს სპილოს კბილის ფრაგმენტი. იმავე უბანზე იქნა ნანახი უძველესი ცხენის ფრაგმენტები. ამ აღმოჩენების საფუძველზე ლავების ასაკი პირველად იქნა დათარიღებული ფაუნისტურად, როგორც აღზავილური. ყოველივე ამან დიდი რეზონანსი გამოიწვია მთელ გეოლოგიურ საზოგადოებრიობაში და სტიმული მისცა საქართველოში ხერხემლიანთა პალეონტოლოგიის განვითარებას.

1955 წლიდან დაწყებული ნ. თათრიშვილმა და გ. ზარიძემ დაადგინეს მეტასომატური გრანიტწარმოშობის სტადიური ხასიათი და გამოყვეს მონო, ბი და პოლისტადიური მეტასომატური პროცესები. მათ დაადგინეს, რომ მონოსტადიური მეტასომატოზის დროს, საწყის ქანებში აღმავალი ხსნარების (ფლუიდების) მიერ შემოიტანება შემდეგი ქიმიურად აქტიური ელემენტებიდან - სილიციუმი, ნატრიუმი ან კალიუმი, ერთ-ერთი, ხოლო ბიმეტასომატოზის შემთხვევაში კი - რომელიმე ორი ელემენტი. ავტორებმა დაადგინეს აგრეთვე, რომ მეტასომატური გრანიტოიდები წარმოიშობა სამ- და მრავალსტადიური მეტასომატოზის შედეგად და ამ პროცესის ინტენსივობისას ხდება გრანიტული მაგმის ფორმირებაც კი (გ. ზარიძის მიხედვით – მეტასომატური ანატექსისი).

ნ. თათრიშვილმა და გ. ზარიძემ დაასაბუთეს გრანიტწარმოშობის პროცესში აქცესორული მინერალების განვითარება არა მხოლოდ ადრეულ სტადიაზე, როგორც ეს ადრე იყო მიღებული, არამედ მათი ფორმირების ბოლო სტადიაზეც.

გ. ზარიძის და ნ. თათრიშვილის ნაშრომი პერტიტების გენეზისის შესახებ (1958) სამართლიანად ითვლება მნიშვნელოვან წვლილად პეტროლოგიაში. აღნიშნული ნაშრომის

გამოქვეყნებამდე, პეტროლოგიურ ლიტერატურაში ცნობილი იყო პერტიტების წარმოქმნის სამი შესაძლო გზა: 1. ევტექტიკური კრისტალიზაცია; 2. ალბიტის გამოყოფა კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატის მყარი ხსნარის დაშლისას და 3. ალბიტით კალიუმის მინდვრის შპატის ჩანაცვლება განწვევების ზედაპირებისა და კლივაჟის გასწვრივ. მათ შორის პირველი ითვლებოდა ძირითად გზად. ავტორებმა დამაჯერებლად დაასაბუთეს, რომ კალიუმის მეტასომატოზის პროცესში ხდება პლაგიოკლასის მიკროკლინით თანდათანობით ჩანაცვლება სხვადასხვა ტიპის პერტიტის წარმოქმნით და რომ პერტიტიზაცია წარმოადგენს მიკროკლინიზაციის შუალედურ სტადიას.

ორმოცდაათიანი წლების ბოლოსა და სამოციანი წლების დასაწყისში, ნ. თათრიშვილი და გ. ზარიძემ გამოაქვეყნეს ორი მონოგრაფია – “Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования” და “Петрография магматических и метаморфических пород Грузии”, რომლებმაც გეოლოგიური საზოგადოებრიობის მაღალი შეფასება დაიმსახურა.

გრანიტოიდების გენეზისის საკითხის შესწავლისას, გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი მივიდნენ იმ დასკვნამდე, რომ მათ წარმოშობასა და განვითარებაში და, შესაბამისად, ჩვენს პლანეტის ჩამოყალიბების ადრეულ სტადიაზე გრანიტულ-მეტამორფული ფენის ფორმირებაში, მნიშვნელოვან როლს თამაშობს მეტასომატოზი. მოგვიანებით, გ. ზარიძემ მდიდარი ფაქტიური მასალისა და მრავალი პეტროლოგიური ობიექტის (უკრაინაში, ციმბირში, ურალზე, არელისში, შორეულ აღმოსავლეთში, კარპატებზე, ბალკანებზე, დინარიდებზე, კანადასა და სხვ.) დათვალიერების საფუძველზე, შეიმუშავა დედამიწის ენდოგენური ქანების ორიგინალური სისტემატიკა.

კავკასიის ალპურისწინა მეტამორფული კომპლექსების კვლევაში დაუფასებელია ქალბატონი ნინოს მიერ გაკეთებული აღმოჩენა კავკასიონის წინა ქედის ზონაში ეკლოგიტების გამოსავლების დადგენის შესახებ, რაც მან დეტალურად აღწერა თავის მონოგრაფიაში.

გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი, ზოგიერთ უცხოელ გეოლოგთან ერთად, ამტკიცებდნენ, რომ გრანიტული მაგმის წარმოქმნა შეუძლებელია ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის გზით. მათი აზრით, შესწავლილი გრანიტოიდების არსებითი ნაწილისთვის დამახასიათებელია ფლუიდურ-მეტასომატური გენეზისი. გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა ნაოჭა სარტყლებისთვის გამოყვეს გრანიტოიდების სამი ტექტონიკური ტიპი: ადრეოროგენული ან ინტრაგეოსინკლინური, გვიანოროგენული და დამასრულებლოროგენული, ხოლო კიდევ ერთი (მეოთხე) ტიპი უძრავი სარტყლებისთვის – კრატოგენური (კონტინენტური) ტიპი. მოგვიანებით (1984), ნ. თათრიშვილი და გ. ზარიძემ, დაეყრდნენ რა ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის თეორიას, გრანიტოიდების ტიპიზაციას მისცეს უფრო სრულყოფილი სახე.

სამოციანი წლებიდან დაწყებული, გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა გამოაქვეყნეს თეორიული ხასიათის მრავალი შრომა, რომლებიც ეხებოდა: ზოგიერთი ვულკანური წარმონაქმნის გენეზისს, მეტამორფიტების, გრანიტოიდებისა და ენდოგენური მინერალიზაციის ზონების კავშირს ვულკანოგენურ-სედიმენტოგენურ ფორმაციებთან, მაგმატიზმის, მეტამორფიზმისა და ტექტონიკის ურთიერთკავშირის საკითხებს, მეტასომატიზმისა და მადანწარმოშობის პრობლემებს, კავკასიის უძველესი ბაზალტური სუბსტრატის პეტროლოგიას, პალეოზოოურ ეპოქაში კავკასიონის მაგმატიზმისა და მეტამორფიზმის საკითხებს ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის თეორიის ჭრილში, კონტინენტებისა და ოკეანეების ენდოგენური ფორმაციების შესწავლასა და სხვ. მხოლოდ გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის შრომათა სათაურების ჩამონათვალია საკმარისი იმისთვის, რომ დავრწმუნდეთ, თუ რამდენად ფართოა ავტორების სამეცნიერო ინტერესების დიაპაზონი.

გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერ ჩატარებულმა პეტროლოგიურმა კვლევებმა საფუძველი ჩაუყარა კავკასიის კრისტალური ქანების ინტენსიურ შესწავლას. ამ საკითხს მიუძღვნეს მათმა მოწაფეებმა ათეულობით სადოქტორო და საკანდიდატო დისერტაცია, ეროვნულ და უცხოურ ჟურნალებში გამოქვეყნდა მრავალი სამეცნიერო სტატია და დაიწერა სამეცნიერო ანგარიშები. გადაუჭარბებლად შეიძლება ითქვას, რომ არცერთ ქართველ მეცნიერ-გეოლოგს არ აღუზრდია იმდენი მოწაფე, როგორც გ. ზარიძესა და ნ. თათრიშვილს. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის ნაყოფიერი შრომის შედეგად, საქართველოში ჩამოყალიბდა თვითმყობადი პეტროლოგიური სკოლა, რომელმაც საერთაშორისო აღიარება მოიპოვა.

**PETRO- AND GEOCHEMISTRY OF EARLY VARISCAN
(BRETONIAN) GRANITOIDS OF THE GREATER CAUCASUS**

**D.SHENGELIA, T.TSUTSUNAVA, G.CHICHINADZE,
N.MAISURADZE, Q.VARDANASHVILI**

Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology,
1/9 M. Alexidze st., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: d_shenge@yahoo.com

According to rare elements content and to geochemical characteristics (Eu/Eu*-Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂, Rb/Sr, Sm/Nd, La_n/Yb_n), composition of Early Variscan granitoids of the Elbrus and Pass subzones of the Main Range zone of the Greater Caucasus as a whole corresponds to the upper crustal and common crustal granitoids of the other regions of the world. In the Elbrus subzone the major part of granite-gneisses corresponds to S type granites, and the other part and all other varieties – to the granites of I type. In the Pass subzone all varieties of autochthonous granitoids belong to I type granites but the allochthonous ones – to I, S and A types of granites.

კავკასიონის ადრევარისკული (ბრეტონული) გრანიტოიდების პეტრო- და გეოქიმიის. შენგელია, თ. წუცუნავა, გ. ჭიჩინაძე, ნ. მაისურაძე, ქ. ვარდანაშვილი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ.ფოსტა: d_shenge@yahoo.com

კავკასიონის მთავარი ქედის ზონის იალბუხის და საუღელტეხილო ქვეზონების ადრევარისკული გრანიტოიდები გეოქიმიური მახასიათებლების (Eu/Eu*-Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂, Rb/Sr, Sm/Nd, La_n/Yb_n) და იშვიათი ელემენტების შემცველობის მიხედვით, მთლიანობაში, შეესაბამება მსოფლიოს სხვა რეგიონების ზედაქერქულ და საერთოქერქულ გრანიტოიდებს. იალბუხის ქვეზონის გრანიტული გნეისების დიდი ნაწილი უპასუხებს S ტიპის გრანიტებს, დანარჩენი ნაწილი და ყველა სხვა სახეობა კი – I ტიპს. საუღელტეხილო ქვეზონის ავტოქთონური გრანიტოიდების ყველა სახეობა მიეკუთვნება I ტიპის გრანიტებს, ხოლო ალოქთონურის კი – გაბნეულია დიაგრამის I, S და A ტიპის გრანიტების შესაბამის ველეებში.

Петрогеохимия ранневарисских (бретонских) гранитоидов Большого Кавказа. Д.М. Шенгелия, Т.Н. Цуцунავа, Г.Л. Чичинадзе, Н.И. Маисурадзе, К.Г. Варданашвили. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе 1/9. E-mail: d_shenge@yahoo.com

По содержанию редких элементов и геохимическим характеристикам (Eu/Eu*-Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂, Rb/Sr, Sm/Nd, La_n/Yb_n), состав ранневарисских гранитоидов Эльбрусской и Перевальной подзон Главного хребта Большого Кавказа, в целом, соответствует верхнекоровым и общекоровым гранитоидам других регионов мира. В Эльбрусской подзоне большая часть гранитоидов отвечает гранитам S типа, а другая часть и все остальные разновидности – гранитам I типа. В Перевальной подзоне все разновидности автохтонных гранитоидов принадлежат к гранитам I типа, а алохтонных гранитоидов – всем I, S и A типам гранитоидов.

გაფართოებული რეზიუმე

კავკასიაში ბრეტონული ოროფაზისით გაპირობებული გრანიტწარმოშობის პროცესები მიმდინარეობდა მხოლოდ კავკასიონის მთავარი ქედის ზონის იალბუხისა და საუღელტეხილო ქვეზონებში (Гамკრელიძე, Шенгелия, 2005). მიუხედავად დიდი მიღწევებისა კავკასიონის გრანიტოიდების შესწავლაში, ბრეტონული გრანიტოიდების გეოქიმიის, ანალიტიკური მონაცემების სიმცირის ან, ზოგ შემთხვევაში, არარსებობის გამო, სუსტადაა შესწავლილი.

სტატიაში ანალიტიკური მონაცემების ინტერპრეტაციის საფუძველზე, განხილულია კავკასიონის მთავარი ქედის ზონის იალბუხისა და საუღელტეხილო ქვეზონებში განვითარებული ბრეტონული გრანიტოიდების პეტროლოგიურ-გეოქიმიური საკითხები.

იალბუხის ქვეზონის ბრეტონული გრანიტოიდები წარმოდგენილია პლაგიოგრანიტებით, გრანიტული გნეისებით და პლაგიოგნეისებით და კვარციანი დიორიტებით. მათი შემცავი ქანებია კამბრიულისწინა ღრმადმეტამორფიზებული ინფრასტრუქტურა. გრანიტოიდების ფორმირების პირობები, ძირითადად, ბიოტიტიან-მუსკოვიტიანი გნეისების ფაციესს შეესაბამება. აღნიშნული ქვეზონის ბრეტონულ გრანიტოიდებში გამოყოფილია ორი სახესხვაობა – უამფობლო (ბიოტიტიანი და ორქარსიანი პლაგიოგრანიტები, პლაგიოგნეისები

და გრანიტული გნეისები) და რქატყუარიანი (რქატყუარიანი და ბიოტიტიანი-რქატყუარიანი კვარციანი დიორიტები, დიორიტები და მათი გნეისისებური ანალოგები) გრანიტოიდები. იალბუზის ქვეზონის ბრეტონული გრანიტოიდების უამფობლო სახესხვაობა, მცირე გამო-ნაკლისის გარდა, მიეკუთვნება ნორმალურ-ტუტე და კირტუტე სერიებს (ცხრ. 1 და სურ. 2). A/CNK პარამეტრები პლაგიოგრანიტებისთვის, გრანიტული გნეისების და პლაგიოგნეისე-ბისთვის იცვლება დიდ დიაპაზონში – 0.53-2.2. I, S და A ტიპის გრანიტების დისკრიმინაცი-ულ დიაგრამაზე პლაგიოგნეისებისა და პლაგიოგრანიტების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილები ხვდება I ტიპის გრანიტების არეში, ხოლო გრანიტული გნეისებისა კი – S და I ტიპის გრანიტების ველებში. ბ. ბარბარენის (Barbarin, 1999) მინერალოგიურ-პეტროლოგიური კლასიფიკაციის მიხედვით, გრანიტული გნეისები იკავებს მუსკოვიტის შემცველ პერალუმინ-იან გრანიტებსა (MPG) და კალიუმით მდიდარ კირტუტე გრანიტებს (KCG) შორის გარდა-მავალ პოზიციას. რქატყუარიანი გრანიტოიდები მიეკუთვნება ნატრიუმის რიგის გრანიტო-იდების ნორმალურ-ტუტე და კირტუტე სერიებს. ეს გრანიტოიდები, უამფობლო პლაგიო-გრანიტებთან შედარებით, SiO₂ უფრო დაბალი შემცველობით და FeO_{საერთო}, MgO და CaO მაღალი შემცველობით ხასიათდება. I, S და A ტიპის გრანიტების დისკრიმინაციულ დიაგრ-ამაზე რქატყუარიანი გრანიტოიდების ფიგურატული წერტილები მოთავსდა I გრანიტების ველში (ცხრ. 2 და სურ. 2). მათი A/CNK პარამეტრები მერყეობს 0.82-1.00 ფარგლებში. ბ. ბარბარენის მინერალოგიურ-პეტროლოგიური კლასიფიკაციის მიხედვით, ისინი უპასუხებენ კირტუტე სერიის ამფობლიანი გრანიტოიდების ჯგუფს – ACG.

საუღელტეხილო ქვეზონის ბრეტონული გრანიტოიდები დაკავშირებულია ბუულგენის მეტამორფული კომპლექსის ნეოპროტეროზოულ(?) გვანდრის წყებასთან და წარმოდგენი-ლია ავტოქთონური და ალოქთონური ლეიკოკრატული გრანიტოიდებით. პირველ მათგანს მიეკუთვნება პლაგიოგრანიტული, გრანოდირიტული და გრანიტული შედგენილობის გნე-ისები, რომლებიც მეტამორფიზებულია სტავროლიტურ-სილიმანიტური სუბფაციისისა და ბიოტიტიანი-მუსკოვიტიანი გნეისების ფაციესის პირობებში. ალოქთონური გრანიტოიდები წარმოდგენილია ლეიკოკრატული პლაგიოგრანიტებით, გრანოდირიტებით, გრანიტებით და მათი აპლიტური სახეობებით. ლეიკოკრატული გნეისები მდიდარია SiO₂-ით (>70 მას.%) და ღარიბია კალციუმით და ფემური კომპონენტებით (ცხრ. 3). გამოიყოფა ნატრიუმით მდი-დარი და კალიუმით ღარიბი და როგორც კალიუმით, ასევე ნატრიუმით მდიდარი სახესხვა-ობები. პირველ სახესხვაობაში ნატრიუმი ბევრად ჭარბობს კალიუმს და ამიტომ, ამ ქანებ-ში K₂O შემცველ ფაზას წარმოადგენს მუსკოვიტი ან ბიოტიტი, ისიც ძალიან მცირე რაოდე-ნობით. მეორე სახესხვაობაში, რომელიც უფრო მაღალტუტეანია და ჭარბად შეიცავს კა-ლიუმს, ქარსებთან ერთად განვითარებულია კალიუმის მინდერის შპატი. დაბალკალიუმი-ანი გნეისების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილები Na₂O+K₂O - SiO₂ დიაგრამაზე მო-თავსდა ნორმალურ-ტუტე სერიის გრანიტოიდების ველში, ხოლო მეორე ჯგუფის გნეისე-ბის კი – სუბტუტე და ნორმალურ-ტუტე სერიის გრანიტოიდების ველების გამყოფი ხაზის მახლობლად (სურ. 3). აღსანიშნავია, რომ აღნიშნულ დიაგრამაზე ლეიკოკრატული გრანი-ტოიდების ფიგურატული წერტილები განლაგდა მათი საწყისი ქანების – ლეიკოკრატული გნეისების ველში. AFM დიაგრამაზე დაბალკალიუმიანი გნეისები იკავებენ კირტუტე ველს, ხოლო გნეისების სხვა სახესხვაობები კი – გაურკვეველ პოზიციას გრანიტოიდების ტოლე-იტურ და კირტუტე სერიებთან მიმართებაში. A/CNK – SiO₂ დიაგრამაზე, მცირე გამონაკლი-სის გარდა, ლეიკოკრატული გრანიტოიდების აღმნიშვნელი წერტილები შეჯგუფდა მცირე უბანზე. ავტოქთონური გრანიტოიდების ყველა სახეობა მიეკუთვნება I ტიპის გრანიტებს, ხოლო ალოქთონური გრანიტოიდების აღმნიშვნელი წერტილები გაფანტულია I, S და A ტი-პის გრანიტების ველებზე.

ბრეტონული გრანიტოიდების გეოქიმიური კვლევის შედეგები მოტანილია ცხრილში 4 და შეჯამებულია დიაგრამებზე 4 და 5.

კაკასიონის ადრეგარისკულ გრანიტოიდებში იშვიათი ელემენტების შემცველობა ფართო დიაპაზონში მერყეობს. ტიპურ გრანიტებში ამ ელემენტების საშუალო შემცველო-ბასთან შედარებით, ზემოთ აღნიშნულ გრანიტოიდებში მომატებულია Sr, Y, Nb და Th და შემცირებულია Ba, La და Nd შემცველობა, ხოლო Zr, Rb, Yb და U შემცველობა კი თითქმის მსგავსია. იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგრანიტები და პლაგიოგნეისები და საუღელტეხი-ლო ქვეზონის გრანატიანი ალიასკიტები Rb/SiO₂, Th/SiO₂, Ba/SiO₂, Yb/SiO₂, Zr/SiO₂ და Rb/Sr

ვარიაციულ დიაგრამებზე გამოყოფილია ერთმანეთისგან, ხოლო U/ SiO₂, Sr/ SiO₂, La/ SiO₂, Nb/ SiO₂, Y/SiO₂ და Ba/Sr/Na დიაგრამებზე კი გარკვეული კანონზომიერებები არ დგინდება.

Eu/Eu* – Sr/Nd დიაგრამის მიხედვით (სურ. 4) იალბუზის ქვეზონის ბრეტონული გრანიტოიდების ფიგურული წერტილების აბსოლუტური უმრავლესობა მოთავსდა ზედა ქერქის განმსაზღვრელ ველში (Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2002). Rb/Sr – SiO₂ დიაგრამის მიხედვით ყველა ქანი ქერქულ წარმონაქმნებს მიეკუთვნება (Tayor, McLennan, 1985). იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგრანიტებისთვის Rb/Sr ფარდობა ტოლია 0.118-0.460, პლაგიოგნეისებისთვის – 0.045-0.665, ხოლო საუღელტეხილო ქვეზონის გრანატიანი ალიასკიტისთვის – 0.059-ის. ზოგადად, Rb/Sr ფარდობა ქვედა ქერქისთვის 0.023-ის ტოლია, ზედა ქერქისთვის – 0.32, ხოლო საერთო ქერქისთვის კი – ≈ 0.03 (Taylor, McLennan, 1985). მიღებული მონაცემების შედარებიდან გამომდინარე, იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგრანიტები როგორც საერთო, ასევე ზედაქერქული წარმონაქმნებია, ხოლო პლაგიოგნეისები და საუღელტეხილო ქვეზონის გრანატიანი ალიასკიტები კი – მხოლოდ ზედაქერქული. Sm/Nd და La_n/Yb_n ფარდობების ტეილორისა და მაკლენანის (Taylor, McLennan, 1985) მიერ დადგენილი ზოგადი მნიშვნელობებისა და იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგრანიტებისთვის მიღებული იმავე მნიშვნელობების შედარების შედეგად დადგინდა, რომ აღნიშნული ქვეზონის პლაგიოგრანიტები, ძირითადად ზედაქერქული და, ნაწილობრივ, საერთოქერქული წარმონაქმნებია, პლაგიოგნეისები და საუღელტეხილო ქვეზონის გრანატიანი ალიასკიტები კი მხოლოდ ზედაქერქული წარმონაქმნებია. Eu/Eu* ფარდობის მიხედვით, იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგრანიტების უმეტესობა ზედაქერქული წარმონაქმნებია, დანარჩენი ნაწილი – ქვედაქერქული, ხოლო პლაგიოგნეისები და საუღელტეხილო ქვეზონის გრანატიანი ალიასკიტები კი – მხოლოდ ზედაქერქული წარმონაქმნებია.

იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგრანიტების სპაიდერგრამები ხასიათდება დახრის მცირე კუთხით და სუსტად გამოხატული Eu მინიმუმებით. ეს მინიმუმები უფრო კარგადაა გამოხატული იალბუზის ქვეზონის პლაგიოგნეისების დამახასიათებელ სპაიდერგრამებზე. ასევე მკვეთრი Eu მინიმუმი ახასიათებს საურელტეხილო ქვეზონის გრანატიან ალიასკიტებს.

იშვიათი ელემენტების შემცველობისა და გეოქიმიური მახასიათებლების მიხედვით, კავკასიონის ადრეუარისკული გრანიტოიდების შედგენილობა, მთლიანობაში, მიხლოებულია მსოფლიოს სხვა რეგიონების ზედაქერქული და საერთოქერქული გრანიტოიდების შედგენილობასთან (Taylor, McLennan, 1985; Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2000).

Introduction

Pre-Alpine metamorphism and granite-formation in the Caucasus cover a wide time interval - from Late Proterozoic to Late Paleozoic inclusive. These processes are bound up with Pan-African, Cadomian (Sairian phase), Caledonian and Variscan (Bretonian and Sudetic phases) orogeneses. They were stipulated by functioning of subduction zones by the both sides of Proto-Paleotethys and along northern peripheries of small oceanic basins of the Arkhiz and Southern Slope of the Greater Caucasus.

Geological-petrological investigations of the Pre-Alpine crystalline basement, inclusive granitoids of the Caucasus, cover the period beginning from the first half of the last century to the present. During this period have been actively discussed the problem of granitoid genesis, distinguishing of their genetic types, their correlation with geodynamic processes, etc. As a result of researches great amount of data had been accumulated, providing important scientific conclusions.

One of scientific achievements in studying granitoids is the most widespread at present classification of granitoids, by which their I, S, A, M and N types are distinguished (Chappel., White, 1974; Loiselle, Wones, 1979; Pitcher, 1987; Castro et al., 1991). As to the correlation between the granite magma source and geodynamic settings, B.Barbarin (1999) created a scheme of typification of granitoids; by this scheme, their main mineralogical-petrographic types (MPG, CPG, KCG, ATG, RTG and PAG) have been stated. It should be noted that in the contemporary structure of Pre-Alpine basement of the Caucasus the most of mentioned genetic types of granitoids are participating at a different scale. They formed in specific geodynamic settings and at different stages of formation of this structure (Gamkrelidze, Shengelia, 2005).

Proceeding from the presence of definite sequence of main geological events and the accumulated actual data concerning definite time interval, in the Caucasus manifestation of the Bretonian orogeny (at the end of Late Devonian and the beginning of Early Carboniferous) is considered. With this period regional

metamorphism of the majority of crystalline rocks of the Caucasus is connected (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). As for the granite-formation processes provoked by the same orogeny they are fixed only within the Elbrus and Pass subzones of the Main Range zone of the Greater Caucasus (Fig.1). Nevertheless, some authors consider manifestation of Bretonian granite-formation in the Loki crystalline massif as well (Dudauri et al., 1999).

Despite the achievements in studying the granitoids of the Greater Caucasus, Bretonian granitoids of the Elbrus and Pass subzones of the Main Range zone geochemically are studied insufficiently, as the analytical data on the rare elements in the granitoids are very scanty or in some cases are absent at all. Besides, the summary paper on petrochemistry of this granitoids has not been published yet.

In the present paper all existing data on geology, petrology, mineralogy and geochemistry of Bretonian granitoids of the Elbrus and Pass subzones of the Main Range zone of the Greater Caucasus have been summarized. Here new analytical data of investigations carried out in 2003-2005 are presented¹.

Geological Setting and Petrologic and Mineralogical Description of Granitoids

Bretonian granitoids of the *Elbrus subzone* are represented by plagiogranites, plagio- and granite gneisses and quartz-diorites. Their enclosing rocks are Precambrian deeply metamorphosed crystalline rocks of the Elbrus subzone infrastructure. The existence of rounded pebbles of Bretonian granitoids in Middle Carboniferous sediments fixes their upper age limit (Mikheev, 1965). K-Ar age dating shows quite wide interval of figures, but the highest figures correspond to Variscan (Bretonian) orogeny (Afanasiev, 1958; Rubinshtein, 1967; Shengelia, 1972).

Bretonian granitoids are formed in PT conditions of facies of biotite-muscovite gneisses and partially, possibly at the low-temperature stage of biotite-silimanite-K-feldspar facies as a result of selective fusion of thick metaterigenous sediments (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). They form mainly autochthonous, rarely – subautochthonous, and sometimes allochthonous, sheet-like bodies of different size. Granitoids are rimmed by high-temperature anatectic migmatites. Signs of granitoid influence on the enclosing rocks are absent – hornfels are not observed in exocontact of granitoids. Structural elements of xenolites and metamorphites coincide.

Two varieties of granitoids are distinguished – non-amphibolic (biotite and bimica bearing plagiogranites, plagiogneisses and gneisses) and amphibolic (hornblende and biotite-hornblende bearing quartz-diorites, rarely diorites and their gneissous varieties). A.V.Okrostsvaridze (1995) the non-amphibolic granitoids attributed to the Variscan granite-migmatite series of the Greater Caucasus.

Granitoids of the first variety are synkinematic formations generally observed as thick, rarely small lens-like bodies; they are often disposed along the longitudinal tectonic lines. In particular, large outcrop of autochthone bodies of biotite bearing plagiogranites of different size are exposed by the Pshekish-Tirniauz fault zone (Fig. 1). They are developed all over the intensely migmatized infrastructure. Synmetamorphic plagiogranites and plagiogranodiorites preserved after the microclinization processes, predominantly spread in the Kuban, Teberda, Baksan, Bezengian Cherek, Chegem, Bolshaya and Malaya Laba, Belaya, Aksaut and Enguri river basins.

Plagiogranites, plagiogneisses, granodiorite-gneisses and granite-gneisses closely link with each other by gradual transitions. Two-mica, muscovitized and chloritized plagiogranites, plagiogneisses, gneisses are most widespread; sporadically are occurred their chloritized garnet-bearing, garnet-biotite, garnet-sillimanite (fibrolite), bimica-garnet, bimica-fibrolite, muscovite-fibrolite and cordierite bearing varieties.

Amphibolic granitoids are scanty. Among them massive granitoids (having minor development) and their gneissose varieties are distinguished. Small granitoid bodies occur in the Kashtansu river basin - left tributary of the river Balkarian Cherek and near the glaciers Tutune and Rtsivashky.

Biotite-hornblende- and biotite-bearing quartz-diorites are exposed in the Suldursu-Musukhsu interfluvium and in the propagation area of quartz-diorites gneissose varieties. The easternmost exposures of hornblende-bearing granitoids are fixed in the upper reaches of the river Karaugom, close to the Karaugom glacier and on the western slope of the Soudor ridge. In westward direction, in the area of Gebivtsec Pass and Kyrtysho glacier, the hornblende-bearing granitoids are observed on the Southern slope of the Main Range (Rioni riverhead). In the regions of Fostog-tsete, Karaugom, Bartui-tsete glaciers and the Gurjivtsek Pass the hornblende-bearing granitoids from the south tectonically contact the crystalline schists of the Pass subzone Kassar series. From north approximately in latitudinal direction, along the ridge Chirikh – they give place to muscovite granites. The bodies of these rocks are not large in size and link with each other by intertran-

¹ Rare elements were determined at the NERC ICP-MS laboratory of the Kingston University (UK) by Prof. P.J.Treloar.

sitions, or biotitized amphibolites and intensely granitized crystalline rocks rapidly replace them. Quite often outliers of formless bodies of these rocks occur in granitoids.

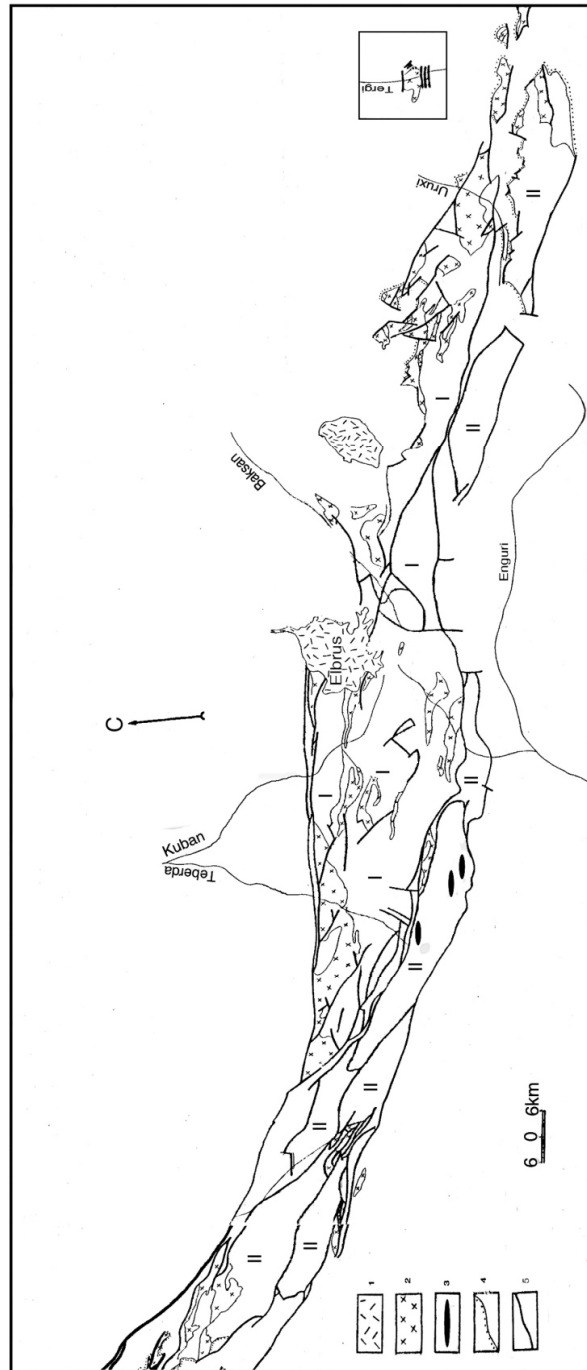


Fig. 1. Outcrops of Bretonian granitoids within the crystalline basement of the Main Range zone of the Greater Caucasus.

Subzones: I - the Elbrus subzone, II - the Pass subzone. 1 - Quaternary lavas, 2 - Bretonian granitoids of the Elbrus subzone, 3 - sections with most widespread occurrence of the autochthonous granitoids in the Pass subzone, 4 - transgressive overlap, 5 - faults.

In the *Pass subzone* Bretonian granitoids (see Fig. 1) are confined to the Late Proterozoic (?) Gvandra suite of the Buulgen metamorphic complex. They are represented by autochthonous and allochthonous leucocratic gneisses and granitoids, being synmetamorphic with Bretonian regional metamorphism.

Plagiogranites, granodiorites and granites belong to the autochthonous leucocratic paragneisses; the most part of them are garnet-bearing. Their mode of occurrence is in conformity with the enclosing rocks represented by migmatites, different crystalline schists and amphibolites of Gvandra suite metamorphosed in conditions of staurolite-sillimanite subfacies and facies of biotite-muscovite gneisses. Degree of their metamorphism is always consistent with that of the enclosing rocks giving possibility to distinguish them from the younger allochthonous leucocratic granitoids and postmetamorphic Sudetian granitoids as well. In the gneisses the initial-sedimentary features are identified. Sometimes they gradually transform into metasedimentary rocks – feldspathic and monomineral quartzites. Within the gneissic strata alternation of highly leucocratic and thin dark interlayers is observed.

Leucocratic paragneisses are widespread on both the Northern and Southern Slopes of the Main Range zone of the Greater Caucasus. In headwaters of the river Amanauz their conformable bodies extend over the hundred meters and sharply stand out against the background of enclosing them dark gray schists. An impressive outcrop of large concordant body of leucocratic gneisses is established in rocky exposures of Mt. Belalakaya. On the Southern Slope of the Greater Caucasian range the leucocratic paragneisses are widespread in the Klych, Khetskvara (right tributary of the river Kodori), Ptysh, Atsaysh-Atsgara, Chkhaltadzykh, Adeba, Jessyara and Sibista (left tributaries of the river Atsgara) river basins. In the Khetskvara river basin, gneisses crop out along the eastern and western edges of the same-named glacier. In this exposure (total thickness 700-800 m) garnet-bearing leucocratic plagiogneisses (thickness of separate strata – 0.01-100m) take up about 500 m, the rest of the section is occupied by amphibolites and also biotite-, amphibole-, plagioclase-, quartz- and pyroxene-bearing schists and silicified porphyroblastic diorite-gneisses. In the vicinity of the glacier Ptysh (southern spur of Dombay-Ulgen apex) they are distinctly established among the metamorphites forming an anticlinal fold together with them.

Among the leucocratic paragneisses garnet varieties are most widespread. They are fine- and medium-grained rocks of light-grey coloring comprising pinkish crystals of garnet. Content of dark minerals – biotite and garnet is $\leq 5\%$. Concordant bodies (0.4-2 m thickness) of garnet-tourmaline bearing plagioclaskites often occurred on the left bank of the river Atsgara.

Granodiorites and granite-gneisses are observed everywhere, but quantitatively they are inessential.

Among the allochthonous leucocratic granitoids plagiogranites, granodiorites, granites and their aplitic varieties are distinguished.

In the cliffy exposures to the northwest of the glacier Khetskvara in porphyroblastic granite-gneisses thin (0.5-1.5 m) leucocratic garnet-bearing granites and aplites are exposed; both cutting and concordant bodies represent them, in contrast to autochthonous varieties.

Allochthonous granitoids are of light grey to white color, medium- and coarse-grained massive or weakly gneissose rocks. Dark mineral is represented by garnet (1%) and rarely by biotite. In plagiogranites that underwent intensive albitization and muscovitization, tourmalines (2-4 cm) are fixed; they constitute about 20% of rock.

In the Main Range zone, approximately on the meridian of the village Atsgara, near the Main thrust, in the stocks of albitized garnet-two-mica schists with andalusites, concordant bodies of garnet-tourmaline porphyroblastic plagiogranites, granit-diorites and granites are observed. In the Chamagvara riverhead area (right tributary of the river Bzibi) in the axial part of the Main Range of the Greater Caucasus, at a distance of 250 m south-west from the mountain apex with the elevation mark – 3255.0 m, a concordant body of weakly gneissose leucocratic albitized garnet-bearing plagiogranite (thickness – 5m) is exposed; The body is located in a bench of amphibolites and metapelites. North of the Main thrust, in the rivers Chamagvara and Shkhabzia areas (right tributaries of the river Bziph in metapelites, migmatites and porphyroblastic granite-gneisses the concordant or cutting leucocratic garnet-bearing granites and aplites are spread. Due to insignificant thickness (0.3-2.0 m), their outcrops have not been drawn on the map.

Leucocratic allochthonous granitoids as well as autochthonous varieties are widespread in metamorphites of the Gvandra suite spread in the Amanauz headwaters area.

Petrochemistry of Granitoids

The Elbrus Subzone

Bretonian plagiogranites, plagiogranite- and granite-gneisses of the Elbrus subzone, in the main, belong to the normal alkaline and calc-alkali series (Table 1, Fig. 2). It should be mentioned that these plagiogranites and plagiogneisses are most low potassic among pre-Alpine granitoids of the Elbrus subzone, and granite-

gneisses are high potassic and by K₂O content they yield only to Late Variscan porphyroblastic granitoids of the Elbrus subzone. A/CNK parameters for plagiogranites, plagiog- and granite- gneisses vary within a wide

Table 1

Composition of Bretonian non-amphibolic plagiogneisses, granite-gneisses and plagiogranites of the Elbrus subzone (in mas. %)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ
2675	58,99	0,77	16,97	2,57	3,50	0,10	2,15	4,59	4,00	2,30	0,25	3,47	0,34	100,00
2565	70,20	0,30	15,50	0,35	2,34	-	1,05	3,11	4,00	1,40	0,48	1,32	0,08	100,13
2542	58,59	0,62	16,40	3,80	6,88	0,07	2,31	2,06	3,42	2,30	0,12	2,98	0,31	99,86
61	71,21	0,25	15,98	1,13	1,26	0,04	0,98	2,18	4,83	1,67	0,20	0,47	0,13	100,52
80	70,80	0,24	15,49	2,15	1,20	0,06	1,47	2,05	3,63	1,62	0,16	0,54	0,13	99,75
73	72,00	0,16	15,25	0,44	0,92	0,03	1,32	1,07	4,64	3,11	0,24	0,32	0,15	99,78
388	71,69	0,11	15,50	1,01	0,86	0,03	0,32	1,51	1,70	1,90	0,17	1,27	-	99,10
342	82,41	0,10	7,66	1,82	0,54	-	0,59	0,80	3,90	1,00	0,31	1,09	0,08	100,30
2266	66,19	0,65	16,49	1,77	3,78	0,09	1,11	1,17	2,50	3,40	0,04	2,16	0,09	99,14
2593	70,33	0,27	13,04	1,85	3,32	0,07	1,57	0,98	2,20	4,20	0,45	1,67	0,10	100,05
2613	65,97	0,48	16,10	1,18	2,96	0,03	1,11	3,35	3,60	4,20	0,16	0,74	0,23	100,11
2598	70,44	0,25	13,76	1,68	0,98	0,03	0,81	2,81	3,20	3,40	0,42	1,94	0,10	95,82
2913	67,35	0,23	16,16	0,87	0,72	0,04	0,59	2,56	5,00	4,90	0,34	0,94	0,32	100,03
2862	65,79	0,25	16,03	1,72	3,02	0,07	2,08	4,42	2,38	2,28	0,50	1,30	-	99,84
176	73,71	0,21	13,25	0,77	1,80	0,03	0,38	1,19	2,58	4,40	0,10	1,08	-	99,77
90	69,00	0,31	16,03	0,35	2,34	0,04	1,66	1,41	3,85	3,20	0,25	1,35	0,13	99,92
257	70,08	0,30	14,79	0,12	2,70	0,03	0,77	2,94	3,90	2,00	-	1,48	0,18	99,94
331	62,67	0,60	17,00	1,56	3,87	0,17	0,47	3,40	5,72	2,56	0,08	1,44	0,11	99,97
2859	67,20	0,15	18,70	0,30	1,29	1,10	0,57	3,64	3,92	1,03	1,54	1,06	0,07	99,57
2916	66,33	0,34	17,22	1,33	1,36	0,04	1,18	2,80	5,00	2,00	0,62	2,06	0,05	100,30
2889	74,24	-	13,26	1,22	0,18	0,04	0,62	1,88	4,00	2,55	0,70	1,70	0,04	100,43
449	72,03	0,23	13,79	1,13	1,70	0,05	1,82	2,67	4,00	1,25	0,04	1,08	0,18	99,97
307	71,01	0,42	13,14	1,20	3,42	0,07	1,99	1,79	3,10	2,30	0,06	1,20	0,20	99,90
441	66,78	0,44	15,55	1,85	2,99	0,04	1,63	3,58	3,34	1,90	0,13	1,45	0,15	99,83
218	75,72	0,17	12,35	1,05	1,01	0,05	0,93	1,86	4,30	1,30	0,13	1,25	-	100,12
222	74,43	0,23	11,90	0,56	1,98	0,07	0,53	2,11	3,80	1,80	0,18	1,96	0,04	99,59
20	66,22	0,28	16,95	1,38	2,90	0,09	1,38	3,14	4,00	2,08	-	1,37	0,33	100,12
29	64,12	0,31	17,49	1,28	2,44	0,11	1,80	3,45	4,66	2,54	0,30	1,80	0,21	100,51
160	73,00	0,05	15,28	1,05	0,36	0,10	0,24	1,34	5,70	2,50	0,14	0,54	0,02	100,32
64	74,23	-	14,62	1,52	-	-	0,45	1,02	4,10	2,50	0,28	0,90	0,14	99,76
95	68,80	0,39	16,56	2,06	1,08	0,10	1,00	1,84	4,60	2,00	0,33	1,65	0,23	99,74
63	73,37	0,21	14,29	0,66	0,65	0,03	0,38	2,06	3,90	2,90	0,35	1,01	0,07	99,88
69	73,22	0,40	14,29	1,68	0,98	-	1,04	3,07	3,00	1,10	0,08	1,02	0,06	99,88

Plagiogneisses: the Balkarian Cherek river basin - 2675 and 2565 (biotite-bearing), 2542 (biotite-garnet bearing); the Baksan river basin – 6280 (bimica-bearing); Teberda river basin – 388 (biotite-bearing); the Malaya Laba river basin – 342 (muscovitized). Granite-gneisses: the Khaznydon river basin – 2266 (biotite- and silimanite-bearing); the Bezengian Cherek river basin – 2593, 2598 (biotite-garnet bearing), 2613 (biotite-bearing); the Baksan river basin – 2913 (biotite-bearing), 2862 (biotite-garnet bearing); the Kuban river basin – 175 (bimica-garnet-bearing); the Zelenchuk river basin – 90 (biotite-bearing). Plagiogranites: the Darial massif – 257 (biotite-bearing); the Sadonian massif – 331 (muscovitized); the Baksan river basin – 2859, 2961 (biotite-bearing), 2889 (bimicaceous); the Teberda river basin – 449, 307, 441 (biotite-bearing); the Kuban river basin – 64, 95, 63 (bimicaceous), 69 (bimicaceous with fibrolite); the Bolshaya Laba river basin – 218, 226 (bimicaceous); the Belaya river basin – 20-p, 29-p (bimicaceous); the Pshikhash massif – 160 (bimicaceous).

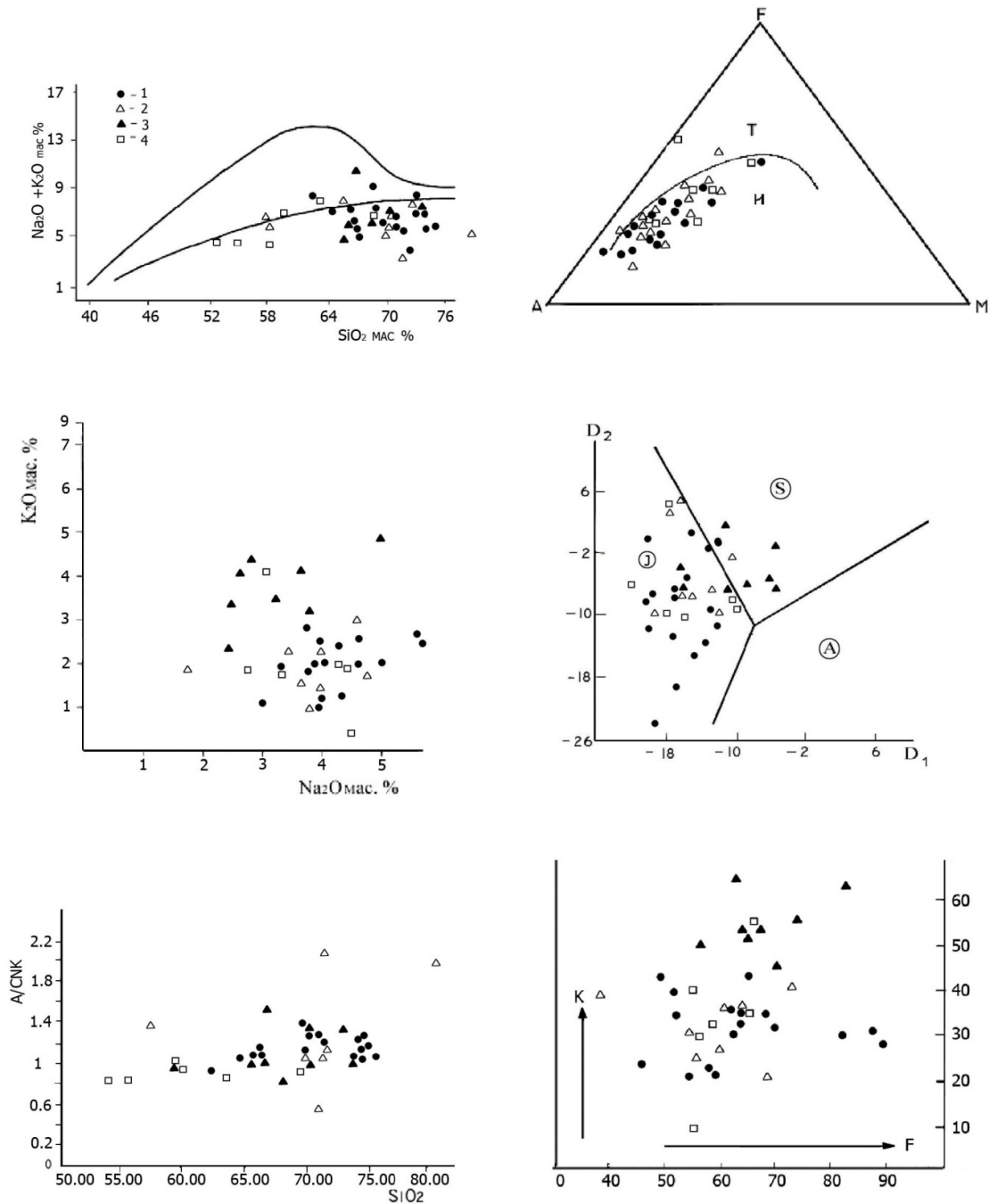


Fig. 2. Petrochemical diagrams for the Bretonian granitoids of the Elbrus Subzone of the Main Range zone of the Greater Caucasus. Biotitic and bimicaceous granitoids: 1 – plagiogranites, 2 – plagiogneisses, 3 – granite-gneisses, 4 – hornblende-bearing granitoids.

range – 0.53-2.2. On the discriminative diagram of A, S and I type granites (see Fig.2) figurative points of compositions of plagiogranites and plagiogneisses are disposed in the field of I type granites, and granite-gneisses occupy the area of S type- and also I type granites. The granite-gneisses by Barbarin's (Barbarin, 1999) mineralogic-petrographical classification take an intermediate position between the muscovite-bearing peraluminium (MPG) and K-rich calc-alkali (KCG) group of granitoids.

According to received data (see Table 2 and Fig. 2) Bretonian hornblende-bearing granitoids of the Elbrus subzone belong to normal alkali and calc-alkali granitoids of sodic series. It should be mentioned that these granitoids in comparison with the considered non-amphibolic plagiogranites are distinguished in lower SiO₂ content and high content of FeO_{com}, MgO and CaO. On the discriminative diagram of S, I and A type granites, figurative points of the granitoids are disposed in the field of I type granites. A/CNK parameters of the granitoids vary in the range - 0.82-1 that by B. Clarke (Clarke, 1992) also correspond to I type granitoids. According to typification of granitoids (Barbarin, 1999), they belong to ACG group - amphibolic granitoids of calc-alkaline series.

Table 2

Composition of Bretonian hornblende-bearing granitoids of the Elbrus subzone (in mas. %)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ
2154	58,92	0,50	17,42	0,97	6,03	0,14	3,22	5,18	4,48	0,44	0,65	1,45	0,27	100,4
2155	59,52	0,50	17,12	2,15	4,23	0,15	2,80	5,53	4,66	2,06	0,07	0,83	0,18	99,74
2157	69,28	0,17	14,50	0,43	2,70	0,07	1,22	4,65	4,20	1,98	0,36	0,44	0,11	99,75
2352	53,57	0,81	17,27	4,35	4,40	0,17	3,45	7,38	3,30	1,80	0,18	3,28	0,34	100,3
2361	55,77	0,95	16,05	3,87	5,12	0,31	4,11	7,05	2,80	1,90	-	1,70	0,18	99,91
2356	63,72	0,58	14,06	2,93	3,64	0,14	1,74	3,32	3,20	4,34	0,05	0,91	0,15	99,78

Quartz-diorites: the Karaugom river basin (right tributary of the river Uruk) – 2154 (hornblende bearing); the Khaznidon river basin – 2352 (hornblende bearing), 2361 (biotite- hornblende bearing), 2356 (biotite-bearing with low content of hornblende); the Karaugom river basin – 2157 biotite-bearing plagiogranite.

The Pass Subzone

Leucocratic gneisses are rich in silica (generally contains > 70 mas.% of SiO₂) and are poor in calcium and femic components (Table 3 and Fig.3). Here are distinguished varieties with high sodium and low potassium content and also rich in both sodium and potassium. For the first group – low potassic gneisses (K₂O 0.4 – 1.36 mas.%) a considerable prevalence of sodium (K₂O/Na₂O ratio varies within 0.08-0.29 and K₂O+Na₂O=4.35-6.05 mas.%) is characteristic. In these gneisses, the only phase with K₂O content is muscovite or biotite (they are very scanty). Lack of potassium restricts mica stability, conditions absence of K-feldspar and extension of garnet stability. The second group of gneisses is characterized by higher alkalinity, containing K₂O+Na₂O – 7.5 - 11 mas.% and K₂O 2,2 – 6.2 mas.%; K₂O/Na₂O ratio varies within 0.42-1.29. In this group of gneisses with redundant potassium content, K-feldspar together with micas is developed.

In the Na₂O+K₂O – SiO₂ diagram (Fig. 3) figurative points of low potassic gneisses are disposed in the field of normal alkali series, and that of the second group of gneisses – close to the line separating the subalkaline and normal alkaline series. On the AFM diagram, the low potassic leucocratic gneisses occupy the calc-alkali field, as to the normal potassic varieties of leucocratic gneisses – they take up an undefined position. Furthermore, it should be mentioned that on the Na₂O+K₂O – SiO₂ diagram figurative points of leucocratic granitoids are disposed in the field of their initial rocks - leucocratic gneisses (see Fig. 3), but on the A/CNK – SiO₂ diagram, they mainly have been grouped in a small segment.

All the varieties of autochthonous granitoids belong to I type granites, and the allochthonous ones - to I, S and A type granites.

Composition of Bretonian leucocratic garnet-bearing gneisses and granitoids of the Pass subzone (in mas. %)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Σ
259	75,67	0,05	13,72	0,08	1,48	0,06	1,48	2,08	4,99	0,40	0,14	0,22	0,13	100,42
260	69,34	0,17	14,75	0,04	3,89	0,06	2,09	3,21	3,60	0,75	0,32	1,28	0,23	99,73
662	74,46	0,05	15,47	0,06	0,08	0,25	1,11	1,63	5,07	0,68	0,40	0,74	0,16	100,16
6085	74,00	0,07	14,44	0,17	1,89	0,12	0,36	2,51	4,70	1,36	0,14	0,60	0,10	99,89
323-3	62,58	0,06	21,10	0,30	1,44	0,07	0,63	2,98	4,80	6,20	0,20	0,25	0,03	100,14
330-3	73,14	0,10	13,92	0,30	1,44	0,03	0,31	2,21	3,70	3,90	0,40	0,30	0,16	99,61
6896	73,43	0,09	14,98	0,05	0,56	0,05	0,61	2,17	5,30	2,20	-	0,74	0,10	100,28
275	73,93	0,05	14,87	0,80	0,52	0,08	0,56	0,65	4,13	4,09	0,12	0,32	0,09	100,21
320	73,05	trace	14,79	0,06	1,00	0,03	0,15	1,89	4,50	4,10	0,28	0,12	0,02	99,99
347	72,18	0,15	13,54	0,06	1,78	0,07	0,80	1,60	3,50	4,80	0,35	0,97	0,24	100,04
6807	78,00	0,17	12,09	0,13	0,95	0,04	0,66	0,81	2,60	4,60	0,02	0,16	-	100,23
6806	71,85	0,18	16,00	1,26	3,18	0,07	1,40	0,95	3,00	1,50	0,30	0,14	0,09	99,74

Plagiogneisses – 259, 260 (the Khetskvara river basin), 662, 6085 (the Atsgara river basin); plagiogranodiorite-gneisses – 323-3, 330-3 (the Ptysh river basin) and 6896 (the Atsgara river basin); granite-gneisses – 275 and 320 (the Khetskvara river basin); granite – 347 (the Khetskvara river basin) and 6807 (the Atsgara river basin); plagiogranite – 6806 (the Atsgara river basin).

Geochemistry of granitoids

Analytical data of 11 samples from Bretonian granitoids of the Main Range zone of the Greater Caucasus are given below in the Table 4 and are summarized in Figures 4 and 5.

Content of rare elements in the Late Variscan granitoids of the Greater Caucasus varies within a wide range. In particular, in comparison with the mean content of these elements in typical granitoids (Taylor, McLennan, 1985) Sr, Y, Nb and Th content is increased, Ba, La and Nd is decreased and Zr, Rb, Yb and U content is close to that in typical granitoids.

According to Eu/Eu*-Sr/Nd diagrams (see Fig. 4) only one figurative symbol of the Elbrus subzone is disposed in the area of the common crust. All the other symbols are disposed in the field of the upper crust (Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2002). According to Rb/Sr – SiO₂ diagram (see Fig. 4) all the figurative symbols are situated in the crustal area (Taylor, McLennan, 1985). The presented variation diagrams of Rb/SiO₂, Th/SiO₂, Ba/SiO₂, Yb/SiO₂, Zr/SiO₂ and Rb/Sr ratios clearly show that areas of figurative symbols corresponding to the varieties of Early Variscan granitoids are more or less isolated from each other (see Fig.4). In all other diagrams (U/SiO₂, Sr/SiO₂, La/SiO₂, Nb/SiO₂, Y/SiO₂, Ba/Sr/Na) no regularities are recorded.

In the plagiogranites of the Elbrus subzone Rb/Sr ratio varies from 0.118 to 0.460 (7 analyses), in plagiogneisses of the same subzone – 0.045-0.665 (3 analyses) and in garnet-bearing alaskites of the Pass subzone this ratio corresponds to 0.059. It is assumed that the Rb/Sr ratio for the lower crust is 0.023, for the upper crust – 0.32 and for the common crust - ≈0.03 (Taylor, McLennan, 1985). Proceeding from the above data, plagiogranites of the Elbrus subzone in the main correspond to the upper crustal as well as to the common crustal formations, but plagiogneisses and the Pass subzone garnet-bearing alaskites – completely to the upper crustal ones.

In the plagiogranites and plagiogneisses of the Elbrus subzone and garnet-bearing alaskites of the Pass subzone, the Eu/Eu* ratio varies in the ranges 0.269-2.745, 0.194-0.214 and 0.146, respectively. These

values indicate Eu exhaustion in comparison with the adjacent rare earth elements in plagiogneisses of the Elbrus subzone and partly in plagiogranites of the same subzone and garnet bearing alaskites of the Pass subzone. Eu enrichment is indicated in plagiogranites of the Elbrus subzone.

According to S. Taylor and S. McLennan (1985) the Sm/Nd ratio for the lower crustal formations varies within 0.25-0.27 and for the upper crustal varieties it consists ≈ 0.17 . These parameters in plagiogranites of the Elbrus subzone vary from 0.181 to 0.258, in plagiogneisses of the same subzone – from 0.186 to 0.203, but in garnet-bearing alaskites of the Pass subzone this ratio corresponds to 0.272. These data indicate that plagiogranites of the Elbrus subzone correspond to the upper crustal formations and rarely to the common crustal ones. Plagiogneisses of the Elbrus subzone and garnet-bearing alaskites of the Pass subzone

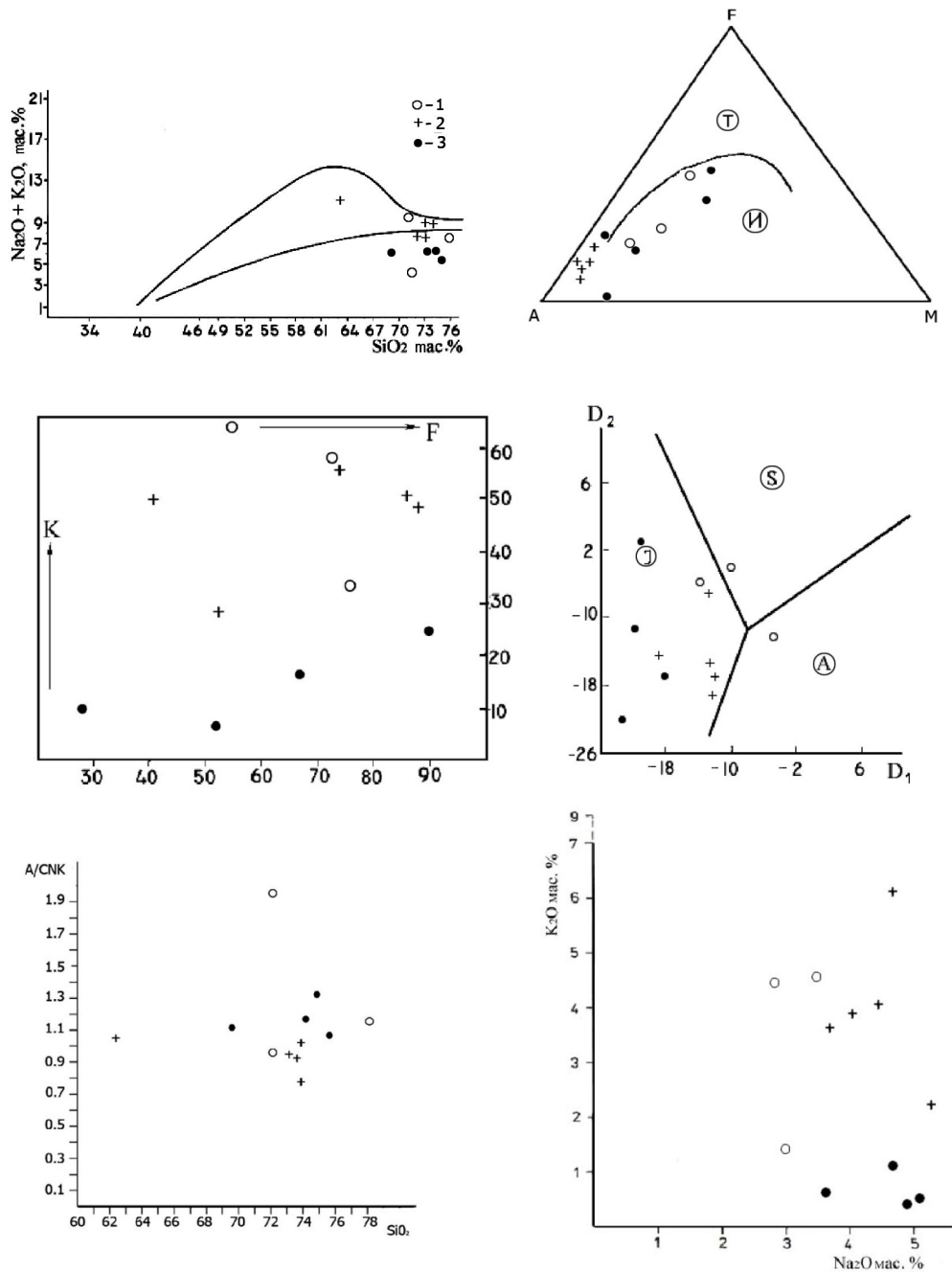


Fig. 3. Petrochemical diagrams for the Bretonian granitoids of the Pass subzone of the Main Range zone of the Greater Caucasus. Leucocratic autochthonous gneisses: 1 – low potassic; 2 – normal potassic; 3 – allochthonous granitoids.

have been attributed to the upper crustal formations. According to the above-mentioned authors, the La_n/Yb_n ratio for the upper crust is > 9.2 , common crust – $9.2-3.8$ and lower crust – < 3.8 . This ratio for plagiogranites of the Elbrus subzone varies within $9.5-52.6$, for plagiogneisses of the same subzone – $24.10-36.67$ and for garnet-bearing alaskites of the Pass subzone it is 9.34 . According to these figures, the plagiogranites correspond to the upper-crustal, rarely common-crustal formations, plagiogneisses and garnet-bearing alaskites – to the upper-crustal ones. Eu/Eu^* ratios show that majority of plagiogranites of the Elbrus subzone are upper crustal formations but the other part corresponds to lower crustal formations; as to plagiogneisses of the same subzone and garnet-bearing alaskites of the Pass subzone – they are absolutely upper crustal composition.

Spidergrams of plagiogranites of the Elbrus subzone are characterized by low angle of inclination and smoothly expressed Eu minimums. In one case only (sample N 2859) rather clearly expressed Eu minimum is recorded (Fig.5). In Spidergrams of plagiogneisses of the Elbrus subzone and garnet-bearing alaskites of the Pass subzone clearly expressed Eu minimums are plotted.

Issuing from the above stated, it can be assumed that the content of rare elements in Early Variscan granitoids of the Main Range zone of the Greater Caucasus as a whole is similar to the content of these elements in the upper- and common-crustal granitoids of the other regions of the world (Taylor, McLennan, 1985; Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2002).

Conclusions

In the Caucasus granite-formation processes conditioned by Early Variscan orogeny have been fixed only in the Elbrus and Pass subzones of the Main Range structural zone of the Greater Caucasus.

In the Elbrus subzone formation of biotitic and bimica plagiogranites, plagiog- and granite-gneisses and hornblende- and biotite-hornblende bearing quartz-diorites, rarely diorites and their gneissic analogues is related to the Bretonian orogeny. Their enclosing rocks are represented by Precambrian infrastructure. The plagiogranites, plagiog- and granite-gneisses, with insignificant exception, correspond to normal-alkali and calc-alkali series. The composition of the plagiogranites and plagiog-gneisses belong to I type granites, but of the granite-gneisses – to S and I type granites. Hornblende-bearing granitoids correspond to sodic normal-alkali and calc-alkali granitoids and to I type granites.

Bretonian granitoids of the Pass subzone are spread within the Late Proterozoic (?) Gvandra suite (the Bulgen metamorphic complex). They are represented by the autochthonous leucocratic paragneisses of plagiogranite, granodiorite and granite composition and by the bodies of allochthonous orthorocks - leucocratic plagioplates, plagiogranites, aplites and granites. These rocks in the most cases comprise 1-5% of garnet. The granitoids belong to normal-alkali and calc-alkali series. All types of autochthonous granites correspond to I type granites, and the allochthonous ones - to I, S and A types.

Content of rare elements in the Late Variscan granitoids of the Greater Caucasus varies within a wide range. In particular, in comparison with the mean content of these elements in typical granitoids (Taylor, McLennan, 1985) Sr, Y, Nb and Th content is increased, Ba, La and Nd is decreased and Zr, Rb, Yb and U content is close to that in typical granitoids.

According to Sm/Nd , Rb/Sr and La_n/Yb_n ratios, the Elbrus subzone plagiogranites are upper crustal and rarely common-crustal formations, whereas the plagiogneisses and the Pass subzone garnet-bearing alaskites are upper-crustal formations.

Eu/Eu^* ratios show that majority of plagiogranites of the Elbrus subzone are upper crustal formations but the other part corresponds to lower crustal formations; as to plagiogneisses of the same subzone and garnet-bearing alaskites of the Pass subzone – they are absolutely upper crustal formations.

Spidergrams of plagiogranites of the Elbrus subzone are characterized by low angle of inclination and smoothly expressed Eu minimums, but in the spidergrams of plagiogneisses of the same subzone and garnet-bearing alaskites of the Pass subzone have a higher gradient and clearly expressed Eu minimum.

Issuing from the above stated, it can be supposed that in Early Variscan granitoids of the Main Range zone of the Greater Caucasus RE content as a whole is similar to the content of these elements in the upper-crustal and common-crustal granitoids of the other regions of the world (Taylor, McLennan, 1985; Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2002).

Table 4
Content of rare elements in Early Variscan granitoids of the Main Range zone of the Greater Caucasus (ppm)

№	160-6	218-6	2565	2856	2859	2862	307	mean	2593	2613	2863	mean	660	Σ mean
Rb	61.61	23.59	48.12	73.19	53.43	99.30	83.88	51.98	88.86	175.02	114.81	126.23	7.03	61.74
Sr	521.85	138.24	174.54	271.15	297.30	211.28	190.24	197.09	87.39	296.91	172.19	129.79	118.73	148.53
Y	6.35	8.41	7.39	15.55	29.82	17.02	19.39	12.35	14.93	22.37	9.27	15.52	17.14	15.00
Zr	2.60	9.06	80.00	4.14	45.57	50.26	136.15	77.99	82.83	129.23	112.02	108.02	21.96	69.29
Nb	1.69	3.78	6.75	9.64	7.86	5.41	10.02	5.95	3.98	11.92	12.19	4.07	2.99	4.33
Ba	801.27	338.32	174.95	363.26	310.25	497.39	355.73	466.23	374.79	851.73	586.30	467.07	209.44	380.90
La	10.06	10.75	27.24	17.96	118.29	19.01	30.19	19.20	32.94	49.18	30.81	37.64	5.99	20.94
Ce	10.27	17.84	51.49	33.71	249.54	37.90	58.12	39.81	53.74	97.14	61.28	57.51	12.51	36.61
Pr	1.25	1.95	5.53	3.81	27.60	3.99	6.55	6.62	5.94	10.85	6.77	6.35	1.50	4.73
Nd	5.21	7.49	20.88	15.73	104.77	15.98	25.84	11.10	22.88	41.98	26.30	26.07	6.12	14.43
Sm	1.32	1.52	3.78	4.07	18.60	3.08	5.22	3.16	4.66	7.95	4.91	5.84	1.67	3.55
Eu	0.41	0.46	1.01	1.38	1.58	0.66	1.37	0.98	0.65	1.47	0.96	1.02	0.27	0.75
Gd	1.47	1.53	3.21	4.34	14.74	3.31	4.88	3.12	4.33	7.19	4.07	5.19	2.03	3.44
Tb	0.25	0.27	0.42	0.72	1.70	0.52	0.68	0.65	0.65	0.86	0.48	0.66	0.40	0.57
Dy	1.18	1.32	1.95	3.52	6.99	2.95	3.69	2.43	3.37	4.41	2.14	3.53	2.80	2.92
Ho	0.23	0.30	0.31	0.56	1.14	0.62	0.70	0.55	0.57	0.85	0.39	0.60	0.58	0.57
Er	0.60	0.82	0.68	1.32	2.80	1.88	2.18	1.68	1.45	2.29	0.96	1.56	1.74	1.66
Tm	0.10	0.15	0.08	0.16	0.37	0.28	0.38	0.5	0.19	0.33	0.13	0.21	0.28	0.24
Yb	0.55	0.99	0.57	0.94	2.25	2.00	2.43	1.39	1.29	2.04	0.84	1.40	1.79	1.52
Lu	0.11	0.19	0.09	0.14	0.33	0.29	0.39	0.22	0.20	0.30	0.14	0.21	0.25	0.22
Hf	0.30	0.74	2.34	0.19	1.74	1.50	3.50	1.18	2.30	3.33	3.25	2.77	0.96	1.63
Ta	0.14	0.44	0.38	0.56	0.58	0.57	0.85	0.50	0.24	0.95	0.91	0.7	0.46	0.55
Th	1.59	4.28	8.81	4.48	51.66	7.40	9.00	5.92	9.83	16.70	11.62	11.8	2.68	6.81
U	0.43	1.97	1.75	1.12	4.39	1.77	2.10	1.52	2.50	2.69	1.59	2.26	1.64	1.8

The Elbrus subzone – plagiogranites: bimicaceous – 160 (the Pshikhashkin massif), 218 (the Bolshaya Laba river basin); biotite-bearing – 2859 and 2856 (the Baksan river basin), 307 (the Teberda river basin); biotite- and garnet-bearing – 2863 (the Baksan river basin). Plagiogneisses: biotite-bearing – 2613 (the Bezengian Cherek river basin), 2565 (the Balkarian Cherek river basin) and 2862 (the Baksan river basin); biotite- and garnet-bearing – 2593 (the Bezengian Cherek river basin). The Pass subzone: garnet-bearing alaskite – 660 (the Atsgara river basin). Σ mean – RE mean content in granitoids of all varieties.

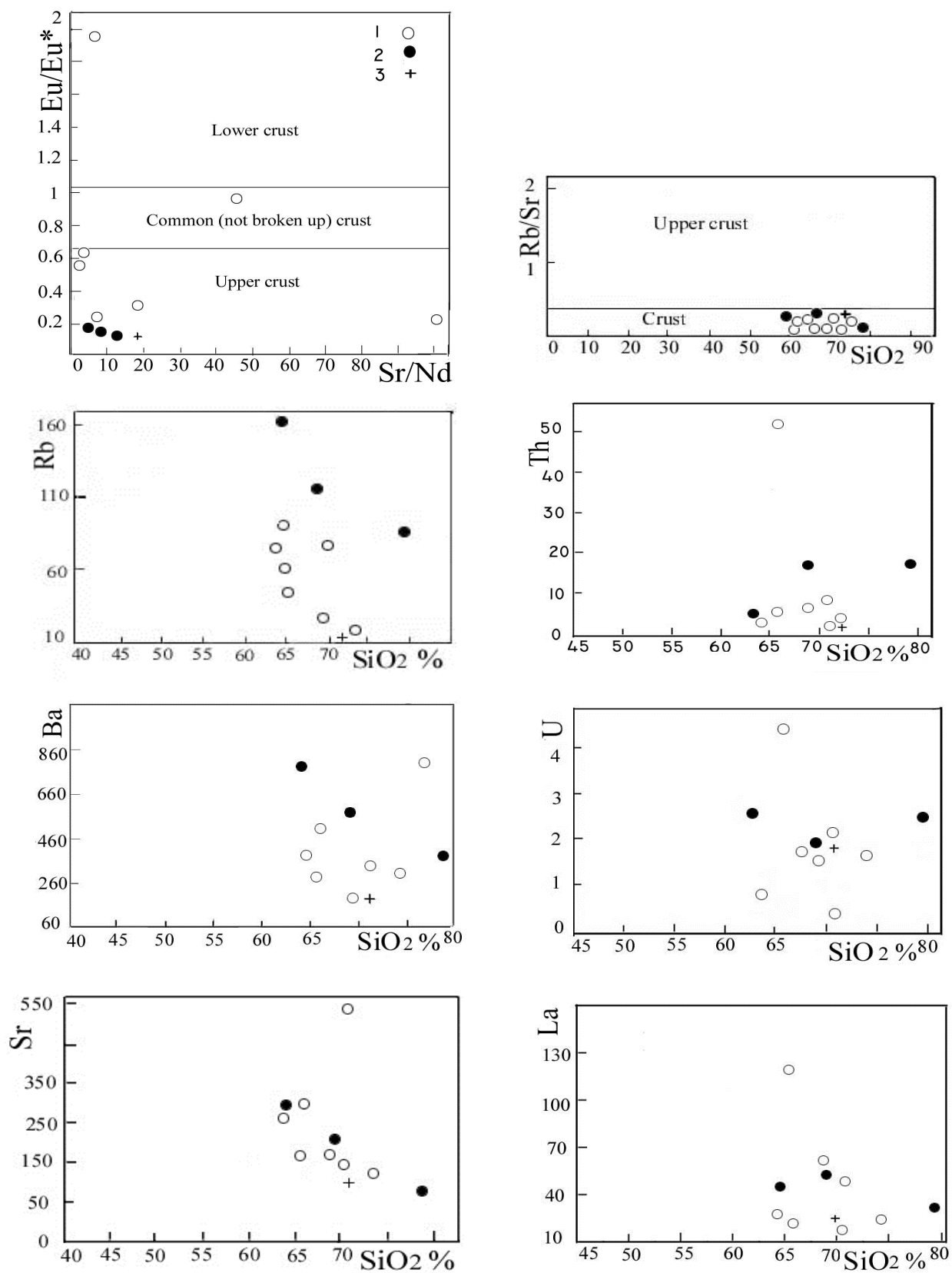
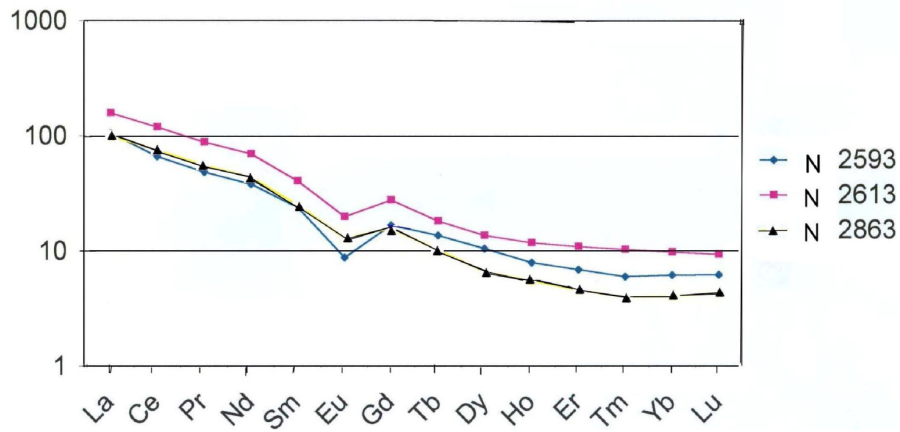
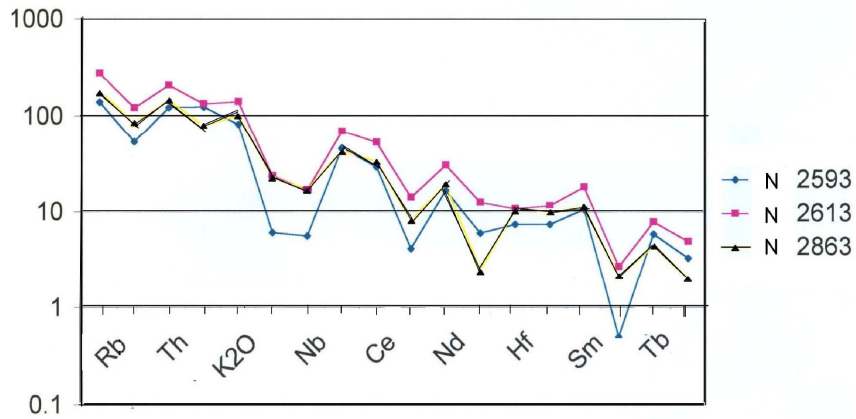
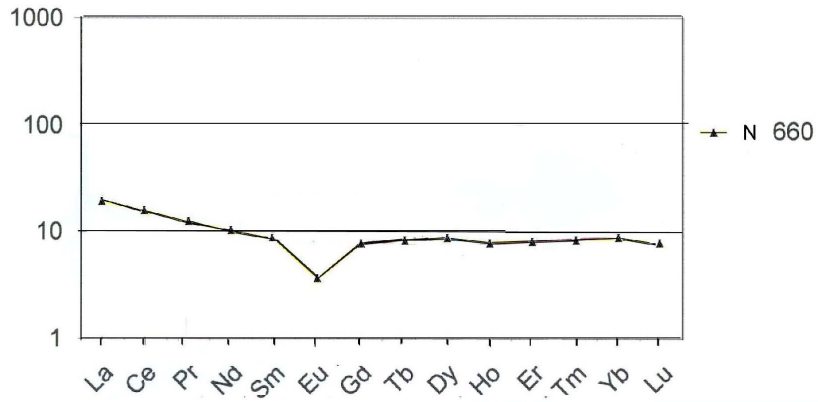
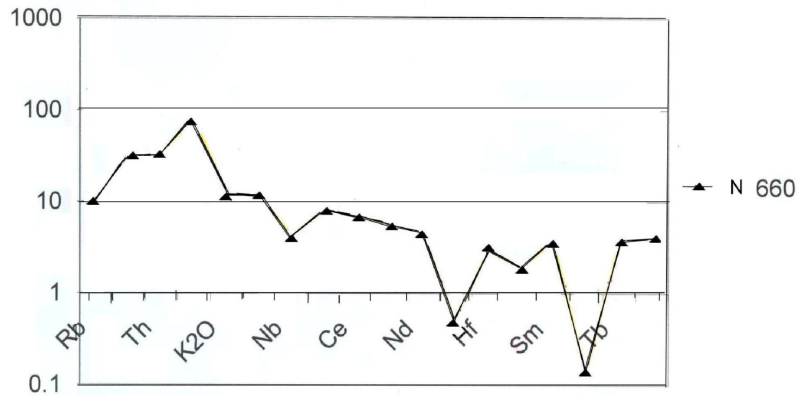


Fig. 4. Variational diagrams for Early Variscan granitoids of the Main Range structural zone of the Greater Caucasus. The Elbrus subzone: 1 – plagiogranite, 2 – plagiogneiss; the Pass subzone: 3 – garnet-bearing alaskite



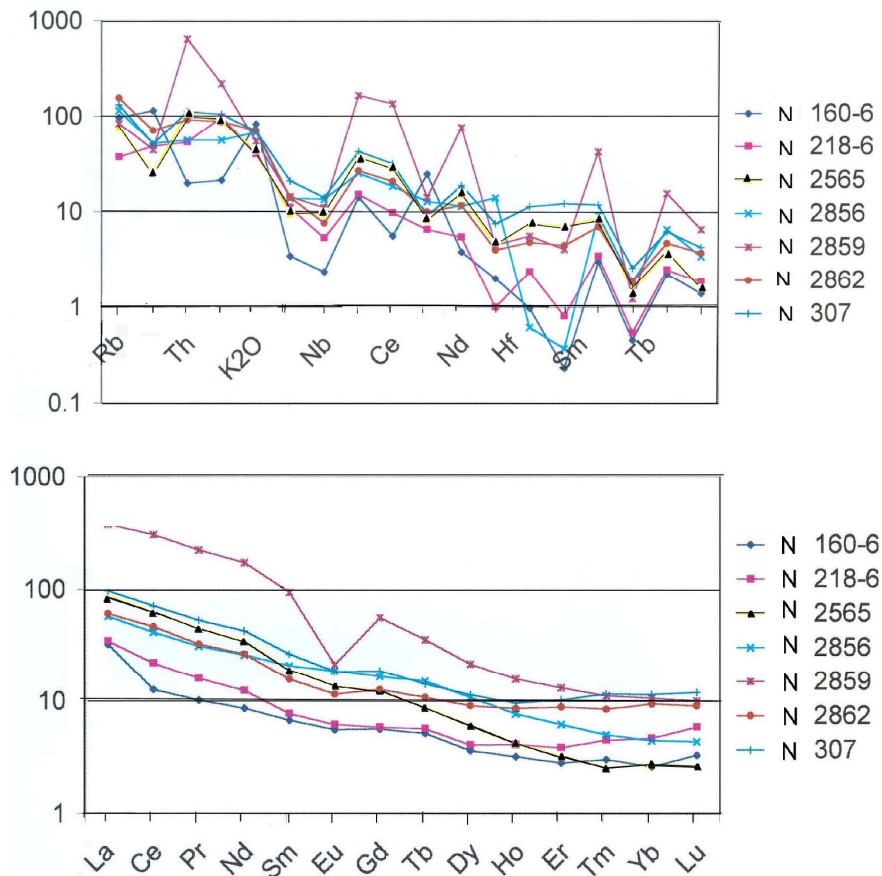


Fig. 5. Spidergrams of RE in Early Variscan granitoids of the Main Range Zone of the Greater Caucasus. Standardized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985). Sample numbering corresponds to the numbers in the Table 4.

References

- Afanasyev G. (1958). Geology of Magmatic Complexes of the Northern Caucasus and Main Features of Associated with Them Mineralization//Trudi of Inst. Geol. of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Acad. Sci. SSSR. V.20. 137p. (in Russian).
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000). High-Potassium, Calc-alkaline I-type Plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50. Elsevier. P.51-73.
- Altherr R., Siebel W. (2002). I-Type Plutonism in a Continental Back-arc Setting: Miocene Granitoids and Monzonites from the Central Aegean Sea. Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* P.397-415.
- Barbarin B. (1999). A Review of the Relationships between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments//*Lithos*. Vol.46. N3. P.605-626.
- Castro A., Moreno-Ventas J., De La Rosa. (1991). I.D.H 2 type (hybrid) granitoid. A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature//*Earth Sci.Rev.* Vol.31. N3/4, P.237-253.
- Chappel R., White A. (1974). Two contrasting granite types//*Pacif.Geol.* Vol.8. P.173-174.
- Clatke D.B. (1992). *Granitoid Rocks*. London. P.283.
- Dudaori O., Togonidze M., Vashakidze G. (1999) Regional Problems of Isotopic Geology//*Proceedings of Geological Institute of Acad. Sci. of Georgia. New series.* Vol.114. P.118-132 (in Russian).
- Gamkrelidze I., Shengelia. D. (2005). Precambrian-Paleozoic Regional Metamorphism, Granitoid Magmatism and Geodynamics of the Caucasus. Moscow. "Nauchni Mir". 407 p. (in Russian).
- Loiselle M., Wones D. (1979). Characteristic of anorogenic granites//*Geol. Soc. Amer. Abstr.* Vol.11. P.468.

- Mikheev G. (1965). Intrusive complexes of the Caucasus Main Range area in the Aksaut, Bolshoy Zelenchuk and Laba headwaters//Sov. Geology. N 9. P.134-142. (in Russian).
- Okrostsvavidze A. (1995). Petrology of Hercynian Granitoidic Series of the Greater Caucasus //Doct. thesis. Geol. Inst. of Acad. Sci. of Georgia. 354 p. (in Georgian).
- Pitcher W. (1987). Granites and get more granites forty years on//Geol. Rdsch. Bd.76. P.51-79.
- Rubinstein M. (1970). Regionale und locale Verjugang des Argon-Alere an Beispiel des Kaukasus//Eclogae Geol. Helv. Vol. 63/1. P.281-289.
- Shengelia D. (1972). Petrology of Paleozoic Granitoids of the Northern Caucasus//Proceedings of Geol. Inst. of Acad. Sci. of GSSR. New ser. V.34. 247p. (in Russian).
- Shengelia D., Gamkrelidze I., Tsutsunava T., Shubitidze L. (2008). Petro- and Geochemistry of the Late Variscan Granitoids of the Caucasus//Proceedings of Al. Janelidze Institute of Geology. New series. Vol. 124. P. 204-221.
- Taylor S., McLennan S. (1985). The Continental Crust: its Evolution and Composition. London. Blackwell. 384 p.

UDC 552.3

**საქართველოს მეზოზოური მაგმატიზმის განვითარების
ზოგადი კანონზომიერებანი**

ო. დუდაური, მ. ტოგონიძე, გ. ვაშაკიძე

საქართველოს განათლების და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის
გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ.ფოსტა: odudauri@gmail.com

მეზოზოური მაგმატიზმი ინტენსიურად გამოვლინდა შუაიურულ და გვიანცარცულ ეპოქებში. შუაიურული ინტრუზიები გარკვეული ნიშნების მიხედვით გაერთიანდა ინტრუზიულ კომპლექსებად. ინტრუზიული მაგმატიზმისა და ვულკანიზმის გარკვეულ დროსა და სივრცეში განვითარების საფუძველზე გამოიყო შუაიურული ვულკანურ-პლუტონური ასოციაცია. გვიანცარცულ ეპოქაში დასაფლეთ საქართველოში ჩამოყალიბდა ტუტე ვულკანურ-პლუტონური, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში – კირ-ტუტე ვულკანურ-სუბვულკანური ასოციაცია.

General Peculiarities of the Development of the Mesozoic Magmatism of Georgia. O.Dudauri, M.Togonidze, G.Vashakidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology. 1/9 M.Alexidze str., Tbilisi 0171, Georgia. E-mail: odudauri@gmail.com

The Mesozoic magmatism intensively displayed in the Middle Jurassic and Late Cretaceous times. Middle Jurassic intrusions by definite features are united in intrusive complexes. According to the development of volcanism and intrusive magmatism in definite space and time, the Middle Jurassic volcanic-plutonic association was distinguished. In the Late Cretaceous time in Western Georgia an alkaline volcanic-plutonic association was formed, but in South-Eastern Georgia – calc-alkaline volcanic-subvolcanic association.

Общие закономерности развития мезозойского магматизма Грузии. О.З. Дудаури, М.Г. Тогонидзе, Г.Вашакидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А.Джанелидзе, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе 1/9. E-mail: odudauri@gmail.com

В мезозое магматизм интенсивно проявился в средней юре и позднем мелу. Среднеюрские интрузивы по определенным признакам объединены в интрузивные комплексы. На основе развития вулканизма и интрузивного магматизма в определенном пространстве и времени выделена среднеюрская вулканоплутоническая ассоциация. В поздне меловой эпохе в Западной Грузии образовалась щелочная вулканоплутоническая ассоциация, а в Юго-Восточной Грузии – известково-щелочная вулканосубвулканическая ассоциация.

Abridged English Version

On the territory of Georgia an intensive tectonic-magmatic activity was displayed during the Middle Jurassic and Late Cretaceous epochs. In the Bajocian as a result of aerial volcanism a thick (up to 3 km) series of basalt rocks was formed, which is widespread in the Gagra-Java tectonic zone of the Greater Caucasus, also in the peripheries of the Dzirula and Locki crystalline massifs.

In the Bajocian volcanogenic rocks in the form of more or less propagated horizons, in ascending order the following rock types are distinguished: spilites, augite-labradore bearing porphyrites, hornblende- and plagioclase bearing porphyrites, hypersthene basalts, biotite-porphyrites, acid rocks (keratophyre, quartz-porphyrites). In the section of volcanic rocks amount of augite-labradore bearing porphyrites and hypersthene basalts constitute more than 70%. The other types of rocks are spread in distinctly subordinate quantity.

Calc-alkaline weakly differentiated rocks of the basalt series represent products of the Bajocian volcanism. The series is built up of lavas, lava- and tuff breccias, where the breccias considerably dominate over the massive lavas.

The initial low ratio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}= 0,703-0,704$) of strontium isotopes in the rocks of the Bajocian volcanic series points to the mantle origin of basalt magma.

In the Bajocian, at the end of volcanic activity or after its completion, a set of synorogenic multiphase hypabyssal intrusives had been formed.

In order to establish the regularities of intrusive magmatism the authors have united the intrusive bodies in intrusive complexes. Such grouping of bodies was based on: 1. Their spatial relation; 2. Coevality; 3. Similar geological conditions of their formation, i.e. relationship of the intrusions with definite geotectonic zones.

There are distinguished the following Middle Jurassic intrusive complexes: the Gorabi-Kelasuri – connected with the Gagra-Java zone of the Southern Slope of the Greater Caucasus; the Kirari-Abakuri complex located in the Chkhaltal-Laili zone; the Sanchari-Bzibi, Etseri-Mulakhi and Kardivachi complexes – connected with the Main Thrust of the Southern Slope of the Greater Caucasus; the Khevi-Chalvani and Locki-Poladauri complexes – spread respectively in the Dzirula and Locki crystalline massifs.

In the Middle Jurassic intrusives, magmatic process developed in homodrome direction. In the first magmatic phase peridotites, pyroxenites and anorthosites had developed. The mentioned rocks are results of differentiation of basic magma. In the second phase took place intrusion of basic magma producing gabbroid rocks. In the next phase diorites and then granites have developed.

The Ushba-Etseri and Kardivachi intrusives extremely differ from the above scheme of development of basic magmatism, since this magma was not differentiated and was crystallized as diabases and diabase-porphyrites. In these intrusives occur albite-diabases, albitite dykes and not large bodies. In other intrusives albite-bearing rocks and albitites are absent. The gabbroid rocks contain just only basic plagioclase.

In the Middle Jurassic intrusives, the gabbroid magma is of mantle origin. In gabbros, pyroxenites and anorthosites $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio is rather low and corresponds to 0,703-0,704. Correlation of the chemistry of basaltic volcanogenes and gabbro intrusives of the Bajocian age established that basalts were melted out from the undepleted mantle, but the gabbros – from the depleted mantle reservoir, which was relatively enriched in Mg, Fe and especially in Ca.

In the Middle Jurassic intrusive complexes prevail granitoids. The granite magma is of paligenetic origin. Its melting from the ensialic crust was conditioned, on one hand, by total heating of crustal rocks in the Bajocian, provoked by basalt magma and on the other hand, by the thermal effect of gabbroid magma. The authors have identified this process as a two-stage thermal model of granite magma formation.

Granitic magma underwent differentiation producing alaskites, aplites and pegmatites. According to numerous characteristics the considered granites belong to I type granites established by Chappel and White.

The Middle Jurassic granites bear the features inherited from the crystalline basement (Dudauri, 1972). In the rocks of crystalline basement, Sr isotope ratio varies within wide interval and are indicated both low (0,702-0,704) and high (0,708-0,713) ratios. In the Middle Jurassic granites, this ratio corresponds to the value ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705-0,706$) transitive between the mantle and crust. It can be assumed that granite magma was melted from the rocks with low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio.

According to numerous geochronological data it was established, that these intrusive complexes are of Middle Jurassic age. Mean value of these data constitutes 168 Ma.

In the Late Cretaceous time, in the western subsidence zone of the Georgian Block (in the environs of Kutaisi-Tskaltubo) and in the southern limb of the Racha-Lechkhumi syncline the vein bodies of teschenites of different thickness had been formed; they were concerned with sublatitudinal deep faults. One vein body is exposed in the Iori river-gorge and it also is connected to Avadkhara-Sabatlo deep fault. According to geochronologic data, the teschenites are of Late Cretaceous age; low ratio of strontium isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703$) points to their mantle origin.

In Western Georgia volcanogenic rocks of alkali basalt composition are widespread as well; they are known as the Mtavari suite and are dated as Turonian-Santonian. The spatial relationship, age identity and

similarity of mineral and chemical compositions of this suite with teschenite bodies enable to distinguish the Late Cretaceous volcano-subvolcanic association.

შესავალი

მეზოზოური მაგმური მოვლენები საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს. განსაკუთრებით ინტენსიური მაგმური აქტივობა აღინიშნება შუაიურულსა და გვიანცარცულ ეპოქებში.

შუაიურულში მძლავრი მაგმური აქტივობა დაიწყო ბაიოსურში, რის შედეგადაც ჩამოყალიბდა მძლავრი წყალქვეშა ვულკანური სერია, რომელიც ფართოდ არის გავრცელებული კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გაგრავის ზონაში, აგრეთვე ძირულისა და ხრამის მასივების რაიონებში. მაგმური აქტივობა გაგრძელდა ბათურ დროში, რაც გამოიხატა მთელი რიგი რთული აგებულების ინტრუზიული სხეულების ჩამოყალიბებაში – კელასური, გორაბი, სანჩარი, ბზიფი, კარდივანი, უშბა-ეცერი, აბაკური, კირარი და სხვა მცირე სხეულები კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე, ხევისა და ჭალვანის – ძირულის მასივზე, ფოლადაურისა და სხვა მცირე სხეულები – ლოქის მასივზე (სურ. 1).

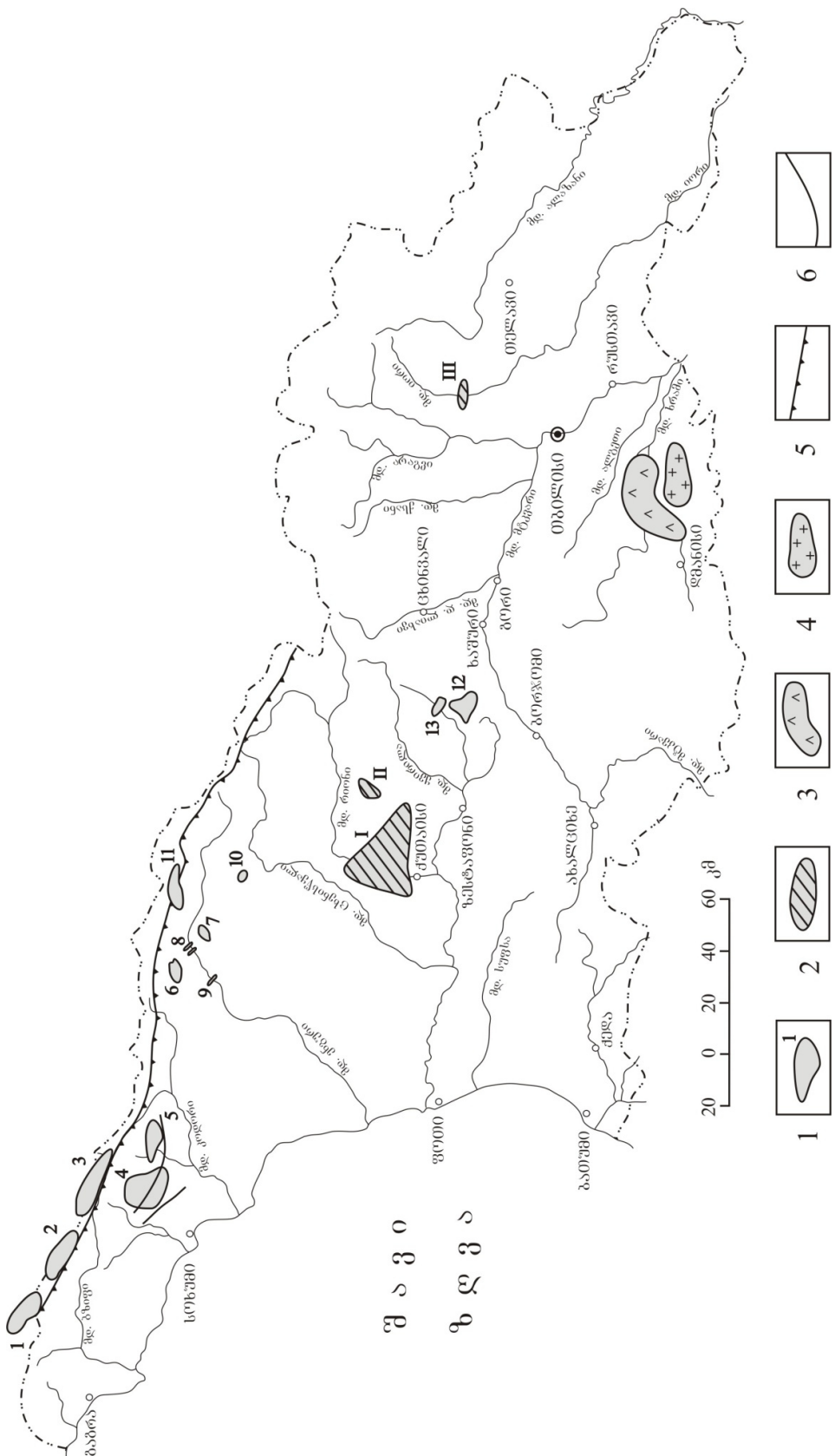
გვიანცარცულში ჩამოყალიბდა წყალქვეშა ვულკანიზმის პროდუქტები, რომელიც მთავარის წყების სახელწოდებით არის ცნობილი. ეს არის წყალტუბო-ქუთაისის რაიონში გავრცელებული ტუტე ბაზალტური დიფერენცირებული სერია, რომლის ასაკი ფაუნისტურად ტურონ-სანტონურად თარიღდება. ეფუზიური აქტივობის დამთავრებამდე ან უშუალოდ მის შემდეგ ჩამოყალიბდა ტემენიტების მრავალრიცხოვანი ინტრუზიული სხეულები, რომლებიც ფართოდ არის გავრცელებული დასავლეთ საქართველოში. გვიანცარცულში სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში ძლიერ ეფუზიურ ვულკანიზმთან არის დაკავშირებული მრავალრიცხოვანი სუბვულკანური ინტრუზივების ჩამოყალიბება.

შუაიურულში მაგმატიზმის განვითარების ზოგადი კანონზომიერებების დასადგენად მიზანშეწონილად მივიჩნით ინტრუზივების დაჯგუფება კომპლექსებად, რასაც საფუძვლად დაედო შემდეგი პრინციპები: 1. ინტრუზივების სივრცობრივი კავშირი; 2. ერთსაკონვენა; 3. ფორმირების ერთნაირი გეოლოგიური პირობები, ანუ მათი კავშირი გარკვეულ ტექტონიკურ ზონებთან (Дудаური, 2000). ამ მეთოდის გამოყენება განსაკუთრებით მიზანშეწონილია შუაიურული რთული აგებულების მრავალფაზიანი ინტრუზივებისთვის, რადგან ერთ კომპლექსში გაერთიანებული ინტრუზივები ერთმანეთს ავსებს და მათი ამგები ქანები ქმნის მეტ-ნაკლებად უწყვეტ ჰომოდრომულ სერიას. გამოიყო შემდეგი კომპლექსები: გორაბ-კელასურის, კირარ-აბაკურის, სანჩარი-ბზიფის, ეცერი-მულახის, კარდივანის, ხევი-ჭალვანის და ლოქი-ფოლადაურის.

შუაიურული ინტრუზიული მაგმატიზმი

კავკასიონის სამხრეთი ფერდი

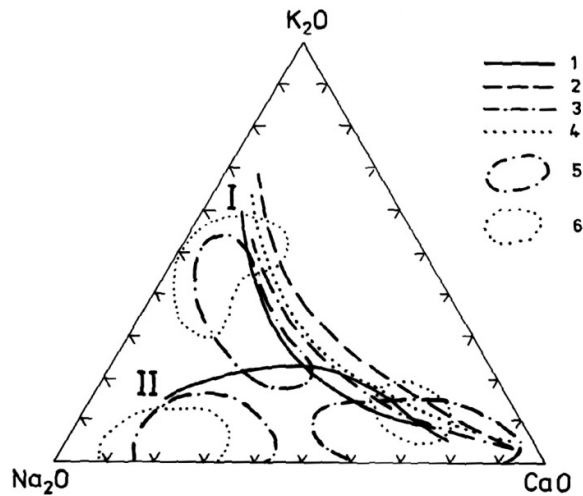
გორაბ-კელასურის ინტრუზიული კომპლექსი მდებარეობს აფხაზეთის ცენტრალურ ნაწილში და დაკავშირებულია გაგრავის ტექტონიკურ ზონასთან (П.Гамкрелидзе, 1966). ამ კომპლექსში გაერთიანებულია კელასურისა და გორაბის პოლიფაზური ინტრუზივები და ცენტრალური აფხაზეთის სხვადასხვა შედგენილობის ერთფაზიანი სხეულები. კელასურის ინტრუზივი (130 კმ²) გაშიშვლებულია მდ. მდ. კელასურის და ამთხელის ხეობებში და მათ წყალგამყოფ ქედზე. გორაბის ინტრუზივის (50 კმ²) ქანებით აგებულია გორაბის და კირკიპალის მთები და მდ. მდ. არვეშის და ფართედელეს ხეობები. აღნიშნული კომპლექსის აგებულებაში მონაწილეობს ქანების უწყვეტი სერია ფუძედან ულტრამაფეკმდე. ქანთა ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით დადგენილია მათი ჩამოყალიბების შემდეგი თანამიმდევრობა: პიროქსენიტები, გაბრო, დიორიტები, გრანიტები, გრანიტ-პორფირები, ალიასკიტები, აპლიტები და პეგმატიტები. პიროქსენიტები წარმოადგენს ფუძე მაგმის დიფერენციატებს, ხოლო მჟავე ქანები – გრანიტულის (Тогонидзе, 1973; Дудаური, Тогонидзе, 1988). გორაბ-კელასურის კომპლექსი წარმოადგენს ნორმალური რივის (აპლიტები – სუბტუტე) კალიუმ-ნატრიუმიანი სერიის ქანებით. Na₂O-K₂O-CaO დიაგრამაზე ნათლად ჩანს ქანების ქიმიზმის ცვლილების უწყვეტი ხასიათი, რომლის ტრენდი კირ-ტუტე სერიის ტრენდს შეესაბამება (სურ. 2). იშვიათმიწა ელემენტების განაწილება (სურ. 3) გვიჩვენებს, რომ



შ ა ვ ი
ზ დ ვ ა

სურ.1. საქართველოს მუზოზოური ინტრუზიების განაწილების სქემური რუკა

- 1) შუაიური ინტრუზიები: 1. კარდიანი, 2. ბზივი, 3. სანარი, 4. კელასური, 5. გორაბი, 6. კირაბი, 7. აბაკური, 8. დიზი, 9. ჯორჯკალი, 10. მანანაური, 11. უშბა-ქვერი, 12. სვეი, 13. ჭალენი. 2) გვიანდარული ტექნიკების გერცელების არეები: I – ქუთაისის რაიონი; II – რაჭის; III – იორის. 3) გვიანდარული სუბკლკანიური ინტრუზიების გერცელების არე. 4) ლოქის მსივი – შუაიური ინტრუზიების გერცელების არე. 5) კაკასონის სამხრეთი ფერდის მოვარი შერცევა. 6) რდკვე.



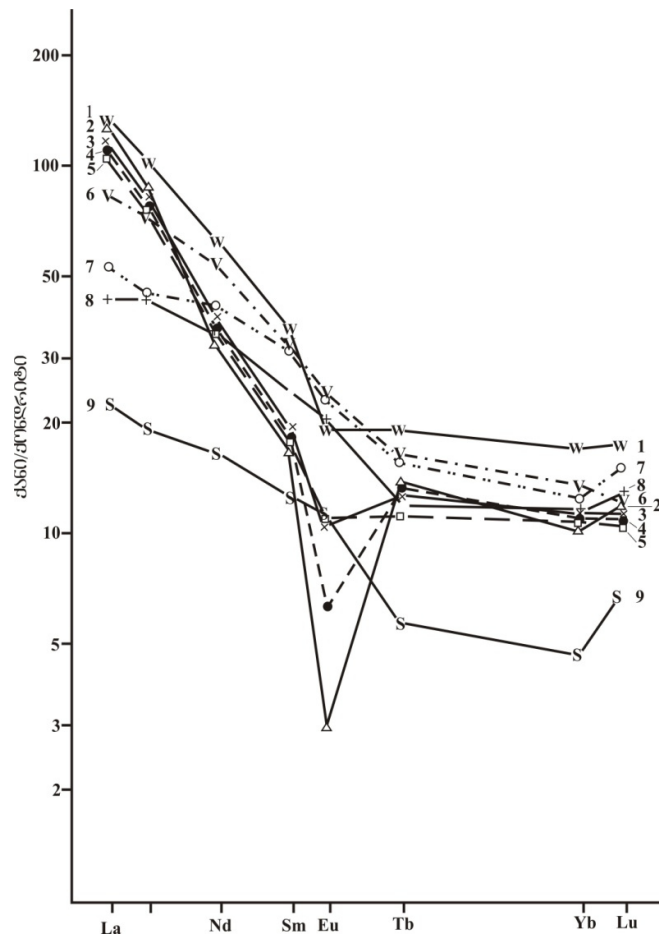
სურ. 2. შუაიურული ინტრუზიული კომპლექსების პეტროქიმიური დიგრამა

1. ტრენდები: I – კირ-ტუტე; II – ტრონდიემიტული; 2-4 – კომპლექსების ქანთა ქიმიზმის ტრენდები: 2 – გორაბ-კელასურის; 3 – ხევი-ჭალვანის; 4 – კირარ-აბაკურის; 5-6 – კომპლექსების ქანთა გავრცელების არეები: 5 – სანჩარი-ბზიფის; 6 – ეცერი-მულახის.

ფუქე და საშუალო ქანებში ევროპიუმის შემცველობაში ანომალია არ აღინიშნება. მისი შემცველობა მკვეთრად მცირდება გრანიტებიდან და გრანიტ-პორფირებიდან აპლიტებისკენ, რაც მიუთითებს გრანიტული მაგმის ბოლომდე მისულ დიფერენციაციაზე. ევროპიუმის დეფიციტი დამახასიათებელი თვისებაა იმ სერიის ფრაქციული კრისტალიზაციისა, რომელშიც მონაწილეობს მინდურის შპატები (Балашов, 1976). გორაბ-კელასურის კომპლექსის ინტრუზივები კვეთს იურამდელ მეტამორფიტებს (გორაბის ინტრუზივი), ლიასურ ნალექებს და ბაიოსურ პორფირიტულ სერიას. გორაბის და კელასურის ინტრუზივების სამხრეთ პერიფერიაზე განლაგებულია ქვედა ცარცის (ბარემის) ბაზალური კონგლომერატები, რომლის მასალა წარმოდგენილია ქვეშედა გრანიტოიდებით. მდ. კელასურის ხეობაში ცარცული ნალექების ქვეშ უშუალოდ ინტრუზივზე განლაგებულია კიმერიჯული ფერადი წყება. ეს მოწმობს, რომ კელასურის ინტრუზივი ჩამოყალიბდა გეოლოგიური დროის ვიწრო მონაკვეთში – შუაიურულიდან გვიანიურულამდე. ამას ადასტურებს გორაბ-კელასურის კომპლექსის ქანების იზოტოპური დათარიღების მრავალი მონაცემი: K-Ar – 35 შედეგის საშ. ციფრი შეადგენს 165 ± 3 მლნ.წ, ხოლო Rb-Sr-ის 7 მონაცემის – 171 ± 3 მლნ.წ, რაც შუაიურულს პასუხობს (Дудаური, Тогоნიძე, 1988; Dudauri et al., 1991; Vinogradov, 1991).

კირარ-აბაკურის ინტრუზიული კომპლექსი დაკავშირებულია სვანეთის ანტიკლინორიუმთან. ამ კომპლექსში გაერთიანებულია კირარის და აბაკურის პოლიფაზური ინტრუზივები და დიზის, ჯორკვალის და მანანაურის მცირე ზომის სხეულები. აბაკურის ინტრუზივი (3კმ^2) გაშიშვლებულია ბაკილდის ქედზე, კირარის ინტრუზივი (6კმ^2) – მდ. ნაკრის და ნენსკრის წყალგამყოფზე, დიზის სხეულები – სოფ. დიზის რაიონში, ჯორკვალის დაიკა (100მ სიმაღ.) – სოფ. ჯორკვალის სამხრეთით, მანანაურის შრეძარღვი ($100-120 \text{მ}$) – ქვემო სვანეთში, მდ. სკილირის ხეობაში. აბაკურის ინტრუზივი აგებულია პიროქსენიტებით და მისი გამკვეთი გაბროებით. გვხვდება ანორთოზიტის ძარღვებიც. კირარის ინტრუზივი ძირითადად წარმოდგენილია დიორიტებით, კვარციანი დიორიტებით და პორფირისებრი გრანიტებით. დიზის მცირე ზომის სხეულები ძირითადად დიორიტებით, კვარციანი დიორიტებით და გრანოდიორიტებითაა აგებული, ჯორკვალის დაიკა – პიროქსენიტებით და გაბროებით, ხოლო მანანაურის – გაბროებით, გაბრო-პორფირიტებით და დიორიტებით. კირარ-აბაკურის ინტრუზიული კომპლექსის ქანების ჩამოყალიბება მოხდა შემდეგი თანამიმდევრობით: პიროქსენიტები, გაბრო, დიორიტები და გრანიტები. ეს ქანები იკვეთება მათთან გენეტურად დაკავშირებული ანალოგიური შედგენილობის ძარღვებით. ეს კომპლექსი წარმოდგენილია ნორმალური რიგის (აპლიტები - სუბტუტე) კალიუმ-ნატრიუმის სერიის ქანებით. მათი ქიმიზმის ცვლილების ტრენდი შეესაბამება კირ-ტუტე ტრენდს (სურ. 2). კირარ-აბაკურის

კომპლექსის ინტრუზიები კვეთს დიხის სერიას და ლიასურ ნაღველებს. K-Ar მეთოდით მიღებული 5 ასაკობრივი ციფრის საშუალო მნიშვნელობა ($169,8 \pm 3$ მლნ.წ.) შუაიურულს პასუხობს (Дудаური, Тогоნიძე, 1998).



სურ. 3. იშვიათმიწა ელემენტების განაწილება გორაბ-კელასურის ინტრუზიული კომპლექსის ქანებში

1-დიორიტული ქანები; 2-ალიასკიტები; 3-გრანიტ-პორფირები; 4-აპლიტები; 5-გრანიტები; 6-უოლივინო გაბროები; 7-გაბრო-პორფირიტები; 8-ოლივინიანი გაბროები; 9-პიროქსენიტები.

სანჩარი-ბზიფის ინტრუზიული კომპლექსი დაკავშირებულია სამხრეთი ფერდის მთავარ შეცოცებასთან. ამ კომპლექსში გაერთიანებულია სანჩარის და ბზიფის ინტრუზიები. სანჩარის ინტრუზივი მთა კამენისტიას სამხრეთი ფერდიდან ვიწრო ზოლის (საშუალო სიმა. 1.5კმ) სახით აღმოსავლეთით 25კმ-ზე მდ. მაგანას სათავემდე გრძელდება. იგი ძირითადად აგებულია დიორიტებით, კვარციანი დიორიტებით და გრანოდიორიტებით, რომლებშიც ხშირია პერიდოტიტების და გაბროების უბნები და ქსენოლითები. ბზიფის ინტრუზივის 30კმ სიგრძის და საშუალოდ 2-2.5კმ სიგანის გამოსავალი გაშიშვლებულია მდ. მარუხის მარჯვენა ნაპირიდან მდ. ლაბას სათავეებამდე. ქანები ძირითადად წარმოდგენილია გრანიტოიდებით, რომლებშიც ქსენოლითების და უბნების სახით გვხვდება გაბრო და დიორიტ-პორფირიტები. ორივე ინტრუზივში ხშირია მუავე და ფუქე შედგენილობის ძარღვები. სანჩარი-ბზიფის ინტრუზიულ კომპლექსში გვხვდება ქანების სრული სერია პერიდოტიტებიდან გრანიტულ აპლიტებამდე. ამ კომპლექსში არ გვხვდება პეგმატიტები და გრანიტებთან და გრანიტულ აპლიტებთან ერთად გვხვდება პლაგიოგრანიტები და პლაგიოაპლიტები. კომპლექსის ქანები მიეკუთვნება ნორმალურ რიგს. ფუქე და საშუალო ქანებში გვხვდება როგორც კალიუმ-ნატრიუმის ისე ნატრიუმის სერიის ქანები. გრანიტები, ალიასკიტები და აპლიტები წარმოდგენილია კალიუმ-ნატრიუმის, ხოლო პლაგიოგრანიტები და პლაგიოაპ-

ლიტები – ნატრიუმის სერიით. ქანების ქიმიზმი იცვლება ორი მიმართულებით – კირ-ტუტე და ტრონდიემიტული (სურ.2). უკანასკნელში აღინიშნება მკვეთრი დისკრეტულობა, თუმცა არც კირ-ტუტე მიმართულებით აქვს უწყვეტი ხასიათი. სანჩარი-ბზიფის კომპლექსის ინტრუზივები კვეთს როგორც კრისტალურ სუბსტრატს, ასევე ლიასურ თიხაფიქლებსაც. ჩვენი K-Ar ასაკობრივი მონაცემები ბზიფის ინტრუზივისათვის ბოტიტით 175 ± 2 მლნ.წ. და სანჩარის ინტრუზივისათვის რქატყუართ 167 ± 3 მლნ.წ. ადასტურებს მათ შუაიურულ ასაკს.

ეცერი-მულახის ინტრუზიული კომპლექსიც დაკავშირებულია სამხრეთი ფერდის მთავარ შეცოცებასთან. ამ კომპლექსში გაერთიანებულია უშბა-ეცერის, ბანგურიანის, სერის და ყვითლოდის ინტრუზივები. უშბა-ეცერის ინტრუზივით (45კმ^2) აგებულია ბაკი-ჩარინდამაზერი-უშბას სუბგანედური ქედი, რომელიც შუაში გაჭრილია მდ. დოლრას მერიდიანული ხეობით. ინტრუზივი რთული აგებულებისაა. მისი დიდ ნაწილი წარმოდგენილია გრანიტებით. ინტრუზივის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში დიაბაზების, ხოლო დასავლეთ ნაწილში ალბიტის გამოსავალებია. ინტრუზივში ფართოდაა გავრცელებული ჰიბრიდული ქანები, რომლებიც დიაბაზებზე და დიაბაზ-პორფირიტებზე გრანიტული მაგმის ზემოქმედების პროდუქტებია. ინტრუზივის სამხრეთ ნაწილში გრანიტებში ხშირია ალბიტიტების საკმაოდ დიდი ქსენოლითები. ალბიტის ძარღვები გვხვდება დიაბაზებშიც და შემცველ თიხაფიქლებშიც. ინტრუზივის ქანები იკვეთება გრანიტული აპლიტის, გრანოფირების და დიაბაზების ერთეული ძარღვებით. ბანგურიანის, სერის და ყვითლოდის ინტრუზივები ძირითადად აგებულია კვარციანი დიორიტ-პორფირიტებით და გრანოდიორიტ-პორფირიტებით, რომლებშიც გვხვდება დიაბაზების და დიორიტ-პორფირიტების ქსენოლითები და პლაგოიოპლიტების, გრანოფირების, ალბიტოფირების და დიაბაზების ერთეული ძარღვები. უშბა-ეცერის ინტრუზიული კომპლექსიც ხასიათდება მაგმატიზმის ჰომოდრომული განვითარებით – დიაბაზები და დიაბაზ-პორფირიტები, დიორიტ-პორფირიტები, სხვადასხვა შედგენილობის გრანიტები. ალბიტიტები დიაბაზების მომყოლი გვიანი ან პოსტმაგმური ემანაციის პროდუქტებია, რომელთა ფორმირება გრანიტების შემოჭრის შემდეგადაც გახდებოდა. ზემოთ აღწერილი კომპლექსებისგან განსხვავებით აქ ფუძე ქანები წარმოდგენილია არა გაბროებით და მისი დიფერენციატებით, არამედ არადიფერენცირებული დიაბაზებით და დიაბაზ-პორფირიტებით, რომლებიც გაბროებისგან განსხვავდება არა მარტო სტრუქტურით, არამედ მინერალური შედგენილობითაც – მათში არ გვხვდება (იშვიათი გამონაკლისის გარდა) ბოტიტი და ოლივინი. აქ არ გვხვდება გრანიტული პეგმატიტები და ფართოდაა გავრცელებული ალბიტიტები და ჰიბრიდული ქანები. ქიმიური შედგენილობით ალბიტიტები და ალბიტის დიაბაზები ტუტე, ალბიტის გრანიტები – სუბტუტე, დანარჩენი ქანები კი ნორმალური რიგისაა. ნატრიუმის სერიისაა ალბიტიტები, ალბიტის დიაბაზები და პლაგოიოპლიტები, დანარჩენი ქანები კი – კალიუმ-ნატრიუმისა. ქანების ქიმიზმი იცვლება როგორც კირ-ტუტე, ისე ტრონდიემიტული მიმართულებით და ორივე მიმართულებით მკვეთრი წყვეტა აღინიშნება (სურ. 2). ეცერი-მულახის ინტრუზიული კომპლექსის ქანები კვეთს კრისტალურ სუბსტრატს, ქვიშის წყებას (ზედა კარბონი – ზედა პერმი) და ლიასურ ნაღვეებს. K-Ar და Rb-Sr მეთოდებით მიღებული 3 ასაკობრივი ციფრის საშუალო მნიშვნელობა 172 ± 3 მლნ.წ. შუაიურულს პასუხობს.

კარდივანის ინტრუზივი (45კმ^2) დაკავშირებულია სამხრეთი ფერდის მთავარ შეცოცებასთან და მის გასწვრივ წაგრძელებული ფორმა აქვს. იგი გაშიშვლებულია მდ. მდ. ავადხარას, აჟარას, მზიმთას და ცახვოას სათავეებში და აგებს მდ. მდ. მზიმთას და ავადხარას წყალგამყოფ ქედს. ინტრუზივში ფართოდაა გავრცელებული დიაბაზები და ჰიბრიდული ქანები. ამ უკანასკნელში გვხვდება ერთმანეთთან თანდათანობით გადასვლით დაკავშირებული ქანთა მთელი სერია გაკვარცხული დიაბაზებიდან გრანიტებამდე. დიაბაზები იკვეთება ალბიტის მცირე სიმძლავრის ძარღვებით. ინტრუზივში გვხვდება გრანოფირის ძარღვები და მცირე ზომის უბნები. დიაბაზებში და ჰიბრიდულ ქანებში ხშირია აპლიტის ძარღვები, იშვიათად გვხვდება დიაბაზისა და დიაბაზ-პორფირიტების დაიკები. კარდივანის ინტრუზივში გეოლოგიური დაკვირვებით დგინდება ქანთა ჩამოყალიბების შემდეგი თანამიმდევრობა: დიაბაზები და დიაბაზ-პორფირიტები; ალბიტის ძარღვები, რომლებიც იწვევს დიაბაზების გაალბიტებას; შემდეგ მოხდა გრანიტული მაგმის შემოჭრა და წინა ფაზის ქანების გრანიტიზაციის გზით ჰიბრიდული ქანების მთელი სერიის ჩამოყალიბება; გრანიტული მაგმის დერივატები – პლაგოი- და გრანიტული გრანოფირები და აპლიტები; დიაბაზის და დიაბაზ-პორფირიტის დაიკები. ქიმიური ანალიზების მიხედვით ალბიტიტები, ალბიტის დიაბაზები და გრანიტების ნაწილი სუბტუტე რიგისაა, აპლიტები, გრანოფი-

რები და გრანიტების ნაწილი – სუბტუტე, დანარჩენი ქანები კი ნორმალური რიგის. ლბიტები, ალბიტანი დიაბაზები, პლაგიოგრანიტები და პლაგიოაპლიტები წარმოდგენილია ნატრიუმის სერიით, დანარჩენი ქანები კი კალიუმ-ნატრიუმისა. კარდიფაჩის ინტრუზივის ქანების ქიმიზმის ცვლილება უშბა-ეცერის ინტრუზივების ქანების ანალოგიურია (სურ. 2). კარდიფაჩის ინტრუზივი კვეთს პალეოზოურ კრისტალურ კომპლექსს და ლიასურ თიხაფიქლებს. ჩვენს მიერ K-Ar მეთოდით მიღებული ასაკობრივი ციფრები (166 ± 2 მლნ.წ და 171 ± 2 მლნ.წ) ადასტურებს ინტრუზივის შუაიურულ ასაკს.

სამხრეთ კავკასიის მთათაშეთი

ამ რეგიონში შუაიურული ინტრუზივები სივრცობრივად დაკავშირებულია ძირულის კრისტალურ მასივთან. ეს ინტრუზივებია ხევის, ჭალვანის და რიკოთის, რომლებიც გაერთიანებულია ხევი-ჭალვანის ინტრუზიულ კომპლექსში.

ხევის ინტრუზივი (~ 60 კმ²) შიშვლდება მდ. რიკოთისწყლის მარცხენა შენაკადების და მდ. ჩხერიმელას მარჯვენა შენაკადების ხეობებში და მათ წყალგამყოფ ქედზე. ინტრუზივი აგებულია დიორიტებით, გრანოდიორიტებით, ბიოტიტანი გრანიტებით და რქატყუარა-ბიოტიტანი გრანიტ-პორფირებით, რომლებშიც გვხვდება გაბრო-პორფირიტის ქსენოლითები. ამ უკანასკნელის მოზრდილი უბანი გაშიშვლებულია ინტრუზივის აღმოსავლეთ ნაწილში. ინტრუზივში დიდი რაოდენობით გვხვდება გრანიტული აპლიტების და პეგმატიტების, იშვიათად კვარც-პორფირების და დიაბაზის ძარღვები. ჭალვანის ინტრუზივი (25 კმ²) ძირითადად წარმოდგენილია გრანიტებით და გრანიტ-პორფირებით, რომლებშიც გვხვდება დიორიტის მცირე ზომის ქსენოლითები. ქანები იკვეთება გრანიტული აპლიტების და პეგმატიტების, კვარც-პორფირების და დიაბაზების ძარღვებით. რიკოთის ინტრუზივი გაშიშვლებულია მდ. რიკოთისწყლის ხეობაში. მისი გამოსავალი იწყება რიკოთის გვირაბის დასავლეთი პორტალიდან 3 კმ-ით ქვევით და გზატკეცილის გასწვრივ 400 მ-ზე გრძელდება. ინტრუზივი წარმოდგენილია კალიშპატის შემცველი პიროქსენიტებითა და გაბრო-პიროქსენიტებით (რიკოთიტებით), რომლებიც იკვეთება სპესარტიტ-ვოგეზიტის რიგის ლამპროფირული ძარღვებით. ხევი-ჭალვანის ინტრუზიული კომპლექსის ქანების ჩამოყალიბება შემდეგი თანამიმდევრობით ხდება: პიროქსენიტები და გაბრო-პიროქსენიტები, გაბრო-პორფირიტები, დიორიტები, გრანიტები და გრანიტ-პორფირები, აპლიტები, პეგმატიტები და კვარც-პორფირები. ქიმიური შედგენილობით რიკოთიტები კალიუმის, იშვიათად კალიუმ-ნატრიუმის სერიის ნორმალური რიგის ქანებია. ხევის და ჭალვანის ინტრუზივის ყველა ქანი მიეკუთვნება ნორმალური რიგის (აპლიტები-სუბტუტეა) კალიუმ-ნატრიუმის სერიას. აღნიშნულ კომპლექსში აღინიშნება ქანთა ქიმიზმის ცვლილების უწყვეტი ხასიათი, რომლის ტრენდი კირ-ტუტე ტრენდს შეესაბამება (სურ. 2). ხევი-ჭალვანის ინტრუზიული კომპლექსის ქანები კვეთს ძირულის კრისტალურ მასივს, ბაიოსის პორფირიტულ სერიას და ტრანსგრესიულად იფარება ქვედა ცარცის კარბონატული ნალექებით. რიკოთიტისთვის ბიოტიტით K-Ar ასაკი 166 ± 11 მლნ.წ. (Хмаладзе, 1970) და 179 ± 6 მლნ.წელია (Дудаური, Тогоნიძე, 1989), ხოლო ხევის და ჭალვანის ინტრუზივებისათვის K-Ar და Rb-Sr მეთოდებით მიღებული 9 ასაკობრივი ციფრის საშუალო მნიშვნელობა 169 ± 3 მლნ.წ., რაც შუაიურულს პასუხობს.

მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემა

ამ რეგიონში შუაიურული ინტრუზივები დაკავშირებულია ლოქის კრისტალურ მასივთან, რომელიც მდებარეობს ლოქ-ყარაბაზის ტექტონიკურ ზონაში (Гамკრელიძე, 2000). ესენია ლოქის, ფოლადაურის და დამბლუდის მცირე ზომის ინტრუზივები (Вашакиძე, 1998), რომლებიც გაერთიანებულია ლოქი-ფოლადაურის კომპლექსში.

ლოქის ინტრუზივი (~ 3 კმ²) გაშიშვლებულია ლოქის მასივის ჩრდილო ნაწილში მდ. ლოქის ხეობაში, ფოლადაური (~ 2 კმ²) – მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში მდ. ფოლადაურის ხეობაში, დამბლუდის კი ლოქის მასივში მდ. დამბლუდის ხეობაში. აღნიშნული კომპლექსი ძირითადად აგებულია გრანიტოიდებით – კვარციანი დიორიტებით, გრანოდიორიტებით, გრანიტებით, პლაგიოგრანიტებით, ალიასკიტებით. მცირე რაოდენობით გვხვდება ამფიბოლიანი გაბროები. ეს ქანები იკვეთება აპლიტებისა და კვარც-პორფირების მცირე სიმძლავრის ძარღვებით. ყველა ქანი ნორმალური რიგის კალიუმ-ნატრიუმის სერიისაა. მხო-

ლოდ პლაგიოგრანიტები და ზოგიერთი აპლიტი მიეკუთვნება ნატრიუმიან სერიას. კომპლექსის ქანთა ქიმიზმის ცვლილება ტრონდიემიტული მიმართულებისაა, მხოლოდ აპლიტების ნაწილი გვხვდება კირ-ტუტე მიმართულების ტრენდთან (სურ.2).

დამბლუდის სხეული ლოქის კრისტალური მასივის ფარგლებშია. ლოქისა და ფოლადაურის ინტრუზივები კვეთს როგორც კრისტალურ სუბსტრატს, ასევე ლიასურ ნალექებს, ხოლო ფოლადაურის ინტრუზივზე ტრანსგრესიულად ფუძის ფორმაციით განლაგებულია ზედაცარცული ნალექები ე.ი. გეოლოგიური მონაცემებით აღნიშნული კომპლექსი ლიასურის შემდგომია. ამ კომპლექსის ქანებისათვის მიღებული 6 იზოტოპური ასაკის საშუალო მნიშვნელობა 176 ± 5 მლნ.წ. ადასტურებს მის შუაიურულ ასაკს (Вашакидзе, 1998).

ლოქი-ფოლადაურის ინტრუზიული კომპლექსი ზემოთ აღწერილი კომპლექსებისაგან განსხვავდება მაგმური პროცესის სისუსტით (ინტრუზივების გავრცელების ფართი $7,5 \text{ კმ}^2$ -ს არ აღემატება) და ქანთა ნაკლები მრავალფეროვნებით. ამის მიზეზი ალბათ ლოქ-ყარაბახის ზონის გეოლოგიური აგებულების და მისი განვითარების ისტორიის კავკასიონის ნაოჭა სისტემისა და ამიერკავკასიის მთათაშუეთისგან მკვეთრი განსხვავებით უნდა აიხსნას.

შუაიურული მაგმატიზმის განვითარების ზოგადი კანონზომიერებანი

ბაიოსურ საუკუნეში წყალქვეშა არეალური ვულკანური მოქმედების შედეგად ჩამოყალიბდა ბაზალტური ქანების მძლავრი (3 კმ^2 -მდე) სერია, რომელსაც აჯანგელიძემ “ბაიოსური პორფირიტული წყება” უწოდა. ეს სერია ფართოდ არის გავრცელებული კავკასიაში. საქართველოს ტერიტორიაზე დიდი ფართობი ($\sim 4000 \text{ კმ}^2$) უკავია. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გაგრა-ჯავის ზონაში სერიის საშუალო სიმძლავრე 222.5 მ-ია. ამ მონაცემების მიხედვით ამოფრქვეული მასალის მოცულობა $\sim 9000 \text{ კმ}^3$ -ია. პორფირიტულ სერიას შედარებით ნაკლები გავრცელება აქვს ძირულისა და ლოქის კრისტალური მასივების მიდამოებში.

ბაიოსურ პორფირიტულ სერიაში პეტროგრაფიული და პეტროქიმიური თავისებურებების მიხედვით გამოიყოფა შემდეგი მეტ-ნეკლებად გამწე სტრატეგრაფიული ჰორიზონტები, რომლებიც ქვევიდან ზევით შემდეგი თანამიმდევრობითაა განლაგებული: 1. სპილიტები; 2. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები; 3. რქატყუარიანი და პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები; 4. პიპერსტენიანი ბაზალტები; 5. ბიოტიტიანი პორფირიტები (ტრაქიანდეზიტები); 6. მჟავე ქანები (კერატოფირები, კვარციანი პორფირიტები). ვულკანური სერია აგებულია ლავებით, ლავური და ტუფური ბრექჩიებით. პიროკლასტური მასალა 5-6-ჯერ აღემატება მასიურ ლავებსა და ლავურ ბრექჩიებს. ექსპლოზიურობის ასეთი მაღალი ხარისხი მოწმობს ვულკანიზმის ფეთქებად ხასიათს და მდნარში ქროლადების მაღალ შემცველობას. ბაიოსური ვულკანიზმის პროდუქტები წარმოდგენილია კირ-ტუტე, სუსტად დიფერენცირებული ბაზალტ-ანდეზიტ-რიოლიტური სერიით, ამასთან საშუალო და მჟავე ქანები ძლიერ დამორჩილებული რაოდენობითაა (ჯანგელიძე, 1969; Дзоценидзе, 1948, 1962; Джанелидзе, 1970; Беридзе, 1970; Джанелидзе, Надареишвили, 1999).

ბაიოსური ვულკანური სერიის საწყისი მაგმის შედგენილობის დასადგენად ჩვენ ჩავატარეთ ყველა ქანის ქიმიური ანალიზების სტატისტიკური დამუშავება. ამასთან მხედველობაში მივიღეთ თითოეული ჰორიზონტის სიმძლავრის ხვედრითი წილი სერიის მთლიან ჭრილში. ანალიზები ავიღეთ ზემოთ დასახელებული ავტორების გამოქვეყნებული ნაშრომებიდან. მიღებული შედეგი მოწმობს ვულკანური სერიის საწყისი მაგმის ბაზალტურ შედგენილობას, ხოლო სტრონციუმის დაბალი იზოტოპური შეფარდება ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.703-0.704$) ადასტურებს მის მანტიურ წარმოშობას (Дудаური и др., 2004).

ბაიოსური საუკუნის ბოლოს, ვულკანური აქტივობის დასასრულამდე, დაიწყო ტექტონიკური მოძრაობები (ჩეგემური ფაზა), რომელმაც მაქსიმუმს ბათურ საუკუნეში მიაღწია. ბაიოსში გაბატონებული დედამიწის ქერქის გაჭიმვის და დესტრუქციის რეჟიმი შეიცვალა შეკუმშვისა და ახვევების რეჟიმით. ამ დროს ჩამოყალიბდა მრავალი ინტრუზიული სხეული დაკავშირებული სხვადასხვა გეოტექტონიკურ ზონასთან, რომლებიც გარკვეული კრიტერიუმების საფუძველზე ინტრუზიულ კომპლექსებად იქნა გაერთიანებული.

შუაიურული ინტრუზიული კომპლექსები ყალიბდებოდა ჰიპაბისურ პირობებში მაგმური პროცესის განვითარების ჰომოდრომული მიმართულებით. მაგმატიზმის განვითარების განზოგადოებული მოდელი, რომელიც დამყარებულია ინტრუზივებში ქანების გეოლოგიური ურთიერთობების მიხედვით დადგენილ მაგმური ფაზების შემოჭრის თანამიმდევრობაზე, შემდეგია: ფუძე მაგმის დიფერენციატები (პერიდოტიტები, პიროქსენიტები, სუსტად გამოფ-

ლენილი ანორთოზიტები) – გაბრო და ოლივინიანი გაბრო – დიორიტები – გრანიტები – გრანიტ-პორფირები – ალიასკიტები – აპლიტები და პეგმატიტები.

ამ ზოგადი კანონზომიერებისგან, ფუძე მაგმატიზმის განვითარების თვალსაზრისით, მკვეთრად განსხვავდება უშბა-ეცერისა და კარდიფაჩის ინტრუზივები. ამ ინტრუზივების ჩამოყალიბების პირველ ფაზაში შემოჭრილ ფუძე მაგმას დიფერენციაცია არ განუცდია და დაკრისტალდა დიაბაზების, დიაბაზ-პორფირიტებისა და იშვიათად პეგმატიტების სახით. დიაბაზური ქანები სხვა ინტრუზივების გაბროსგან განსხვავდება არა მარტო სტრუქტურით, არამედ მინერალური შედგენილობითაც. მათში უადრესად იშვიათია ოლივინი და ბიოტიტი, მაშინ როდესაც გაბროებში ეს მინერალები გვხვდება ყოველთვის და ხშირად ქანმაშენი მინერალების სახით. გაბროში პლაგიოკლაზი ბიტონიტით, ანორთიტით, იშვიათად ლაბრადორით არის წარმოდგენილი, მაშინ როდესაც დიაბაზებში ფართოდ არის გავრცელებული ალბიტანიიანი სახესხვაობები. აღნიშნულ ინტრუზივებში გავრცელებულია ალბიტიტების დაიკები და მცირე ზომის სხეულები, ხოლო ინტრუზივებში, რომლებშიც ფუძე მაგმა დიფერენცირებულია, ალბიტიტები და საერთოდ ალბიტანიი ქანები არ გვხვდება.

გაბროული მაგმა მანტიური წარმოშობისაა. გაბროში, პიროქსენიტსა და ანორთოზიტში სტრონციუმის იზოტოპების პირველადი შეფარდება საკმაოდ დაბალია – ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.704-0.705$). ამგვარად ბაიოსური პორფირიტული სერიის ბაზალტური მაგმის და შუაიურული ინტრუზივების გაბროული მაგმის წყარო ხედა მანტიაა. პორფირიტული სერიისა და გაბროს ქიმიური ანალიზების საშუალო მნიშვნელობების შედარება გვიჩვენებს, რომ ბაზალტური მაგმა გამოდნა გაულარიბებელი მანტიიდან, ხოლო გაბროული მაგმა გადარიბებული მანტიური რეზერვუარიდან, რომელიც შედარებით გამდიდრებული იყო Mg, Fe და განსაკუთრებით Ca-ით.

შუაიურულ ინტრუზიულ კომპლექსში გაბატონებული ადგილი უკავია გრანიტოიდებს. გორაბ-კელასურის კომპლექსში შემავალ კელასურის ინტრუზივში დაახლოებით 95% გრანიტოიდებზე მოდის. აქ სრულად არის წარმოდგენილი მჟავე ქანების დიფერენცირებული რიგი. გორაბის ინტრუზივში გრანიტები არ არის. იგი აგებულია გაგრანიტებული დიორიტებით, კვარციანი დიორიტებით და გრანოდიორიტებით. ეს ქანები იკვეთება გრანიტული აპლიტებისა და პეგმატიტის ძარღვებით. ანალოგიური სურათია ხევი-ჭალვანის კომპლექსში ძირულის მასივზე. კირარ-აბაკურის კომპლექსში გრანიტები დამორჩილებული რაოდენობით არის. სანჩარი-ბზიბის ინტრუზიულ კომპლექსში გაბატონებულია მჟავე ქანები. უშბა-ეცერის კომპლექსში მჟავე ქანები საკმაოდ გავრცელებულია. ეს ქანები აქ წარმოდგენილია ბიოტიტიანი, ალბიტანიი და მიკროპეგმატიტური გრანიტებით, პლაგიოგრანიტებით და აპლიტებით. კარდიფაჩის ინტრუზივში მჟავე ქანები წარმოდგენილია ტუტე გრანიტებით, გრანოფირებით, პლაგიოგრანოფირებით. გავრცელებულია გრანიტული და პლაგიოგრანიტული აპლიტის ძარღვები. ლოქი-ფოლადაურის კომპლექსში გაბატონებულია გრანიტოიდები და მათი ძარღვული დერივატები.

ამგვარად აშკარაა, რომ შუაიურულ კომპლექსებში გრანიტოიდებია გაბატონებული. ფუძე და საშუალო ქანები შედარებით დამორჩილებულია.

გრანიტების წარმოშობის საკითხი, მიუხედავად მისი მრავალჯერადი საჯარო განხილვისა, დღესაც წარმოადგენს თანამედროვე გეოლოგიის ფუნდამენტურ პრობლემას. ეს ინტერესი იმით არის განპირობებული, რომ: 1. ბუნებაში გრანიტები ფართოდ არის გავრცელებული. ძირითადად ამ ქანებით არის აგებული დედამიწის კონტინენტური ქერქი; 2. გრანიტების მინერალური და ქიმიური შედგენილობა იდენტურია, მიუხედავად მათი სხვადასხვა გზით წარმოშობისა.

XX საუკუნის 70-იან წლებში ბ. ჩაპელმა და ლ. უაიტმა (Chappell, White, 1974) გამოყვეს გრანიტების ორი ჯგუფი – I და S, რომელსაც საფუძვლად დაუდეს გრანიტების მინერალური და ქიმიური შედგენილობა, ნივთიერების წყაროს საკითხი და წარმოშობის გეოლოგიური პირობები. აღსანიშნავია, რომ ორივე ტიპის გრანიტი ქერქული წარმოშობის არის. I ტიპის გრანიტების მაგმის გამოდნობა მაგმური ქანებიდან ხდება. ამ ტიპის გრანიტები კირტუტე სერიას მიეკუთვნება. როგორც წესი მათში მუსკოვიტი არ გვხვდება. S ტიპის გრანიტების მაგმის გამოდნობა დანალექი ქანებიდან ხდება. ამ ტიპის გრანიტები მაღალთიხამიწიანია, გრანიტულ მინერალებთან ერთად არის მუსკოვიტი, იშვიათია რქატყუარა. დ. ბელიანკინმა (Белянкин, 1939) დაადგინა, რომ კავკასიაში კრისტალური მასივების ძველი ქანებისთვის დამახასიათებელია მესრიანი მიკროკლინი, ხოლო უფრო ახალგაზრდა გრანიტოიდებისთვის – უმესრო კალიუმის მინდვრის შპატი – ანორთოკლაზი. ასეთ ინტრუზივებს

მან ნეონტრუხივეები უწოდა. ამ ემპირიულმა პეტროგრაფიულმა ნიშანმა მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა ახალგაზრდა (პალეოზოურის შემდგომი) ინტრუხივეების აღმოჩენასა და შესწავლაში. ჩვენს მიერ შუაიურული გრანიტოიდების შესწავლის დროს დადგინდა მეორე პეტროგრაფიული თავისებურება, კერძოდ ის, რომ ამ ქანებში ქარსი წარმოდგენილია მხოლოდ ბიოტიტით, მუსკოვიტი “აკრძალული” მინერალია. იგი დამახასიათებელია მხოლოდ პალეოზოური გრანიტოიდებისთვის. აღნიშნული ნიშნისა და სხვა თავისებურებების მიხედვით შუაიურული გრანიტოიდები ამ ქანების I ტიპს მიეკუთვნება.

შუაიურული გრანიტოიდების მომცემი მაგმის წარმოშობას ჩვენ პალინგენურად ვთვლით, გამოდნობილს სიალური ქერქიდან იმ სითბოს გავლენით, რომელიც მოიტანა წინამორბედა გაბროულმა მაგმამ.

კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე შუაიურული მრავალფაზიანი ინტრუხივეების აგებულებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს გრანიტოიდები. ეს ინტრუხივეები გვხვდება მხოლოდ აფხაზეთში და ზემო სვანეთში. მუავე ინტრუხიული ქანები არ გვხვდება უფრო აღმოსავლეთით – ზემო რაჭაში, მაშინ როდესაც აქ არის დიაბაზის და გაბრო-დიაბაზის საკმაოდ მოზრდილი ინტრუხივეები. ამ ფაქტმა დაგვარწმუნა, რომ საწყისი ფუძე მაგმის მიერ მოტანილი სითბო საკმარისი არ იყო ქერქიდან მუავე მასალის გამოდნობისთვის.

შუაიურული ინტრუხიული კომპლექსები სივრცობრივად ყველგან დაკავშირებულია ბაიოსური პორფირიტული სერიის გამოსავლებთან. ბაიოსურში უდიდესი მოცულობის ბაზალტური მასის შემოჭრამ სრულიად შეცვალა მიწის ქერქში ტემპერატურული და ფლუიდური რეჟიმი და მოამზადა პირობები კრისტალური ფუნდამენტის დნობისათვის. თვით ბაიოსური ვულკანოგენების აგებულებაში მუავე ქანები ძლიერ მცირე რაოდენობით მონაწილეობს. ქერქიდან მუავე მაგმის გამოდნობას ბიპეი მისცა გაბროულმა მაგმამ, რომელიც შემოიჭრა ბაიოსური ვულკანური მოქმედების ბოლო ეტაპზე ან უშუალოდ ვულკანიზმის დამთავრების შემდეგ. აღწერილ მოვლენას ჩვენ გრანიტული მაგმის წარმოშობის ორსაფეხურიანი თერმული მოდელი ვუწოდებთ. ამ მოდელის მიხედვით აუცილებელ პირობას წარმოადგენს სამი ფაქტორის ერთობლიობა: 1. სიალური კრისტალური ქერქის არსებობა; 2. ბაიოსურში მძლავრი ვულკანური აქტივობა; 3. ვულკანიზმის უშუალოდ მომყოლი გაბროული მაგმის შემოჭრა (Дудаური и др., 2004).

შუაიურულ გრანიტოიდებში $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,705 - 0,706$. ეს მნიშვნელობები მანტიურის და ქერქულის შორისაა. უდავოა, რომ შუაიურული გრანიტული მაგმა პალინგენური წარმოშობისაა და არ წარმოადგენს ფუძე მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტს. სტრონციუმის დაბალი იზოტოპური შეფარდება შეიძლება განპირობებული იყოს ერთი მხრივ სუბსტრატის ქანებში მისი დაბალი შეფარდებით და მეორეს მხრივ მანტიური ფლუიდების ზემოქმედებით მდნარის წარმოშობის ზონაზე.

დაბეჯითებით უნდა ითქვას, რომ შუაიურული (ბათური) გრანიტოიდები წარმოიშვა მუავე მდნარის კრისტალიზაციის შედეგად. ინტრუხივეები ყალიბდებოდა ჰიპაბისურ პირობებში, 3 კმ-ზე ნაკლებ სიღრმეზე, რადგან ისინი კვეთს ბაიოსურ პორფირიტულ სერიას, რომლის სიმძლავრე 3 კმ-ს არ აღემატება. გრანიტული მაგმის შემოჭრა მოხდა შეკუმშვის პირობებში, რაც გამოწვეული იყო ბათური ტექტონიკური ფაზის ზემოქმედებით. ამ მხრივ შუაიურული ინტრუხივეები სინოროგენულ სხეულებს წარმოადგენს.

ბაიოსური ვულკანოგენებისა და ინტრუხიული სხეულების სივრცობრივი და გენეტიური კავშირის გამო ჩვენ გამოვყავით შუაიურული ვულკანურ-პლუტონური ასოციაცია.

გვიანცარცული ინტრუხიული მაგმატიზმი

სამხრეთ კავკასიის მთათაშუეთი

ამ რეგიონში ფართო გავრცელებით სარგებლობს გვიანცარცული ასაკის ტეშენიტები. მათი გამოსავლები ძირითადად დასავლეთ საქართველოში გვხვდება, სადაც ისინი დაკავშირებულია აზეგების ცენტრალური ზონის ოკრიბა-ხრეთის ქვეზონასთან (И. Гамкრелиძე, 2000). ეს ინტრუხივეებია კურსები, ცუცხვათი, ოფურჩხეთი (თონეთი), ბანოჯა, კალოუბანი, კუდოტი და სხვა – საქართველოს ბელტის ფარგლებში და ნიკორწმინდა და ხონჭიორი – რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაში. ტეშენიტის სხეული გვხვდება აღმოსავლეთ საქართველოშიც, მდინარე იორის ხეობაში, მესტია-თიანეთის ნაოჭა-ფლიშური ზონის უინ-

ვალ-გომბორის ქვეზონაში (И. Гамкрелидзе, 2000). ტეშენიტების სხეულები შრეპარღვებით არის წარმოდგენილი.

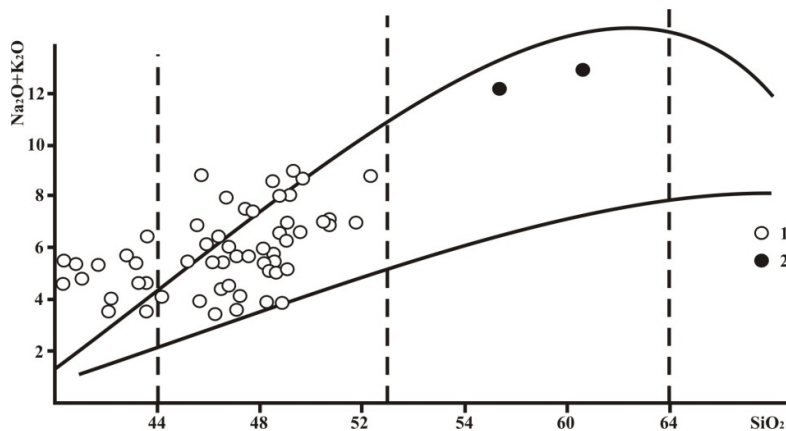
კურსების სხეული (100 მ სიმაღლის) თანხმობითაა განლაგებული ბათურ თიხაფიქლებში. ცუცხვათის სხეული (100-120 მ) გაიდევნება 6.5 კმ-ზე და დაკავშირებულია ქვედაბათურ ფიქლებთან. ოფურჩხეთის ტეშენიტები (80-90 მ) ზედა ბაიოსისა და ბათურის საზღვარზეა განლაგებული და 4-5 კმ-ზე გაიდევნება. ბანოჯას სხეული (40-50 მ) ქვედაცარცულ ნალექებშია მოქცეული და 2 კმ-მდე გაიდევნება. შემცველ ქანებში აღინიშნება ტეშენიტების 10 სმ-დან 2 მ-მდე აპოფიზები. კალუბნის სხეული (30-35 მ) გაშიშვლებულია ზედაბათურ ნალექებში, კულტის (35-40 მ) – ბაიოსის ფიქლებსა და ბათურ ქვიშაქვებს შორის (Схиртладзе, 1942₁, 1943). ნიკორწმინდის ტეშენიტის შრეპარღვი დაკავშირებულია ალბურ მერგელებთან და მერგელოვან კირქვებთან. ხონჭიორის ტეშენიტი (14მ) გაშიშვლებულია ქვედაცარცულ კირქვებში.

იორის ტეშენიტი მდ. იორის ხეობაში ზედაცარცულ (ზედასენომან-ტურონი) ნალექებშია გაშიშვლებული. იგი სინკლინის ორივე ფრთაში გამოდის – ჩდილო ფრთაში სიმაღლერე 56 მ-ია, სამხრეთში – 40-47 მ. ძარღვი არაერთგვაროვანია. ჩრდილო ფრთაში მისი ზედა კიდიდან ქვევით გამოიყოფა ქანთა შემდეგი სახესხვაობები: მანდელშტაინური ბაზალტი; ბარკვეიკიტ-პიროქსენიანი ტეშენიტი; ბარკვეიკიტანი ტეშენიტი; ნეფელინიან-პიროქსენიანი ტეშენიტი; ბარკვეიკიტ-პიროქსენიანი ტეშენიტი ბიოტიტით; ბარკვეიკიტ-პიროქსენიან-ბიოტიტიანი ტეშენიტი ოლივინით (Герасимов, 1931).

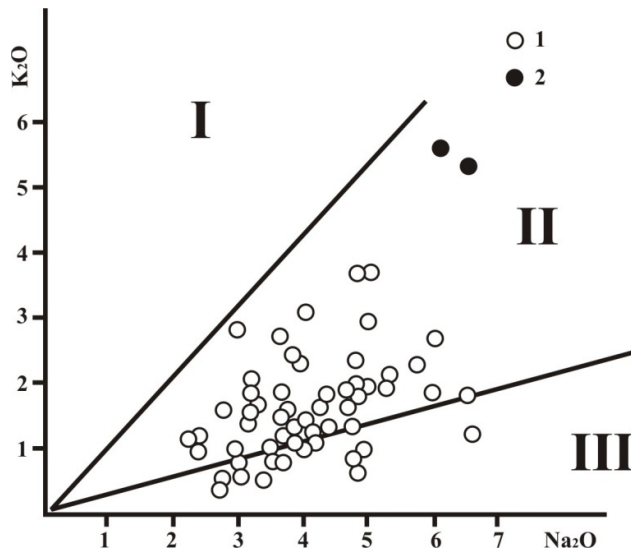
დასავლეთ საქართველოს ტეშენიტები და მათი შემცველი ქანები იკვეთება ლეიკოკრატული და მელანოკრატული ძარღვებით. ლეიკოძარღვები წამოდგენილია ფელდშპატიოიდიანი სიენიტებით, ხოლო მელანოკრატული – ესექსიტებით, კამპტონიტებითა და მონჩიკიტებით (Схиртладзе, 1942₂, 1948).

ტეშენიტები მუქი-ნაცრისფერი, თითქმის შავი, ზოგჯერ მომწვანო ან ღია-ნაცრისფერი წვრილ-, საშუალო- ან მსხვილკრისტალური, ხშირად ფოროვანი ქანებია. ჩვეულებრივ შრეპარღვები პერიფერიებში უფრო წვრილკრისტალური და მუქია. ტეშენიტების სტრუქტურა ოფიტური ან პოიკილოფიტურია, ზოგჯერ პორფირული. ქანმაშენი მინერალებია პლაგიოკლაზი, მონოკლინური პიროქსენი, კალიშპატი, ანალციმი, ბარკვეიკიტი (ზოგი სხეულის პერიფერულ ნაწილებში), ოლივინი (ძირითადად ცენტრალურ ნაწილებში და არა ყველა ინტრუზივში). ცეოლითებიდან გვხვდება ნატროლიტი და ტომსონიტი.

ქიმიური შედგენილობით აღნიშნული ქანები ტუტე და სუბტუტე რიგის (სურ. 4) კალიუმ-ნატრიუმიანი, იშვიათად ნატრიუმიანი სერიის ქანებია (სურ. 5).



სურ. 4. ტეშენიტების განლაგება კლასიფიკაციურ დიაგრამაზე.
1. ტეშენიტები; 2. ფელდშპატიოიდიანი სიენიტები.



სურ. 5. ტეშენიტების განლაგება Na₂O- K₂O დიაგრამაზე

I-III სერიები: I – კალიუმიანი; II – კალიუმ-ნატრიუმიანი; III – ნატრიუმიანი.
1. ტეშენიტები; 2. ფელდშპატიდიანი სიენიტები.

ტეშენიტები კვეთს მეზოზოურ ნალექებს დაწყებული ზედა ბაიოსიდან ქვედა ცარცის ჩათვლით, ხოლო იორის ტეშენიტი – ზედა სენომან-ტურონულსაც. მკვლევარები ტეშენიტების ასაკის შესახებ სხვადასხვა აზრს გამოთქვამდნენ – თელიდნენ ცარცულის შემდგომად, ცარცულად, მესამეულად და სხვა. ტეშენიტების ასაკის დასადგენად გამოყენებულ იქნა იზოტოპური დათარიღების K-Ar მეთოდი (Дудаური и др., 1989; Тогоნიძე, Дудаური, 1982). დათარიღებულ იქნა ტეშენიტების თითქმის ყველა გამოსავალი. II ანალიზის საშუალო მნიშვნელობა 90±5 მლნ.წ-ია. მიღებულმა შედეგებმა გვიჩვენა დასავლეთ საქართველოს, რაჭისა და იორის ტეშენიტების სინქრონულობა და მათი გვიანცარცული ასაკი.

მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემა

ამ რეგიონის ართვინ-ბოლნისის ზონაში (И. Гамкრелидзе, 2000), ლოქისა და ხრამის კრისტალურ მასივებს შუა, ფართოდაა გავრცელებული ზედაცარცული სუბვულკანური ინტრუზივები, წარმოდგენილი ძარღვებით, დაიკებითა და შტოკისებური სხეულებით. ისინი სივრცობრივად დაკავშირებულია აქ არსებულ ფართო სინკლინურ სტრუქტურაში გავრცელებულ ზედაცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებასთან. ინტრუზივებს შორის მინერალური შედგენილობის მიხედვით გამოიყოფა პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტები, ალბიტოფირები, კვარციანი ალბიტოფირები და ბიოტიტიანი კვარციანი პორფირიტები. მცირე რაოდენობით გვხვდება აგრეთვე ფუჟე ძარღვებიც (დუდაური, 1960, 1962, 1967).

პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტები დაკავშირებულია სენომანურ ვულკანოგენურ-კარბონატულ წყებასთან. ყველაზე დიდი სხეული – ლოქის დაიკა (სიგრძე 15 კმ., მაქს. სიმაღლა 1600 მ) მდ. ფოლადაურის მარცხენა ფერდიდან მდ. დამბლუდის ხეობამდეა გაშიშვლებული. პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტის შტოკისებური სხეულები და დაიკები აღინიშნება მდ. ფორთფორთისა და მოლულლუს წყალგამყოფ ქედზე და სოფ. სამწვერი-სთან. სხეულებს ახასიათებთ პარალელეპიპედური ან სვეტური განწყობა.

პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტები ნაცრისფერი, მომწვანო- ან მოყავისფრო ნაცრისფერი მასიური ქანებია. სტრუქტურა პორფირული. ძირითადი მასა სრულკრისტალური, სფეროლითური ან მიკროპეგმატიტური. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით და მონოკლინური პიროქსენით, იშვიათად კვარციტ, რომელიც უდავოდ ინტრატელურული წარმოშობისაა. ქანი ცალკეულ სხეულში და სხეულის უბნებში სხვადასხვა ხარისხითაა გაკვარცბული. ზოგან ძირითად მასაში პლაგიოკლაზის ლეისტებს შორის

გვხვდება პატარა მარცვლების სახით, ზოგჯერ კი მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურებს წარმოშობს. მეორადი მინერალებიდან გვხვდება დელესიტი, კალციტი, ეპიდოტი.

ალბიტოფირების ძარღვები და შტოკისებური სხეულები ზედაცარცული ვულკანური სერიის მთელ ფართობზე გვხვდება. ძარღვები განედური მიმართებისაა, ჩრდილო – ჩრდილო-დასავლური დაქანებით, <40-45⁰. სიმძლავრე – ერთეულიდან 120 მ-დე, მიმართებაზე გავრცელება – რამდენიმე ათეული მეტრიდან 3-4 კმ-დე. შტოკისებური სხეულების დიამეტრი 30-50 მ-ის ფარგლებშია. ქანებისთვის დამახასიათებელია სვეტისებური განწვევება.

ალბიტოფირები ზოგჯერ მოყვითალო ან მოვარდისფრო მუქი-ნაცრისფერი ქანებია. სტრუქტურა პორფირული, სრულკრისტალური ან ვიტროფირული სტრუქტურის ძირითადი მასით. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით. ზოგან გვხვდება ბიოტიტის ხარჯზე წარმოშობილი ქლორიტის ქერცლები და მათთან დაკავშირებული მადნეულის მარცვლები. პორფირული გამონაყოფები ქანის ~7% შეადგენს. ვიტროფირული მასა წარმოდგენილია მწვანე ფერის მჟავე ვულკანური მინით. სრულკრისტალურ ძირითად მასას ზოგჯერ სფეროლითური სტრუქტურა აქვს. სფეროლითები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, მათ შორის სივრცე შევსებულია კვარცით, ქლორიტით და მადნეულით.

კვარციანი ალბიტოფირების ძარღვები და შტოკისებური სხეულები ფართოდაა გავრცელებული ზედაცარცულ ვულკანურ სერიაში. დაიკების მიმართება ჩრდილო-აღმოსავლურია, სიმძლავრე – რამდენიმე ათეულიდან 150 მ-დე, იშვიათად 250 მ-დე, მიმართებაზე გავრცელება – 0,5-2 კმ. შტოკების დიამეტრი რამდენიმე ათეულიდან 500 მ-დეა. სოფ. სარაჩლოს აღმოსავლეთით, მდ. შულავერის და სახსაგანის წყალგამყოფ ქედზე გამოშვლებულია კვარციანი ალბიტოფირის მძლავრი (4,5კმ²) სხეული.

კვარციანი ალბიტოფირები ნაცრისფერი, ხორცისფერი, ზოგჯერ მოყვითალო ფერის მასიური ქანებია, პლაგიოკლაზის და ბიპირამიდული კვარცის კარგად შესამჩნევი პორფირული გამონაყოფებით. სტრუქტურა პორფირული, ძირითადი მასა – მიკროკრისტალური, სფეროლითური ან ვიტროფირული. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, კვარცით და ზოგჯერ შეცვლილი პიროქსენით. მათი რაოდენობა ქანის 35-37% შეადგენს. ძირითადი მასა წარმოდგენილია კვარცით და პლაგიოკლაზით. გვხვდება აგრეთვე ქლორიტი, ბიოტიტი და აქცესორები – აპატიტი, ცირკონი და მადნეულები.

ბიოტიტიანი კვარციანი პორფირიტები მცირე გავრცელებით სარგებლობს. ყველაზე დიდი შტოკისებური სხეულის (500 მ × 300 მ) გამოსავალი ქ. ბოლნისთანაა, დიდი დაიკის – სოფ. აკაურთანთან (სიმძლავრე 40-50 მ. გაიდვენება 2 კმ-ზე).

ბიოტიტიანი კვარციანი პორფირიტები ნაცრისფერი, ზოგჯერ მოწითალო-ნაცრისფერი ქანებია, მაკროსკოპულად კარგად შესამჩნევი პლაგიოკლაზის, ბიპირამიდული კვარცისა და ბიოტიტის პორფირული გამონაყოფებით. მათი რაოდენობა ქანის მასის 30-32% შეადგენს. ძირითადი მასა ვიტროფირული ან სფეროლითური სტრუქტურისაა. სფეროლითები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რომელშიც ზოგჯერ ბიოტიტის ქერცლებიც გვხვდება. ორივე ტიპის ძირითად მასაში გვხვდება კვარცის მარცვლები და დაგროვებები, ზოგჯერ ძარღვაკებიც. მასა ხშირად გაჟღენთილია ჰემატიტით, რომელიც აგრეთვე წარმოშობს დაგროვებებს და ძარღვაკებს. აქცესორებიდან გვხვდება აპატიტი, ცირკონი და მადნეულები.

ფუძე ძარღვული ქანები მჟავე სუბვულკანური სხეულებისგან განსხვავებით მცირე გავრცელებით სარგებლობს. მათში გამოიყოფა მიკროდიაბაზები, დიაბაზ-პორფირიტები და პორფირიტები. მიკროდიაბაზები წარმოდგენილია ავგიტ-ლაბრადორიანი სახესხვაობით. ქანი აგებულია პლაგიოკლაზის ლეისტებით და მათ შორის განლაგებული პიროქსენის ხარჯზე წარმოშობილი ქლორიტისა და მადნეული მინერალის მარცვლებით. გვხვდება პიროქსენის რელიქტებიც. დიაბაზ-პორფირიტები შედარებით ფართოდაა გავრცელებული. მომწვანო-ნაცრისფერი მჭიდრო ქანებია, რომლის მუქ ფონზე კარგად ჩანს პლაგიოკლაზის თეთრი პორფირული გამონაყოფები. ისინი ქანის მასის 30-40% შეადგენს. ძირითად მასას ოფიტური სტრუქტურა აქვს. შედგება პლაგიოკლაზის ლეისტებისა და მათ შორის განლაგებული მონოკლინური პიროქსენის და მადნეულის მარცვლებისა და ქლორიტის ქერცლებისგან. პორფირიტები წარმოდგენილია ავგიტ-ლაბრადორიანი სახესხვაობით. შავი ფერის ქანებია. მაკროსკოპულად ჩანს პლაგიოკლაზის და მუქი მინერალის პორფირული გამონაყოფები. მათი რაოდენობა ქანის ~30% შეადგენს. ძირითადი მასა მიკროდიაბაზურია. აგებულია პლაგიოკლაზის ლეისტებით და მათ შორის განლაგებული პიროქსენის და მადნეულის მარცვლებით და ქლორიტის ქერცლებით.

მთავრად სუბეულკანური სხეულები წარმოდგენილია ნორმალური რივის, იშვიათად სუბტუტე რივის ქანებით. პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტები კალიუმ-ნატრიუმიანია, ალბიტოფირებში გვხვდება როგორც კალიუმ-ნატრიუმიანი, ისე ნატრიუმიანი სერიის ქანები, ხოლო კვარციან ალბიტოფირებში ძირითადად კალიუმ-ნატრიუმიანი, იშვიათად ნატრიუმიანი სერიის ქანებია.

დადგენილ იქნა სხვადასხვა შედგენილობის სუბეულკანური სხეულების ურთიერთდამოკიდებულება (Дудаური, 1965). პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტის ლოქის დაიკა იკვეთება ალბიტოფირის დაიკებით, ხოლო ალბიტოფირები (ბერდიკის ციხის აღმ. და სხვ.) – კვარციანი ალბიტოფირის დაიკებით. ე.ი. სხეულების შემოჭრა შემდეგი თანამიმდევრობით მოხდა: პიროქსენიანი კვარციანი პორფირიტები, ალბიტოფირები, კვარციანი ალბიტოფირები. ბიოტიტიანი კვარციანი პორფირიტები, ფაუნისტურად სანტონურად დათარიღებულ ნალექებში (Гамбашидзе, 1958) მოქცეული ანალოგიური შედგენილობის მქონე პიროქსენოლითების მიხედვით, სანტონურად თარიღდება. რაც შეეხება ფუძე ძარღვებს, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები სივრცობრივად დაკავშირებულია სანტონურად დათარიღებულ ფუძე ვულკანიტებთან და ბუნებრივია დავუშვათ მათი სანტონური ასაკი. სოფ. სარაჩლოსთან დიაბაზ-პორფირიტის დაიკა კვეთს კვარციან ალბიტოფირს, რაც ფუძე დაიკის უფრო ახალგაზრდა ასაკზე მიუთითებს.

სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში გვიანცარცულში მძლავრ ვულკანურ აქტივობას მოყვება დროსა და სივრცეში დაკავშირებული სუბეულკანური სხეულების მთელი რიგი. ეს წარმონაქმნები ქმნის ვულკანურ-სუბეულკანურ ასოციაციას.

გვიანცარცული ტუტე მაგმატიზმის განვითარების თავისებურებანი

ტეშენიტების პიპაბისური ინტრუზივები ფართოდ არის გავრცელებული დასავლეთ საქართველოში. ერთი სხეული ცნობილია აღმოსავლეთ საქართველოშიც, მდ. იორის ხეობაში, დაბა თიანეთის სამხრეთით. ეს სხეულები ძირითადად სხვადასხვა სიმძლავრის ძარღვებს წარმოადგენს.

ცნობილია, რომ დედამიწის ქერქის აგებულებაში ტუტე ქანები მეტად დამორჩილებულ როლს თამაშობს. ეს ქანები დაკავშირებულია ბაქნების პერიფერიებთან და კონსოლიდირებულ ნაოჭა სისტემებთან. მათი გამოვლინება გვხვდება აგრეთვე კონტინენტურ რიფტულ სტრუქტურებში და კონტინენტის მახლობელ კუნძულებზე.

დასავლეთ საქართველოს ტეშენიტები დაკავშირებულია საქართველოს ბელტის მტკიცე სუბსტრატთან და აგრეთვე ჩრდილოეთით მასთან მიმდებარე რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინურ სტრუქტურასთან.

ტუტე მაგმატიზმის განვითარებისთვის აუცილებელ პირობას წარმოადგენს დედამიწის ქერქის დესტრუქცია, მანტიამდე ჩაღწეული სიდრმული რღვევების გაჩენა, რომლებიც ასრულებს მაგმის ამომყვანი არხის როლს. გვიანცარცულში საქართველოს ბელტში ასეთ არხს წარმოადგენდა სუბგანედური სიდრმული რღვევა. იორის ტეშენიტიც აგრეთვე დაკავშირებულია სიდრმულ რღვევასთან, რომელიც გაიდევნება ავადხარიდან საბათლომდე (Иоселиანი и др., 1989).

დასავლეთ საქართველოში ფართო გავრცელება აქვს ზედაცარცულ (ტურონ-სანტონურ) ტუტე შედგენილობის ვულკანოგენურ წყებას, რომელიც მთავარის სახელწოდებით არის ცნობილი (Дзоценидзе, 1948; Гугушвили, 1968). ეს წყება ერთმანეთისგან იზოლირებული გამოსავლების სახით გავრცელებულია საქართველოს ბელტის დასავლეთ ნაწილში (ქუთაისი-წყალტუბოს რაიონი). ცნობილია აგრეთვე ცალკეული გამოსავლები მდ. წყალწითელას ხეობაში სოფ. გორდისა და საჩიქობაოს მახლობლად და რაჭა-ლეჩხუმის სამხრეთ ფრთაში. არსებული გამოსავლების საერთო ფართობი 187 კმ² შეადგენს (Гугუшвили, 1968). ბუნებრივია ვიფიქროთ, რომ წყებას ვულკანური მოქმედების დამთავრების დროს ეკავა მნიშვნელოვნად უფრო დიდი ფართობი. მთავარის წყება აგებულია ტუტე ქანების სრული სერიით. ეს არის: პიკრიტ-ბაზალტები, ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტები, ტრაქიბაზალტები, ტრაქიანდეზიტები, ტრაქიტები და ფონოლითები. წყების სიმძლავრე 300-800 მ-ის ფარგლებში მერყეობს (Дзоценидзе, 1948; Гугუшвили, 1968).

მთავარის წყებისა და ტეშენიტების მინერალური და ქიმიური მსგავსების გამო გამოთქმული იყო მოსაზრება ამ წარმონაქმნების გენეტური კავშირის შესახებ (Дзоценидзе, 1948; Заридзе, 1947). მაგრამ იმ დროს საიმედო მონაცემები ტეშენიტების ასაკის შესახებ არ

არსებობდა. შემდგომში ჩვენმა მონაცემებმა დაადასტურა ტეშენიტების გვიანცარცული ასაკი (Дудаური и др., 1989). ჩვენს ხელთ არსებული სტრონციუმის იზოტოპური შეფარდების მნიშვნელობა ტეშენიტების აპატიტებში შეესაბამება მანტიურ სიდიდეს ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,703$). ეს მონაცემი შეიძლება გავრცელდეს მთავარის წყებაზეც.

მთავარის ვულკანოგენური წყებისა და ტეშენიტების მინერალური და ქიმიური შედგენილობის მსავსება, წარმოშობის გეოლოგიური პირობების იდენტურობა, სივრცობრივი სიახლოვე, ერთასაკოვნება და აქედან გამომდინარე გენეტიური კავშირი, საფუძველს გვაძლევს გამოვეყოთ გვიანცარცული ტუტე ვულკანურ-პლუტონური ასოციაცია.

ლიტერატურა

- გუგუშვილი ვ. (1968). საქართველოს ბელტის ცარცული ვულკანიზმი. გეოლ. ინსტ. შრომები. ახ. სერ. 24. გვ. 81-91.
- დუდაური თ. (1960). ბოლნისის რაიონის ზედაცარცული სუბვულკანური მცირე ინტრუზივები. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. XXV. №5. გვ. 555-560.
- დუდაური თ. (1962). ბოლნისის რაიონის ალბიტოფირები და კვარციანი ალბიტოფირები. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. 28. № 1. გვ. 57-64.
- დუდაური თ. (1965). ბოლნისის რაიონის სუბვულკანური მცირე ინტრუზივების პეტროგრაფია. გეოლ. ინსტ. შრომები. ახ. სერ. 5. 106 გვ.
- დამბაშიძე რ. (1958). ლოქის და ხრამის მასივების ზედაცარცული ნალექების სტრატოგრაფია და ფაუნა. საკანდ. დის. ავტორეფ. 29გვ.
- ჯანელიძე თ. (1969). კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის შუაიურული ვულკანიზმი (ენგურის და ცხენისწყლის ფარგლებში). გეოლ. ინსტ. შრომები. ახ.სერ. 22. 102 გვ.
- Chapell B.W., White A.J.R. (1974). Two Contrasting Granite Types. *Pacif. Geol.* Vol.8. P.173-174.
- Dudauri O.Z., Togonidze M.G., Chernishev I.V., Gerstenberger H. The Gorab-Kelasuri intrusive complex in Transcaucasus: Geological Setting, Petrology and K-Ar Age of Biotites. *Chemie der Erde.* B.51 №2/3. P.82-86.
- Vinogradov V.I. (1991). Rb-Sr Systematics of The Kelasuri Granitoid Pluton, NW Caucasus (USSR). *Chemie der Erde.* Iena. B.51. №2/3. P.87-89.
- Белянкин Д.С. (1939). К вопросу о неинтрузиях Центрального Кавказа. *Изв.АН СССР. Сер. Геол.* №2. С.93-100.
- Беридзе М.А. (1970). Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Рачи. *Изв. Геол. Общ. Грузии.* Т.7. В.1-2. С.15-24.
- Вашакидзе Г.Т.(1998). Мезозойские интрузивы Локского массива. *Сб.Тр. ГИН АН Грузии.* С.210-218
- Гамкრелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. *Тр. ГИН АН Грузии.* Нов.сер. Вып.115. С.204-208.
- Гамкრелидзе П.И. (1966). Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. *Глубинное строение Кавказа.* М. С.3-14.
- Герасимов А.П. (1931). Тешениты с р.Иори. *Тр.ГГРУ.*Л. Вып.29. 69с.
- Гоголадзе Д.П. (1991). Корни верхнемелового вулканизма юго-восточной Грузии. *Автореф. канд.дисс.* 30с.
- Джанелидзе Т.В. (1970). Биотитовые порфириты в среднеюрской вулканогенной толще Абхазии. *Сообщ. АН ГССР.* Т.59. №3. С.625-628.
- Джанелидзе Т.В., Надареишвили Г.Ш. (1999). Мезозойский вулканизм закавказской межгорной области и его индикаторная роль в геодинамике Кавказа. *Тр. ГИН АН Грузии.* Нов. Сер. Вып.114. С.168-178.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. *Тб. Изд. АН ГССР.* 408с.
- Дзоценидзе Г.С. (1962). Юрский вулканизм Закавказья. *Тр.І Всес. Вулк. Совещ.* 1959г. Вопросы вулканизма. М. С.139-148.
- Дудаური О. З. (2002). Основные закономерности развития среднеюрского магматизма Грузии. *Тр. ГИН АН Грузии.* Нов. сер. Вып. 117. С.146-156.
- Дудаური О.З., Хუციшвили О.Д. (1966). О форме залегания и возрасте Ушба-Эцერского интрузива. *Сообщ. АН ГССР.* Т.42. №3. С.635-641.

- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (1989). Некоторые особенности мезозойского интрузивного магматизма Грузии. Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тр. ГИН АН СССР. Нов. Сер. Вып. 99. С.214-248.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (1998). Петрология и изотопный возраст Киран-Абакурского интрузивного комплекса. Сб. Тр. ГИН АН Грузии. С.150-162.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. (1999). Региональные проблемы изотопной геологии. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 114. С.118-132.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Бартницкий Е.Н. (1989). Калий-аргоновый возраст тешенитов Западной Грузии. Сообщ. АН СССР. Т.134. №1. С.137-140.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Лордкипанидзе М.Б. (2004). Среднеюрская вулканоплутоническая ассоциация южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. С.424-432.
- Заридзе Г.М. (1947). Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Тбилиси. Техника да შრომა. 400с.
- Иоселиани М.С., Чичинадзе В.К., Диасамидзе Ш.П., Квеладзе З.И., Онопришвили Т.Г. (1989). Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси. 150 с.
- Схиртладзе Н.И. (1942₁). О тешенитах Западной Грузии. Сообщ. АН СССР. Т.3. №10. С.1049-1055.
- Схиртладзе Н.И. (1942₂). Камптонито-мончикитовые жильные породы Кутайского и Тквибульского районов. Сообщ. АН СССР. Т.3. №3. С.803-810.
- Схиртладзе Н.И. (1943). Тешенитовая формация Западной Грузии. Тр. ГИН АН СССР. Сер. Минер.-петр. Вып. 1. Т.1. 102с.
- Схиртладзе Н.И. (1948). Эссекситовые интрузии в Кутайском районе. Сообщ. АН СССР. Т.9. №6. С.341-347.
- Тогонидзе М.Г. (1973). Петрология Горабского интрузива. Автореф. канд. дисс. Тбилиси. 28с.
- Тогонидзе М.Г., Виноградов В.И., Дудаури О.З. (1989). Новые радиогеохронологические данные о возрасте Хеви-Чалванского интрузивного комплекса на Дзирульском массиве. Сообщ. АН Грузии. 136. №1. С.104-104.
- Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. (1982) возраст тешенитов и их связь с вулканизмом. Тез. докл. Всес. Совец. Киев. С.93-99.
- Хмаладзе И.И. (1970). Ортоклазовое габбро Дзирульского массива и связанные с ним лампрофиры. Изв. Геол. Общ. Грузии. Т.6. Вып. 1,2. С.44-51.

UDC 553.3.072

პალეო-კუნძულთა რკალის ფორმის ლითონების ვულკანოგენური საბადოების გეოლოგიური პოზიცია და ფორმირების პირობები

მ. კეკელია, ს. კეკელია, ბ. ასათიანი, ნ. სადრადე, ნ. ბაზნიძე

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ-ფოსტა: sergokekelia@yahoo.com

პონტურ-სამხრეთ კავკასიური პალეოკუნძულთა რკალის საბადოების მაგალითზე განიხილება ფერადი ლითონების მადნებისა და მათი შემცველი ქანების სივრცობრივ-დროებრივი დამოკიდებულების ძირითადი თავისებურებანი და, აგრეთვე, მადანმავლური სისტემების ევოლუციის პირობები. ავტორების წარმოდგენები ეფუძნება გეოლოგიურ დაკვირვებებს, მადნებსა და მადანშემცველ ვულკანიტებში სტრონციუმის, გოგირდისა და ჟანგბადის იზოტოპურ თანაფარდობებს, იშვიათი მიწების შემცველობებსა და თერმობაროგეოქიმიური კვლევების მონაცემებს.

Geological Position and Formation Conditions of Paleoisland-arc Nonferrous Volcanogenic Deposit. Kekelia S., Kekelia M., Asatiani G., Sadradze N., Gagnidze N., Abdulaeva Sh., Ismailova A. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze st., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: sergokekelia@yahoo.com

On the example of the Pontian-South Caucasian paleoisland-arc deposits main features of spatial-temporal relationship of non-ferrous metal deposits and their host rocks, and evolution conditions of ore-magmatic systems are discussed. Authors' interpretations are based on geological surveys, isotope ratios of strontium, sulfur and oxygen in ores and ore-bearing volcanites, content of rare elements and data of thermobarogeochemical studies.

Геологическая позиция вулканогенных месторождений цветных металлов палеоостроводужных сооружений и условия их формирования. М.А. Кекелия, С.А. Кекелия, Г.Л. Асатиани, Н.Г. Садрадзе, Н. З. Гагнидзе, Ш. Абдулаева, А. Исмаилова. Министерство просвещения и науки Грузии, ЮЛОП институт геологии им. А. Джанелидзе, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе 1/9. E-mail: sergokekelia@yahoo.com

На примере месторождений Понтийско-Южнокавказской леоостровной дуги рассмотрены пространственно-временные особенности взаимоотношений между рудами цветных металлов и вмещающими их породами, а также условия эволюции рудно-магматических систем. Представления авторов базируются на геологических наблюдениях, отношениях изотопов стронция, серы и кислорода в рудах и рудовмещающих вулканитах, содержании редких земель и данных термобарогеохимических исследований.

Abridged English Version

In the Caucasian states and Turkey, the most important volcanogenic copper deposits have been found in rocks that form fragments of the Pontian-South Caucasian paleoisland arc. This paleoisland arc was actively functioning during the whole Mesozoic time representing the south margin of the Eurasian continent under which oceanic crust of the Tethys had been subducted (Fig. 1). Different segments of the arc differ from one another by their structure and geodynamic evolution that conditioned the origin of various types of volcanogenic ore deposits.

The paper presents brief characteristics of geological environments of ore deposit occurrences in Turkey, Georgia and Armenia. All of them can be attributed to Kuroko-type deposits, being distinguished by the character of ore accumulation. To the west, in Turkey, there are epigenetic and hydrothermal-sedimentary copper-zinc deposits that were, most likely, formed in deep restricted basin settings. An example of the latter is the Çayeli (Madenköy) deposit. To the east, in the Caucasus, we have predominantly only epigenetic deposits. Besides, in the Bolnisi mining district (Georgia) there is the Madneuli deposit, which represents an example of polyformational deposit, being in this respect a unique one. Here, within the restricted territory (the so-called biclinal structure on the slope of a large volcano), have been concentrated various kinds of mineralization: barite, barite-polymetallic, gold-bearing secondary quartzite and large-scale stockworks of copper ores. Judged by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, some volcanites that are spatially associated with ores, might have been products of the “differentiation” of undepleted mantle, or other magmas generated in the lower part of the earth crust.

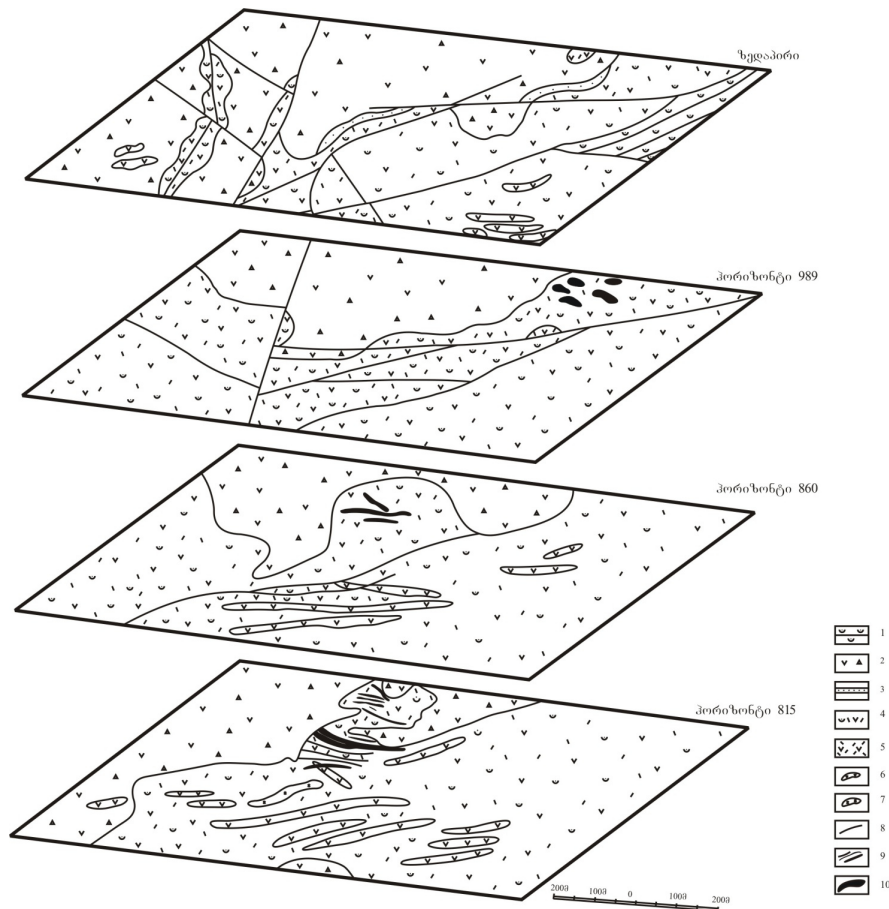
In the Alaverdi ore district in Armenia, there are Jurassic volcano depressions that host copper, copper-zinc and barite-sulfide ores; besides, in an uplifted block bounding a volcano depression is located the Tekhut porphyry copper deposit. All the deposits of the Alaverdi district, porphyry copper including, contain economic reserves of ores.

On the basis of available literature material accumulated during the last decades and our own data, there has been created a mental-logical geological-genetic model of volcanogenic deposits. Analytical laboratory works (identification of ore and rare elements, isotopic ratios of oxygen in quartz from ores, thermobarogeochemical studies) have been performed in relevant laboratories of the U.S. Geological Survey in Denver, Colorado, with the participation of Georgian geologists.

In authors' opinion, ore components were extracted from surrounding country rocks; some components including sulfur might have been derived from crustal magmas. Solutions from which sulfides were precipitated had salinity very close to that of the seawater, being slightly-acidic; copper-bearing sulfidic ores were formed at maximum temperatures of 410-390°C, and barite-sulfide ores – at about 280°C. Most probably, the pressure in fluids at epigenetic deposits did not exceed 200 bar. The stable accumulation of hydrothermal-sedimentary ores proceeded at the sea bottom, at depths of about 2-3km. The boiling up of fluids did not probably occur, and the mineral zonality similar to that which is observed in present-day “ore hills” may be explained by the subsequent re-distribution of ore-forming components as a result of the destruction of the “hills”, and their diffusion from lower levels to upper ones during the process of ore leaching by ore-bearing fluids.

ალპურ-ჰიმალაურ ნოჭა სარტყელში შემორჩენილია პალეოკუნძულთა რკალებისა და მათი მომიჯნავე სტრუქტურების (რკალსმიდმა და შიდა ზღვის პალეოაუზების) ფრაგმენტები. სწორედ ამ ფრაგმენტებში (სურ. 1) თავმოყრილია ფერადი ლითონების ყველაზე მსხვილი საბადოები. ერთერთ ასეთ ვულკანურ სტრუქტურას წარმოადგენს პონტურ-სამხრეთ კავკასიური პალეორკალი, რომლის ფარგლებში ალპური ვულკანური აქტივობის მაქსიმუმიაღმოსავლეთ ნაწილში უკავშირდება ბაიოსსა და გვიანიურულს, ხოლო დასავლეთით (პონტიდებში და საქართველოს ტერიტორიაზე) – ცარცულ პერიოდს. ამასთან თერმოანომალიები, ვულკანური და ჰიდროთერმული აქტივობა გამოვლენილ იქნა პალეორკალის იმ ადგილებში, რომლებმაც განიცადა ყველაზე დიდი ტექტონიკური დაძაბულობანი, ანუ ტრანსფორმული რღვევების ზონებში პონტურ-სამხრეთკავკასიის და ირანული მიკროფილების კონვერგენტული ურთიერთმოქმედების პირობებში (Biju-Duval et al., 1977; Мони́н, Зоненшайн, 1987; Yilmaz et al., 1977). მიკროფილების ამ კონვერგენტულობის დასაწყისში (იურა) წარმოიშვა სპილენძის ეპიგენეტიკური ვულკანოგენური საბადოები და ბარიტ-პოლილითონური მადნები (მაგალითად სომხეთში), ხოლო შემდგომ, გვიანცარცულში (სავარაუდოდ, მიკროფილების კოლიზიის საწყის ეტაპზე) – სპილენძის, ოქროს და ბარიტ-პოლილითონური საბადოები (საქართველოსა და პონტიდებში). პონტიდებში განთავსებულია აგრეთვე მასშტაბური ჰიდროთერმალურ-დანალექი სულფიდური ბუდობები (ჩაელის საბადო). უნდა აღინიშნოს, რომ პონტიდების აღმოსავლეთ ნაწილში მუშავდება შემდეგი საბადოები: აშიკოი (კვიპროსის ტიპის საბადოები), ეპიგენეტიკური – ლახანოსი, ყუთლულარი, მურღული და კუროკოს ტიპის საბადო – ჩაელი. ამ უკანასკნელზე დათვლილია ფერად ლითონთა მადნის მარაგები 15,9 მლნ. ტონის ოდენობით და ლითონთა შემდეგი შემცველობებით: სპილენძი – 4,4%, თუთია – 6,1%, ოქრო – 0,8გ/ტ, ვერცხლი – 44გ/ტ. საბადოზე აღმოჩენილია ერთი მადნიანი სხეული მაქსიმალური სიმძლავრით – 100მ (Altun, 1977), რომელიც გაიდენება 920 მ მანძილზე. მადნიანი ბუდობის ჭრილი წარმოდგენილია სურ. 2-ზე. მადანშემცველი სტრუქტურა აგებულია მადანხედა ბაზალტების (პილოუ-ლავეების), კირქვების, “მეწამული” ფერის ტუფებისა და გაპროპილიტებული დაციტების მონაცვლეობით. სწორედ ამ დაციტებზე განლაგებულია მასიური სულფიდური მადნები; მათ ქვემოთ გამოვლენილია კვარც-ქლორიტ-სერიციტიანი მეტასომატიტები სულფიდების ჩანაწინწკლებით. მასიური მადნები (სფალერიტი, ქალკოპირიტი, პირიტი) ბრეჩირებულია და იჩენენ დიდ მსგავსებას კუროკოს ტიპის მადნებთან იაპონიაში, აგრეთვე შუაოკეანური ქედებისა და განაპირა ზღვების რიფტინგის ზონების “მადნიან ბორცვებთან”. აქვე უნდა ითქვას პონტიდებში ჰიდროთერმალურ-დანალექი ბუდობების სხვა ტიპზედაც, რომელიც აშიკოსის საბადოთი არის წარმოდგენილი. მისი ბუდობები განთავსებულია ალოქტონში, რომელიც დიტერატურაში “კიურეს კომპლექსის” სახელწოდებით არის ცნობილი (Guner, 1980; Ustaomer, Robertson, 1993; Çakir, 1995). სავარაუდოდ, ალოქტონი პალეოტეთისის განაპირა ზღვის აუზიდან გადაადგილებულ იქნა პალეოკუნძულთარკალურ ნაგებობაზე. ალოქტონში მადნების გეოლოგიური გარემოცვა უახლოვდება კვიპროსის ტიპის მადნების ჩამოყალიბების პირობებს. ჭრილი აქ აგებულია პერიდოტიტებით, დიაბაზების დაიკური კომპლექსით და ბაზალტებით. პილოუ-ლავეებზე განლაგებულია კოლჩედანური ბუდობები.

მადნეულის საბადოს შტოკვერკულ-ძარღვული მადნების მსგავს საბადოებს წარმოადგენენ ლახანოსი და მურღული. მადნიანობისა და გეოლოგიური სპეციფიკის თვალსაზრისით მადნეულის საბადო (საქართველო) უნიკალურია. მის ფარგლებში სივრცობრივად ერთმანეთთან მიახლოებულნი არიან სხვადასხვა ეტაპის ოქროს, ბარიტ-სულფიდური და სპილენძის მადნები. ცარცული ნალექებით ამოვსებული ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესია წარმოადგენდა რკალსმიდმა არსებული აუზის ნაწილს. ვულკანური სტრუქტურების აგებულებაში მონაწილეობს სამი კომპლექსი (სურ. 3), რომლებიც წარმოიშვა ალპურ-კამპანურში ჯერ ნაპრალოვანი, ხოლო შემდგომ – ცენტრალური ტიპის ვულკანების ფუნქციონირების შედეგად. მადანმატარებელი გუმბათისებრი “ამოპერილობები” გაჩნდა მსხვილი ვულკანური ნაგებობების ფერდობებზე რიოდაციტური ექსტრუზიების “გამოწურვის” ადგილებში. №3 სურათზე ნაჩვენებია პალეოვულკანების ფრაგმენტები, რომლებიც აგებულია კირტუტე ვულკანიტებით (Кекелия и др., 1993). მადნეულის საბადოსათვის დამა ხასიათებელია ექსტრუზიული გუმბათები, დავით გარეჯისათვის – ჩამოქცევის კალდერები, ხოლო დარბაზის, მოშევანისა და საყდრისის მადანგამოვლინებებისათვის – ლავური გუმბათები და რიოდაციტების დაიკები. ზედა კომპლექსის (შედგენილობით კონტრასტულის –ბაზალტ-ანდეზიტ-რიოლითურის) ფორმირებით ბოლნისის ცარცულ სტრუქტურაში თავდება ვულკანური მოქმედება. კომპლექსის შესაძლო კომპაგმაცებს წარმოადგენენ გრანოდიორიტები და გრანოდიორიტ-პორფირები, რომლებიც



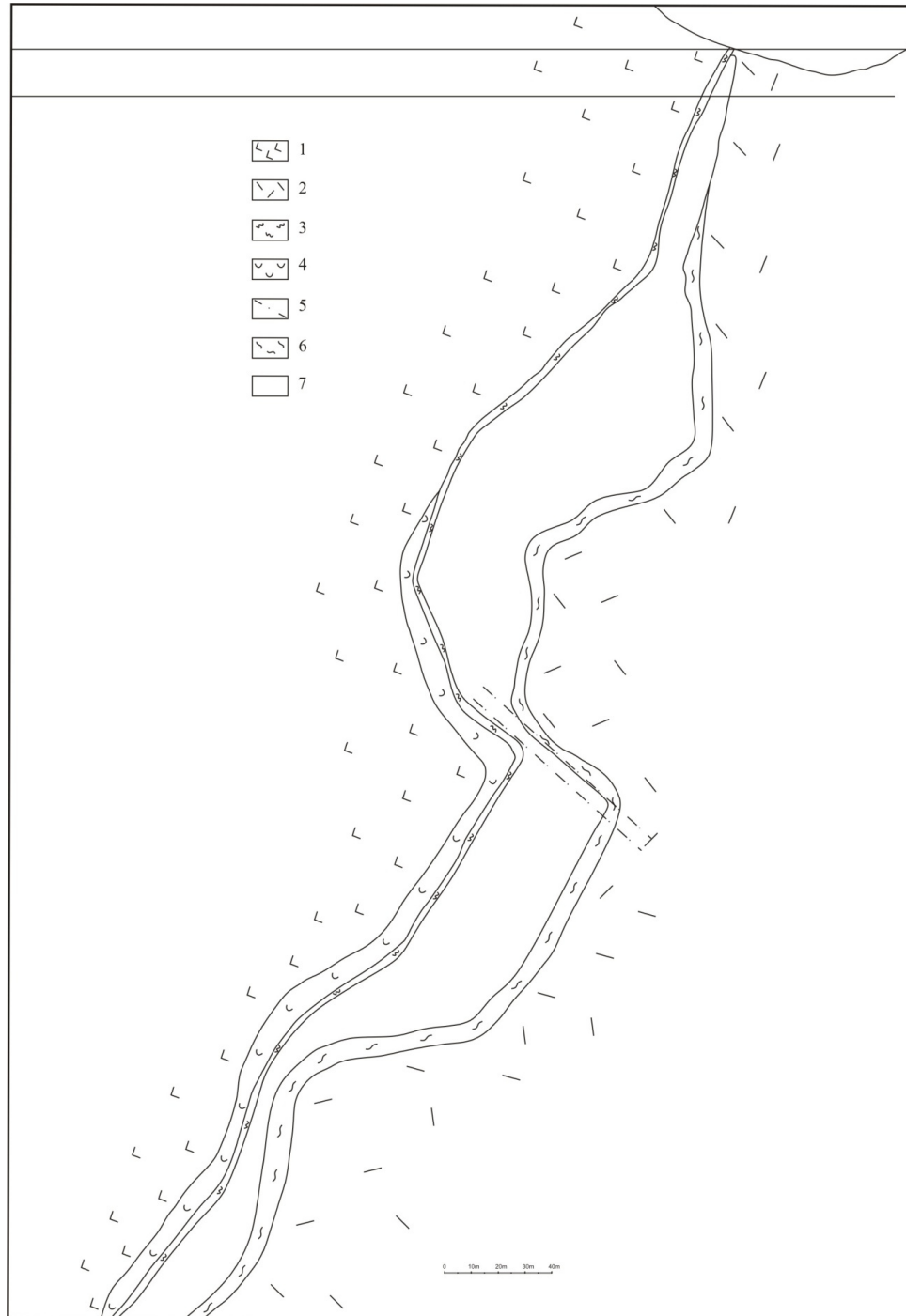
სურ. 1. მეტალთა მთავარი საბადოების გავრცელება აღმოსავლეთ თურქეთისა და კავკასიის გეოლოგიური სტრუქტურების ფარგლებში

1-სამხრეთ კავკასიის მიკროკონტინენტის ფერდი და აზვევა (იურულ-ადრეცარცული, კავკასიონის მთავარი ქედი); 2-სკვითური და სამხრეთ კავკასიის მიკროკონტინენტების შელფური ზონა (იურულ-პალეოგენური, კავკასიონის მთავარი ქედი); 3-ჩრდილო ირანის მიკროკონტინენტის შელფური ზონა (ცარცულ-პალეოგენური); 4-პონტური მიკროკონტინენტის შელფური ზონა (ადრეიურული, აღმოსავლეთ პონტიდები); 5-მცირე კავკასიონის ენსიალური კუნძულთა რკალი (ბაიოსურ-ადრეცარცული); 6-პონტური ენსიალური კუნძულთა რკალი (ცარცული); 7-კიდურა ზღვის ღრმა აუზები (ადრე-შუაიურული); 8-ალექტონური ოკეანური ზონები. 9-მცირე კავკასიონის რკალსუკანა ვულკანური დეპრესიები (გვიანცარცული); 10-პონტური რკალსუკანა ვულკანური დეპრესიები (გვიან ცარცული); 11-შიდაფილაქური რიფტოგენური ვულკანური სტრუქტურები (ეოცენ-ოლიგოცენური, მცირე კავკასიონი); 12-კოლიზიურამდელ სტრუქტურებზე ზედდებული ეოცენური ვულკანური დეპრესიები (პონტიდები, მცირე კავკასიონი, ჩრდილოეთ ირანი); 13-ახალგაზრდა ვულკანური პლატოები (ოლიგოცენ-მეოთხეული); 14-ოროგენული ღრმულები (ოლიგოცენ-მეოთხეული); 15-ტერიგენულ-ვულკანურ ქანებში (დიხის სერია, დევონურ-ტრიასული) შეჭრილი შუაიურული გრანიტოიდები; 16-სკვითური და სამხრეთ კავკასიის მიკროფილების ალპურამდელი ფუნდამენტი (კამბრიულისწინა(?)-პალეოზოური); 17-ჩრდილოეთ ირანის ალპურამდელი ფუნდამენტი (ჩრდილო ირანის მიკროფილა, კამბრიულისწინა-პალეოზოური); 18-გეობლოკების გამყოფი ტექტონიკური ნაკერები (წარმოდგენილი შესხლეტვები და ნახსლეტ-ნაწვევები, A - დადგენილი; B - სავარაუდო); 19-შეცოცებები; 20-სავარაუდო საზღვრები სკვითურ და სამხრეთ კავკასიის მიკროფილებს შორის (გადაფარული შეცოცებებით); 21-გრანიტოიდები (ა-ადრეცარცული, ბ-გვიანცარცული, ც-ეოცენ-ოლიგოცენური); 22-მონციონიტები, სიენიტები (ოლიგოცენ-მიოცენური); 23 მინერალური საბადოები; 24-პალეოკუნძულთა რკალის ფრაგმენტები.

ვერაზიის აქტიური პალეოკიდის მთავარი მეტალშემცველი საბადოები: 1-აშიკოი (Cu), 2-ლახანოსი (Cu, Zn, Pb), 3-ჩაელი-მადენკოი (Cu, Zn), 4-მურღული (Cu, Zn), 5-ურუპი (Cu), 6-ქტი-ტებერდა (W), 7-ტირნიაუზი (W), 8-ლუხრა (Au), 9- ცანა (As, Au), 10-ლუხუმი (As), 11-ზოფხითო (Au, Sb), 12-სადონი (Pb, Zn), 13-ჭიათურა (Mn), 14-ფილიზჩაი (Zn, Pb, Cu), 15-კიზილ-დერე (Cu), 16-მადნეული (Cu, Zn, Pb, BaSO₄),

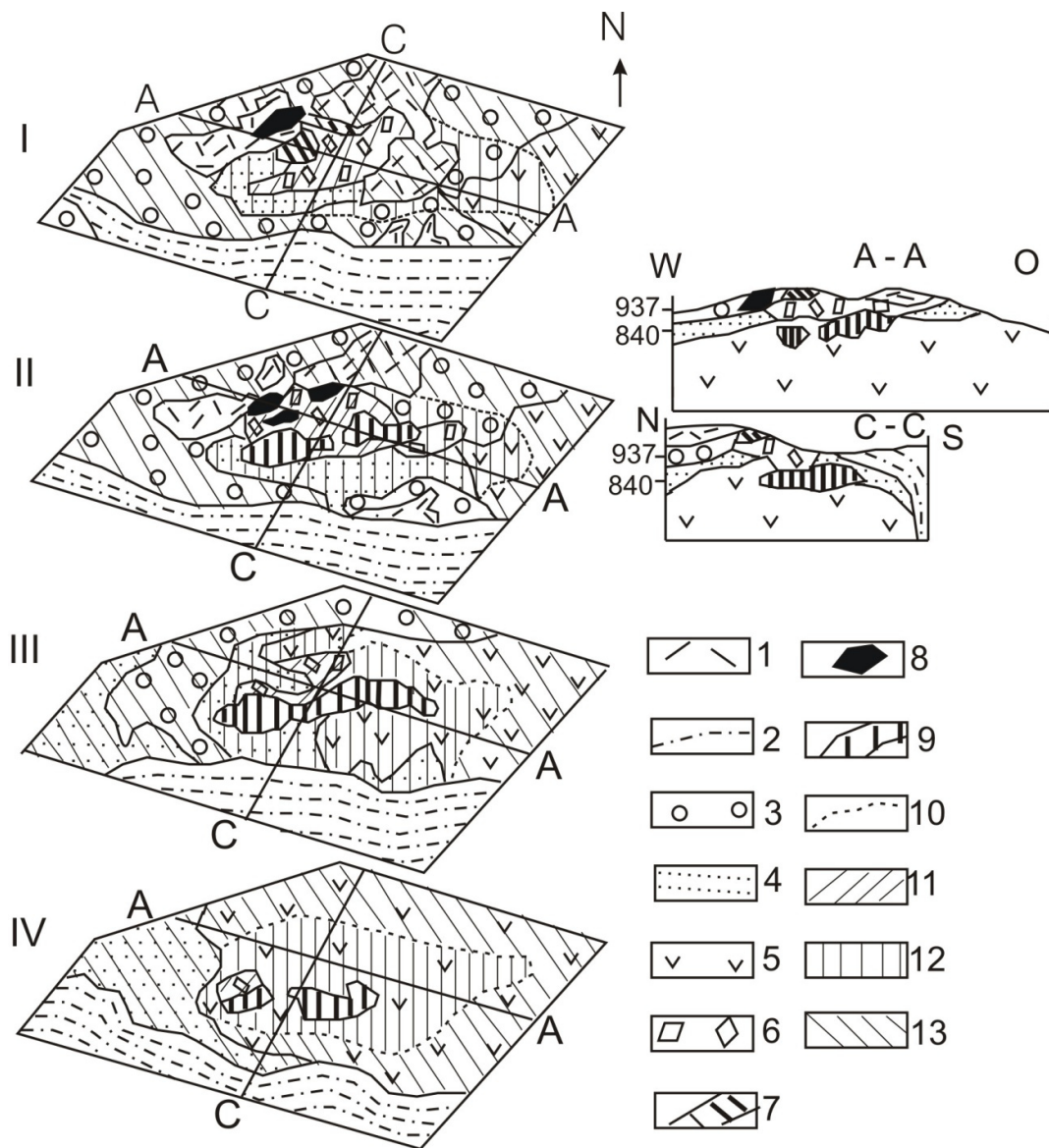
17-ალავერდი (Cu), 18-შამლუგი (Cu), 19-ტესუთი (Cu), 20-მეგრადობრი (Au), 21-დაშქესანი (Fe, Co), 22-ოტი (Au), 23-კაფანი (Cu), 24-აჯარანი (Mo, Cu).

მიკროფილები: ევრაზიის პალეოკონტინენტი: A-სკეითური, B-პონტურ-სამხრეთ კავკასიური (B₁-აღმოსავლეთ პონტიდები, B₂-სამხრეთი კავკასია); აფრო-არაბეთის პალეოკონტინენტი: C-ჩრდილოეთ ირანი.



სურ. 2. ჩაელის მადნიანი ძარღვის ჭრილი (მადენკოი)

1 – ბაზალტური ნაკადები (ზედა ცარცული); 2- რიოდაციტები (ზედა ცარცული); 3 – იაშმური კვარციტები; 4 – ტუფიტები (ზედა ცარცული); 5 – სინვულკანური რღვევები; 6 – ჰიალოკლასტიტები (გაპირიტებული და გაკაოლინებული); 7 – მადნიანი სხეული (კერნის დასინჯვის შედეგების მიხედვით Cu-ის შემცველობა 5% და ცოტა მეტი, ხოლო Zn – 9%).



სურ. 3. მადნიანის სხეულებისა და პიდროთერმულად შეცვლილი ქანების გავრცელება მადნეულის საბადოს სხვადასხვა დონეზე

I-რიოდაციტები; 2-ლავაბრექჩიები და ფლუიდური რიოდაციტური ლავები; 3-ანდეზიტ-დაციტური ვიტროკლასტური ფერფლის ტუფები; 4-სხვადასხვა კლასტური ტუფები; 5-ქსენოტუფები; 6-ექსპლოზიური ბრექჩიები; მადნიანი სხეულები: 7-ბარიტი; 8-ბარიტ-ტყვია-თუთია; 9-სპილენძი; 10-სხვადასხვა შეცვლილი ქანების საზღვრები; 11-მეორადი კვარციტები; 12-კვარც-სერიციტ-ქლორიტული ქანები; 13-პროპილიტები.

I-საბადოს ზედაპირის პროექცია კარიერის მოწყობამდე; II-კარიერის ზედაპირის პროექცია; III-937მ-დონე; IV-840მ - დონე.

შიშვლდება სტრუქტურის ცენტრალურ ნაწილში. მათი აღმოჩენა საბადოს კარიერზე ბურღვითი სამუშაოების შედეგია. №3 სურათზე მოყვანილია მადნეულის საბადოს ჭრილი მადნიანი სხეულებისა და გეოქიმიური ანომალიების ურთიერთდამოკიდებულების ჩვენებით. ჩვენს ხელთ არსებულ მონაცემებზე დაყრდნობით (Kekelia et al., 2004), რომლებიც ეხება ბოლნისის რაიონის ზედა ვულკანური კომპლექსის მადანმატარებელ ქანებში რუბიდიუმისა და სტრონციუმის კონცენტრაციებსა და იზოტოპურ შედგენილობას, ბაზალტები ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704910$) შეიძლება მოვიხაროთ გაღარიბებული მანტიის პროდუქტად, ხოლო მადნეულის რიოლითები (0.707739) და მურღულის საბადოს (თურქეთი) რიოდაციტები - შესაბამისად ქერქის ზედა და ქვედა ნაწილების გამონადნობების წარმონაქმნებად. მიზანშეწონილად მიგვანჩნია აქ

ბოლნისის მადანშემცველი ქანების იშვიათ მიწებსა და ტიტანზე ანალიზების შედეგების შედარება რაპუ-რაპუს და კოპატუანის (ფილიპინები) სულფიდური საბადოების ქანების ანალოგიურ მახასიათებლებთან (Sherlok et al., 2003). აღნიშნული საბადოები სივრცობრივად ასოცირდება დაციტებთან და ტოლეიტურ ბაზალტებთან, რომლებიც ხასიათდება ტიტანის ($TiO_2 \leq 0.9\%$), ცირკონიუმისა ($40-50ppm$) და იშვიათი მიწა ელემენტების (იმე) დაბალი შემცველობებით, აგრეთვე, Zr/I-შეფარდების მცირე მნიშვნელობებით – 2.5-3. გეოქიმიური მახასიათებლებით ტოლეიტები უახლოვდება კუროკოს საბადოს (იაპონია) ანდეზიტბაზალტებს და ფიჯის კუნძულთა რკალის ოლიგოცენურ ბაზალტებს. შერლოკის აზრით, აღნიშნული მახასიათებლები შეიძლება იყოს ჩამოუყალიბებელი რკალის პირობებში მადანმატარებელი ქანების ფორმირების მახვენებელი. შესაბამისად, ჩვენი გეოქიმიური მონაცემები უნდა მიუთითებდეს კუნძულთა უფრო “მოწიფულ” პალეოკალზე, რომლის ფრაგმენტები გაშიშვლებულია მცირე კავკასიის სისტემაში. (აქ Zr/I – შეფარდების მნიშვნელობები გაცილებით მაღალია: დაციტებში – 9.5-11.2, რიოლიტებში – 2.7, ბაზალტებში კი – 3.7-4.1). ამრიგად, იკვეთება გეოქიმიურ მახვენებელთა გამოყენების შესაძლებლობა ქანების ფორმირების გეოდინამიკური პირობების დასადგენად. თუმცა უნდა ითქვას, რომ ეს მოსაზრება საჭიროებს დამატებით არგუმენტაციას.

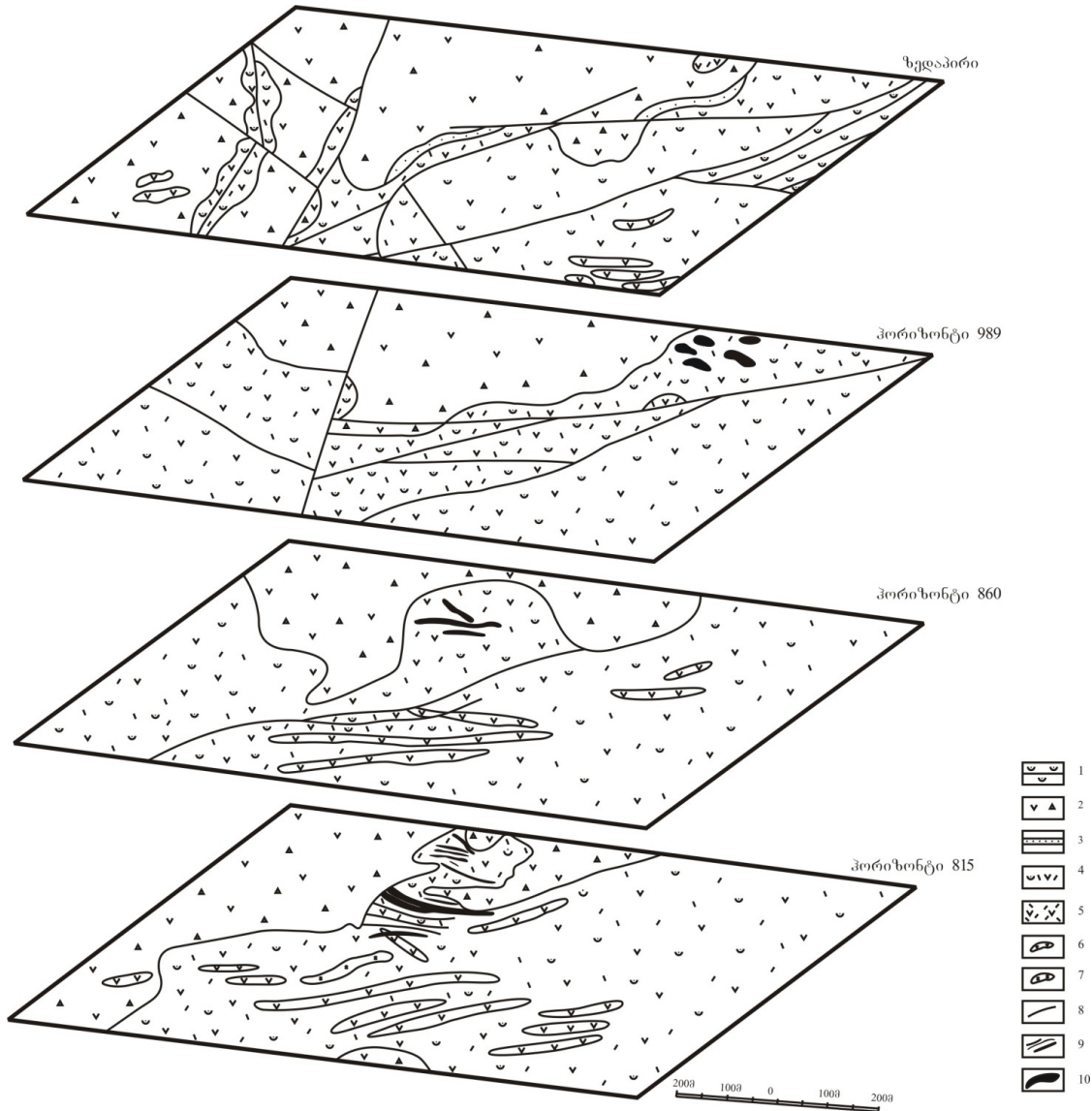
სომხეთის სპილენძის და ბარიტ-პოლილითონური საბადოები (ალავერდი, შამლუგი, ახტალა, კაფანი) განთავსებულია შუაიურულ ვულკანოგენურ კომპლექსში, რომლის ჭრილი ალავერდის რაიონში (სურ. 4 – ჩვენს მიერ შედგენილი ალავერდის ვულკანოგენური რუკა) შედგება (ზემოდან ქვემოთ) შემდეგი წარმონაქმნებისაგან: მცირე სიმპლავრის ქემოგენურ-დანალექი ქანები; ჰიალოკლასტიტები; წყალქვეშა კოლუვიონის დანაგროვები; ტეფროიდული ტურბიდიტები; დაციტებისა და ანდეზიტების ლავები. მადანშემცველი წყება გადაფარულია გვიანიურული ვულკანოგენური კომპლექსით. სპილენძის ძარღვაკულ-ჩანაწინწკლი მინერალიზაცია დამახასიათებელია ბოლნისის, ალავერდისა და კაფანის რაიონის საბადოებისათვის. მადნეულზე ცნობილია ოქროს მინერალიზაცია მეორად კვარციტებში, აგრეთვე ბარიტ-სულფიდური გამადნება ძარღვებისა და დამრეცი ბუდობების სახით. ალავერდის ძარღვეულ-ჩანაწინწკლი და ძარღვეული მადნიანი სხეულები განლაგებულია კვარცსერიციტ-ქლორიტიანი მეტასომეტიტების ვიწრო ზონების საფარში ფართობრივი პროპილიტების ფონზე.

პალეოკუნძულთა რკალის ცალკეული სეგმენტის გამადნების ხასიათის განსხვავებანი პირდაპირ კავშირშია ვულკანების ფუნქციონირების გეოდინამიკურ რეჟიმთან. უნდა აღვნიშნოთ აგრეთვე, რომ მცირე კავკასიის რეგიონში ფერადი ლითონების ჰიდროთერმალურ-დანალექი მადნიანი ბუდობების (ჩაელის ტიპი) ძებნა უპერსპექტივოა, ვინაიდან მათი დაგროვებისთვის აქ არ არსებობს გეოდინამიკური საფუძვლები.

მოკლედ განვიხილოთ მოდელი, რომელიც ეხება ფერადი ლითონების ვულკანოგენური საბადოების მადანწარმოშობი სისტემების განვითარებას. წარმოდგენილი გენეტური მოდელი უნდა განვიხილოთ როგორც, ასე ვთქვათ, აბსტრაქცია, რომელშიც მხედველობაშია მიღებული სისტემაში მიმდინარე პროცესების სტანდარტულობა, და არა ინდივიდუუმების (საბადოების, მადნიანი სხეულების) მხვავსება. ვულკანური თაღების ქვეშ (მადნეულის და ჩაელის მაგალითი) აღინიშნება ქანების და მადნების ინტენსიური ჰიდროთერმალური შეცვლები. ადრე ფლუიდების წყაროდ მიიჩნევენ მაგმურ კერებს; თუმცა ეს წარმოდგენები შეიცვალა იმის გამო, რომ ძნელად ახსნადია დიდი რაოდენობის წყლის მასების გამოყოფა და მისი მონაწილეობა ჰიდროთერმალურ პროცესში. თვით მექანიზმი ფლუიდების გამოყოფისა მაგმური კერებიდან შედარებით ხანმოკლე მოვლენაა. ეს აისახება ინტრუზიულ სხეულებში ავტომეტასომატური შეცვლებით და ჟანგულებისა და სულფიდების სუბმიკროსკოპული გამონაყოფების თანაბარი განაწილებით ქანმაშენი სილიკატების კრისტალებსა და მარცვალთა შორის სივრცეში. იზოტოპურ-გეოქიმიური კვლევების მონაცემები მიუთითებენ მეტეორული წყლების დიდი რაოდენობით მონაწილეობაზე ვულკანოგენური საბადოების ჰიდროსისტემებში (Франклин и др., 1984; Синяков, 1986). ექსპერი მენტები, (Hodgson, Lydon, 1977; Гричук и др., 1984) ჩატარებული ელემენტების ექსტრაქციაზე ქანებიდან მიუთითებენ იმაზე, რომ მაგმური და დანალექი წარმონაქმნები შესაძლებელია განიხილებოდეს როგორც ლითონების წყარო ვულკანოგენური საბადოებისათვის. მსოფლიო ოკეანეში შეგროვილი მასალის საფუძველზე (Рона, 1986; Гринберг и др., 1990; Ельянова, Мирлин, 1990; Ельянова, 1990) შეიძლება დავასკვნათ, რომ მასშტაბური მადანწარმოშობა ხორციელდებოდა შემდეგი თანმიმდევრული პროცესების შემთხვევაში. 1) მაგმების რისტა-

ლიზაციისას; 2) გახურებული ზედაპირული წყლების და მაგმატიკების ურთიერთქმედებისას (სითბური ენერჯის წყარო არის ვულკანოგენურ დანალექ წყებაში შემოჭრილი ინტრუზივია); 3) ფიზიკურ-ქიმიური ბარიერის სტაბილური ფუნქციონირება ჰიდროთერმების განტვირთვის არეებში (ზღვის ფსკერი ან მიწის ქერქის ზედაპირული ზონების დახურული სტრუქტურები). ლიტერატურული და ჩვენი მონაცემებით ვულკანოგენურ საბადოებს განასხვავებს შემდეგი თავისებურებანი:

1. მადნების კომპონენტური შედგენილობა ამჟღავნებს დამოკიდებულებას ქანების პეტროქიმიურ თავისებურებებისაგან. მაგალითად, ანდეზიტ-ბაზალტებთან და ნატრიუმიან რიოლიტებთან ასოცირებს სპილენძ-თუთიის მინერალიზაცია (Кривцов и др., 1987). აღნიშნავენ,



სურ. 4. ალავერდის საბადოს პორიზონტალური ჭრილი

1 – ტუფური ქვიშაქვები (ბათური); 2 – ანდეზიტებისა და ანდეზიტ-ბაზალტების ტუფები (ბათური); 3 – კარბონატული ტუფ-ქვიშაქვები (ბაიოსური); 4 – კარბონატული ტუფ-ქვიშაქვების, ტუფების და ანდეზიტ-დაციტებისა და დაციტების უხეშრითმული შრეებრიობა (ბაიოსური); 5 – დაციტური შტოკები; 6 – ანდეზიტები; 7 – პლაგიოგრანიტპორფირები; 8 – რდევეები; 9 – მადნის ძარღვები (კვარცპირიტ-ქალკობირიტი); 10 – მადნის შტოკები (პირიტ-ქალკობირიტული შედგენილობის მასიური და შტოკეერკული მადნები).

რომ შუაოკეანური ქედის მადანმატარებელი ქანები (ბაზალტები) შეიცავენ ლითონების უანგეულების სფერულ აგრეგატებს (Прокопцев, Прокопцев, 1990). შუაოკეანური ქედის რიფტული ველის სუბტუტე ეფუზივები, მინერალები, კერძოდ, კლინოპიროქსენები და მინდერის შპატები “წვეთების” სახით შეიცავენ სულფიდებს (Акимцев, Шарапов, 1993). აქედან შეიძლება დავასკვნათ, რომ ზოგიერთი მაგმური ქანი იყო მადანპროდუქტიული.

2. მადნიანი კვანძების ფარგლებში ჰიდროთერმების მიგრაციის გზებზე აღინიშნება ქანების მინერალური შედგენილობის შეცვლები. კერძოდ, მადნის დაგროვების ზონების ქვედა ნაწილებში, გამოვლენილია არგილიზიტები, ხოლო ინტრუზივების ზედა და ფლანგურ ზონებში მასშტაბური პროპილიტიზაცია.

3. ბარიტ-სულფიდური მადნები მეორად კვარციტებში (მადნეულის საბადო) ამჟღავნებენ არამკვეთრად გამოხატულ ზონალობას. სპილენძისა და სპილენძ-თუთიის მადნების შტოკვერკები ხშირ შემთხვევებში გადაფარულია თაბაშირ-ანჰიდრიტული ლინზებით, ხოლო მათი სახურავის ქანებში აღინიშნება ჰემატიტიზაციის პროცესი. ასეთი სურათი დამახასიათებელია კუროკოს ტიპის ჰიდროთერმალური დანალექი მადნებისათვის (Мащукана, 1973).

4. ჰიდროთერმალური ხსნარების მარილიანობა ახლოსაა ზღვის წყლის მარილიანობასთან, მაგრამ შედარებით გამდიდრებულია Fe, Ag, Pb, Cu და Zn (Mottl et al., 1979), დაბალი მარილიანობა დამახასიათებელია თანამედროვე მადანწარმოქმნელი ფლუიდებისათვის (Бортников и др., 2004; Бортников, Викентьев, 2005). ამავე დროს მკვლევარები სულფიდების წარმოშობისას მიუთითებენ აგრეთვე წათხების არსებობაზე (Бортников, Викентьев, 2005). ეს მონაცემები მიღებულია მცირე კავკასიის საბადოების შესწავლისას (Кекелия и др., 1991; Кекелия и др., 1993). მცირე კავკასიის საბადოებზე მინერალწარმოშობის ტემპერატურები მიღებული ჰომოგენიზაციის მეთოდით უდრის სპილენძის საბადოებისათვის 410-390°C, ბარიტ-პოლიმეტალური საბადოებისათვის “280°C (Ярошевич, 1985); წნევა მერყეობს 150-დან 250 ბარამდე (გამოყენებულია შეპარდის დიაგრამები – Shepherd et al., 1985). ვ. იაროშევიჩის მონაცემებით მადნეულზე სპილენძისა და ტყვია-თუთიის მადნების წარმოქმნელი ხსნარების მარილიანობა არ აღემატებოდა “40 გრ. NaCl ეკვ. ერთ ლიტრ ხსნარზე.

5. ყველაზე ხელსაყრელი პირობები ჰიდროთერმალურ-დანალექი ბუდობების მადნების სტაბილური დაგროვებისათვის იქმნებოდა ზღვის აუზების ფსკერზე, 2-3კმ სიღრმეზე (Stackelberg, 1985; Габлина и др., 2000).

6. მონაცემები წყალბადისა და უანგბადის იზოტოპური შედგენილობის შესახებ ვულკანოგენური ბარიტ-პოლიმეტალური საბადოების კვარცში, ბარიტსა და კალციტში მიუთითებს მეტეორული წყლის მაღალი დოზით მონაწილეობაზე მადანწარმოშობის პროცესში. ამავე დროს მკვლევარები აღნიშნავენ, რომ სპილენძის ზოგი საბადოს წარმოშობისას არანაკლებ როლს ასრულებდა მაგმატოგენური წყალი (Франклин и др., 1984), მონაცემები სულფიდებისა და სულფატების გოგირდის იზოტოპური შედგენილობის შესახებ არაერთგვაროვანია და, სამწუხაროდ, არ იძლევა გოგირდის წყაროს დადგენის საშუალებას.

ჰიდროსისტემების განვითარება და ფუნქციონირება ვულკანურ კომპლექსებში შესაძლოა წარმოვიდგინოთ შემდეგნაირად: დასაწყისში რკალსუკანა და ინტარკალურ აუზებში – ლოკალურ დეპრესიებში გროვდებოდა ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები (როგორც წესი, ვულკანური ქანები შედგენილობით პასუხობს კირტუტე სერიას); ვულკანიზმის შენელების შემდეგ (ვულკანური სტრუქტურების ინვერსიის პერიოდში) ხდებოდა ინტრუზიების შემოჭრა და კრისტალიზაცია მიწის ზედაპირიდან დაახლოებით 2 კმ, ხოლო ზღვის ფსკერიდან 1 კმ სიღრმეზე ჰიდროთერმალურ-დანალექი ბუდობები მინერალური შედგენილობითა და სტრუქტურით მსგავსია თანამედროვე ჩამქრალი ე.წ. “შავი მწვევლებისა”. მინერალური ზონალობა მათში აიხსნება მადანწარმოქმნის კომპონენტების გადანაწილებით “მადნიანი ბორცვების” დაშლის შედეგად და შემდგომი დიფერენციაციის შედეგად ზედა დონეებზე (Hannington et al., 1986; Ельянова, 1989).

კარამადღის კუნძულთა რკალის ვულკანიტებში ცნობილია კუროკოს ტიპის ჰიდროთერმალურ-დანალექი ბუდობები (de Ronde et al., 2003). თერმოგეოქიმიური კვლევების მონაცემთა მიხედვით ჰიდროთერმალური ხსნარის მარილიანობა მერყეობდა 2.2 დან 3.9 NaCl-ეკვ. წონითი %, ხოლო ჰომოგენიზაციის ტემპერატურამ შეადგინა 175-322°C. მოყვანილი მონაცემები მიუთითებენ ფერადლითონიანი მადნების ფორმირების ფიზიკურ-ქიმიური პირობების სტანდარტულობაზე, მიუხედავად იმისა, თუ ეპიგენეტური თუ ჰიდროთერმალურ-დანალექი გზით ხორციელდება მადანდაგროვების პროცესი.

ზღვის ფსკერის პირობებში ფლუიდის დესტაბილიზაცია მის ჟანგვასა და ტემპერატურის დაცემასთან არის დაკავშირებული. აქ “შავი მწვევლებიდან” ამონთხეული სუსპენზიების შედგენილობის (პირიტი, პიროტინი, სფალერიტი) გათვალისწინებით შეიძლება დავუშვათ, რომ ლითონების ტრანსპორტირება ხდებოდა ჰიდროსულფიდური კომპლექსების ფორმით. ეპიგენეტური საბადოების მინერალწარმოქმნის დონეები ზოგადად შეიძლება შევადაროთ “შავი მწვევლების” მილაკების ზონებს, რომელთა ზღვრულმა ანომალურმა ფიზიკურ-ქიმიურმა პარამეტრებმა განაპირობეს ანჰიდრიტისა და რკინის სულფიდების ერთდროული გაკრისტალება. ამ პირობებს პასუხობს PO_2 მინიმალური აქტივობების მქონე ჰიდროსისტემების ზონები, რომლებიც $H_2S-SO_4^{2-}$ თანაბარი აქტივობების გარემოში ემთხვევა ბარიტის მდგრადობის ქვედა საზღვარს (Франклин и др., 1984; Твалчელიძე, 1987; Kekelia et al., 2004). ზონალობა ვულკანოგენურ ბარიტ-სულფიდურ ბუდობებში აიხსნება შემდეგი ფაქტორებით: 1) სფალერიტსა და გალენიტთან შედარებით სპილენძის მინერალების ხსნადობის უფრო დიდი დამოკიდებულებით ტემპერატურისაგან ანუ ნაერთების სხვადასხვა მდგრადობით (Франклин и др., 1984; Овчинников, 1988); 2) S^{2-} კონცენტრაციისაგან ლითონის დალექვის დამოკიდებულებით. ასე მაგალითად, ხსნარში ლითონთა კონცენტრაციების თანატოლობის შემთხვევაში სპილენძისა და თუთიის დალექვას ტყვიასთან შედარებით ესაჭიროება H_2S უფრო მაღალი კონცენტრაციები (Ганеев, 1989). გასათვალისწინებელია აგრეთვე გოგირდწყალბადიანი ბარიერის გავლენა, რომლის ეფექტიანობა განისაზღვრება S^{2-} მცირე კონცენტრაციებით (Крайнов и др., 1988). იდროთერმალურ-დანალექი მადანდაგროვების პირობებში (როდესაც მადნიანი “ბორცვების” მინერალური ზონალობა წარმოადგენს მადნიანი მასის გადაკრისტალების, გახსნისა და გადალექვის შედეგს) სულფიდწარმოქმნის ჩახშობა იწყება იქ, სადაც თერმები აღწევენ ზონებს, რომლებსაც ახასიათებთ ჟანგბადის მაღალი პარციალური წნევა, - დეპრესიების ფარგლებს მიღმა ან ბუდობების თავზე. ამ შემთხვევაში გამოილეკება რკინისა და მანგანუმის ჟანგეულები, ხოლო მადანზედა წყებებში წარმოიქმნება იასპები. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ზღვის ფსკერზე მადანდაგროვების მექანიზმი (მადნიანი ნივთიერების ხშირი განმეორებადი ამოხეთქვები) იყო განმსაზღვრელი მასიური კოლჩედანური დანაგროვების ფორმირების დროსაც, რაც შეეხება ოქროსმატარებელ კვარციან მარღვაკებს მადნეულზე, მათი წარმოქმნა, ჩვენი წარმოდგენით, ექსპლოზიური ბრექჩიების ფორმირებასთან არის თანადროული (ჰიდროთერმალური კოლაფსის დაწყებითი პერიოდი). ოქროს, კვარცისა და მცირე რაოდენობით სულფიდების გამოლექვა მეორად კვარციტებში ხდებოდა მაგმატოგენური ფლუიდის დესტაბილიზაციის დროს. ჩ. ჰეინრიხი (Heinrich, 2005), რომელიც სწავლობდა ოქრო-სპილენძმორფურულ საბადოებს, აღნიშნავს, რომ მაღალი ტემპერატურების პირობებში დაბალი წნევებისას ხდება მაგმატოგენური ფლუიდების გათხევადება ჰეტეროგენული ფაზური გადასვლის გარეშე. გარემოცვაზე მათი ზეგავლენა აიხსნება კალიუმიან და პროპილიტურ ცვლილებებში. ოქროსშემცველი მცირესულფიდური ეპითერმული საბადოების ხანგრძლივად ფუნქციონირებად ჰიდროსისტემებში მაღალია მეტეორული წყლების წილი. ამის მიუხედავად, მკვლევართა ვარაუდით, ოქრო ჰიდროსისტემებში შეიძლება შემოეტანათ მაგმური ბუნების ორთქლისებერ-კონდენსირებულ ხსნარებს. დასკვნის სახით კიდევ ერთხელ ვუსვამთ ხაზს იმას, რომ მადნიანი მინერალების თერმობაროგოქიმიური კვლევების მრავალრიცხოვან მონაცემთა მიხედვით, პალეოკუნძულთარკალურ ნაგებობათა ფერადი ლითონების საბადოები, მიუხედავად იმისა თუ რა გზით ხდებოდა მათში მადანდაგროვება, ჩამოყალიბდა მსგავს PTX პირობებში და ამიტომ, გენეტურად მიეკუთვნება ერთიან ვულკანოგენურ კლასს.

References

- Altun Y. (1977). Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposit and the problems related to mineralization. Ankara, Mineral Res. Expl. Bull., 89, p.10-24.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Richon X. (1977). From the Tethys ocean to Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. Histoire Structural de Bassins Mediterraneens, p.143-164.
- Çakir Ü. (1995). Geological characteristics of the Aşıköy-Toyköndü (Küre-Kastamonu) massive sulfide deposits. Mineral. Res. Expl. Bull., 117, p.29-40.

- De Ronde C.E.J., Faure K., Bray C.J., Chappell D.A., Ian C. Wright I.C. (2003). Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand. *Mineralium Deposita*, 38, p.217-233.
- Güner M. (1980). Sulphide ores and geology of the Küre area Pontides in N Turkey. *Mineral Research and Exploration Bulletin*, p.65-109.
- Hannington M.D., Peter J.M., Scott S.D. (1986). Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Econ. Geol.*, vol. 81, p.1867-1883.
- Heinrich Ch.A. (2005). The physical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39, p.864-889.
- Hodgson C.L., Lyndon S.M. (1977). The geological setting of the volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems: some implications for explorations. *Canadian Mining Metallurgical Bull.*, v.70, p.95-106.
- 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.
- Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F. (1979). Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts seawater. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. *Geochim et acta*. v43, p.869-884.
- Sherlock R.L., Barret T.I., Lewis P.D. (2003). Geological setting of the Rapu Rapu gold-rich volcanogenic massive sulfide deposits, Albay Province, Philippines. *Mineralium deposita*, 38, p.813-830.
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies. Blaskie, Glasgow and London, 239 p.
- Stackelberg I. (1985). Van and the shipboard scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the Southwest Pacific. *BGC Circular*, 27, 3-14.
- Ustaömer T., Robertson A.H.F. (1993). Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. *Geological Journal*, 120, p.1-20.
- Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiđitbađ E., Genç S., Şengör A.M.C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson A.C. (ed) *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. American Association Petroleum Geologists Memoir, 68, p.183-226.
- 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.
- Бортников Н.С., Викентьев И.В. (2005). Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в мировом океане. Геология рудных месторождений, том 47, № 1, с.16-50.
- Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. (2004). Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида. Геология рудных месторождений, том 46, № 1, с.74-87.
- Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Степанова Т.В., Черкашев Г.А., Ильин М.И. (2000). Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачёв (Срединно-Атлантический хребет, 140451). Геология рудных месторождений, т.42, №4, с.329-349.
- Ганеев И.Г. (1989). Перенос вещества гидротермальными растворами. Записки Всесоюзного Минералогического общества, вып. 1, с.3-16.
- Гринберг Г.А., Краснов С.Г., Айнемер А.И., Порошина И.М., Степанова Т.В. (1990). Гидротермальное сульфидное оруденение в океане. Советская геология, №12, с.881—91.
- Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. (1984). Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценки эволюции раствора. Геология рудных месторождений, № 4, с.3-24.
- Ельянова Е.А. (1989). Формирование состава и строения руд при современном и древнем колчеданообразовании. Советская геология, № 12, с.17-26.
- Ельянова Е.А. (1999). Формирование современных и древних субмаринных колчеданных руд: состав и строение. В.Е. Попов (ред.). Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем. Тезисы докладов международной конференции. Санкт-Петербург, с.26-27.
- Ельянова Е.А., Мирлин Е.Г. (1990). Океанический рудогенез. Советская геология, № 6, с.47-55.

- Зоненшайн А.П., Ковалёв А.А. (ред.). (1974). Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Москва: Мир, 471 с.
- Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. (1993). Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси, Мецниереба, 96с.
- 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.
- Крайнов С.П., Матвеев Л.И., Соломин Г.А. (1988). Геохимические условия осаждения цинка и свинца из рассолов седиментационных бассейнов на сульфидном барьере. Геохимия, №2, с.1708-1719.
- 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.
- Мацукама Т., Хорикоси Е. (1973). Обзор месторождений Куроко в Японии. Т.Тацуми (ред.) Вулканизм и рудообразование. Москва, Мир, с.129-151.
- Монин А.С., Зоненшайн Л.П. (редакторы). (1987). История океана Тетис. Москва, Институт океанологии, 155с.
- Овчинников Л.Н. (1988). Образование рудных месторождений. Москва, Недра, 255с.
- Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. (1990). Образование металлоносных гидротерм на дне океана. Известия Академии Наук СССР, серия геологическая, №4, с.34-44.
- Рона П. (1986). Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. Москва: Мир, 160с.
- Синяков В.И. 1986. Общие рудогенетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 243с.
- Твалчрелидзе А.Г.1987. Геохимические условия формирования месторождений массивных сульфидных руд. Москва: Недра, 188с.
- 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.
- Ярошевич В.З. 1985. Генетические особенности рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Автореферат канд. диссертации. Тбилиси, 52с.

UDC 550.4.08

**პირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნების
ციროვნების U-Pb იზოტოპური გეოქრონოლოგია**

დ. შენგელია, ო. ღუღაური, ძ. ჩიხელიძე

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის
გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. d_shenge@yahoo.com

გაანალიზებულია LA-ICP-MS U-Pb იზოტოპური მეთოდით შესრულებული ციროვნების კრისტალების ლოკალური გაზომვების შედეგები. დადგენილია ციროვნის ხუთი ასაკობრივი და გენეტიკური ტიპი: ციროკონი 1 – დეტრიტული ციროკონი (~1400-1200 Ma); ციროკონი 2 – ჩამოყალიბებული პოლიმეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე (~800-1000 Ma); ციროკონი 3 – ადგენს კვარციან-დიორიტული ოროგენეზის კრისტალიზაციის ასაკს (~650-540 Ma); ციროკონი 4 – წარმოშობილი პოლიმეტამორფიზმის გვიანბაიკალურ ეტაპზე და გვიანბაიკალურ ტონალით-გრანიტული სერიის კრისტალიზაციის პროცესში (~530-500 Ma); ციროკონი 5 – ჩამოყალიბებული გვიანვარისკული გრანიტოიდების კრისტალიზაციის დროს, ასევე მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზეგავლენით ნაირგვარ გვიანვარისკულსწინა ქანებზე (~330-310 Ma).

U-Pb изотопная геохронология доальпийских образований Дзирульского кристаллического массива по цирконам. Д. М. Шенгелиа, О. З. Дудаури, К. С. Чихелидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП. Институт геологии им. Александра Джanelидзе, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе 1/9. E-mail: d_shenge@yahoo.com

Проанализированы результаты локальных измерений кристаллов цирконов доальпийских метаморфитов и магматитов Дзирульского массива выполненных U-Pb изотопным методом на установке LA-ICP-MS. Выделяются пять возрастных и генетических типа цирконов: Циркон 1 – детритовый циркон (~1400–1200 Ma); Циркон 2 – формируется на гренвилевском этапе полиметаморфизма (~1000–800 Ma); Циркон 3 – устанавливает возраст кристаллизации кварцево-диоритовых ортогнейсов (~650–540 Ma); Циркон 4 – образуется на позднебайкальском этапе полиметаморфизма и в процессе кристаллизации тоналит-гранитовой серии (~530–500 Ma); Циркон 5 – формируется при кристаллизации поздневарисских гранитоидов, а также при воздействии высоко-температурных флюидов на различных допоздневарисских породах (~330–300 Ma).

U-Pb Isotope Geochronology of the Pre-Alpine Formations of the Dzirula Crystalline Massif (Georgia) According to Zircons. D.Shengelia, O. Dudauri, K.Chikhelidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology. 1/9 M.Alexidze st., Tbilisi 0171, Georgia, E-mail: d_shenge@yahoo.com

The paper presents data of local measurements of zircon crystals of Pre-Alpine metamorphites and magmatites of the Dzirula massif performed on LA-ICP-MS device with U-Pb isotope method. There are established five age and genetic types of zircons: zircon 1 - detrital zircon (~ 1400-1200 Ma); zircon 2 - formed at the Grenvillian stage of polymetamorphism (~ 1000-800 Ma), zircon 3 - determines the age of crystallization of quartz-diorite orthogneisses (~ 650 -540 Ma); zircon 4 - formed at the Late Baikalian stage of polymetamorphism and during the crystallization of tonalite-granitic series (530-500 Ma); zircon 5 - formed during crystallization of Late Variscan granitoids and also under the influence of high-temperature fluids over the various pre-Late Variscan rocks (~ 330-300 Ma).

Abridged English Version

Since the 90-ies of the last century, according to geological and isotopic-geochronological data, in the Dzirula crystalline massif, the Lower Paleozoic and Precambrian age of some metamorphites and migmatites has been established. U-Pb isotope data were insufficiently persuasive due to wide range of deviation. At the same time in the dated zircons was disregarded a heterogeneous nature of this mineral caused by different endogenous processes – polymetamorphism, effect of granite magma and high-temperature fluids on the zircon population. Age determination of polygenetic zircon without due regard of age difference between the crystal core (sometimes detrital) and a rim around it is unreliable.

The present paper deals with the results of U-Pb isotope dating applied to zircon crystals locally. The analyses are accomplished in the laboratories of the Institute of Earth Sciences, Department of Geosciences of Taiwan National University and the Institute of Geosciences, Department of Mineralogy of J.W.Goethe University of Frankfurt. In total 196 zircon crystals are dated on the LA-IPC-MS device.

Mineralogical studies of the pre-Alpine formations of the Dzirula crystalline massif established morphological and optical heterogeneity of the zircon population. In some crystals, a relict core of earlier zircon with a later rim is observed. Heterogeneity of zircons of the pre-Alpine formations of the Dzirula crystalline massif is caused by the presence of zones of several generations that are of different age; here each of them is represented by an independent crystal phase. The zircons bear signs of detrital as well as magmatic and metamorphic genesis. Outer rims of these zircon crystals formed mainly under the influence of high-temperature fluids.

There are established five age and genetic types of zircons:

Zir 1 – 1400-1200Ma, detrital zircon, (results of dating of 6 crystals);

Zir 2 – 800-1000Ma, is formed at the Grenvillian stage of polymetamorphism (results of dating of 7 crystals);

Zir 3 – 650-540Ma corresponds to crystallization age of quartz-dioritic orthogneisses (results of dating of 18 crystals);

Zir 4 – 530-500Ma, formed at the Late Baikalian stage of polymetamorphism and during the crystallization of the Late Baikalian tonalite-granitic series (results of dating of 4 crystals);

Zir 5 – 330-310Ma, had been formed during the crystallization of Late Variscan granitoids and also under the influence of these granitoids and high-temperature fluids over the various Late Variscan rocks – (results of dating of 161 crystals).

U-Pb local isotope study of accessory zircons of the pre-Alpine formations of the Dzirula crystalline massif are accomplished for the first time. The result of investigation is filling up the gaps existing in

isotope-geochronology of the massif and considerably specifies the evolution history of the pre-Alpine polymetamorphism and magmatism of the Dzirula crystalline massif.

The authors would like to acknowledge Prof. Sun-Lin Chang (Department of Geosciences, National Taiwan University) and Prof. Peter P.J.Treloar (Centre for Earth and Environmental Sciences Research, Kingston University) for the carried out analytical researches.

ძირულის კრისტალური მასივი შავი ზღვა-ცენტრალურამერიკაკასიის ტერეინის ალპურისწინა ფუნდამენტის ყველაზე დიდი გამოსავალია.

ძირულის მასივის კრისტალური ფუნდამენტი წარმოდგენილია კამბრიულისწინა კრისტალური ფიქლებით, პარაპლაგიოგენისებით, პლაგიომიგმატიტებით, ორი გენერაციის მეტაბაზიტებით და კვარციანი დიორიტული ორთოგენისებით; კამბრიული მეტაბაზიტებით; გვიანბაიკალური პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერიის გრანიტოიდებით და გვიანვარისკული მიკროკლინიანი გრანიტული გენისებით და გრანიტებით (Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005). ასივის აღმოსავლეთ ნაწილში შემორჩენილია ე.წ. ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსი, რომელიც წარმოდგენილია მეტატერიგენული და მეტაბაზიტური ქანებით აგებული კამბრიული-შუაპალეოზოური ტექტონიკური ფორფიტებით და მათთან ასოცირებული კამბრიულისწინა - პალეოზოური მეტაოფიოლიტებით (მეტაბაზიტები და ულტრაბაზიტები).

ძირულის კრისტალური მასივის ფარგლებში დადგენილია რეგიონული მეტამორფიზმის პოლიციკლური ხასიათი (Гамკრელიძე, Шенგелиა, 1999, 2001, 2005; Шенგелиა, 2000; Кориковский и др., 2009). გამოყოფილია რეგიონული მეტამორფიზმის სამი ეტაპი: კამბრიულისწინა პროგრადული, გვიანბაიკალური მაღალტემპერატურული დიაფტორეზი და გვიანვარისკული რეტროგრადული.

უძველესი (გრენვილური?) დაბალი წნევის და მაღალი ტემპერატურის ($P=2.6-2.7$ კბარი, $T=700-720^{\circ}C$) რეგიონული მეტამორფიზმი აღწევდა გრანატ-კორდიერიტ-ორთოკლაზური ფაციესის პირობებს და წარმოდგენილია კრიტიკული პარაგენეზისებით: $Cor+Pl+Bt(1)+Sill \pm Qtz \pm Spi+Zir(2)$ და $Hbl(რუხი-მომწვანო)+Cpx+Pl \pm Grt$. ს.კორიკოვსკისა და სხვ. (Кориковский и др., 2009) მონაცემებით Bt1 მაღალტიტანიანია (TiO_2 4.5 მას.%-მდე, X_{Fe} 0.56-0.57), ხოლო შპინელი ჰერცინიტულია ZnO მინარევით 1 - 4 მას.%-მდე. ქ. ჩიხელიძის მონაცემებით პარაპლაგიოგენისებში დადგენილი (Чихელიძე, 2004): ნაგორები ფორმის (დეტრიტული) ცირკონი (Zir1), ასევე მაგმატიზმისა და რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად ფორმირებული მოკლეპრიზმული კრისტალები დიპირამიდული ინდექსების მრავალი წახნაგით.

რეგიონული მეტამორფიზმის მეორე ეტაპის ასევე დაბალი წნევის (~2.7 კბარი), ტემპერატურული პირობები ($500-650^{\circ}C$; Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005; Кориковский и др., 2009) ბიოტიტ-მუსკოვიტინი გენისების ფაციესს შეესაბამება. მისი დამახასიათებელი პარაგენეზისებია: $Bt(2)+Ms+Grt+Pl+Qtz+Zir(4)$, $Bt(2)+Andl(Sill) \pm Grt \pm Zir(4)$, $Hbl(მწვ.)+Pl \pm Bt(2)$, $Hbl(მწვ.) \pm Cum \pm Cpx+Pl$. დადგენილია რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილური ეტაპის მაღალტემპერატურული პარაგენეზისის - $Cor + Bt(1)+ Sill \pm Ksp + Pl \pm Qtz \pm Spi + Zir(2)$ უფრო დაბალტემპერატურული პარაგენეზისით - $Grt + Bt(2) + Andl(Fibr) + Ms + Pl + Qtz + Zir(4)$ ჩანაცვლება. ამასთანავე ხდება ადრე არსებული ბიოტიტების Bt(1) შეკრებითი კრისტალიზაცია და ნეომინერალიზაცია, რომელსაც თან ახლავს ახლადგაჩენილ ბიოტიტში Bt(2) ცირკონის Zir(4) მარცვლების წარმოქმნა. ს. კორიკოვსკის და სხვ. (Кориковский и др., 2009) მონაცემებით Bt(2) დაბალტიტანიანია (TiO_2 0.48-0.54 მას.%, X_{Fe} 0.43-0.48). რეგიონული მეტამორფიზმის ამ ეტაპზე გაჩენილი ცირკონები ასევე შემორჩენილია დეტრიტულ (Zir1) და პირველ ეტაპზე ფორმირებულ (Zir2) ცირკონებზეც. ი. შველიძემ (Швелиძე, 2002) ძირულის მასივის მეტამორფული კომპლექსის ბიოტიტების შედგენილობის და სტრუქტურის შესწავლის საფუძველზე დაადგინა ბიოტიტების პოლიტიპური შედგენილობის ურთიერთკავშირი მეტამორფული მინერალწარმოშობის PT პირობებთან. აღსანიშნავია, რომ ბიოტიტის ერთ მინერალურ სახეობაში დადგენილია მრავალი პოლიტიპი, რაც ასევე ადასტურებს, რომ ძირულის მასივის ბიოტიტის შემცავ მეტამორფიტებს განცდილი აქვთ პოლიმეტამორფიზმი.

რეგიონული მეტამორფიზმის ყველაზე უფრო გვიანი გამოვლინება თანხვედრა გვიანვარისკული გრანიტების ფორმირებას. რეგიონული მეტამორფიზმის ამ ეტაპზე ძირულის მასივის ვარისკულიწინა კრისტალურ წარმონაქმნებში დაფიქსირებულია რეგიონული მიკროკლინიზაციის პროცესი (Заридзе Татришвили, 1953, 1959; Абесаძე; Цимаკურიძე, 1976; Хуციшვილი, 1991; Чихელიძე, 1998; Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005; Shengelia et al., 2008) და გვიანვარი-

სკული გრანიტების ინტენსიური ზემოქმედება შემცველ ქანებზე (Хуцишвили, 1991; Окросцварიდზე, 1999, 2002; Гамკრელიძე, Шенგელია, 2005). მიკროკლინიზაციის პროცესთან დაკავშირებით, გარდა მიკროკლინის პორფირობლასტებისა, განვითარებულია სხვა დაბალტემპერატურული მინერალებიც: მუსკოვიტი, ალბიტი, ქლორიტი, აქტინოლიტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, აგრეთვე ახალი გენერაციის ცირკონი (Zir5). ეს უკანასკნელი გვხვდება გვიანვარისკულ გრანიტებშიც. ძირულის მასივის გეოქრონოლოგიურ შესწავლას დიდი ხნის ისტორია აქვს.

მე-20 ასწლეულის ოთხმოცდაათიან წლებამდე ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მაგმატიზმი და რეგიონული მეტამორფიზმი განიხილებოდა როგორც დანაოჭების ვარისკულ ეპოქასთან დაკავშირებული მოვლენები. პირველი იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური მონაცემები მხოლოდ K-Ar მეთოდით მუსკოვიტების და ბიოტიტების გამოყენებით შემოიფარგლებოდა, რომელიც ზუსტად აფიქსირებდა, როგორც გვიანვარისკული გრანიტების, ასევე ძირულის კრისტალური მასივის ყველა ალპურისწინა წარმონაქმნებში ფართოდ გავრცელებულ რეგიონული მიკროკლინიზაციის პროცესის ასაკს (Рубинштейн 1967, Rubinstein, 1970; Bartinsky et al., 1990; Дудаური и др., 1995). ეს უკანასკნელი კი გენეტურად დაკავშირებული იყო გვიანვარისკული გრანიტების პროტოლითის კერასთან. გრანიტებისა და ნაირგვარი შედგენილობის მიკროკლინიზირებული სუბსტრატის არგონული ასაკი – 325-336±10 მლნ. წლით, (Bartinsky et al., 1990; Дудаური и др., 1995) განისაზღვრებოდა.

გასული საუკუნის 90-იანი წლებიდან დადგინდა ძირულის მასივში განვითარებული რიგი მაგმატიტისა და მეტამორფიტის ქვედა პალეოზოური და კამბრიულისწინა ასაკი გეოლოგიური (Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Гамკრელიძე, Шенგელია, 1999, 2001, 2005; Шенგელია, 2000; Пуцунава, 2005), ასევე იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური (Bartinsky et al., 1990; Дудаური и др., 1995; Закариадзе и др., 1998, Zakariadze et al., 2007; Окросцварიდზე и др., 2002) მონაცემებით. მიგმატიტების ცირკონებისთვის U-Pb მეთოდით მიღებულ იქნა ადრეორდოვიციული – 491+96/-36 მლნ. წელი, ხოლო კვარციანი დიორიტული ორთოგნეისებისთვის აშკარად კამბრიულისწინა ასაკი – 747+100/-70 მლნ. წელი (Bartinsky et al., 1990). მოგვიანებით კვარციანი დიორიტული ორთოგნეისებისთვის Rb-Sr იზოტოპური დათარიღებით განისაზღვრა ასაკი – 686±74 მლნ. წელი (Окросцварიდზე и др., 2002). ჩორჩანა-უწლევის ალექტონურ კომპლექსში განვითარებულ ოფიოლიტური მეტაბაზიტებისთვის Sm-Nd მეთოდით მიღებულ იქნა ასაკი – 810±100 მლნ. წელი (Закариадзе и др., 1998). ყველა კამბრიულისწინა ასაკს დამაჯერებლობას აკლებდა ცდომილებების დიდი დიაპაზონი. ამასთან არანაკლებ მნიშვნელოვანია ის, რომ ცირკონომეტრიის დროს გათვალისწინებული არ იყო ამ მინერალის ჰეტეროგენული ბუნება, გაპირობებული პოლიმეტამორფიზმის პროცესებით, ასევე გრანიტოიდული მაგმის და მაღალტემპერატურული ფლუიდების ცირკონებზე ზემოქმედებით. ქვემოთ ვნახავთ, რომ ძირულის მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნებში ცირკონების პოპულაცია მეტად ჰეტეროგენულია. ამ უკანასკნელს განსაზღვრავდა სხვადასხვა ასაკის ენდოგენური პროცესები. შესაბამისად პოლიგენეტური ცირკონების ასაკის კლასიკური U-Pb იზოტოპური მეთოდით განსაზღვრა, სადაც კრისტალის ბირთვი (ზოგჯერ დეტრიტული) და მასზე შემოზრდილი არშია განსხვავებული ასაკისაა, მოსალოდნელ შედეგს ვერ მოგვცემდა.

წინამდებარე სტატიაში პირველად არის გამოყენებული თანამედროვე U-Pb იზოტოპური მეთოდით ცირკონების კრისტალების ლოკალური დათარიღების შედეგები. ანალიზები შესრულებულია ტაივანის ნაციონალური უნივერსიტეტის დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტის და გეოლოგიურ მეცნიერებათა დეპარტამენტის (ნიმ. №№ 24-06, 25-06, 16-06, 50-04, 15-06, 12, 46, 48, 65 და DZM1C) და ფრანკფურტის გოეთეს უნივერსიტეტის გეოლოგიის მეცნიერებათა ინსტიტუტის (ნიმ. №№ GEO01 და GEO345) ლაბორატორიებში LA-ICP-MS მას-სპექტრომეტრზე.

დადგენილია ცირკონის კრისტალების ჰეტეროგენული, უპირატესად ზონალური აგებულება. უმრავლეს შემთხვევაში ცალკეული კრისტალის ფარგლებში დაფიქსირებულია განსხვავებული ასაკი.

დადგენილია ცირკონის ხუთი ასაკის გენეტური ტიპი:

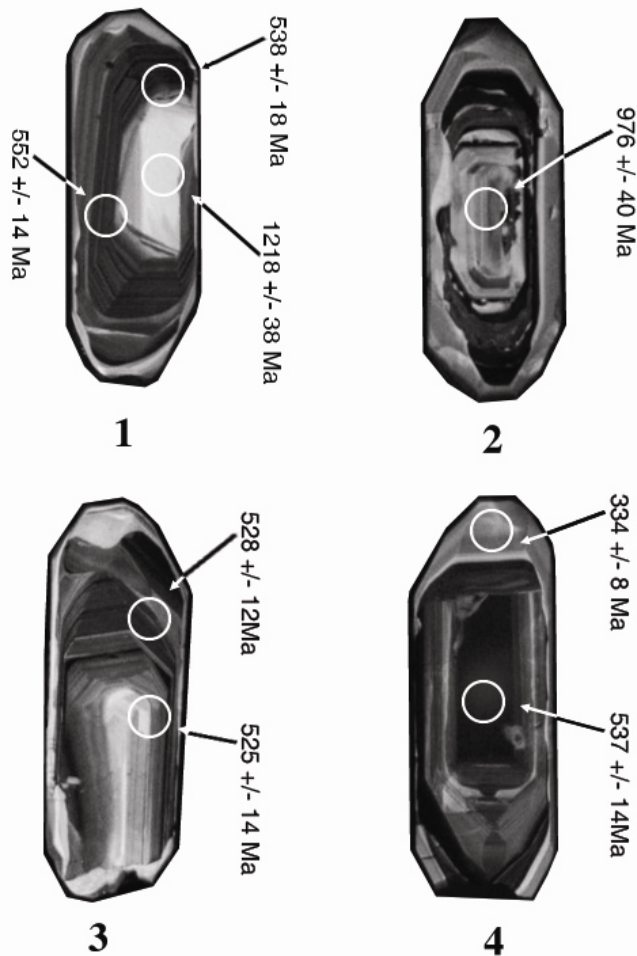
1. Zir1 ~ 1400-1200 მლნ.წელი – დეტრიტული ცირკონი (დათარიღებულია 6 კრისტალი);
2. Zir2 ~ 1000-800 მლნ.წელი – წარმოიქმნება პოლიმეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე (დათარიღებულია 7 კრისტალი);

3. Zir3 ~ 650-540 მლნ.წელი – შეესაბამება კვარციან-დიორიტული ორთოგნეისების კრისტალიზაციის ასაკს (დათარიღებულია 18 კრისტალი);
4. Zir4 – 530-500 მლნ.წელი – წარმოიშვა პოლიმეტამორფიზმის გვიანბაიკალურ ეტაპზე და გვიანბაიკალურ ტონალით-გრანიტული სერიის კრისტალიზაციის პროცესში (დათარიღებულია 4 კრისტალი);
5. Zir5 – 330-310 მლნ.წელი – წარმოიქმნება გვიანვარისკული გრანიტოიდების კრისტალიზაციის დროს, ასევე განვითარებულია ამ გრანიტოიდების და მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზეგავლენით ნაირგვარ გვიანვარისკულისწინა ქანებზე (დათარიღებულია 161 კრისტალი).

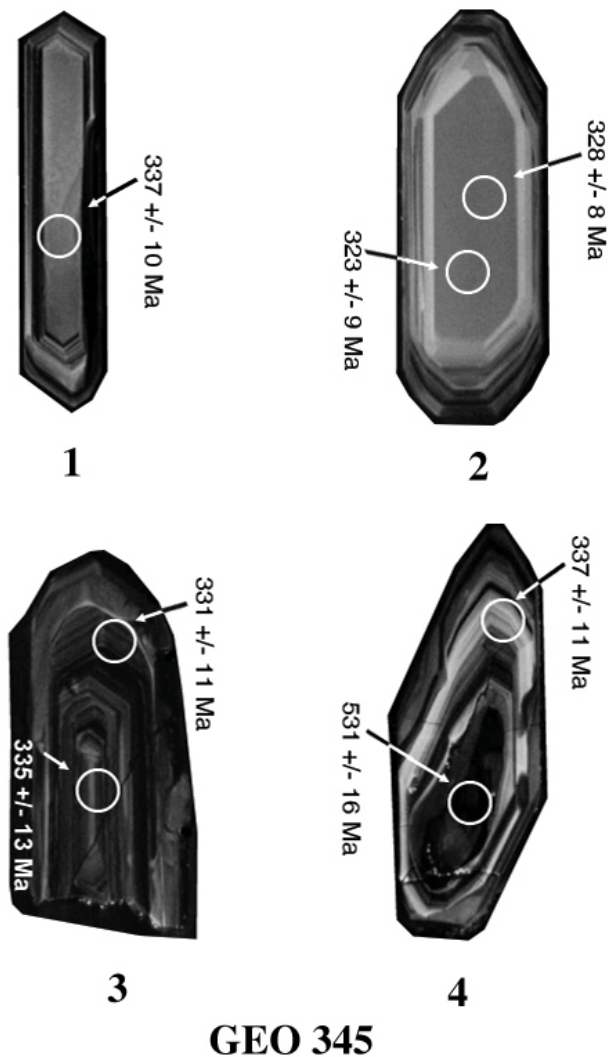
ძირულის მასივზე პოლიმეტამორფიზმის გამოვლინების რეალურ სურათს იძლევა პარაპლაგიოგნეისის (ნიმ. GEO 011) ცირკონების 4 ჰექტროგენული კრისტალის (სურ.1) U-Pb მეთოდით ასაკის ლოკალური განსაზღვრის შედეგები. აღნიშნული კრისტალები გარეგნული კონფიგურაციით ერთმანეთისაგან თითქმის არ განსხვავდება. ისინი პრიზმულ-ბიპირამიდული ჰაბიტუსის რთული კრისტალებია. აგებულია პრიზმის (100) და ბიპირამიდების (111) და (311) ხშირად ასიმეტრიულად განვითარებული წახნაგების კომბინაციით. კრისტალები გიაცინტური ტიპისაა, მათი წაგრძელება $K=3-3,5$. მსგავსი ჰაბიტუსის მიუხედავად, აღნიშნული ცირკონები მვეთრად განსხვავდება შინაგანი სტრუქტურით და ლოკალური იზოტოპური ასაკით. დეტრიტული ცირკონი (Zir1) ასაკით 1218 ± 38 მლნ.წელი (კრისტალი 1) მოქცეულია კრისტალის ბირთვში. დეტრიტულ ცირკონზე შემოზრდილია კარგად განვითარებული ზონალური ცირკონი ასაკით 538 ± 18 და 552 ± 14 მლნ.წელი, რაც ჩვენი ვარაუდით რეგიონული მეტამორფიზმის გვიანბაიკალურ ეტაპს უპასუხებს (Zir4). ამ უკანასკნელზე შემოზრდილია ვიწრო გამჭვირვალე არშია (სავარაუდოდ Zir5). ამავე ნიმუშის ცირკონის მეორე კრისტალის (2) ბირთვის ასაკი – 976 ± 40 მლნ.წელი, სავარაუდოდ შეესაბამება ძირულის მასივზე ფიქსირებულ ყველაზე ძველ გრენვილურ რეგიონულ მეტამორფიზმს (Zir2). ცირკონი 2 კრისტალის სუსტად ზონალურ კოროლირებულ ზედაპირზე შემოზრდილია პრიზმულ-ბიპირამიდული კრისტალი, რომელიც რეგენერირებულია უფრო გვიანდელი გამჭვირვალე, სავარაუდოდ გვიანვარისკული (Zir5) არაზონალური არშიით. ცირკონის მესამე კრისტალი (3) ხასიათდება პრიზმულ-ბიპირამიდული ჰაბიტუსით, იდიომორფულობით, მკაფიოდ გამოხატული ზონალობით, სადაც დაფიქსირებულია გვიანბაიკალური ასაკი – 525 ± 14 მლნ. წელი და 528 ± 12 მლნ.წელი (Zir4). მასზე შემოზრდილია გამჭვირვალე არაზონალური, სავარაუდოდ გვიანვარისკული არშია. მეოთხე კრისტალის (Zir4) ბირთვი ასიმეტრული, მკაფიოდ ზონალური პრიზმულ-ბიპირამიდული ჰაბიტუსის გიაცინტური ტიპის ცირკონითაა წარმოდგენილი, რომლის ასაკი 537 ± 14 მლნ.წელი კვლავ რეგიონული მეტამორფიზმის გვიანბაიკალურ ეტაპს პასუხობს (Zir4); კრისტალის გამჭვირვალე გარე არშია ასიმეტრულია, ასაკით 334 ± 8 მლნ.წელი გვიანვარისკულ ენდოგენურ პროცესებს ეთანადება. U-Pb ლოკალური იზოტოპური ასაკი მიღებულია კიდევ ორი მიკროკლინიზებული პარაპლაგიოგნეისის ცირკონისთვის (ნიმ. 46 და 48). ნიმ. 46-ის ცირკონები მკვეთრად ჰექტროგენულია, სადაც დაფიქსირებულია: დეტრიტული ცირკონის ასაკი - 1954 ± 34 მლნ. წელი (Zir1), ერთ შემთხვევაში 719 ± 13 მლნ.წელი.

როგორც ცნობილია, კვარციანი დიორიტული გნეისები კვეთს რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე გარდაქმნილ კრისტალურ ფიქლებს, პარაპლაგიოგნეისებს, პლაგიომიგმატიტებსა და ამფიბოლიტებს. გაანალიზებულია გამიკროკლინებული კვარციანი დიორიტული ორთოგნეისის ნიმ. GEO345 ცირკონების ოთხი კრისტალი (იხ.სურ.1). კრისტალი 1 პრიზმულ-ბიპირამიდული ჰაბიტუსისაა, გრძელპრიზმული და იდიომორფულია, სუსტად გამოხატული ზონალობით და ასიმეტრულობით. კრისტალი გამჭვირვალეა. წაგრძელება $=5-6$. კრისტალი 2 ანალოგიური მორფოლოგიისაა. აგრეთვე პრიზმულ-ბიპირამიდული, გამჭვირვალე კრისტალია, სუსტად გამოხატული ზონალობით და ასიმეტრულობით. განსხვავებით წინა კრისტალისაგან, შედარებით მკაფიოდ ჩანს ცირკონის გიაცინტური ტიპი და ბრტყელფორფიტოვანი აგებულება. აქ აგრეთვე მცირეა კრისტალის წაგრძელება – $=2,5-3$. რისტალის 3-ს ფრაგმენტზე ჩანს კრისტალის პრიზმულ-ბიპირამიდული კონფიგურაცია და გიაცინტური ტიპი. ბიპირამიდული ნაწილი სხვადასხვა ინდექსის ბიპირამიდებით (111), (311), (331) არის აგებული, მკაფიოდ ზონალურია, ჩანს შინაგანი ნაპრაღიანობა. სამივე კრისტალზე მხოლოდ გვიანვარისკული ასაკია დაფიქსირებული: 337 ± 10 მლნ.წელი (Zir 5-1); 323 ± 9 მლნ.წელი და 328 ± 8 მლნ.წელი (Zir 5-2); 331 ± 11 მლნ. წელი და 335 ± 13

მლნ.წელი (Zir 5-3). აღწერილისგან განსხვავებით, კრისტალი 4 ბიპირამიდულ-პრიზმული ჰაბიტუსის ნახევრადგამჭვირვალე კრისტალია, მკვეთრად ზონალური და ძლიერ ასიმეტრული. ბირთვში, რომელიც ნაწილობრივ მომრგვალებული ორმისაა დაფიქსირებულია გვიანბაიკალური ასაკი - 531 ± 16 მლნ.წელი, ხოლო პერიფერიულ ზონალურ გამჭვირვალე გარეში გვიანვარისკული ასაკი - 337 ± 11 მლნ.წელი (Zir5). აღსანიშნავია, რომ ამავე ნიმუშის (GE0 345) მონაციტის $Pb \pm Th$ ასაკის თექვსმეტევე გაზომვა მხოლოდ გვიანვარისკულ მნიშვნელობას აფიქსირებს - 330 ± 9 მლნ.წელი, რაც მიუთითებს, რომ მონაციტის კრისტალები პარაპლაგიოგნეისებში მხოლოდ გვიანვარისკულ გრანიტწარმოშობის პირობებში ფორმირდება. ნიმ. 24-06 ასევე ინტენსიურად გამიკროკლინებული კვარციანი დიორიტული ორთოგნეისია. ცირკონის ორივე კრისტალი მოკლეპრიზმული ჰაბიტუსისაა (იხ.სურ.1). პრიზმული წახნაგების კიდეები ბრტყელია, სუსტად დეფორმირებული. ბიპირამიდული წახნაგების წიბოები თითქმის წაშლილია. წახნაგები მომრგვალებულია, რის გამოც კრისტალის ბოლოები გუმბათს მოგვაგონებს. პრიზმული წახნაგის სიბრტყეში ჩანს ზონალობა. 6-1 კრისტალის ბირთვში (Zir3) დაფიქსირებულია ასაკი 626 ± 11 მლნ.წელი (სავარაუდოდ ორთოგნეისის პროტოლითის ასაკი), ხოლო მის პერიფერიაზე 320 ± 6 მლნ. წელი (Zir 5). მეორე კრისტალის (2) ბირთვისა და პერიფერიულ არშიაში ერთნაირი ასაკი - 319 ± 6 მლნ.წელი აღინიშნება, რომელიც გვიანვარისკული მიკროკლინიზაციის პროცესს შეესაბამება. ეტრიტული ცირკონის ასაკი (1014 ± 18 მლნ.წელი) მხოლოდ ერთ შემთხვევაშია დაფიქსირებული



GEO 11

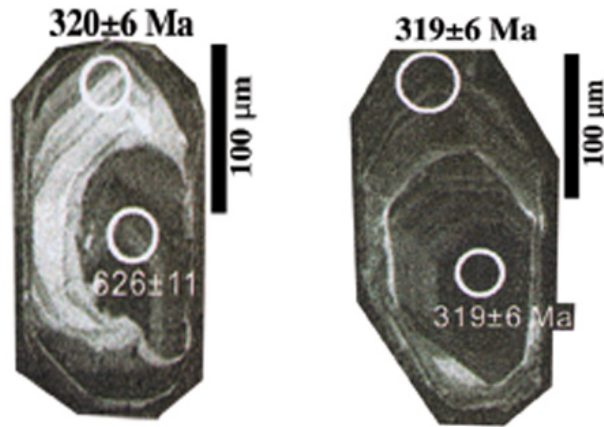


გრანიტიზირებული კვარციანი დორიტული ორთოგნეისის (ნიმ. №12) ცირკონის კრისტალის ბირთვში, დანარჩენ 20 შემთხვევაში გვიანვარისკული ციფრებია მიღებული - 323.6 ± 2.8 მლნ.წელი.

ოც-ოცი ლოკალური გაზომვაა ჩატარებული U-Pb იზოტოპური მეთოდით ე.წ. მეოთხე გენერაციის ბაზიტური ინტრუზივის აქცესორული ცირკონისთვის (ნიმ.65 და 50-04). როგორც ადრე აღვნიშნეთ, ინტრუზივი კვეთს ყველა ალპურისწინა წარმონაქმნს, გარდა გვიანბაიკალური პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერიის გრანიტოიდებისა და გვიანვარისკული გრანიტებისა. ამავე დროს დაფიქსირებულია აღნიშნული ბაზიტების ინტენსიური მიკროკლინიზაციის პროცესი, რომელსაც გენეტურად უკავშირდება ქანში განვითარებული ცირკონი. ბაზიტებში, სადაც არ არის გაბატონებული მიკროკლინიზაციის პროცესი, ცირკონი, როგორც წესი არ ვითარდება. ცირკონები გაანალიზებულია გამიკროკლინებულ გაბროდიორიტებიდან (ნიმ. №65, ე.წ დედაბერასწყლის გამოსავალი და ნიმ. №50-04 გეზრულას გამოსავალი). თითოეული ნიმუშის ოცივე ლოკალური ანალიზი გვიანვარისკული ასაკისაა - 317.5 ± 2.6 მლნ.წელი (ნიმ.№65) და 323.7 ± 2.5 მლნ.წელი (ნიმ. №50-04).

გაანალიზებულია გვიანვარისკული გრანიტის ოთხი ნიმუში - სამი თანაბარმარცვლოვანი (ნიმ.16-06, 15-06 და DZM1C) და ერთი პორფირისებრი (ნიმ.25-06) სახეობა. ნიმ.16-06 თანაბარმარცვლოვანი გრანიტია. ცირკონის 1-ს კრისტალი (სავარაუდოდ იგი რადიოაქტიურად შეცვლილ სახესახეობას - მალაკონს წარმოადგენს) ბიპირამიდული ჰაბიტუსისაა (იხ. სურ. 1). ჩანს კიდევების მომრგვალება. ცენტრში დაიკვირვება შინაგანი ზონალობა.

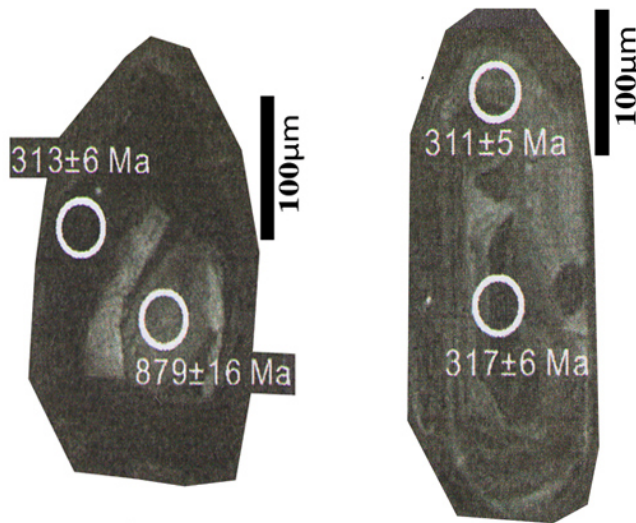
კრისტალის ბირთვის ასაკი - 879 ± 16 მლნ.წელი, სავარაუდოდ შეესაბამება რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპს, ხოლო პერიფერიული ნაწილის ასაკი - 313 ± 6 მლნ.წელი ასახავს გვიანვარისკული გრანიტების კრისტალიზაციის ასაკს. ცირკონი 2-ს კრისტალი პრიზმულ-ბიპირამიდული ჰაბიტუსისაა. ბიპირამიდის წახნაგები მომრგვალებულია, გუმბათის მზგავსია, ნახევრად გამჭვირვალეა. ჩანს შინაგანი არაერთგვაროვანი აგებულება. შესაძლოა ის რადიოაქტიურად შეცვლილ ცირკონს - ცირტოლიტს წარმოადგენს. კრისტალი ჰომოგენურია: ბირთვი (317 ± 6 მლნ.წელი) და პერიფერიული ნაწილის (311 ± 5 მლნ.წელი) ასაკი შეესაბამება გვიანვარისკული გრანიტის კრისტალიზაციის ასაკს. ნიმ.№15-06-ის 18 ცირკონის ჰომოგენური კრისტალია გაანალიზებული, სადაც სტაბილურად გვიანვარისკული ციფრებია დაფიქსირებული - 331.4 ± 2.8 მლნ.წელი. ასევე 18 გაზომვას შესრულებული ნიმ. DZM1C-თვის, რომელიც ასევე ჰომოგენურია და მთელ კრისტალისთვის,



1

2

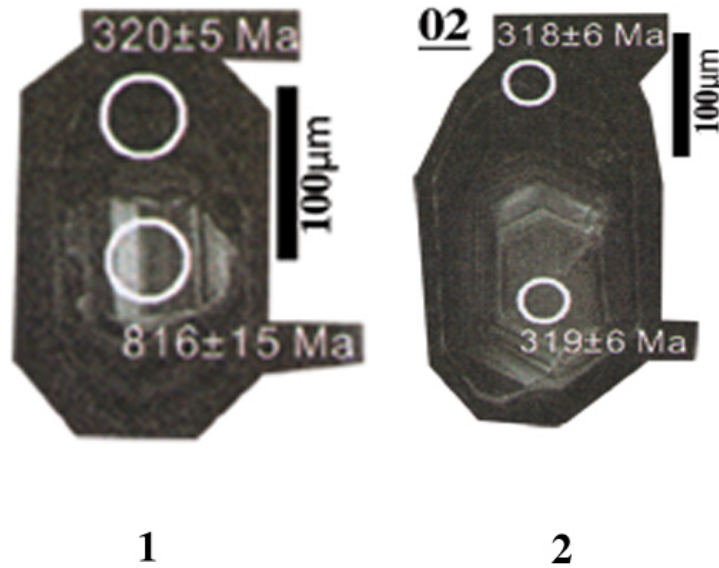
24-06



1

2

16-06



25-06

სურ.1 ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმების ცირკონების აგებულება.

პარაპლაგიოგნეისი – GEO 01; კვარციან-დიორიტული ორთოგნეისი – GEO 345 და 24-06;
მიკროკლინიანი გრანიტი: 16-06 – თანაბარმარცვლოვანი, 25–06 პორფირისებრი.

მათ შორის ბირთვისთვის 16 შემთხვევაში ასაკის გვიანვარისკული ციფრებია მიღებული – 315.0±3.8 მლნ.წელი და მხოლოდ ორ შემთხვევაში აღინიშნება 405±8 და 396±6 მლნ.წელი.

რკვიის პორფირისებრი გრანიტის (ნიმ. 25-06) ცირკონები მეტად ჰეტეროგენულია. სურ. 1-ზე ცირკონის ორი კრისტალია გამოსახული. ეს არის გიაცინტური ტიპის პრიზმულ-ბიპირამიდული კრისტალები, რომელთა წაგრძელება $K=1.5-2$. სუსტად ემჩნევათ შინაგანი ზონალური აგებულება. ჩირკონი 1 კრისტალის ბირთვში 816±15 მლნ.წელი ასაკია დაფიქსირებული (სავარაუდოდ რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილური ეტაპი). პერიფერიულ არშიაზე (320±5 მლნ.წელი), ისე როგორც ცირკონი 2 კრისტალზე 318±6 მლნ.წელი და 319±6 მლნ.წელი გვიანვარისკული ასაკი აღინიშნება. გაანალიზებულია ამავე ნიმუშის ცირკონების კიდევ 28 კრისტალი. 16 შემთხვევაში დაფიქსირებულია გვიანვარისკული ასაკი – 319.0±2.8 მლნ.წელი (Zir5); 4 კრისტალში აღინიშნება გრენვილურისწინა (ჩვენი ვარაუდით დეტრიტული ცირკონების) ასაკი - 2392±37, 1840±30, 1578±26 და 1441±24 მლნ.წელი (Zir1); ორ შემთხვევაში მიღებულია გრენვილური რეგიონული მეტამორფიზმის შესატყვისი ასაკი - 804±10 და 816±15 მლნ.წელი (Zir2); ექვსი გაზომვის შედეგი 584–638 მლნ.წელი ფარგლებშია (584±10, 593±11, 594±11, 638±12, 662±12 და 691±12 მლნ.წელი), რაც უპირატესად უპასუხებს ბაიკალურ (ნეოპროტეროზოულ) ასაკს. ეს მონაცემები მოწმობს, რომ მკაფიოდ წარმოჩენილია ცალკეული გენერაციის ცირკონის მონაწილეობა პოლიმორფულ კომბინირებულ კრისტალში.

ამრიგად ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმების ცირკონების მინერალოგიური შესწავლა გვიჩვენებს ცირკონების პოპულაციის მორფოლოგიურ და ოპტიკურ არაერთგვაროვნებას. ცალკეულ კრისტალში შეიმჩნევა ადრეული ცირკონის რელიქტური ბირთვი უფრო გვიანი არშიით. ძირულის მასივის ალპურისწინა წარმონაქმების ცირკონების არაერთგვაროვნება გაპირობებულია რამოდენიმე გენერაციის, ჩვეულებრივ ზონალური, განსხვავებული ასაკის კრისტალების არსებობით, სადაც თითოეული მათგანი წარმოდგენილია დამოუკიდებელი კრისტალური ფაზით, ან სახადასხვა პროპორციით მონაწილეობს პოლიმორფული კომბინირებულ კრისტალებში. ცირკონები ატარებს დეტრიტულ,

მაგმურ და მეტამორფული გენეზისის ნიშნებს. ცირკონის კრისტალის გარე არშიები უპირატესად წარმოიქმნა დეტრიტულ ან მაგმურ ცირკონებზე მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზემოქმედების შედეგად.

ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნების აქცესორული ცირკონების U-Pb ლოკალური იზოტოპური მეთოდით დათარიღება მნიშვნელოვნად ავსებს მასივის იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიურ მონაცემებში არსებულ ხარვეზს. მიღებული გეოქრონოლოგიური შედეგები აზუსტებს ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა პოლიმეტამორფიზმის და მაგმური მოვლენების ასაკს და იძლევა მასივის გეოლოგიური განვითარების ისტორიის უფრო სრულად აღდგენის საშუალებას.

დასკვნები

პირველად ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნებისთვის გამოყენებულია თანამედროვე U-Pb იზოტოპური მეთოდით LA-ICP-MS მას-სპექტრომეტრზე შესრულებული ცირკონების კრისტალების ლოკალური დათარიღება.

დადგენილია ძირულის მასივის ალპურისწინა კრისტალურ ქანებში განვითარებული ცირკონების ჰეტეროგენული აგებულება. ცალკეულ კრისტალში დაფიქსირებულია ადრეული ცირკონის რელიქტური ბირთვი უფრო გვიანი არშიით. ცირკონების არაერთგვაროვნება გაპირობებულია რამოდენიმე გენერაციის, განსხვავებული ასაკის კრისტალების არსებობით. ცირკონები ატარებს დეტრიტულ, მაგმურ და მეტამორფული გენეზისის ნიშნებს.

გამოყოფილია ცირკონის ხუთი ასაკის გენეტიური ტიპი: 1 – დეტრიტული ცირკონი – 1400-1200 მლნ. წელი; 2 – რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე განვითარებული ცირკონი – 1000-800 მლნ. წელი; 3 – კვარციან-დიორიტული ორთოგნეისის კრისტალიზაციის პროცესში განვითარებული ცირკონი – 650-540 მლნ. წელი; 4 – რეგიონული მეტამორფიზმის გვიანბაიკალურ ეტაპზე, ასევე გვიანბაიკალურ ტონალით-გრანიტული სერიის კრისტალიზაციის პროცესში განვითარებული ცირკონი – 530-500 მლნ. წელი; 5 – ცირკონი, რომელიც ჩნდება გვიანვარისკული გრანიტოიდების კრისტალიზაციის პროცესში, ასევე ამ გრანიტოიდების და მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზეგავლენით გვიანვარისკულმდელ ქანებზე – 330-310 მლნ. წელი.

შესრულებული კვლევები არსებითად ავსებს ძირულის კრისტალური მასივის იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიურ მონაცემებში არსებულ ხარვეზს და მნიშვნელოვნად აზუსტებს ალპურისწინა ენდოგენური პროცესების ასაკს.

ანალიტიკური კვლევის ჩატარებისათვის ავტორები უღრმეს მადლობას უხდიან პროფ. სუნ-ლინ ჩანგს (ტაივანის ნაციონალური უნივერსიტეტი) და პროფ. პ. ტრელოარს (კინგსტონის უნივერსიტეტი).

ლიტერატურა

- Bartnitsky Ye.N., Dudaury O., Stepanyuk L. (1990). Geochronology of Phanerozoic granites from folded areas of Eastern Europe //Proceedings of the Fifth Working Meeting: "Isotopes in nature". Central Institute of Isotope and Radiation Research. Leipzig. P.1-10.
- Gamkrelidze I., Shengelia D.(1998). New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 158.N1. P.93-96.
- Rubinstein M.(1970). Regionale und locale Verjugung des Argon-Alere an Beispiel des Kaukasus //Eclogae geol. Helv. V.63/1.P.281-289.
- Shengelia D., Gamkrelidze I., Tsutsunava T., Shubitidze L. (2008). Petro- and geochemistry of late Variscan granitoids of the Caucasus. A.Djanelidze institute of geology proceeding. New Ser. Vol.124. p.204-221.
- Zakariadze Guram S., Yildirm Dilek, Adamia S.A., Oberhansli R.E., Karpemko S.F., Bazylev B.A., Solov'eva N. (2007). Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island arc evolution of the Late Precambrian Arabian-Nubian Shield. Gondvana Research 11. p.92-108.
- Абесадазе М.Б., Цимакуридзе Г.К. (1976). Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Сообщ. АН ГССР. Т.84. №1. С.133-136.
- Гамкრелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе //Геотектоника. №5. С.23-33.

- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.114, С.46-71.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расчлененности земной коры //Геотектоника, 2001, №1, с.60-72.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа // Москва: Научный Мир. С. 458.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Бакурадзе К.В. (1995). Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация //Тез. докл. юбил. сесс. ГИН АН Грузии. Тбилиси: Мецниереба. С.29-30.
- Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Е., Соловьева Н.В., Ляликов А.В. (1998). Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива //Петрология. Т.6. №4. С.422-444.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953₁). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива //Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Минер.-петрогр. Сер. Т.3. С.33-79.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953₂). О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмовского массива (Груз. ССР) //Изв. АН СССР. Сер. геол. №3. С.126-131.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953₃). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива //Вопр. петрографии и минералогии. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, с.312-318.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1959). Магматизм Грузии и связанные с ним рудопроявления. М.: Госгеолтехиздат. 254 с.
- Кориковский С.П., Ларикова Т.Л., Герасимов В.Ю. (2009). Ретроградные андалузитовые и ставролитовые короны вокруг шпинели в гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовых гнейсах Дзирульского массива (Грузия) //Докл.АН. Т.424, №6. С. 810-813.
- Одикадзе Г.Л. (1998). Гранитоиды Большого Кавказа //Тбилиси: Мецниереба. 451 с.
- Одикадзе Г.Л. (1969). Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов //Автореф. докт. дисс. Тбилиси. 62 с.
- Окроецваридзе А.В. (1999). Петрогенетическая модель герцинских микроклиновых гранитоидов Дзирульского кристаллического выступа // Тр. ГИН АН Грузии, Тбилиси. Вып. 114. С. 200-204.
- Окроецваридзе А.В., Кларк Д.В., Рейнолдс П.Х. (2002). Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопные системы и возрасты доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.117. С.173-186.
- Рубинштейн М.М. (1967). Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.П. 237 с.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и становление Дзирульского выступа Доальпийского фундамента //Тр. Геол. ин-та. им. А.Н. Джанелидзе. Нов.сер. Вып. 103.154 с.
- Цуцунава Т.Н. (2005). Низкотемпературный региональный метаморфизм Кавказа. Докт.диссерт. Геол. ин-т. АН Грузии. 224 с.
- Чихелидзе К.С. (1998). Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива//Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Чихелидзе К.С. (2004). Типоморфные особенности цирконов кристаллических пород Дзирульского массива //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.119. С.180-188.
- Швелидзе Ю.У. (2002). Типоморфные особенности состава и структуры биотитов из метаморфитов Дзирульского массива //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.117. Тбилиси. С.336-346.
- Шенгелиа Д.М. (2000). Моно- и полициклический региональный метаморфизм кристаллического основания Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии.Нов.сер. Вып.115. С.282-299.

ზოგიერთი მინერალური გარდაქმნა ანჩიმეტამორფიზმის პროცესში

თ. წუწუნავა

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ.ფოსტა: geolinst@geolinst.ge

აღწერილია მაღალტემპერატურული კლასტოგენური ბიოტიტის ტრანსფორმაციის ხასიათი ანჩიმეტამორფიზმის პროცესში, რაც საშუალებას იძლევა დადგინდეს საზღვარი დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმის ქლორიტ-სერიციტულ სუბფაციებსა და ანჩიმეტამორფიზმის შორის. ინდიკატორი განხილულია ხრამის კრისტალური მასივის მეტაქვიშაქვების მაგალითზე.

Some Mineral Transformations during Anchimetamorphism. Tsutsunava T. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0171, Georgia. E-mail: geolinst@geolinst.ge

The nature of transformation of high temperature clastogene biotite during the process of anchimetamorphism is described, that is one of the indicators fixing a boundary between anchimetamorphism and chlorite-sericite subfacies of low-temperature metamorphism. The indicator is discussed on the example of metasandstones of the Khrami crystalline massif (the Black Sea – Central Transcaucasian terrane, Georgia).

Некоторые минеральные преобразования в процессе анхиметаморфизма. Цуцунავа Т. Н. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе 1/9. E-mail: geolinst@geolinst.ge

Обсуждается характер преобразования высокотемпературного кластогенного биотита в процессе анхиметаморфизма, являющимся индикатором для установления границы между анхиметаморфизмом и хлорит-серицитовой субфацией низкотемпературного метаморфизма. Индикатор рассматривается на примере метапесчаников Храмского кристаллического массива (Черноморско-Центральнокавказский террейн, Грузия).

Abridged English Version

One of the complex issues of metamorphic petrology is a precise determination of the degree of low-temperature metamorphism of a rock. At present, there have been defined a whole set of mineral indicators that are fixing a transition from the anchimetamorphism to real metamorphism; even so, drawing a precise boundary between them still refers to intricate problems. In the paper is discussed one of the indicators – character of transformation of a high-temperature clastogene biotite during the anchimetamorphism-metamorphism process.

At the next stage of diagenesis, a high-temperature clastogene biotite with the increase of temperature undergoes transformation. This process goes on in the following way: in the anchizone ($T=150-250^{\circ}\text{C}$) high-temperature biotites still occur and at the same time appear Ti-chlorite and Ti-phengite, replacing the biotite pseudomorphically. In the epizone ($T=250-300^{\circ}\text{C}$) just high-Ti micas been observed, but already appears the low-Ti (low-temperature) chlorite; at the first stage of real metamorphism – chlorite-sericite subfacies ($T>300$) the high-Ti micas entirely disappear and instead, the phengite-chlorite-leucoxene association appears (Korikovskiy et al., 1992; Korikovskiy, Putiš, 1999; Yapaskurt, Parphyonova, 2000). The above anomalous high-Ti micas represent a transient metastable phase, which formed only in conditions of anchimetamorphism (McDowell, Elders, 1983; Korikovskiy et al., 1992). Metastable character of this phase and the reaction itself is determined by the low degree of structural order. As it is known the low-temperature limit of real metamorphism passes at termination of epigenetic transformations in the rock, i.e. at disappearance of metastable phases and the establishment of complete physical-chemical equilibrium in the rock.

The above-mentioned mineral transformation is considered on the example of the so-called metasandstones of the Khrami crystalline massif (the Black Sea – Central Transcaucasian terrane, Georgia). The Precambrian gneiss-migmatite complex that underwent metamorphization in the Upper Proterozoic time (prograde high-temperature metamorphism) builds up the Khrami massif; in the Early-Middle Carboniferous, it was subject to the Late Variscan metamorphism, intense granitization and retrograde transformations. In this complex, tectonic plate of the allochthonous metasandstones and serpentinites are fixed (Khutsishvili, 1977; Gamkrelidze, Shengelia, 2005).

The tectonic plate of the Khrami massif metasandstones is represented by the small exposure (thickness \approx 50m) in the Chochiani river gorge (right tributary of the river Khrami). According to the majority of scientists, the level of metamorphism of metasandstones corresponds to the chlorite-sericite subfacies of greenschist facies. The metasandstones with quartz-plagioclase matrix mainly have a schistose medium-grained structure; their matrix consists of authigenic chlorite. Chemistry of rocks is shown in the Table 1. The metasandstones are represented by the following mineral associations: Qtz+Ab+Chl, Qtz+Ab+Chl+Cal, Qtz+Ab+Chl±Adl, Qtz+Ab+Pl+Chl, Qtz+Pl+Chl, Qtz+Ab+Chl+Act±Cal±Ep±Prh. Allothigenic, authigenic and introduced minerals are identified in the rock. Authigenic minerals are represented by chlorite, quartz, albite, adular, calcite, actinolite, epidote and prehnite. Among the clastogene minerals only plagioclase, quartz and biotite are identified. Chemical composition of minerals is given in the Table 2. All these minerals have forms characteristic of the late epigenesis. The rock is saturated with great amount of laminated and cutting veins of low-temperature quartz and veinlets of adular, albite and calcite. Reconstruction of primary nature of the metasandstones shows that their initial rocks were not purely terrigenous formations and they were more inclined to a class of greywackes or psammitic tuffites with the low-clay contents; here admixture of andesite-basalt volcanic material occurs as well (Shengelia et al., 1992; Tsutsunava, Ikoshvili, 1998).

Among the allothigenic minerals of the Khrami massif metasandstones, the most informative phase is a biotite (Bt₃₄₋₃₅) and the products of its authigenic recrystallization. It is very scanty (10%) in the rock and is represented by 1-2mm flakes; it is of brownish black coloring and has a well-expressed pleochroism, often chloritized. Sometimes lack of K₂O (sample N 409, see Table 2) is observed, indicative of its intensive vermiculization during the diagenesis or epigenesis. The non-regenerated clastic flakes of TiO₂ bearing biotite is close to common high-temperature biotites of granite composition, but sharply differs from those low-Ti micas that appear at the biotite subfacies of real metamorphism.

As already mentioned, in the rock is fixed an intermediate product of authigenic recrystallization of biotite – metastable Ti-chlorite. It comprises brownish black flakes and characterized by weak pleochroism - changes from colorless to grayish-green and comparative to biotite has a low exponent of refraction. However, chemical composition of Ti-chlorite is the same as that of the chlorite overall, while optical properties and chemistry cardinaly differs from the newly formed fine- flaky chlorite existing in the same thin sections. High content of K₂O (0.35 – 3.78 mass. %) and TiO₂ (0.82 – 2.34 mass. %) and comparatively high exponent of refraction – Ng-Np = 0.016-0.028. Such chemical composition is entirely atypical for authigenic chlorite appearing in matrix: in the common light-green chlorite of the matrix such values are K₂O – 0.03-0.41 and TiO₂ – 0-0.25 mass.% (see Table 2). Such high content of TiO₂ in Ti-chlorite is inherited from the substituted biotite (McDowell, Elders, 1983). As for the presence of K₂O admixture in Ti-chlorite, in this case it can be explained by the existence of relic packets of biotite.

Authigenic chlorite of metasandstones is a dominant phase of the micaceous-feldspar-bearing rock matrix and is characterized by light-grey or greenish-yellow coloring and normal optical parameters; it is relatively magnesian, ferruginosity = 23-45% and almost free of TiO₂ and K₂O. Based on X-ray diffraction analysis its characteristic reflexes are defined (Shengelia et al., 1992), which correspond to their epigenetic varieties – septechlorites and leptochlorites. It is known that these varieties of chlorite correspond to the diagenetic level of transformation. According to chemical composition the authigenic chlorite of the Khrami massif metasandstones corresponds to a ferromagnesian variety - ripidolith, though slightly increased MgO content (at the average 21.70 mass. %) is observed, that is explained by the raised index of element content in the given rock (see Table 1). It should be noted, that according to M. Frey ripidolith occurs in the interval T = 200-250°C (Frey, 1978).

The fact that in authigenic matrix of the rock albite, ripidolitic chlorite, epidote and actinolite are fixed, could point to temperature conditions of both anchimetamorphism and real metamorphism. Though the actinolite is more characteristic of biotite subfacies of greenschist facies metamorphism, it can appear in conditions of T=220°C (Frey et al., 1991; Himmelberg et al., 1995; Schmidt, Robinson, 1997). Actinolites of the Khrami massif metasandstones with slightly raised content of Al₂O₃ and Na₂O (see Table 2) are represented by small-size prismatic crystals and are associated with the albite domains. Its characteristic reflexes, defined due to X-ray diffraction analysis indicate that there took place a complete deanorthitization of plagioclase. Moreover, the absence of any relic of initial clastic hornblende in the metasandstones means that the occurrence of actinolite in the rock is not caused by the replacement of hornblende. To our mind, tiny prisms of the actinolite are neo-formations in the matrix of the authigenic metasandstones. As to the presence of prehnite in the metasandstones, their occurrence in pseudomorphoses of clastic plagioclase is indicator of prehnite-actinolitic subfacies for the Ca-rich volcanoclastic rocks, but pursuant to the generally

admitted facies gradation, the above-mentioned subfacies is equivalent to the epizone of anchimetamorphism (Liou et al., 1987).

The study of transformation of high temperature clastogene biotite proves that mineral equilibria in the Khrami crystalline massif metasandstones correspond to the conditions of epizone of anchimetamorphism ($T=270-300^{\circ}\text{C}$), but not to that of chlorite-sericite subfacies of greenschist facies of real metamorphism.

შესავალი

მეტამორფული პეტროლოგიის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი საკითხია ლითოგენეზისა და ნამდვილი² მეტამორფიზმის პროცესების ზუსტი გამიჯვნა. ცნობილია, რომ დანალექიდან მეტამორფულ ქანებში ნახტომისებურად გადასვლა არ ხდება. 30-იან წლებში პ. ესკოლა აღნიშნავდა, რომ "ჩვეულებრივი დიაგენეზისის გარდა, დასაშვებია გვიანი ან სიღრმეული დიაგენეზისი, რომელსაც ადგილი აქვს მასალის დაღეკვის შემდგომ ბევრად უფრო გვიან. თუ პროცესები მიმდინარეობს დიდ სიღრმეზე, შედარებით მაღალი ტემპერატურისა და წნევის დონეებზე, მაშინ დიაგენეზისი თანდათან გადადის მეტამორფიზმში... გვიანი დიაგენეზისის რეაქციებსა და პროდუქტებს ბევრი საერთო აქვს დაბალი საფეხურის მეტამორფიზმის დროს მიმდინარე რეაქციებსა და წარმოქმნილ პროდუქტებთან...". მოგვიანებით, 60-იან წლებში გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი აღნიშნავენ, რომ "მოვლენა, რომელიც მოიხსენიება ტერმინით "გვიანი" ან "სიღრმეული" დიაგენეზისი, უნდა მიეკუთვნოს საწყის, არაწონასწორულ მეტამორფულ ფაციესს, რომელიც წარმოადგენს უფრო დაბალტემპერატურულ საფეხურს, ვიდრე ცეოლითური და ალბიტური ფაციესები" (Заридзе, Татришвили, 1964). უფრო მოგვიანებით, 90-იან წლებში საბოლოოდ დადგინდა შუალედური სტადია, სადაც მიმდინარეობს არა დიაგენეზისის ან მეტამორფიზმის, არამედ ანქიმეტამორფიზმის პროცესები.

ზოგადად მიღებულია, რომ ანქიმეტამორფიზმის ზონა მოიცავს ტემპერატურულ ინტერვალს $T=150-300^{\circ}\text{C}$. აღნიშნულ ზონაში გამოყოფილია ეტაპები, რომლებიც სხვადასხვა ავტორის მიერ სხვადასხვაგვარადაა წარმოდგენილი. ჩვენ ვემხრობით ანქიმეტამორფიზმის დაყოფის ს. პ. კორიკოვსკისა და მ. პუტიშის მიერ შემოთავაზებულ სქემას, სადაც გამოყოფილია ანქიზონა და ეპიზონა (Кориковский и Путиш, 1999). ამ ავტორთა მიერ შემოთავაზებულია ქანის დაბალტემპერატურული გარდაქმნის შემდეგი სქემა: დიაგენეზისი – $<150^{\circ}\text{C}$, ანქიზონა – $150-250^{\circ}\text{C}$, ეპიზონა – $250-300^{\circ}\text{C}$, ნამდვილი მეტამორფიზმი – $>300^{\circ}\text{C}$.

დღეისთვის, ლითოგენეზიდან მეტამორფიზმში გადასვლის დამაფიქსირებელი მინერალური ინდიკატორების მთელი რიგია დადგენილი, მაგრამ ამ მიმართულებით კვლევა გრძელდება და ჯერ კიდევ მიეკუთვნება მეტამორფული პეტროლოგიის რთულ საკითხთა რიცხვს. ლითოგენეზისა და მეტამორფიზმს შორის ზუსტი საზღვრის დადგენის სირთულეთა დიდი ნაწილი, როგორც ცნობილია, დაკავშირებულია მეტამორფული ქანების საწყის შედგენილობასთან, რადგან რეაქციები მეტაპლიტებში, მეტაბაზიტებსა და კარბონატულ ქანებში არაერთგვაროვნადაა დამოკიდებული ტემპერატურაზე, წნევაზე და ფლუიდურ რეჟიმზე.

როგორც ცნობილია, მეტამორფიზმის დაბალტემპერატურული საზღვარი გაივლება ქანში ეპიგენეტური გარდაქმნების დამთავრებისას: ეს არის სრული ფიზიკურ-ქიმიური წონასწორობის დამყარების მომენტი, რაც გამოიხატება ყველა ფაზას შორის ფარდობის დაბალანსებაში. იმისთვის, რომ დაბალტემპერატურულ მეტამორფულ ქანში შეფასდეს წონასწორობის ხარისხი, გათვალისწინებული უნდა იქნას შემდეგი კრიტერიუმები: ნატეხოვანი და თიხოვანი მასალის გადაკრისტალების ხარისხი, ცალკეულ ელემენტთა მობილურობა, მეტასტაბილური რეაქციების გაქრობა, რელიქტური მარცვლების გარშემო არსების წარმოქმნა, ახლადწარმოქმნილ ფაზებს შორის კომპონენტების წონასწორული განაწილება და ქანების სტრუქტურების მოწესრიგება.

ქვემოთ განხილულია ერთ-ერთი ინდიკატორი, რომელიც ქანის გარკვეული ქიმიური შედგენილობის პირობებში, საშუალებას იძლევა დადგინდეს საზღვარი მეტამორფიზმის

² მეტამორფიზმის დონე, როცა ქანში დამყარებულია სრული ფიზიკურ-ქიმიური წონასწორობა ($T>300^{\circ}\text{C}$).

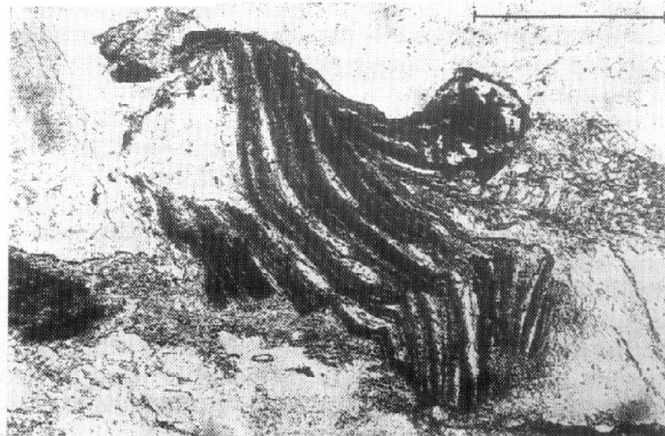
ყველაზე უფრო დაბალტემპერატურულ - მწვანე ფიქლების ფაციესსა და ანჰიმეტამორფიზმს შორის. ეს ინდიკატორი გულისხმობს მაღალტემპერატურული კლასტოგენური ბიოტიტის ტრანსფორმაციის ხასიათის განსაზღვრას ანჰიმეტამორფიზმის პროცესში.

ცნობილია, რომ ბიოტიტი დიდი ინფორმაციის მატარებელი და, ამ თვალსაზრისით, ძალიან საინტერესო მინერალია. ამავე დროს, იგი ბუნებაში საკმაოდ ფართო გავრცელებით სარგებლობს, რაც ხელსაყრელს ხდის მის ინდიკატორად გამოყენებას.

დისკუსია

დიაგენეზისის სტადიის შემდგომ, ტემპერატურის მატებასთან ერთად, ქანში არსებული მაღალტემპერატურული კლასტოგენური ბიოტიტი განიცდის ტრანსფორმაციას: ანჰიმეტამორფიზმის პროცესში იგი გარდაიქმნება მეტასტაბილურ Ti-ქლორიტად და Ti-ფენგიტად, ხოლო პროცესის დამთავრებისათვის მთლიანად იშლება და პრაქტიკულად არ ტოვებს რელიქტებს (Korikovskiy et al., 1992; Кориковский и Путиш, 1999, Япаскурт, Парфенова, 2000). უკვე ნამდვილი მეტამორფიზმის საწყის სტადიაში, აღნიშნული მეტასტაბილური მინერალები გარდაიქმნება მაღალკრისტალურ ქლორიტად და მუსკოვიტად (ფენგიტად).

კლასტოგენური ბიოტიტის ტრანსფორმაცია მიმდინარეობს შემდეგნაირად: ანჰიზონაში ჯერ კიდევ გვხვდება მაღალტემპერატურული ბიოტიტი და, ამავე დროს, უკვე ჩნდება Ti-ქლორიტი და Ti-ფენგიტი, რომლებიც ფსევდომორფულად ანაცვლებს მას; ეპიზონაში აღინიშნება მხოლოდ მაღალტიტანიანი ქარსები, მაგრამ უკვე ჩნდება დაბალტიტანიანი (დაბალტემპერატურული) ქლორიტიც; ნამდვილი მეტამორფიზმის საწყის – ქლორიტ-სერიციტულ სუბფაციესში მაღალტიტანიანი ქარსები მთლიანად ქრება და მათ ნაცვლად ჩნდება ასოციაცია ფენგიტი – ქლორიტი – ლეიკოქსენი (სურ. 1). ეს ანომალური მაღალტიტანიანი ქარსები წარმოადგენს გარდამავალ მეტასტაბილურ ფაზას, რომელიც წარმოიქმნება მხოლოდ ანჰიმეტამორფიზმის პირობებში. ბიოტიტის ჩანაცვლება Ti-ქლორიტით თითქოს უცნაური მოვლენაა, მაგრამ აღნიშნული პროცესი 80-იანი წლებიდან უკვე დაფიქსირდა პეტროლოგიურ ლიტერატურაში, როცა პირველად იქნა აღწერილი ასეთი Ti-ქლორიტი (McDowell, Elders, 1983). ს. კორიკოვსკი და მისი თანაავტორები თვლიან, რომ კლასტოგენური ბიოტიტის ჩანაცვლებით შესაძლოა Ti-ფენგიტის წარმოქმნაც (Korikovskiy et al., 1992). მეტამორფიზმის დონის მატებასთან ერთად, Ti-ფენგიტი გარდაიქმნება წვრილქერცლოვან უფერულ სერიციტად, სადაც TiO_2 შემცველობა უკვე არ აღემატება 0.77 მას.%. ამ ფაზების მეტასტაბილური ხასიათი და თვით რეაქციაც განისაზღვრება სტრუქტურული მოწესრიგებულობის დაბალი ხარისხით.



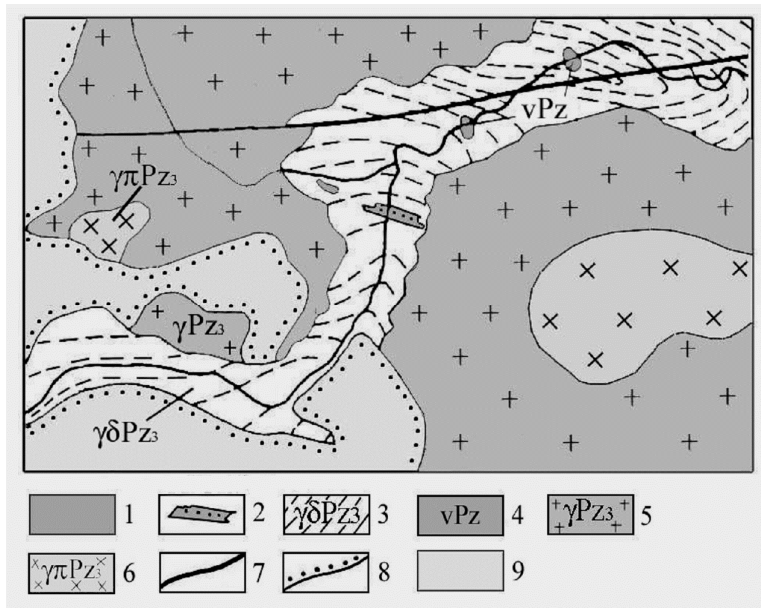
სურ. 1. ტიტანიანი ქარსის დეზინტეგრირებული ქერცლი (ფსევდომორფოზა კლასტოგენური ბიოტიტის მიმართ). X 140.

ამგვარად, ეპიზონასა და ნამდვილ მეტამორფიზმს შორის საზღვრის გაგლება მაღალტიტანიანი ქარსების გაქრობისთანავე, შეიძლება ჩაითვალოს სავსებით მართლზომიერად, რადგან მხოლოდ ნამდვილი მეტამორფიზმის დროს სრულიად ქრება მეტასტაბილური ფაზები და ასოციაციები ხდება წონასწორული.

კლასტოგენური ბიოტიტის ტრანსფორმაცია ქვემოთ განხილულია ხრამის კრისტალური მასივის ე.წ. მეტაქვიშაქვების მაგალითზე.

ხრამის კრისტალური მასივი აგებულია კამბრიულისწინა(?) გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსით, რომელიც წარმოდგენილია ბიოტიტიან-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებით, ბიოტიტიან-რქაქუარიაანი დიორიტული გნეისებით და მიგმატიტებით (პლაგიოგრანიტული და გრანიტული ლეიკოსომით). აღნიშნული ფორმაცია მეტამორფიზებულია, სავარაუდოდ, ზედაპროტეროზოულ დროში (ბაიკალური ოროგზის ციკლი) და განცდილი აქვს პროგრადული მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმი. პოსტბაიკალურ ეტაპზე გნეისები და მიგმატიტები გაიკვეთა გაბროიდების ძარღვებით და შტოკებით. ადრე – შუა კარბონულში, ოროგენეზის სუდეტურ ფაზაში გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანებმა განიცადა გვიანვარისკული მეტამორფიზმი, ინტენსიური გრანიტიზაცია და მასთან დაკავშირებული რეტროგრადული გარდაქმნები (Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005). ძლიერმეტამორფიზებულ კომპლექსში დაფიქსირებულია სუსტადგარდაქმნილი მეტაქვიშაქვებისა და სერპენტინიტების ტექტონიკური ქერცლები (Хуцишвили, 1977) (სურ. 2).

მეტაქვიშაქვების ტექტონიკური ქერცლი წარმოდგენილია ≈ 50 მ სიმძლავრის გამოსავლით მდ. ჭოჭიანის ხეობაში (მდ. ხრამის მარჯვენა შენაკადი). ეს ქანები სხვადასხვა დროს შესწავლილი აქვთ ო. ხუციშვილს, მ. კეკელიას (Хуцишвили, 1977, Кекелия, Хуцишвили, 1980), დ. შენგელიას და სხვ. (Шенгелиა и др., 1992), თ. წუწუნავას და სხვ. (Цуцунава, Икошвили, 1998; Цуцунава, Кориковский, 2005). ო. ხუციშვილისა და მ. კეკელიას აზრით, სუსტადმეტამორფიზებული ქანები წარმოდგენილია მეტაქვიშაქვებით და ამფიბოლიტებით და, გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსთან ერთად, შედის ხრამის მასივის კრისტალური ფუნდამენტის უძველესი ფორმაციის შემადგენლობაში. ისინი შესაძლებლად თვლიან გენეტიკურ კავშირს აღნიშნულ ქანებსა და კვარციან-დიორიტულ გნეისებს შორის. აღნიშნავენ რა მეტაქვიშაქვებში მკაფიოდ გამოხატულ ფიქლებრიობას, ავტორები არ გამორიცხავენ მათ ტექტონიკურ პოზიციას გნეისურ-მიგმატიტური წარმონაქმნების მიმართ. აღსანიშნავია, რომ შემდგომი კვლევის შედეგად ამფიბოლიტების არსებობა არ დადასტურდა (Шенгелиა и др., 1992; Цуцунава, Кориковский, 2005; Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005). როგორც ჩანს, მეტაქვიშაქვების ტექტონიკური ქერცლი წარმოდგენილია ≈ 50 მ სიმძლავრის გამოსავლით მდ. ჭოჭიანის ხეობაში (მდ. ხრამის მარჯვენა შენაკადი). ეს ქანები სხვადასხვა დროს შესწავლილი აქვთ ო. ხუციშვილს, მ. კეკელიას (Хуцишвили, 1977, Кекелия, Хуцишвили, 1980), დ. შენგელიას და სხვ. (Шенгелиა и др., 1992), თ. წუწუნავას და სხვ. (Цуцунава, Икошвили, 1998; Цуцунава, Кориковский, 2005). ო. ხუციშვილისა და მ. კეკელიას აზრით, სუსტადმეტამორფიზებული ქანები წარმოდგენილია მეტაქვიშაქვებით და ამფიბოლიტებით და, გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსთან ერთად, შედის ხრამის მასივის კრისტალური ფუნდამენტის უძველესი ფორმაციის შემადგენლობაში. ისინი შესაძლებლად თვლიან გენეტიკურ კავშირს აღნიშნულ ქანებსა და კვარციან-დიორიტულ გნეისებს შორის. აღნიშნავენ რა მეტაქვიშაქვებში მკაფიოდ გამოხატულ ფიქლებრიობას, ავტორები არ გამორიცხავენ მათ ტექტონიკურ პოზიციას გნეისურ-მიგმატიტური წარმონაქმნების მიმართ. აღსანიშნავია, რომ შემდგომი კვლევის შედეგად ამფიბოლიტების არსებობა არ დადასტურდა (Шенгелиა и др., 1992; Цуцунава, Кориковский, 2005; Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005). როგორც ჩანს, ამფიბოლიტებად მიჩნეულ იქნა აქტინოლიტიანი მეტაქვიშაქვები. მოგვიანებით, მეტაქვიშაქვების დეტალური გეოლოგიურ-მინერალოგიური კვლევის საფუძველზე, დ. შენგელიამ და მისმა თანაავტორებმა დაადგინეს ამ ქანების უფრო ახალგაზრდა ასაკი და მათი ალოქთონური ბუნება (Шенгелиა и др., 1992). ყველა ზემოთაღნიშნული მკვლევარის აზრით, მეტაქვიშაქვების მეტამორფიზმის დონე შეესაბამება მწვანე ფიქლების ფაციესის ქლორიტ-სერიციტულ სუბფაციესს. ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევა კი საფუძველს ვუძლევს ვიფიქროთ, რომ ამ ქანებს განცდილი აქვს ანქიმეტამორფიზმი და გადაკრისტალებულია, სავარაუდოდ, ეპიგენეზისის გვიანი სტადიის პირობებში (Цуцунава, Кориковский, 2005).



სურ. 2. სრამის კრისტალური მასივის გეოლოგიური აგებულება (ო. ხუციშვილის მიხედვით, 1977).

1-სერპენტიტი; 2-მეტაქვიშაქვა Pz₁-Pz₂; 3-გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი; 4-გაბროიდები; 5-მიკროკლინიანი გრანიტი; 6-კვარციან-პორფირული - გრანიტიან-პორფირული კომპლექსი; 7-რღვევები; 8-ტრანსგრესიული განლაგება; 9-მეზოზოურ-კაინოზოური დანალექი საფარი.

სრამის მასივის მეტაქვიშაქვები ხასიათდება მატრიქსის ფიქლებრივი საშუალომარცვლოვანი სტრუქტურით, რომელსაც აქვს, ძირითადად, კვარც-პლაგიოკლაზური შედგენილობა (მეტაფსამიტები), ხოლო ცემენტი წარმოდგენილია აუტიგენური ქლორიტით. ქანის ქიმიური შედგენილობა³ მოტანილია ცხრილში 1. მეტაქვიშაქვებში გავრცელებული მინერალური ასოციაციებია: Qtz+Ab+Chl±Bt±Pl, Qtz+Ab+Chl+Cal, Qtz+Ab+Chl±Ad±Bt, Qtz+Pl+Ch, Qtz+Ab+Pl+Chl, Qtz+Ab+Chl+Act±Cal±Ep±Prh⁴. ქანში აღინიშნება ალოტიგენური (კლასტოგენური), აუტიგენური და შემოტანილი მინერალები. აუტიგენური მინერალები წარმოდგენილია ქლორიტით, კვარცით, ალბიტით, ადულარით, კალციტით, აქტინოლიტით, ეპიდოტით და პრენიტით. კლასტოგენურ მინერალებს შორის დგინდება მხოლოდ პლაგიოკლაზი, კვარცი და ბიოტიტი. ქვემოთ მოტანილია მინერალების ქიმიური შედგენილობა (ცხრ. 2). აქვე აღინიშნავთ, რომ ყველა ეს მინერალი განვითარებულია გვიანი ეპიგენეზისისთვის დამახასიათებელი ფორმებით. ქანი გაჯერებულია დიდი რაოდენობის დაბალტემპერატურული კვარცის შრეებრივი და გამკვეთი ძარღვებით და ადულარის, ალბიტისა და კალციტის ძარღვაკებით. მეტაქვიშაქვების პიველადი ბუნების რეკონსტრუქცია მიუთითებს, რომ აღნიშნული მეტაფსამიტების საწყისი ქანები არ წარმოადგენდა წმინდად ტერიგენულ წარმონაქმნებს და ისრებოდა გრაუვაკების ან ფსამიტური ნაკლებთიხიანი ტუფიტების კლასისაკენ; აღინიშნება, აგრეთვე, ანდეზიტ-ბაზალტური ვულკანური მასალის მინარევი, რომელსაც განცდილი აქვს დანალექი დიფერენციაცია და გამოფიტვის პროცესები (Шенгелиა и др., 1992; Цуцუნავა, Икошвили, 1998).

სრამის მასივის მეტაქვიშაქვების ალოტიგენურ მინერალებს შორის ყველაზე უფრო ინფორმატიული ფაზაა კლასტოგენური ბიოტიტი (Bt₃₄₋₃₅) და მისი აუტიგენური გადაკრისტალების პროდუქტები. იგი მცირე რაოდენობითაა (≈10%) ქანში და წარმოდგენილია 1-2მმ

³ ანალიტიკური კვლევები ჩატარებულია საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის, ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტისა და მოსკოვის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შესაბამის ლაბორატორიებში.

⁴ მინერალთა მიღებული სიმბოლოები: Ab-ალბიტი, Ad-ადულარი, Act-აქტინოლიტი, Bt-ბიოტიტი, Chl-ქლორიტი, Ep-ეპიდოტი, Cal-კალციტი, Kfs-კალიუმის მინდურის შპატი, Qtz-კვარცი, Pl-პლაგიოკლაზი, Phn-ფენიტი, Prh-პრენიტი.

ზომის ქერცლებით, აქვს მურა ფერი და კარგად შენარჩუნებული პლექროიზმი, ხშირად გაქლორიტებულია. ზოგჯერ შეიმჩნევა K_2O დეფიციტი (ნიმ. №409, იხ. ცხრ. 2), რაც მიუთითებს მის ძლიერ ვერმიკულიტიზაციაზე სედიმენტოგენეზისის ან ეპიგენეზისის დროს. ბიოტიტის არარეგენირებული ნატეხოვანი ქერცლები TiO_2 -ის შემცველობით ახლოსაა გრანიტული შედგენილობის ჩვეულებრივი მაღალტემპერატურული ბიოტიტების შედგენილობასთან, მაგრამ მკვეთრად განსხვავდება იმ მცირეტიტანიანი ქარსებისაგან, რომლებიც ჩნდება ნამდვილი მეტამორფიზმის ბიოტიტური სუბფაციის სტადიაზე (იხ. ცხრ. 2).

გარდა კლასტოგენური მაღალტემპერატურული ბიოტიტისა, ქანში გვხვდება მისი აუტიგენური გადაკრისტალების შუალედური პროდუქტი – მეტასტაბილური Ti -ქლორიტი. იგი წარმოდგენილია მურა ფერის ქერცლებით, ახასიათებს სუსტი პლექროიზმი (ან საერთოდ არ ახასიათებს), რომელიც იცვლება უფროდან მურა-მწვანემდე. ბიოტიტთან შედარებით, მას გარდატეხის დაბალი მაჩვენებელი აქვს და, თუმცა მთლიანობაში აქვს ქლორიტის ქიმიური შედგენილობა, შეიცავს TiO_2 ანომალურ რაოდენობას (იხ. ცხრ. 2). აუტიგენური ქლორიტისგან განსხვავებით, Ti -ქლორიტი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ხასიათდება TiO_2 -ის (0.82 – 2.34) და, აგრეთვე, K_2O -ის (0.35 – 3.78 %) მაღალი შემცველობებით და შედარებით მაღალი გარდატეხის მაჩვენებლებით – $Ng-Np = 0.016 – 0.028$. ამგვარი ოპტიკური მახასიათებლები და ქიმიური შედგენილობა აბსოლუტურად არატიპიურია მატრიქსში გაჩენილი აუტიგენური ღია-მწვანე ქლორიტისთვის. ამ უკანასკნელში K_2O იცვლება 0.03–0.41 მას.% ინტერვალში, ხოლო TiO_2 – 0–0.25 მას.% ფარგლებში (იხ. ცხრ. 2). ქანში მეტასტაბილური Ti -ქლორიტი წარმოდგენილია ფსევდომორფოზის სახით და TiO_2 -ის ასეთი მაღალი შემცველობა მას მემკვიდრეობით აქვს შემორჩენილი ჩანაცვლებული კლასტოგენური ბიოტიტისგან (McDowell, Elders, 1983). რაც შეეხება Ti -ქლორიტში K_2O მინარევის არსებობას (იხ. ცხრ. 2), იგი ჩვეულებრივ აიხსნება ახლადწარმოქმნილი ილიტის სუბმიკროსკოპული შრეებრივი ჩანაზრდების მექანიკური მონაწილეობით ან, მოცემულ შემთხვევაში, რელიქტური ბიოტიტის დასტების არსებობით. K_2O ამგვარი მექანიკური მინარევის გამორიცხვა შესაძლებელია მხოლოდ ძალიან ზუსტი ელექტრონული მიკროსკოპული კვლევისას. საერთოდ კი, შერეულშრეებრივი მეტასტაბილური მინერალის მიკროზონდური ანალიზის დროს მინარევის არსებობის თავიდან აცილება თითქმის შეუძლებელია.

ამგვარად, ხრამის მასივის მეტაქვიშაქვების მურა Ti -ქლორიტი გვხვდება მხოლოდ კლასტოგენური ბიოტიტის მიმართ ფსევდომორფოზის ფორმით და ოპტიკური თვისებებით და, რაც მთავარია, ქიმიური შედგენილობით კარდინალურად განსხვავდება იმავე შლიფებში არსებული ახლადწარმოქმნილი წვრილქერცლოვანი ქლორიტისგან (სურ. 3).

ზემოთ აღნიშნულიდან გამომდინარეობს, რომ კლასტოგენური ბიოტიტის ანქიმეტამორფული რეგენერაცია გამოიხატება ორგვარად: ერთი ნაწილის ჩანაცვლება ხდება ფენგიტის და ქლორიტის წვრილქერცლოვანი აგრეგატით და ჩნდება ლეიკოქსენი (როგორც ზოგადად არის ცნობილი), ხოლო მეორე ნაწილი – გარდაიქმნება ოპტიკურად ანომალურ ქარსად, რომლის ქიმიური ანალიზი შეესაბამება ტიტანიტ მდიდარ Ti -ქლორიტს ან Ti -ფენგიტს (Кориковский и Путиш, 1999). მეორე სახის ტრანფორმაცია განიხილება, როგორც ბიოტიტის დაშლის შუალედური პროდუქტი, როცა გვიანი ეპიგენეზის პირობებში, მანამდე, ვიდრე გაჩნდება ლეიკოქსენი, წარმოიქმნება ასეთი არაორდინარული შედგენილობის მეტასტაბილური ფაზები. მოცემულ შემთხვევაში, მიმდინარეობს ჩანაცვლების მეორე ვარიანტი, მაგრამ ქანის ქიმიური შედგენილობიდან გამომდინარე (მეტაფასამიტები), მხოლოდ Ti -ქლორიტის წარმოქმნით. რაც შეეხება ბიოტიტის დაშლის მეორე პროდუქტს – Ti -ფენგიტს, მისი არარსებობა მოცემულ მეტაქვიშაქვებში აიხსნება ქანის ქიმიური შედგენილობით, რომლისთვისაც დამახასიათებელია K_2O და SiO_2 დაბალი შემცველობები.

ქვემოთ მოკლედ დავახასიათებთ ხრამის მასივის მეტაქვიშაქვების აუტიგენურ ქლორიტს, რადგან მისი ქიმიური შედგენილობა გარკვეულ ინფორმაციას იძლევა ქანის შეცვლის ხარისხზე. აუტიგენური ქლორიტი არის ქანის ქარსიან-მინდვრის შპატიანი მატრიქსის დომინანტი ფაზა, რომელსაც ახასიათებს ღია მწვანე ან მომწვანო-მოყვითალო ფერი და ქლორიტისთვის დამახასიათებელი ოპტიკური კონსტანტები, შედარებით მაგნეზიურია, რკინიანობა ტოლია 23-45% და თითქმის არ შეიცავს TiO_2 და K_2O . ქლორიტების რენტგენოსტრუქტურული ანალიზით მიღებული მახასიათებელი რეფლექსები – dA^0 14.14 – I B და 7.07 – I B (Шенгелия и др., 1992) შეესაბამება ქლორიტის ეპიგენეტურ სახესხვაობებს – სეპტე-ქლორიტებს ($7 dA^0$ -I B, $\beta=90^0$) და ლეპტოქლორიტებს ($14 dA^0$ – I B, $\beta=90^0$). ცნობილია, რომ

ქლორიტის ეს სახესხვაობები ტიპიურია გარდაქმნის მხოლოდ დიაგენეტიური დონისთვის, ხოლო ეპიზონის ზედა ნაწილისა და ნამდვილი მეტამორფიზმის ქლორიტებისთვის კი დამახასიათებელია რეფლექსები – 14 Å II B, β=97° (Логвиненко, 1974). ქიმიური შედგენილობის მიხედვით, ხრამის მასივის მეტაქვიშაქვების აუტიგენური ქლორიტი შეესაბამება რკინიან-მაგნეზიალურ სახესხვაობას – რიპიდოლიტს, თუმცა მასში აღინიშნება MgO ოდნავ ამაღლებული შემცველობა – საშუალოდ, 21.70 მას.% (ჩვეულებრივ რიპიდოლიტში MgO შემცველობა ტოლია – 13.00–20.00 მას.%). ამ ელემენტის ოდნავ მომატებული შემცველობა ქლორიტში აიხსნება მოცემულ მეტაქვიშაქვებში MgO შემცველობის აწეული მაჩვენებლით (იხ. ცხრ. 1). მ. ფრეის მიხედვით (Frey, 1978), რიპიდოლიტის, რომლის სტრუქტურული ფორმულაა – $(Mg_{2.4-2.9}Fe_{2.3-1.7}Al_{1.3})_6(Si_{2.7}Al_{1.3})_4O_{10}(OH)_8$, გაჩენის ტემპერატურული ინტერვალი შეესაბამება 200-250°C. შედარებისას აღმოჩნდა, რომ განსახილველი აუტიგენური ქლორიტების ჩვენს მიერ გადათვლილი კრისტალოგრაფიული ფორმულები (ცხრ. 3) შეესაბამება რიპიდოლიტის ზედა ტემპერატურულ ზღვარს, ანუ თავსდება ანქიმეტამორფიზმის ტემპერატურულ ინტერვალში (150–300°C).

ხრამის მასივის მეტაქვიშაქვების გარდაქმნის ფაციალური პირობების დასადგენად, ზემოთხაზოთვლილი მკვლევარები ევრდნობოდნენ ქანის მინერალურ შედგენილობას და აუტიგენური და კლასტოგენური მინერალების ქიმიურ შედგენილობას. მეტაქვიშაქვებში დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმისთვის დამახასიათებელი მინერალების არსებობის გამო, ქანის შეცვლის ხარისხი მათ მიაკუთვნეს მწვანე ფიქლების ფაციესის ქლორიტ-სერიციტულ სუბფაციესს. მაგრამ, თანამედროვე შეხედულებებით, ის ფაქტი, რომ ქანის აუტიგენურ მატრიქსში გვხვდება ალბიტი, რიპიდოლიტური ქლორიტი, ეპიდოტი და აქტინოლიტი, შეიძლება მიუთითებდეს როგორც ანქიმეტამორფიზმის, ასევე ნამდვილი მეტამორფიზმის ტემპერატურულ პირობებზე. ცნობილია, რომ აქტინოლიტი უფრო დამახასია-

ცხრილი 1

ხრამის კრისტალური მასივის მეტაქვიშაქვების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)

ბომ.№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Σ
403	58.77	1.08	16.88	2.31	3.80	0.17	6.04	3.50	2.83	2.03	0.12	2.53	99.86
404	69.33	0.47	13.93	1.16	2.17	0.10	3.53	1.73	2.54	2.81	0.06	2.00	99.87
405	58.91	0.71	15.11	2.29	3.07	0.15	5.34	4.81	2.56	2.33	0.04	4.54	99.86
406	59.78	0.87	16.63	2.90	2.53	0.11	5.73	1.67	2.42	2.67	0.72	3.85	99.89
407	54.59	0.84	15.03	2.95	4.34	0.14	7.45	4.61	2.64	1.97	0.16	5.14	99.86
408	62.16	0.60	14.07	2.21	2.71	0.14	4.52	4.63	3.22	2.00	0.03	3.53	99.87
409	61.97	0.61	13.53	1.76	3.98	0.21	4.88	5.97	2.48	1.83	0.20	2.09	99.83
410	58.95	0.73	14.40	3.01	3.21	0.14	6.23	4.59	2.34	1.88	0.16	4.21	99.82
411	60.24	1.00	15.41	2.10	3.43	0.13	5.74	4.18	3.00	1.59	0.16	2.77	99.83
412	61.30	0.76	13.68	2.70	3.25	0.17	5.53	5.08	2.49	1.92	0.08	2.89	99.85
414	60.99	0.84	14.18	3.31	3.25	0.18	7.21	3.75	2.46	1.45	0.16	2.05	95.86
415	60.50	0.77	14.16	3.23	3.07	0.22	6.45	5.28	2.15	1.33	0.32	2.37	99.86
416	65.32	0.55	13.63	2.48	2.35	0.11	3.73	3.19	2.60	2.71	0.08	3.13	99.88
417	56.85	1.11	15.51	3.66	3.07	0.19	3.71	3.74	2.37	1.36	0.04	3.21	99.86
418	61.83	0.97	14.92	2.75	2.71	0.13	4.50	3.15	2.52	3.24	0.28	3.21	99.80
419	62.71	0.68	14.43	4.03	1.28	0.15	4.99	4.29	2.85	2.07	0.04	2.36	99.85
420	60.99	0.84	14.31	2.71	3.25	0.18	6.45	3.70	2.33	1.86	0.08	3.13	99.83
421	59.70	0.78	14.47	3.07	3.31	0.17	7.02	3.62	2.26	1.37	0.04	3.73	99.83
422	58.93	0.98	14.32	4.15	2.71	0.18	7.38	4.02	2.26	1.29	0.24	3.09	99.84
423	76.44	0.27	9.73	1.11	1.44	0.08	1.87	2.14	2.74	2.53	0.04	1.63	99.92
424	61.39	0.94	15.23	3.17	3.07	0.15	5.13	4.30	2.55	1.80	0.04	2.05	99.85
425	63.53	0.71	14.55	2.10	3.43	0.12	5.96	2.87	2.83	1.17	0.04	2.53	99.86
426	69.32	0.48	14.95	1.10	1.23	0.07	1.46	1.28	2.94	6.02	0.04	0.96	99.89

ხრამის კრისტალური მასივის მეტაქვიშაქვების მინერალების ქიმიური
შეღებნილობა (მას.%)

№	მინერ.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
403	Chl	28,12	0,04	16,35	22,93	0,48	23,72	0,06	-	-	92,30
		29,59	0,07	17,17	21,20	0,25	21,23	0,30	0,19	0,08	90,41
	Ti-Chl	32,33	0,97	17,59	20,37	0,35	20,58	0,39	0,04	1,49	92,74
	Bt*	37,90	2,37	13,40	17,61	0,33	18,33	0,44	-	6,83	97,74
405	Chl	28,15	0,14	19,17	20,23	0,35	21,37	0,07	0,17	0,03	90,04
		27,70	0,10	20,58	20,72	0,33	22,39	0,04	0,15	0,03	92,03
	Ab	66,53	-	19,07	1,32	0,32	1,47	0,22	11,74	0,08	100,07
		66,35	-	19,92	0,27	0,05	0,19	0,19	10,56	1,58	99,55
	Ad	64,83	0,01	19,37	0,16	-	-	0,15	0,13	14,79	100,24
	Kfs*	35,59	-	19,37	1,74	0,04	0,47	0,47	3,13	9,41	100,27
Pl*	61,23	0,01	23,98	0,07	0,01	-	6,67	7,63	0,36	99,99	
	59,84	0,02	24,14	0,15	-	-	7,47	8,55	0,30	100,47	
408	Act	52,43	0,21	3,24	13,08	0,41	17,29	11,82	0,52	0,20	99,21
		52,44	0,26	3,31	13,29	0,70	17,20	11,39	0,65	0,26	99,80
		52,79	0,23	3,58	12,78	0,59	16,71	12,01	0,35	0,26	99,35
441	Act	52,55	0,57	5,08	13,05	0,51	15,62	11,63	1,04	0,35	100,41
		52,46	0,66	5,09	13,06	0,62	15,42	11,92	0,59	0,78	100,32
	Ti-Chl	33,26	1,92	15,81	17,75	0,26	17,14	0,68	-	0,99	92,81
		36,72	2,34	15,52	18,17	0,26	18,02	1,64	-	0,71	95,36
415	Ti-Chl	30,38	1,36	16,82	18,32	0,35	19,02	0,17	-	3,78	93,80
		34,28	1,93	17,33	18,41	0,32	18,29	0,63	-	1,39	92,63
		30,41	1,24	16,41	19,67	0,50	22,26	0,38	-	0,41	91,25
415	Ti-Chl	30,10	2,18	16,35	19,55	0,49	20,02	1,67	0,06	0,35	90,74
		30,45	0,82	17,71	21,29	0,39	21,37	0,30	-	0,47	92,80
	Chl	29,44	0,41	17,70	25,36	0,27	19,35	0,17	0,02	0,25	93,00
416	Chl	23,38	0,17	17,37	25,43	0,48	20,42	0,05	-	0,25	90,58
		26,44	0,28	17,29	25,32	0,41	20,24	0,14	-	0,05	90,16
		26,39	0,07	17,55	25,52	0,57	21,00	0,02	0,26	0,02	91,40
		23,30	0,12	17,95	25,58	0,43	19,00	0,08	0,16	0,12	90,29
	Ti-Chl	26,33	1,01	17,34	21,81	0,55	20,13	0,72	-	0,19	91,46
	Pl*	59,41	-	24,04	-	-	-	7,27	8,94	0,43	100,09
417	Act	50,94	0,19	3,74	15,01	0,71	16,21	11,75	0,43	0,25	99,23
		52,99	0,19	3,65	14,05	0,03	16,50	10,99	0,45	0,26	99,71
	Chl	27,94	0,06	18,65	22,57	0,43	21,90	0,11	0,18	0,01	91,85
		27,68	0,03	19,11	22,87	0,47	22,45	0,06	-	0,01	92,68
	Ti-Chl	32,36	1,18	17,61	20,34	0,31	23,41	0,13	-	1,36	97,17
		33,59	1,68	16,53	17,27	0,34	22,14	0,41	0,15	2,97	95,08
	Bt*	36,15	2,26	13,97	16,95	0,30	18,44	0,07	0,19	10,18	98,87
	Adu	66,14	-	17,87	-	-	0,01	0,01	0,17	15,45	99,65
420	Chl	30,92	-	14,42	14,68	0,31	27,19	1,20	0,46	0,07	89,25
		27,88	0,37	16,14	21,24	0,36	24,52	0,34	0,11	0,11	90,87
	Act	52,99	0,19	3,14	13,08	0,70	18,05	11,09	0,34	0,23	99,78
		52,95	0,24	3,85	12,17	0,72	17,85	11,07	0,63	0,23	99,71

* კლასტოგენური მინერალები

მეტაქვიშაქვების მინერალური პარაგენეზისები:

№403 – Chl₃₆+Qtz+Ab+[Bt₃₅, Pl];

№405 – Chl₃₄+Ab(Pl¹)+Ad¹¹+Qtz, Pl³³, Kfs³⁴;

№408 – Act₃₀+Chl+Ab+Qtz±Ka+[Qtz, Pl, Bt];

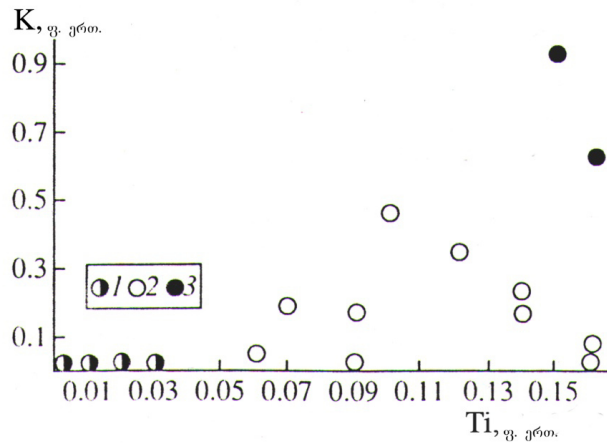
№416 – Chl₄₀₋₄₃+Act+Qtz+Ab±Cal+[Pl³¹];

№415 – Chl₃₂₋₄₂+Act+Ab+[Pl, Qtz];

№418 – Act+Chl₃₇+Qtz+[Pl, Bt];

№417 – Act₃₂₋₃₄+Chl₃₀₋₃₇+Ad⁰+Qtz+Ab+[Pl, Bt, Kfs];

№420 – Chl₂₃₋₃₃+Act+Chl+Qtz+Ab+[Pl].



სურ. 3. ხრამის კრისტალური მასივის მეტაქვიშაქვების ქარსებში Ti და K თანაფარდობა (იხ. ცხრ. 2) 1-აუტიგენური ქლორიტი მატრიქსიდან, 2-აუტიგენური Ti-ქლორიტი (ფსევდომორფოზები კლასტოგენური ბიოტიტის მიმართ), 3-კლასტოგენური ბიოტიტი.

ცხრილი 3

ხრამის კრისტალური მასივის მეტაქვიშაქვების აუტიგენური ქლორიტების (იხ. ცხრ. 2) კრისტალოქიმიური ფორმულები (გადათვლილია ჟანგბადის 14 ატომზე)

№	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	X _{Fe} %	Σ _{OK}
403	2.79	0.01	1.21	0.77	1.90	0.04	3.28	0.01	-	-	36	6.00
	2.96	0.01	1.04	0.98	1.78	0.02	3.16	0.07	0.02	-	36	5.95
405	2.65	0.01	1.35	1.33	1.60	0.03	3.03	0.01	0.03	-	35	6.00
	2.54	0.01	1.46	1.35	1.60	0.02	3.05	0.01	-	-	34	6.00
415	2.71	0.03	1.29	1.15	2.15	0.02	2.66	0.02	0.01	0.02	45	6.00
416	2.56	0.01	1.44	1.07	2.07	0.02	2.85	-	-	0.02	42	6.00
	2.57	0.02	1.43	1.07	2.07	0.03	2.83	0.01	-	-	42	6.00
	2.54	0.01	1.46	1.06	2.06	0.04	2.86	-	0.03	-	42	6.19
	2.60	0.01	1.40	1.19	2.09	0.04	2.70	0.01	0.01	-	43	6.00
417	2.61	-	1.39	1.21	1.77	0.01	3.05	-	-	-	37	6.00
	2.57	-	1.43	1.21	1.78	0.02	3.00	-	-	-	37	6.00
420	2.91	-	1.09	0.93	1.15	0.02	3.82	0.12	0.08	0.01	23	5.92
	2.63	0.03	1.37	0.91	1.70	0.03	3.33	0.03	0.02	0.01	34	6.00

თებელია მწვანე ფიქლების ფაციესის ბიოტიტური სუბფაციისთვის, მაგრამ ბოლო წლებში მიჩნეულია, რომ მისი გაჩენა შესაძლებელია 220 °C ტემპერატურაზეც (Frey et al., 1991; Himmelberg et al, 1995; Schmidt, Robinson, 1997). ხრამის მასივის მეტაქვიშაქვების აქტინოლიტი, რომელშიც Al₂O₃ და Na₂O რამდენადმე ამაღლებული შემცველობა (5%-მდე) აღინიშნება (იხ. ცხრ. 2), წარმოდგენილია მომცრო ზომის პრიზმული კრისტალების სახით და უკავშირდება ალბიტის დომენებს. ამაზე მეტყველებს აგრეთვე, რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის შედეგად მიღებული მისი მახასიათებელი რეფლექსები. ეს ფაქტი იმის დამადასტურებელია, რომ მოხდა პლაგიოკლასის სრული დეანორთიტიზაცია, რადგან აქტინოლიტის რეფლექსები ჩნდება მხოლოდ მაშინ, როცა ქანში აღარ არის პლაგიოკლასი. გარდა ამისა, პირველადი კლასტური რქატყუარის არცერთი რელიქტი მეტაქვიშაქვებში არ ფიქსირდება, რაც მიანიშნებს, რომ აქტინოლიტის გაჩენა არ არის გამოწვეული რქატყუარის ჩანაცვლებით. ყოველივე ზემოთაღნიშნულიდან გამომდინარე ვთვლით, რომ აქტინოლიტის პაწაწინა პრიზმები აშკარად ახლადწარმონაქმნებია მეტაქვიშაქვების აუტიგენურ მატრიქსში. რაც შეეხება მეტაქვიშაქვებში პრენიტისა და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალების არსებობას, ისინი აღმოჩენილია პლაგიოკლასის ინტენსიურად გასოსურიტებულ უბნებზე. პრენიტის გაჩენა კლასტური პლაგიოკლასის მიმართ ფსევდომორფოზებში წარმოადგენს პრენიტ-აქტინოლიტური სუბფაციის ინდიკატორს Ca-ით მდიდარი ვულკანოკლასტური ქანებისთვის.

საყოველთაოდ მიღებული ფაციალური გრადაციის მიხედვით კი, აღნიშნული სუბფაციის ანქიმეტამორფიზმის ეპიზონის ექვივალენტურია (Liou et. al., 1987). აქტივობის, რომელიც შეიცავს 5.04 მას.%-მდე Al_2O_3 და 1.04 მას.%-მდე Na_2O , არსებობა შესწავლილ ქანებში არ ეწინააღმდეგება ჩვენს მიერ მიღებულ დასკვნას, რადგან პრენიტ-აქტივობის სუბფაციისში ეს სიდიდეები აღწევენ 7.6 და 2.2 მას.%-ს, შესაბამისად (Bevins, Merriman, 1988).

ამრიგად, ბიოტიტის დაშლის მეტასტაბილური პროდუქტის – Ti-ქლორიტის თანა-არსებობა ქანის მატრიქსის ისეთ ახლადწარმოქმნილ წონასწორულ ფაზებთან, როგორცაა ქლორიტი, აქტივობის, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები და პრენიტი, მანვენებელია სწორედ ანქიმეტამორფიზმის არაწონასწორული პროცესისა (Кориковский и Путиш, 1999). უფრო მეტიც, ზოგიერთი მკვლევარის აზრით, ქანში კლასტოგენური ბიოტიტის შენარჩუნება, მიუთითებს ქანის გარდაქმნაზე ანქიმეტამორფიზმის პირობებში, რომლის ტემპერატურა არ აღემატება $250^{\circ}C$ (Япаскурт, Парфенова, 2000).

დასკვნა

სტატიაში განხილულია მაღალტემპერატურული ბიოტიტის ტრანსფორმაციის ხასიათი ნამდვილი მეტამორფიზმისა და ანქიმეტამორფიზმის საზღვარზე. აღნიშნული მინერალური გარდაქმნა ჩვენს მიერ გამოყენებულია ხრამის კრისტალური მასივის ე. წ. მეტაქვიშაქვების შეცვლის ფაციალური პირობების დასადგენად. ქანის ქიმიური შედგენილობიდან გამომდინარე, სწორედ ამ მინერალის გარდაქმნის თავისებურებების დადგენა აღმოჩნდა მნიშვნელოვანი მოცემული მეტაქვიშაქვების მეტამორფიზმის დონის განსასაზღვრად.

მეტაქვიშაქვების აუტიგენურ მატრიქსში რიგი "მეტამორფული" მინერალის არსებობა შეიძლება მიუთითებდეს როგორც ნამდვილი მეტამორფიზმის, ასევე ანქიმეტამორფიზმის ტემპერატურულ პირობებზე. ამიტომ, გადამწვევტი მნიშვნელობა აქვს შემდეგ ფაქტორს: ქანის ნატეხიდან ფაზაში მაღალტემპერატურული ბიოტიტის ქერცლების ნაწილობრივ შენარჩუნებას და, ამავე დროს, მისი ნაწილის გარდაქმნას სპეციფიკურ მურა ფერის მეტასტაბილურ Ti-ქლორიტში; ერთი და მეორეც შესაძლებელია მხოლოდ ანქიმეტამორფიზმის ეპიზონაში (Korikovskiy et al., 1992; Кориковский, Путиш, 1999). ტემპერატურის მატებასთან ერთად, მაღალტემპერატურული რელიქტური ბიოტიტი მთლიანად იშლება, ხოლო მეტასტაბილური ფაზები ადარ ფიქსირდება, რადგან ქლორიტ-სერიციტული სუბფაციისთვის კრიტიკულ პარაგენეზისში Ti-ქლორიტს ანაცვლებს წვრილქერცლოვანი ფენიტი და დაბალტემპერატურული ქლორიტი, Ti-ის ოქსიდების მინარევის წარმოქმნით.

მაღალტემპერატურული კლასტოგენური ბიოტიტის ტრანსფორმაციის კვლევის შედეგად დგინდება, რომ ხრამის კრისტალური მასივის მეტაქვიშაქვებში მინერალური წონასწორობები შეესაბამება ანქიმეტამორფიზმის ეპიზონის პირობებს ($T=270-300^{\circ}C$) და არა ნამდვილი მეტამორფიზმის მწვენი ფიქლების ფაციესის ქლორიტ-სერიციტული სუბფაციის დონეს.

ლიტერატურა

- შენგელია დ., ხუციშვილი ო. და სხვ. (1992). ახალი მონაცემები ამიერკავკასიის შუა მასივის ხრამის შვერილის მდ. ჭოჭიანის მეტამორფიზმის გამოსავლის შესახებ // სტუ-ს სამეცნიერო შრომათა კრებული. №7 (390). გვ. 9-25.
- წუწუნავა თ., იკოშვილი ნ. (1998). ხრამის კრისტალური მასივის მეტამორფიზმის შესახებ // სტუ-ს სამეცნიერო შრომათა კრებული. №4 (420). გვ. 78-85.
- Bevins R.E., Merriman R.J. (1988). // *Journal of Metamorphic Geology*. V.6. P. 17-39.
- Frey M. (1978). Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages // *Journal of Petrology*. V.19. №1. P. 95-135.
- Frey M., Capitani C., Liou J.G. (1991) // *Journal of Metamorphic Geology*. V.9. P. 497-509.
- Himmelberg G.R., Brew D.A., Ford A.B. (1995) // *GSA, Special Paper* 296. P. 51-66.
- Korikovskiy S. P., Putiš M., Boronikhin V. A. (1992). Ankhimtamorphism of Permian sandstones of the Strujhenik Group in the Nizke Tatry Mts. // *Geologica Carpathica*. V.43. N 2. P. 97-104.

- Liou J.G., Maruyama S., Cho M. (1987). Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanogenic rocks – mineral assemblages and mineral facies. In: Low Temperature Metamorphism (Ed. by M. Frey). Blackie and Son LTD. Glasgo. P. 59-113.
- McDowell S.D., Elders W.A. (1983). Allogenic layer silicate minerals in the borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, 7 California // Amer. Mineral. V. 68. P. 1146-1159.
- Schmidt S.Th., Robinson D. (1997.) // GSA Bulletin. V. 109. N6. P. 683-697.
- Tsutsunava T., Korikovsky S.P. (2005). Ankhimetamorphic Metasandstones of the Khrami Crystalline Massif, Georgia: Mineral Assemblages, Formation Conditions and Geological Setting // Doklady Earth Sciences (Acad. Scie. of Russia). V. 405 A. N9. P. 1399-1403.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: «Нучный мир». 458 с.
- Заридзе Г.М., Татришвили Т.Ф. (1964). Соображения о метаморфических фациях. Вопросы геологии Грузии. К XXII сессии МГК. Тбилиси. Изд-тво «Мецниереба». С. 43-54.
- Кекелия М. А., Хуцишвили О.Д. (1980). Петрологические особенности пород гнейсово-мигматитового комплекса Храмского массива // Известия геологического общ.-тва Грузии. №9. С. 109-111.
- Кориковский С.П., Путиш М. (1999). Эволюция аутигенных и кластогенных К-слюд на границе анхиметаморфизм – низкотемпературный метаморфизм в меловом тектонометаморфическом цикле Западных Карпат // Петрология. Том 7. № 4. С. 382-401.
- Логвиненко Н.В. (1974). Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа. 400с.
- Хуцишвили О.Д. (1993). Состав, строение и формирование Внутрикавказского массива // Докт. диссертация. Тбилиси. Фонды ГИН Грузии. 414 с.
- Япаскurt О.В., Парфенова О.В. (2000). Индикаторные признаки слюд и хлоритов терригенных пород в зонах позднего катагенеза – метаморфизма // Петрология. Том 8. №5. С. 506-518.

UDC 553.3.072

**საკენის მადნიანი ველი (კავკასიონი, სვანეთი):
ფორმირების ძირითადი ფაქტორები და პერსპექტივები**

ა. ოქროსცვარიძე¹, დ. ბლუაშვილი²

¹ საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. E-mail: golddew@gmail.com

² საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, თბილისი 0175, მ.კოსტავას ქ. 77.

კავკასიონის კრისტალურ ფუნდამენტში, საკენის ვარისკანული გრანოდიორიტული ინტრუზივისა და გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსის კონტაქტის ზონაში ხანგრძლივი კვლევის შედეგად ავტორების მიერ გამოყოფილი იქნა საკენის მადნიანი ველი. გამაღნება მიეკუთვნება კვარც-ოქრო-მცირე სულფიდურ გენეტურ ტიპს, რომელიც მთლიანად კონტროლდება ალიბეკის რეგიონული შეცოცებით და მისი გამკვეთი ახალგაზრდა რღვევათა სისტემით. ჩატარებულმა კვლევებმა აჩვენა, რომ თანამედროვე ეროზია აშიშვლებს მადნიანი სისტემის ძირითადად ფრონტალურ, კვარც-ოქრო-ანთიმონიტურ ასოციაციებს, რის გამოც ავტორები უშვებენ, რომ ქვედა ფენებში მოსალოდნელია შტოკვერკული კვარც-ოქროიანი მძლავრი გამაღნება.

Sakeni Ore Field (the Greater Caucasus, Svaneti): Main Factors of Formation and Prospects. Okrostsvavidze A.¹, Bluashvili D.². Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze st., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: a.golddew@gmail.com². Georgian Technical University, 77 M. Kostava str., 0175 Tbilisi, Georgia.

As a result of long-term researches in the Svaneti region, by the authors a new gold manifestation was discovered along the Alibek thrust zone, which they named as the Sakeni ore field (SOF). SOF is localized along the North contact of Sakeni granodioritic intrusive and controlled by Alibek thrust and a system of young submeridional cross faults. The ore bodies are formed in the tectonized and greisenized rocks of granite-migmatitic complex and by veins, lens and nests are represented. Three ore associations are distinguished there: quartz-scheelitic, quartz-pyrite-

arsenopiritic and quartz-antimonitic. Gold is observed in all of them, but the highest concentration is remarked in quartz-pyrite-arsenopyritic associations. Authors assume that SOF represents a postmagmatic gold-quartz-low sulfide hydrothermal formation, which is characteristic of orogenic systems.

Сакенское рудное поле (Большой Кавказ, Сванетия): основные факторы образования и перспективы А.В. Окросцваридзе¹, Д.И. Блушвили². Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А.Джанелидзе, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе 1/9. E-mail: a.golddew@gmail.com.² Грузинский технический университет, Тбилиси, ул. М.Костава 77, 0175, Грузия.

В кристаллическом фундаменте Большого Кавказа, в зоне контакта Сакенского гранодиоритового интрузива вариссийской генерации и домезозойского гранит-мигматитового комплекса, в результате длительных исследований авторами было выделено Сакенское рудное поле. Оно относится к кварц-золото-низкосульфидному генетическому типу и целиком контролируется Алибекским региональным надвигом и системой секущих молодых разломов. В результате проведенных работ современная эрозия, в основном, обнажает низкотемпературную фронтальную кварц-золото-антимонитовую часть рудной системы.

Abridged English Version

The Greater Caucasus represents a collision orogen extending over 1200 km between the Black and Caspian Seas in the NW-SE direction. In its make-up, two major structural stages are distinguished: the Pre-Alpine crystalline basement and Alpine volcanic-sedimentary cover. Basement complex (200 km x 40 km) is mainly built up of the Pre-Cambrian and Paleozoic amphibolites, crystalline schists, gneisses, migmatites and granitoids. Several terranes are identified, separated by regional tectonic unconformities or Jurassic depressions, along which they come closer or touch each other. The Main Range zone (terrane) is the best exposed part which is constructed of two subterrane: the Elbrus and Pass subterrane (Gamkrelidze and Shengelia, 2005). The first is an upper crust anatectic formation, in which S-type granitoid magmatism is intensively manifested. The second one is the result of mantle-crust interaction and here I-type granitoid magmatism is displayed. (Okrostsvardize, 2007). On the northern slope of the Greater Caucasus they are separated by Arkhis-Klich Jurassic depression whereas on the southern slope (the area of our investigation) by Alibek regional thrust, which represents the Eastern continuation of the mentioned depression.

The Alibek regional thrust (SW-NW, $50-60^{\circ}$) is a main tectonic unit of the region, along which granite-migmatite complex of the Elbrus subterrane overthrusts the Sakeni granodioritic intrusive of the Pass subterrane. Within the zone the thickness of which reaches 400-600m the rocks are subjected to brecciation, milonitization and greisenization. The Alibek thrust is intersected by comparatively short submeridional faults, supposedly of Alpine generation. Granite-migmatite complex is a collision anatectic formation, which was formed in the Paleozoic under the conditions of HT-LP type metamorphism. Sakeni intrusive is of diorite-quartzdiorite-adamellite composition (outcrop 77km²) and as lens like body extends in the Greater Caucasian (SE-NW) direction. It is a metaluminous mantle-crust I type formation, which formed during the Upper Carboniferous (315±5 Ma; Rb-Sr age).

As a result of our long (1990-2007) research work in Svaneti region, new gold manifestation was discovered along the Alibek thrust zone, which we named as Sakeni ore field (SOF). During of field works more than 1000 samples were gathered. They underwent through petro-geochemical investigation. Gold and other ore-elements concentrations were determined in different laboratories; during the last three years in ALS Chemex (Vancouver, Canada) laboratory, using ICP method.

At the present stage of study in the SOF the following ore manifestations are revealed: 1- Kakrinachkuri, 2- Hokrila, 3 – Memuli, 4 – Achapara. They are localized along the North contact of the Sakeni granodioritic intrusive and controlled by Alibek thrust and a system of young submeridional cross faults. The ore bodies are formed in the tectonized and greisenized rocks of granite-migmatites complex and by veins, lens and nests are represented. Three ore associations are distinguished there: quartz-scheelitic, quartz-pyrite-arsenopiritic and quartz-antimonitic. Gold is observed in all of them, but the highest concentration is remarked in quartz-pyrite-arsenopyritic associations. The Hokrila ore manifestation zone is the best studied area of the SOF. It is exposed on the left slope of the river Hokrila, is traced along 2.3 km and it amounts maximum thickness (~500m) in the central part. Au content in quartz-pyrite-arsenopyritic association reaches 30 g/t at some areas, but average concentration is in the range of 6.11 g/t. Au content in quartz-antimonite associations is not high (from 1.23 g/t to 2.33 g/t), but Sb concentration reaches to 5-6%. Quartz-scheelitic associations are met only in the western, the most arisen block of the Hokrila area, where W concentration reaches 2.21%. The Achapara ore manifestation zone follows the Achapara river right slope on approximately 2 km with ~400 m thickness. Like the Hokrila manifestation, the highest gold content in

Achapara is revealed in quartz-pyrite-arsenopyrite association, where its highest concentration amounts to 17.03 g/t, and average content is 4.17 g/t. In quartz-antimonite association gold content is not high (from 0.91 g/t to 1.74 g/t), but Sb concentration in this association is in the range of 3.54%. The Memuli ore manifestation zone crops out between the Hokrila and Achapara ore manifestations. It is traced approximately along 1.8 km and attains 600-700 m of thickness. Au concentration in quartz-pyrite-arsenopyrite association ranges from 0.62 g/t to 2.84 g/t; as average content reaches 1.26 g/t. In quartz-antimonite association Au content is in the range of 1.0 g/t and Sb reaches 1.8%. The Kakrinachkuri ore manifestation is exposed on the NE edge of the Sakeni intrusive and it follows the intrusive along 400 m with 40 m thickness. Gold composition in quartz-pyrite-arsenopyrite associations reaches 2.43 g/t and in quartz-antimonite is in the range of 1.0 g/t. In these associations Sb average concentration is 2.12%.

As a result of our investigation a simplified genetic model of SOF is established: sinorogenic thermal events activated fluid system which mobilize from Sakeni intrusive ore elements. It is moving along the natural route in the Alibek thrust zone, there ore-associations were set on the barriers made by the thrust itself. We assume that SOF represents post-magmatic gold-quartz-low sulfide hydrothermal formation, which is characteristic of orogen systems (Goldfarb et al., 2005).

შესავალი

კავკასიონი წარმოადგენს ფანეროზოულ კოლიზიურ ოროგენულ სისტემას, რომელიც გაიდვენება დაახლოებით 1200 კმ-ზე, ტამანის ნახევარკუნძულიდან აფშერონის ნახევარკუნძულამდე და მაქსიმალურ სიგანეს (180კმ) აღწევს ცენტრალურ ნაწილში. თანამედროვე ტექტონიკური დარაიონების მიხედვით იგი განიხილება როგორც კავკასიონის ტერენი (Gamkrelidze, 1997). მის ფორმირებაში აშკარად გამოიყოფა ორი დიდი ეტაპი: მეზოზოურამდელი და მეზოზოურის შემდგომი. კავკასიონზე მეზოზოური ეტაპი იწყება ტრანსგრესიით, რეგიონალური უთანხმოებით და ქანების ფორმაციული ცვლილებებით, ხოლო კავკასიონის მეზოზოურამდელი კრისტალური წარმონაქმნები გეოლოგიურ ლიტერატურაში განიხილება როგორც კრისტალური ფუნდამენტი. მისი გაშიშვლებანი ოროგენის ცენტრალურ ნაწილში გაიდვენება დაახლოებით 200კმ-ზე, რომლის მაქსიმალური სიმაღლავრე არ აღემატება 40კმ-ს. კავკასიონის მეზოზოურამდელი ფუნდამენტი წარმოადგენს რთულ ჰეტეროგენულ კოლიზიურ-აკრეციულ წარმონაქმნს, რომელიც ძირითადად აგებულია პან-აფრიკული, კალედონური და ვარისციული პლაგიოგენისებით, გრანიტოგენისებით, კვარციანი დიორიტებით, გრანოლიორიტებით, კრისტალური ფიქლებით, ამფიბოლიტებით და ოფიოლიტების ფრაგმენტებით (Шенгелиა и др., 1991; Гамкрელიძე, Шенгелиა, 2005; Окросцвариძე, 2007; და სხვები). მასში გამოიყოფა რამოდენიმე სტრუქტურულ-ფორმაციული ერთეული, რომლებიც გამოიხატა არიან ერთმანეთისგან რეგიონალური ტექტონიკური უთანხმოებით ან სუბტურული ზონების გასწვრივ განვითარებული იურული დეპრესიებით.

გასული საუკუნის ბოლო წლებამდე ითვლებოდა, რომ კავკასიონის მეზოზოურამდელი კრისტალური ფუნდამენტი საქართველოს ფარგლებში ღარიბია სასარგებლო წიაღისეულით, მაგრამ უკანასკნელ წლებში ჩატარებულია სამუშაოებმა აჩვენა ამ შესხეულების უსაფუძვლოება (Окросцвариძე 1987, 1992; Шенгелиა и др., 1997; Квиციანი и др., 1995, 1997; Okrostsvavidze, Bluashvili, 2000; Okrostsvavidze et al., 2005). მადნიანი მინერალიზაციის თვალსაზრისით განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ვარისციული გენერაციის მანტიურ-ქერქული გენეზისის საკენის გრანიტოიდული ინტრუზივის ჩრდილო კონტაქტის ზონა მეზოზოურიამდელ ანატექტურ გრანიტ-მიგმატიტურ კომპლექსთან. ზონა გაუყვება ალიბეკის რეგიონალურ შეცოცებას, რომლის ფარგლებშიც აღინიშნება რამოდენიმე პერსპექტიული მადანგამოვლინება, რომელთა სივრცობრივი კავშირი და სავარაუდოდ პარაგენეტურიც საკენის ინტრუზივთან აშკარაა. ამ ზონაში ჩვენს მიერ ჩატარებული მრავალწლიანი (1990-2007წწ) სამუშაოების შედეგად, გამოყოფილი იქნა ოქრო-კვარც-დაბალსულფიდური ჰიდროთერმული გენეტური ტიპის საკენის მადნიანი ველი, რომლის მოკლე აღწერას გთავაზობთ ამ სტატიაში.

ფაქტობრივი მასალა

საველე სამუშაოების შედეგად შედგენილი იქნა საკენის მადნიანი ველის სქემატური გეოლოგიური რუკა; გამადნების შემცველი ქანებიდან აღებული იქნა 300-ზე მეტი სინჯი, რომელთაგანაც 100-ზე მეტი სინჯს ჩაუტარდა სრული სილიკატური და გეოქიმიური ანალიზები; მადნიანი ასოციაციებიდან წერტილოვანი მეთოდით აღებული იქნა 1000-ზე მეტი სინჯი, რომელთა საშუალო წონა 5-7კგ-ს შეადგენდა, რომელთა მადნიანი ელემენტების ანალიზები ჩატარდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის, ფირმა “გამა“-ს, კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის და კაზრეთის სამთო-გამამდიდრებელი კომბინატის ლაბორატორიებში ატომურ-აბსორბციული მეთოდით; 2007 და 2008 წლებში მადნიანი სინჯების ანალიზები შესრულდა ვანკუვერის (კანადა) ALS Chemex ლაბორატორიაში ინდუქციური პლაზმური სპექტროსკოპიის მეთოდით (ICP).

რაიონის მოკლე გეოლოგიური დახასიათება

საკენის მადნიანი ველი (სურ.1) ფორმირებულია კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე თებერდისა და სოფიის სუბტერეინების კოლიზიის ზონაში. ამ შეხების გასწვრივ, რომელიც ლიტერატურაში ცნობილია როგორც ალიბეგის რეგიონალური უთანხმოება, თებერდის სუბტერეინის გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანები შეცოცებულია სოფიის სუბტერეინის საკენის დიორიტ-გრანოდიორიტულ ინტრუზივზე.

ალიბეგის რეგიონალური შეცოცება (SW-NW, <60-70⁰) წარმოადგენს რაიონის ძირითად ტექტონიკურ ერთეულს, რომელიც რელიეფში კარგადაა გამოხატული ციცაბო ფერდობებისა და კარნიზების სახით. შეცოცების სიმძლავრე ზოგ უბანზე 500 მეტრსაც კი აღემატება, რომლის მოქმედების არეალში ქანები განიცდიან ინტენსიურ დანაპრალიანებას, ბრეჩირებას და გრეიზენიზაციას. იგი იკვებება შედარებით მცირე გამწვობის სუბმერიდიანული, სავარაუდოდ ალპური გენერაციის რღვევებით, რომელთა გასწვრივაც გადაადგილებულია როგორც ტექტონიზირებული და გრეიზენიზირებული ქანები, ასევე გამადნებული უბნებიც. აღსანიშნავია, რომ ხშირად Au, Sb და As მაღალი კონცენტრაციები ამ რღვევათა სისტემის მოქმედების არეალებს უკავშირდება, უფრო კონკრეტულად, მათი შეუღლების კვანძებს ალიბეგის რეგიონალურ შეცოცებასთან.

გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსი წარმოადგენს ანატექტური ქარსიანი გრანიტების და მიგმატიტების გენეტურ ერთობლიობას, სადაც მიგმატიტები წარმოდგენილია სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპებით, ხოლო გრანიტოიდები, როგორც თანხმობითი ისე მობილიზებული გამკვეთი სხეულებით. ამ კომპლექსის პროტილითს წარმოადგენდა ძირითადად ამფიბოლიტურ ფაციესში მეტამორფიზებული ქვედა-შუაპალეოზოური მეტატერიტიული ნალექები. მაგმის გენერაცია მიმდინარეობდა შერჩევითი ლლობის პირობებში დაბალი წნევის (2.2-3.7 კბ) და მაღალი ტემპერატურის (700-750⁰C) პირობებში. გეოლოგიური, პეტროლოგიური და გეოქიმიური მონაცემებით ეს კომპლექსი მიეკუთვნება ტიპურ ქერქულ (S-ტიპის) წარმონაქმნებს, რომლებიც საბოლოოდ ჩამოყალიბდნენ ვარისციული ტექტონიკურ-მაგმური მოვლენების დროს.

როგორც ცნობილია პარამეტრიც N/C ($N=2N_2$; $C=CO_2+CH_4+3C_xH_y$) კონტინენტური ქერქის ქანებისთვის ვარიაციას განიცდის 0.15-0.50 ფარგლებში, ხოლო ოკეანური ქანებისთვის ეს პარამეტრი 0.15-ზე დაბალია (Norman, Sawkins, 1987). გრანიტ-მიგმატიტურ კომპლექსის ქანებში ეს პარამეტრი 0.205-0.398 ფარგლებში მერყეობს, რაც აშკარად ცონტინენტური ქერქის მონაცემებია (Окросцваридзе, 2007).

საკენის ინტრიზივს გააჩნია ტრანსკავკასიური მიმართების (NW-SE) ლინზიებური ფორმა, რომელსაც თანამედროვე ეროზიული დონე დაახლოებით 80კმ² ფართზე აშიშვლებს. სამხრეთიდან და ჩრდილოეთიდან ინტრუზივი შემოფარგლულია შესაბამისად მთავარი და ალიბეგის რეგიონალური შეცოცებით, ხოლო აღმოსავლეთით და დასავლეთით იგი ისოლება ქვედა-შუა პალეოზოურ გვანდრისა და სისინას წყებებში. ინტრუზივი ძირითადად აგებულია კვარციანი დიორიტებით და გრანოდიორიტებით; დამორჩილებულად აღინიშნება გაბროდიორიტები და ადამელიტები, რომლებიც სრულიად თანხმობით ანაცვლებენ ერთმანეთს. გეოლოგიური, პეტროქიმიური და გეოქიმიური მონაცემებით საკენის ინტრუზივი

მიეკუთვნება I ან H ტიპის მანტიურ-ქერქული გენერაციის წარმონაქმნს, რომლის იზოტოპური ასაკი, U-Pb მეთოდით განსაზღვრული, 320 ± 5 მლ. წელს შეესაბამება.

კრიომეტრიულმა კვლევებმა გვიჩვენა, რომ ხსნარებს, რომლებიც მონაწილეობას ბუდობდნენ საკენის ინტრუზივის ფორმირებაში, უპირატესად გააჩნდათ Na-Cl სპეციალიზაცია, რომელთა კონცენტრაცია 8-9მას.% (C_{NaCl}) იყო. ქრომატოგრაფიული მონაცემების მიხედვით საკენის ინტრუზივის გაზების ჯამური რაოდენობა შეადგენს 2.8 მლ/გ, ხოლო პარამეტრიც H_2O/CO_2 საშუალოდ 3.3 პასუხობს. N/C პარამეტრის მიხედვით საკენის ინტრუზივი შეესაბამება როგორც ოკეანური ქერქის წარმონაქმნებს (0.114-0.121), ასევე – კონტინენტური ქერქის (0.314-0.347) (Окрощваридзе, 2007).

მადნიანი ველის მოკლე დახასიათება

რაიონის ტექტონიკური, ლითოლოგიური, სტრუქტურული, პეტროლოგიური და გეოქიმიური თავისებურებანი და გამადნებელი ზონების ლოკალიზაცია სივრცეში ცალსახად ადასტურებს საკენის მადნიანი ველის არსებობას (იხ.სურ.1). შესწავლის დღევანდელ დონეზე მასში მიკვლეულია შემდეგი მადანგამოვლინებანი (აღმოსავლეთიდან დასავლეთით): 1-კაკრინაჭკურის, 2-ჰოკრილას, 3-მემულის და 4-აჩაპარას.

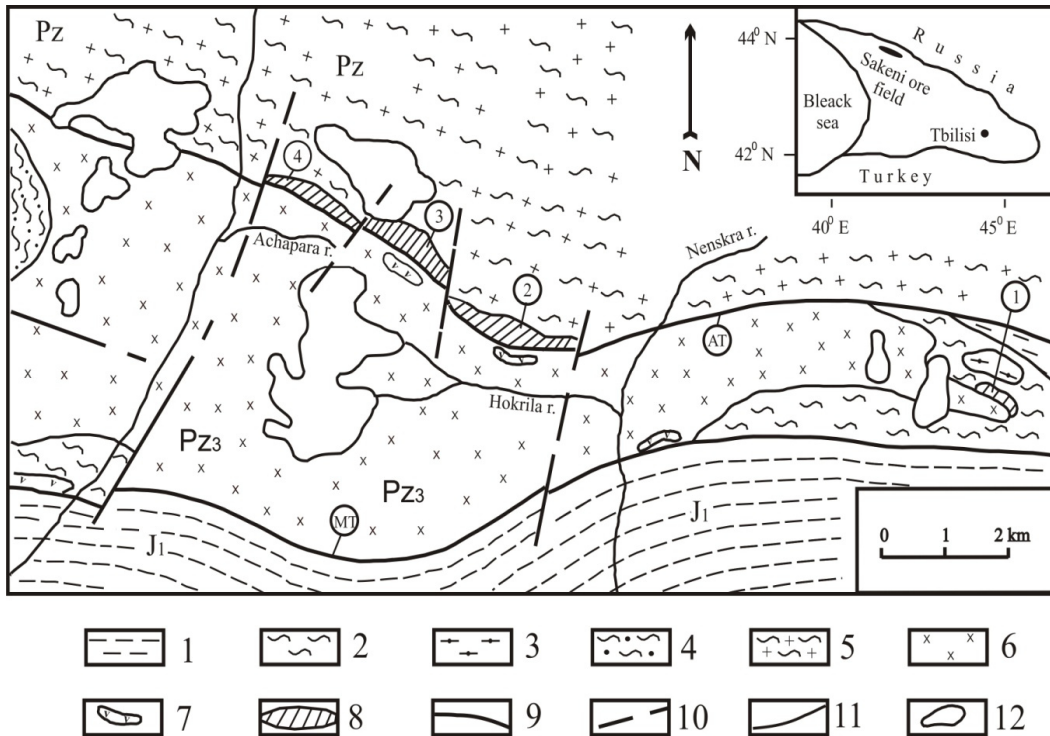
ყველა ეს მადანგამოვლინება ლოკალიზებულია საკენის დიორიტ-გრანოდიორიტული ინტრუზივის ჩრდილოეთ კონტაქტის ზონაში, მიეკუთვნება კვარც-ოქრო-მცირესულფიდურ ჰიდროთერმულ გენეტურ ტიპს (Goldfarb et al., 2005) და კონტროლდება ალიბეის რეგიონალური რღვევით და მისი გამკვეთი ახალგაზრდა რღვევათა სისტემით. მადნიანი სხეულები მთელი მადანშემცავი ზონის ფარგლებში გვხვდება და ისინი წარმოდგენილია ერთეული სანტიმეტრიდან ერთეულ მეტრამდის ზომების ძარღვებით, ბუდობებით და ლინიზებით, რომელშიც ძირითადად გამოიყოფა სამი მადნიანი ასოციაცია: კვარც-შეელიტური, კვარც-პირიტ-არსენოპირიტული და კვარც-ანთიმონიტური. ოქრო გვხვდება სამივე მათგანში, მაგრამ ყველაზე მაღალი კონცენტრაციები აღინიშნება კვარც-პირიტ-არსენოპირიტულ ასოციაციაში.

ჰოკრილას მადანგამოვლინება საკენის მადნიანი ველის ყველაზე კარგად შესწავლილ უბანს წარმოადგენს და შიშვლდება მდ. ჰოკრილას მარცხენა კარნიზებზე. იგი ძირითადად განვითარებულია ტექტონიზირებულ, დანაპრალიანებულ და გრეიზენიზირებულ გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანებში. მადანშემცავი ზონა გაიდევნება დაახლოებით 2.3 კმ-ზე, რომლის მაქსიმალური სიმძლავრე (500მ) მის ცენტრალურ ნაწილში აღინიშნება (მდ. ვანის ჭრილი), ხოლო დასავლეთით და აღმოსავლეთით მისი სიმძლავრე მცირდება 150-200 მ-დე. ამ მადანგამოვლინებაში ოქროს შემცველობა ზოგიერთ უბანზე 30 გ/ტ აღწევს, ხოლო საშუალო შემცველობა 6.11 გ/ტ-ს ფარგლებშია. ოქროს შემცველობა კვარც-ანთიმონიტთან ასოციაციაში არ არის მაღალი (ივლება 1.23 გ/ტ – 2.33 გ/ტ), მაგრამ იგი სტაბილურადაა განაწილებული მთელი მადნიანი სხეულის ფარგლებში. ამ ასოციაციაში ყურადღებას იქცევს Sb მაღალი კონცენტრაციები, რომლის საშუალო შემცველობა 5-6% აღწევს. კვარც-შეელიტური ასოციაცია გვხვდება მხოლოდ ჰოკრილას გამოვლინების დასავლეთ ბლოკში, სადაც W კონცენტრაცია 2.21% აღწევს.

აჩაპარას მადანგამოვლინება შიშვლდება მდ.აჩაპარას მარჯვენა კარნიზებზე და გაიდევნება დაახლოებით 2 კმ მანძილზე საშუალოდ 400მ სიმძლავრით. იგი როგორც გენეტურად ის სტრუქტურულად და მასშტაბებით დიდ მსგავსებას ავლენს ჰოკრილას მადანგამოვლინებასთან. ამ მადანგამოვლინებაშიც ოქროს ყველაზე მაღალი კონცენტრაციები აღინიშნება კვარც-პირიტ-არსენოპირიტულ ასოციაციაში, სადაც მისი მაქსიმალური შემცველობა 17.03 გ/ტ აღწევს. კვარც-ანთიმონიტთან ასოციაციაში ოქროს შემცველობა არ არის მაღალი (მერყეობს 0.91 გ/ტ-1.74 გ/ტ), მაგრამ დიდია Sb კონცენტრაცია, რომლის საშუალო შემცველობა 3.54% შეადგენს.

მემულის მადანგამოვლინება, იგი ჰოკრილასა და აჩაპარას მადანგამოვლინებებს შორისაა მოქცეული და საკენის მადნიანი ველის ყველაზე ჩრდილოეთით მდებარეობს. ეს მადანგამოვლინებაც გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანებშია ლოკალიზებული და 600-700 მ სიმძლავრით გაიდევნება დაახლოებით 1.8 კმ-ზე. ამ მადანგამოვლინების კვარც-პირიტ-არსენოპირიტულ ასოციაციაში ოქროს შემცველობა მერყეობს 0.62გ/ტ - 2.84გ/ტ ფარგლებში, ხოლო საშუალო შემცველობა 1.26 გ/ტ შეადგენს. კვარც-ანთიმონიტთან ასოციაციაში Au შემცველობა აღწევს 1.01 გ/ტ, ხოლო Sb – 1.8% (კვიციანი და სხვ., 1997).

კაკრინაჭკურის მადანგამოვლინება შიშვლდება საკენის გრანიტოიდული ინტრუზივის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე. აქ ინტრუზივის შემცავ კრისტალურ ფიქლებში და მაგმატიტებში ფორმირებულია ბრექჩირებული და გრეიზენიზირებული მადანშემცვეი ზონა, რომელიც რამოდენიმე ათეული მეტრის სიმძლავრით, დაახლოებით 400 მ-ზე, რკალურად მიუყვება ინტრუზივს. გამაღნება იგივე ტიპისაა, როგორც ზემოაღწერილ მადანგამოვლინებებში. კვარც-პირიტ-არსენოპირიტულ ასოციაციაში Au მაქსიმალური შემცველობა 2.43 გ/ტ აღწევს, ხოლო კვარც-ანთიმონიტურ ასოციაციაში - 1.0 გ/ტ. ამ უკანასკნელში Sb საშუალო კონცენტრაციაა 1.12% (კვიციანი და სხვ., 1997).



სურ.1. საკენის მადნიანი ველის რაიონის სქემატური გეოლოგიური რუკა და მისი გეოგრაფიული მდებარეობა.

1- ქვედაიურული ასპიდური ფიქლები, 2 - შუაპალეოზოური სისინას წყება: ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის მეტატერიგენული ფიქლები, 3- ქვედა პალეოზოური კლინის წყება: მეტატერიგენული ფიქლებისა და უპირატესად ამფიბოლიტების მორიგეობა, 4-ქვედა პალეოზოური გვანდრის წყება: მეტატერიგენული გნეისები, ამფიბოლიტები და მიგმატიტები, 5 -ალპურისწინა გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსი, 6-ზედავარისციული საკენის გრანიტოიდული ინტრუზივი, 7-შუაიურული გაბრო-დიბაზები, 8-მადანშემცავი ზონები (1-კაკრინაჭკურის, 2-პოკრილას, 3-მემულის, 4-ახაპარას), 9-რეგიონული შეცოცებები (MT-მთავარი შეცოცება, A-ალიბევის შეცოცება), 10-ლოკალური რღვევები, 11-გეოლოგიური საზღვრები, 12-მყინვარები.

მადნიანი ველის წარმოშობის ძირითადი ფაქტორები

საკენის მადნიანი ველი წარმოადგენს ტიპურ პოსტმაგმურ ჰიდროთერმულ წარმონაქმნს, რომელიც დამახასიათებელია კოლიზიური ოროგენული სისტემებისათვის. დღეისათვის არ არსებობს სრულყოფილი კონცეპტუალური მოდელი ასეთი ტიპის გამაღნებებისთვის, მაგრამ დადგენილია მთელი რიგი ფაქტორებისა, რომელთა მონაწილეობა ასეთი ტიპის საბადოების ფორმირებაში აუცილებელია. მათ მიეკუთვნება: რეგიონის ხელსაყრელი გეოდინამიკურ რეჟიმი; რაიონის შესაბამისი ტექტონიკური აგებულება; ფიზიკურ-ქიმიური ბარიერების არსებობა; მადანმატარებელი ფლუიდები; ისეთი თერმობარული რეჟიმის არსე-

ბოზა, რომელიც განაპირობებს მადნიანი ელემენტების გამოლექვას ფიზიკურ-ქიმიური ბარიერებზე.

საკენის მადნიანი ველის ფორმირებაში მონაწილეობოს ყველა ზემოთ ჩამოთვლილი ფაქტორი, კერძოდ იგი ფორმირებულია კოლიზიური გეოლინამიკური რეჟიმის რეგიონში, რომლის ფარგლებშიც ყალიბდება აკრეციული სტრუქტურები რის გამოც აქტიურდება მაგმური კერები. მძლავრი რეგიონალური უთანხმოებების მოქმედების ზონებში ქანები განიცდიან ინტენსიურ დანაპრალიანებას, მსხვრევას და გაკვარცხებას, რაც ქმნის ხელსაყრელ სტრუქტურულ და ფიზიკურ-ქიმიურ ბარიერებს მადნიანი ელემენტების გამოსალექად. ამასთან ერთად, რეგიონალური უთანხმოებები, ჩვენს შემთხვევაში ალიბეგის რეგიონული შეცოცება, შეიძლება განვიხილოდ როგორც მადანშემცავი ჰიდროთერმების მომყვანი გზა, ხოლო მისი გამკვეთი რღვევები – როგორც მისი გამანაწილებლები. რაც შეეხება მადანმატარებელი ფლუიდების კერას, აქ საკითხი გაცილებით რთულადაა. ჩვენი აზრით, საკენის მადნიანი ველის ფორმირებაში შესაძლებელია მონაწილეობას ღებულობდეს: საკენის ინტრუზივის იუვენული ფლუიდური სისტემა ან გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსის მეტეორიტული ფლუიდური სისტემა, ან მათი ერთობლიობა. ამ მადნიანი ველის ფორმირებაში არ არის გამორიცხული უფრო ახალგაზრდა მადანწარმოქმნელი ფლუიდების მონაწილეობა. მაგრამ აღნიშნული ინტრუზივის პირდაპირი ან ირიბი კავშირი საკენის მადნიანი ველის ფორმირებასთან აშკარაა. ამაზე მეტყველებს ის ფაქტიც, რომ მადნიანი მინერალიზაციის ყველა გამოვლინება ინტრუზივის გასწვრივ გაიდევნება.

საკენის მადნიანი ველის მადნიანი ასოციაციების კვარცის ფლუიდური სისტემის კრიომეტრიული მეთოდით შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ფლუიდური სისტემის პირველ-არამადნიან ეტაპზე მისი შემადგენლობა განისაზღვრება მაღალმინერალიზებული 20-25 მას% (E_{NaCl}) Ca-Na ხსნარებით, ხოლო მეორე – მადანწარმოქმნელ ეტაპზე ფლუიდური სისტემა წარმოდგენილია დაბალტემპერატურული 10-15% (E_{NaCl}) უპირატესად ქლორიდული ხსნარებით. მადანმატარებელი ფლუიდების გაზური ფაზა ძირითადად განისაზღვრება მეთანით და აზოტით. როგორც ექსპერიმენტალური მონაცემები გვიჩვენებს, მაღალ ტემპერატურებზე ოქრო იხსნება ქლორიდულ ხსნარებში, ხოლო ფლუიდურ სისტემაში CO_2 გამოჩენა მის ხსნადობას მკვეთრად ამცირებს, რაც ხელს უწყობს ამ ელემენტის დალექვას ფიზიკურ-ქიმიურ ბარიერებზე (Frank et al., 1999).

მიღებული შედეგების განხილვა

როგორც ცნობილია, პოსტმაგმური ჰიდროთერმული ოქრო-კვარც-დაბალსულფიდური გამადნებები დამახასიათებელია კოლიზიური ოროგენული სისტემებისთვის და გეხვდება მსოფლიოს მრავალ რეგიონში (Goldfarb at al., 2005). მათ შორის უნდა აღინიშნოს დარა-სუნისკოე და ბერეზოვსკოე რუსეთში, მახურ-ლოუდი და ფორტენოვო აშშ-ში, მაუნტ-მორგანი ავსტრალიაში, მურუნ-ტაუ უზბეკეთში, სეჩი-ჯირმა და ლეგა-დემბი ეთიოპიაში და მრავალი სხვა. ყველა ეს მადანგამოვლინება ფორმირებულია დაახლოებით მსგავს გეოლინამიკურ, ტექტონიკურ, ენდოგენურ და ფლუიდური რეჟიმის პირობებში და გააჩნიათ მრავალი საერთო ნიშანი. საკენის მადნიანი ველი განსაკუთრებულ მსგავსებას ავლენს სეჩი-ჯირმას საბადოსთან, რომელიც გაშიშვლებულია მდ. სეჩისა და ჯირმას შორის მდ. ცისფერი ნილოსის სათავეებში. იგი ფორმირებულია გაბრო-დიორიტ-გრანოდიორიტული ინტრუზივის კონვერგენტული საზღვრის გასწვრივ ტექტონიზირებულ და დამსხვრეულ ჰიდროთერმალურად შეცვლილ გრანიტ-მიგმატიტურ ქანებში (Лопухов и др., 2001).

დასკვნა

ამრიგად, ჩატარებული კვლევა გვიჩვენებს, რომ კავკასიონის კრისტალურ ფუნდამენტში, მანტიურ-ქერქული გენერაციის ზედავარისციული საკენის დიორიტ-გრანოდიორიტული ინტრუზივის და მეზოზოურამდელი გრანიტ-მიგმატიტური კომპლექსის კონტაქტის ზონაში ფორმირებულია მნიშვნელოვანი გამადნება, რომელიც ჩვენს მიერ გამოყოფილი იქნა როგორც საკენის მადნიანი ველი. იგი მთლიანად კონტროლდება ალიბეგის რეგიონალური შეცოცებით და მისი გამკვეთი ახალგაზრდა რღვევათა სისტემით და მიეკუთვნება კვარც-ოქრო-დაბალსულფიდურ ჰიდროთერმულ გენეტურ ტიპს. მსგავსი გამადნებები ფორმირებულია კოლიზიური ოროგენების მეტამორფულ და ულტრამეტამორფულ კომპლექსებ-

ში და სივრცობრივად და სავარაუდოდ პარაგენეტურადაც დაკავშირებულნი არიან მანტიურ-ქერქული გენერაციის დიორიტ-გრანოდიორიტული პლუტონების კონვერგენტულ საზღვრებთან.

ჩატარებული სამუშაოების მიხედვით თანამედროვე ეროზია საკენის მადნიანი ველის ძირითადად დაბალტემპერატურულ კვარც-ოქრო-ანთიმონიტთან მადნიან ასოციაციებს აშიშვლებს, რის გამოც, მსგავსი კვარც-ოქრო-დაბალსულფიდური მადნიანი სისტემების მონაცემების გათვალისწინებით, მის ქვედა ჰორიზონტებში, მოსალოდნელია ვოლფრამ-ოქრო-იანი სამრეწველო მნიშვნელობის საბადო.

ლიტერატურა

- კვიციანი ა., შენგელია დ., გაგნიძე მ., გომელაური ა. (1995). ანთიმონიტის ახალი გამადნება სვანეთის პალეოზოურ მიგმატიტებში. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე, ტ.152, № 4, გ.333-336.
- კვიციანი ა., შენგელია დ., გომელაური ა. და სხვ. (1997). ჰოკრილის მადნიანი რაიონის (ზემო სვანეთი) ოქროს, სტიბიუმის და ვოლფრამის პერსპექტიულობის შეფასება. კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის ანგარიში. თბილისი, 237 გ.
- ოქროსცვარიძე ა. (1992). პირველი მონაცემები ოქროს შემცველობის შესახებ მდ. აჩაპარას და ჰოკრილას სათავეებში. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე, ტ.145, №1, გ. 120-124.
- შენგელია დ., გაგნიძე მ., კვიციანი ა. (1997). ახალი მონაცემები მდ. ნენსკრის შუადინების გეოლოგიური აგებულების და მადანგამოვლინების შესახებ. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე, ტ.155, № 3, გ.209
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005), Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа // М.: Научный мир. 458 с.
- Лопухов А.С. и др. (2001). Новое золоторудное поле Сечи-Джирма на западе Эфиопии //Геология рудных месторождений. Т.43. № 6. С.555-561.
- Окросцваридзе А.В. (1987). Петрология палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии //Автореф. канд. дисс. Тбилиси. 27 с.
- Окросцваридзе А.В. (2007). Герцинский гранитоидный магматизм Большого Кавказа //Тбилиси. С.223.
- Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. (1991). Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа //М.: Наука. 232 с.
- Gamkrelidze I. (1997). Terranes of the Caucasus and Adjacent Areas //Bull. Georg. Acad. Sci., v.155, N 3, p.75-81.
- Goldfarb R.J at al. (2005). Distribution Character and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes // Economic Geology, 100th Anniversary Volume, p. 407-4
- Frank M. R., Candela P.A., Piccoli P.M. et al. (1999). Experimental study of Au in Granitoid-volatile phase systems //Abstracts. Fourth Hutton Symposium. Clermont-Ferrand, France. p.233.
- Norman D.I., Sawkins F.S. (1987). Analysis of volatiles in fluid inclusions by mass-spectrometry //Chem. Geol. V.61. p.3-13.
- Okrostsvavidze A.V., Bluashvili D.I. (2000). Hokrila-Achapara Ore Bearing Zone in the Crystalline Basement of the Greater Caucasus (Georgia, Svaneti) //In: Felzic magmatism and ore mineralization. Helsinki, p. 50-53.
- Okrostsvavidze A.V., Bluashvili D.I., Chagelishvili R.L. (2005). New Data about the Hokrila-Achapara Gold Ore Mineralization (Svaneti, Georgia) //Bull. Georg. Acad. Sci., V.172, N.1, p.108-110.

PHANEROZOIC EVOLUTION OF THE TETHYS OCEAN EXPRESSED IN METALOGENY OF THE CAUCASUS AND PONTIDES

**V. GUGUSHVILI, N. POPKHADZE, T. BERIDZE, S. KHUTSISHVILI,
T. CHKHOTUA, B. TSIMAKURIDZE**

Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze st.,
0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: gugushvili34@yahoo.com

Tethys ocean evolution in the Caucasus and Pontides area shows relation of base, precious and rare metals metallogeny with geodynamic development. The sources of mineralization in dependence of sialic and basaltic crusts and mantle on the various stages of geodynamic process are examined.

ტეთისის ოკეანის ფანეროზოული ევოლუციის როლი კავკასიასა და პონტიდების მეტალოგენიაში. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ა.ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ-ფოსტა: gugushvili34@yahoo.com

ტეთისის ოკეანის ევოლუციის გეოდინამიკური პირობების მაგალითზე, კავკასიის რეგიონსა და თურქეთის პონტიდებში, განხილულია ფერად, ძვირფას და იშვიათ მეტალთა მეტალოგენია. გამოთქმულია მოსაზრება, რომ გამადნების წყაროს ჩამოყალიბებაში, სხვადასხვა გეოდინამიკურ ეტაპზე მონაწილეობდა სიალური და ბაზალტური ქერქი და მანტია.

Роль фанерозойской эволюции океана Тетис на Кавказе и в Понтидах. В. Гугушвили, Н. Попхадзе, Т. Беридзе, С. Хуцишвили, Т. Чхотуа, Б. Цимакуридзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе 1/9, 0171.

E-mail: gugushvili34@yahoo.com

На примере геодинамических условия эволюции океана Тетис, в Кавказском регионе и в Турецких Понтидах, рассматривается металлогения цветных, драгоценных и редких металлов. Предположено, что источник металлов, на разных этапах геодинамического развития, связан с участием сиалической и базальтовой коры и мантии.

გაფართოებული რეზიუმე

კავკასიასა და პონტიდების რეგიონში ტეთისის ოკეანის ჩრდილო შტოს ევოლუციამ ფანეროზოულში პრეკოლიზიური გეოდინამიკური განვითარების ყველა ეტაპი გაიარა – ოკეანური სპრედინგიდან მის დახურვამდე. ოკეანის დახურვის შემდეგ რეგიონი აგრძელებს პოსტკოლიზიურ განვითარებას. ევოლუციის პრეკოლიზიური სტადია გამოიხატა ოკეანურ, ინტრა-არკულ, ბეკ-არკულ და კუნძულთა რკალურ სიტუაციებში. პალეოგენში ოკეანის დახურვის შემდეგ, რეგიონი პოსტკოლიზიური განვითარების სტადიაში გადავიდა. პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური სტადიების ეტაპები მათთვის დამახასიათებელ ფერად, ძვირფას და იშვიათ მეტალთა მეტალოგენიით და მაგმატიზმით განისაზღვრება. თავის მხრივ, თითოეული ეტაპისათვის დამახასიათებელია სიალური, ბაზალტური ქერქის და მანტიის სხვადასხვა მასშტაბით და ფორმით მონაწილეობა და სწორედ ეს განსაზღვრავს მაგმატიზმისა და მეტალოგენიის ხასიათსა და თავისებურებას გეოდინამიკური განვითარების თითოეულ ეტაპზე.

პრეკოლიზიური სტადიის საწყის-ოკეანური სპრედინგის ეტაპს ოფიოლიტური მაგმატიზმი, ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანური აქტივობა და კვიპროსის ტიპის სპილენძის საბადოთა ფორმირება უკავშირდება. ამის მაგალითია კიურეს ოკეანურ კომპლექსში (პონტიდები) სპილენძის საბადოები - აშიკოი და ბაკიბაბა. აქ სიალური ქერქის გავლენა მადანწარმოშობაზე გამორიცხულია, ხოლო ბაზალტური ქერქისა მინიმალური. ამდენად, გამადნების პროცესში სპილენძის წყარო მანტიურია. ინტრა-რკალურ ვითარებას ბემის ტიპის Cu-Zn გამადნება უკავშირდება, რაც დასტურდება კავკასიონის წინა ქედის ინტრა-რკალურ რიფტთან და ბიმოდალურ ტოლეიტ-რიოლითურ ვულკანურ აქტივობასთან დაკავშირებულ ხუდესის ჯგუფის საბადოთა (ხუდესი, ურუპი, ბესკესი) ფორმირებით. თუთიის წყაროს აქ ბაზალტური ქერქი წარმოადგენს, საიდანაც ინტრა-რკალურ ვითარებაში მისი ნელი სპრე-

დინგის პროცესში და სუბდუცირებული ბაზალტური ფილიდან თუთიის გამოტუტვა ხდებოდა, ხოლო მანტიური დიაპირიდან სპილენძისა.

ბეკარკულ და კუნძულთა რკალურ სიტუაციებს ტოლფერტი და კირ-ტუტე ვულკანიზმი და პოლიმეტალური (Cu-Zn-Pb-Au) გამადნება უკავშირდება. მცირე კავკასიასა და პონტიდებში კუნძულთა რკალურ ვითარებაში იგი გამოიხატა პორფირული, შტოკვერკული, ძარღვეული და ვულკანურ მასიურ სულფიდური (VMS) საბადოების ფორმირებაში. მათ შორის აღსანიშნავია მადნეული, საყდრისი, ალავერდი, ტეხუტი, კაფანი, კელაბეკი (მცირე კავკასია), მურღული, მადნეკოი, ლაპანოსი, ჩერატეპე და გიუზელაილა (პონტიდები). ბეკარკულ ვითარებას (განაპირა ზღვა) უკავშირდება ფილიზ-ჩაის ჯგუფის (ფილიზ-ჩაი, კიზილდერე, კაცდაგი და სხვა) VMS ტიპის საბადოები (კავკასიონის სამხრეთი ფერდი). აღსანიშნავია, რომ კუნძულთა რკალურ და ბეკარკულ საბადოებში ტყვია მნიშვნელოვან როლს თამაშობს, მაშინ, როდესაც მისი მონაწილეობა არ დასტურდება ოკეანურ და ინტრა-არკულ სიტუაციებში, სადაც სიალური ქერქი არ მონაწილეობდა გამადნების პროცესში. აქედან გამომდინარე, ტყვიის წყაროს სიალური ქერქი წარმოადგენს.

ამგვარად, ოკეანური და ინტრა-რკალური ვითარება და მასთან დაკავშირებული გამადნება მანტიური და ბაზალტური ქერქის გავლენითაა განსაზღვრული, მაშინ, როდესაც კუნძულთარკალურ და ბეკარკულ გამადნებას სიალური და ბაზალტური ქერქის და მანტიური წყაროები განსაზღვრავენ. იშვიათი მეტალების (Hg, W, Sb) მინერალიზაცია პოსტკოლიზიურ სტადიას უკავშირდება და მათი გენერაცია აქ სიალურ-ქერქული წყაროთია განპირობებული. ამ ტიპის გამადნება კავკასიისა და პონტიდების ოკეანურ, ინტრა-არკულ, ბეკარკულ და კუნძულთარკალურ სიტუაციებში არ დგინდება. იშვიათ მეტალთა საბადოები კავკასიაში ნაოჭარღვევით სარტყლებს უკავშირდება და წარმოდგენილია ტირნიაუხის, კტიტებერდას, ავადხარას, ახეის, ნოცარას, კარობოს, ზოფხითოს და ლუხუმის საბადოებით.

მოლიბდენის გამადნება, აგრეთვე, ძირითადად პოსტკოლიზიურ ვითარებას და ნაოჭარღვევით ზონებს უკავშირდება (კაჯარანი, აგარაკი, კარობი, ტირნიაუხი და სხვა). მისი მცირე გამადნება ცნობილია აგრეთვე, კავკასიისა და პონტიდების კუნძულთა რკალურ სტრუქტურებში (გიუზელაილა, მერისი), ამავე დროს, იგი არ არის ცნობილი ოკეანურ, ინტრა-არკულ და ბეკარკულ ვითარებაში, უნდა ვიფიქროთ, რომ მოლიბდენის წყაროც სიალურ-ქერქული წარმოშობისაა.

რაც შეეხება ძვირფას მეტალებს (Au, Ag), მათი მნიშვნელოვანი გამადნებები ძირითადად კუნძულთა რკალურ და პოსტკოლიზიურ ვითარებას უკავშირდება (მადნეული, საყდრისი, ზოდი, მეგრამორი, ზოფხითო და სხვა), მაშინ, როდესაც ოკეანურ, ინტრა-არკულ და ბეკარკულ სიტუაციებში ოქროს და ვერცხლის მნიშვნელოვანი საბადოები არ არის ცნობილი. მაშასადამე, მანტიის დიფერენცირებისა და ქერქის ფორმირების პროცესში, ოქროსა და ვერცხლის აკუმულაცია ძირითადად სიალურ ქერქში მიმდინარეობდა.

თეტისის ოკეანის ევოლუციის პოსტკოლიზიურ სტადიას უკავშირდება მთიანი ალტაის გიგანტური ოქროს საბადოები მურუნტაუ, კუტმორი, ჩოლბოი, დაუგიზტაუ და ამანტაიტაუ. ისინი ალტაიდების ნაოჭარღვევით ზონებში არიან ლოკალიზირებული. ოქროს გამადნება აქ იშვიათ მეტალებთან W, Sb, Hg და Mo ასოციაციაშია და ალტაის ოროგენული სისტემის კოლიზიის ბოლო ეტაპს უკავშირდება (Yakubchuk et al., 2002).

პოსტკოლიზიურ და პოსტაკრეციულ ვითარებას უკავშირდება, აგრეთვე, სამხრეთ ალიასკის და ალეუტის კუნძულების ოქროს და იშვიათ მეტალთა (Hg-Sb) გამადნება. კერძოდ, კუსკოკვიმის საბადოთა ჯგუფი, კუნძულ უნგას და ალასკა-აპოლოს საბადოები, რომელთა წყარო სიალური ქერქია და ოქროს და იშვიათ მეტალთა გამოტუტვა აქ დანალექ ქანთა კომპლექსიდან ხდებოდა (Grey et al., 1997).

არსებული მასალის ანალიზი საფუძველს გვაძლევს ვივარაუდოთ, რომ სპილენძის ძირითადი წყარო მანტიურია, თუთიისა - ბაზალტური ქერქი, მაშინ როდესაც ტყვიისა და იშვიათი მეტალების (Hg, W, Sb, Mo) წყაროს სიალური ქერქი წარმოადგენს, ისევე როგორც, ძვირფასი მეტალების (Au, Ag) ძირითადი წყარო სიალური ქერქია.

მანტია და ბაზალტური ქერქი გეოქიმიური პროცესის ყველა სტადიაზე მონაწილეობს. ოკეანურიდან - პოსტკოლიზიურამდე, ამდენად, სპილენძის და თუთიის გამადნება ყველგან დგინდება. ამავე დროს, ტყვიის და იშვიათი მეტალების (Hg, W, Sb, Mo) მინერა-

ლიზაცია კუნძულთა რკალურ ეტაპს და პოსტკოლიზიურ სტადიას უკავშირდება, სადაც სიალური ქერქის მონაწილეობა გამადნების პროცესში განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია.

Introduction

The Caucasus and Pontides are the result of the Phanerozoic evolution of the Tethys Ocean. The process was terminated by post-collision activity. The geodynamic development is clearly reflected in volcanic activity and base, precious and rare metal metallogeny.

During the Paleozoic, the Tethys Ocean was located between the Afro-Arabian and Eurasian plates. During the Late Paleozoic, the oceanic slab started its north-verging subduction, the ocean closed during the Early Paleogene and is represented by the Izmir-Ankara-Erzindjan-Sevan ophiolite suture zone.

The Phanerozoic evolution of the Caucasus and Pontides is divided in pre-collision and post-collision stages with a variety of geodynamic settings. During the pre-collision stages, oceanic, intra-arc, back-arc and island arc settings were formed with associated metallogeny. After the closure of the ocean, the Caucasus and the Pontides evolved into collision and post-collision stages, consequently altered character of metallogeny.

Base and precious metals in the various settings of the pre-collision development are differently distributed: the oceanic setting is characterized by cupriferous ores, with subordinate Zn mineralization, and devoid of Pb. At the same time, seafloor occurrences of the oceanic setting always generally contain only little gold and silver mineralization according to Rona and Scott (1993). In intra-arc settings, Cu-Zn mineralization contains subordinate gold, and in marginal sea-back-arc settings, Cu and Zn can be accompanied by galena and gold mineralization. Finally, in island arcs, Cu, Pb, Zn, Au and Ag ores can be accompanied by significant and widespread galena mineralization. It is noteworthy, that rare metals such as Hg, W and Sb are absent in pre-collision settings. The diversity of distribution of rare, non-ferrous and precious metals in the various geodynamic settings depends on the scale of participation of sialic, basaltic and mantle sources in the process of mineralization.

According to Hutchinson (1973), during the Archean, when the crust only existed as a protocrust and the mantle was only weakly differentiated, only copper-zinc deposits were formed. Later, during the Proterozoic, when the sialic crust was developed, lead took part in the mineralization process and gained economic significance in volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits.

Our aim is to examine mantle, basaltic and sialic crust influence on the character of mineralization in the Caucasus and Pontides region. Here during the process of Phanerozoic evolution, all types of geodynamic settings were present, including pre-collision and post-collision ones, with appropriate mineralization related to settings with predominant mantle, basaltic or sialic crust participation. The diversity of geodynamic situations, volcanic activity and ore formation of the region give us an opportunity to consider and evaluate the rich variety of data.

Phanerozoic evolution and base, precious and rare metals metallogeny

The diversity of base, precious and rare metal deposits, which formed during the Phanerozoic evolution of the Tethys described above, are presented in Figures 1 and 2.

During the Late Paleozoic and Early Mesozoic in the Pontides, above a N-NW subducting slab, a minor ocean existed, with an ophiolite extrusion and MORB and island arc (IAT) tholeiites, confirmed by immobile element geochemistry. Here, the Kure complex consists of serpentinitized peridotite at the base and is overlain by layered cumulate gabbros, passing upward into isotropic microgabbro and into a diabase sheeted dyke complex. The later is stratigraphically overlain by alternations of pillow lava, massive lava and lava breccias. Lava breccias are overlain by shales, which are interpreted as semi-pelagic sedimentary rocks according to Ustaomer and Robertson (1997). "Cyprus type" cupriferous pyrite deposits are found along the lava-sedimentary rock contact, and are expressed as disseminated and massive ores according to Gunner (1980). The most significant deposits are: Asikoy and Bakibaba, massive sulfides, consisting essentially of pyrite and chalcopyrite. Zn and Pb are present as trace elements only. Thus, the MORB mineralization of the Kure complex, which is a typical Cyprus type deposit, is characteristic for an oceanic setting.

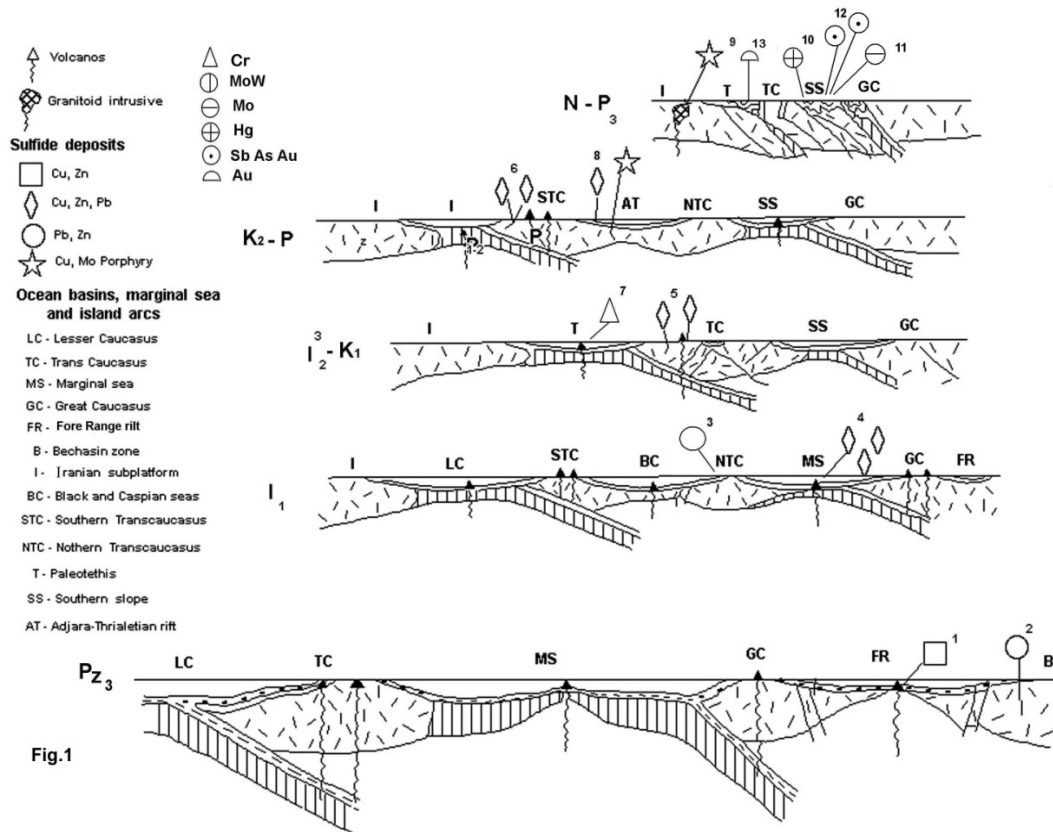


Fig.1

Fig.1 Palinspastic cross-section of the Caucasus according Adamia (1997) with nonferrous, rare and precious deposits related to different geodynamic settings.

Pre-collision settings:

1. Cu-Zn Besshi type deposits of Urup group (intra-arc setting)
2. Pb-Zn vein deposits of Bechasin zone (island arc setting)
3. Pb-Zn vein deposits of Sadon, Kvaisa, Dzirsha groups (island arc setting)
4. Cu-Pb-Zn Filiz-Chai type deposits (backarc setting)
5. Cu-Pb-Zn VMS, porphyry, stockwork and vein type deposits of Somkhith-Carabakh zone (island arc setting)
6. Cu-Pb-Zn-Au porphyry, stockwork, epithermal and vein type deposits of Artvine-Bolnisi zone (island arc setting)
7. Cr vein and lens type deposits of Sevan-Akera suture zone (ocean setting)
8. Cu-Pb-Zn-Au porphyry, stockwork and vein type deposits of Ajara-Trialeti zone (island arc setting)

Postcollision setting:

9. Cu-Mo porphyry deposits (Kajaran, Agarac)
10. Hg vein type deposits (Akhey, Avadhara)
11. Mo-W, Mo vein type deposits (Tirniauz, Karobi)
12. As-Sb-Au vein type deposits (Zopkhito, Lukhumi)
13. Au lode deposits (Zod, Meghrathzor)

The Beshi-type deposits of the intra-arc setting, related to the Urup group, are located in the fore-range of the Great Caucasus (Fig. 1 and 2). The intra-arc rift developed above a Paleozoic subduction, during the closure of the Great Caucasus minor ocean. The Paleotethyan branch is represented only by the allochthonous relic of its suture according to Adamia et al. (1981). The recent intra-arc rifts are similar to Fore Range basalts in K/Rb ratios and TiO₂ contents and enriched in the most lithophile and siderophile elements, as tholeiites of the Red Sea axial trough (Shavishvili 1983). The intra-arc rift is characterized by Paleozoic bimodal tholeiite-basalt-rhyolite volcanic activity and Au-bearing Cu-Zn Beshi type mineralization.

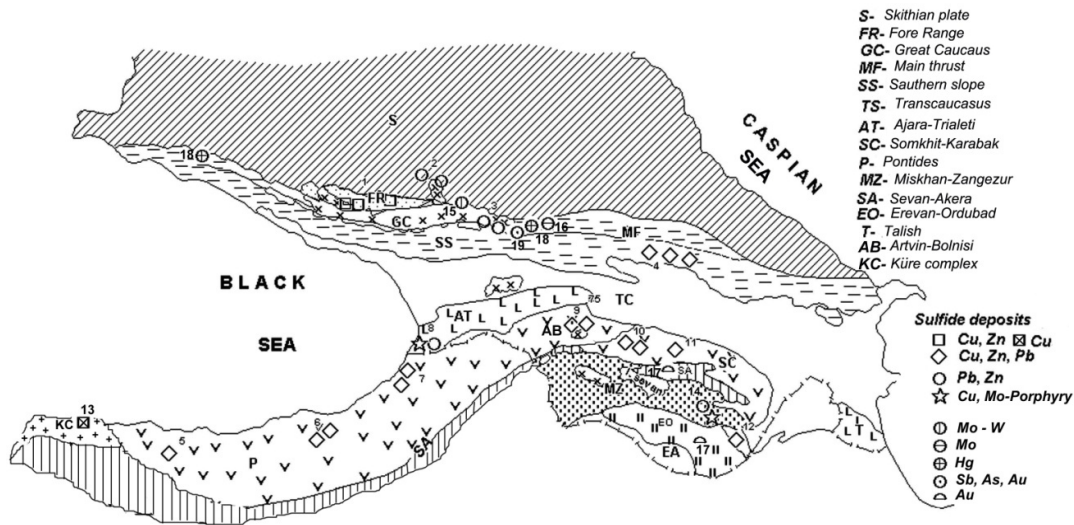


Fig. 2

Fig.2 Geotectonic scheme of the Caucasus and Eastern Pontides with metallogeny of nonferrous, rare and precious metals deposits.

Pre-collision stage:

1. Urip group of Besshi type (Cu,Zn) deposits, 2. Pb, Zn – vein deposits of the Bechasin zone, 3. Pb, Zn vein deposits of Sadon group, 4. Filizchai type deposits, 5,6,7- (Lahanos, Madenkoy, Murgul VMS Kuroko type and polymetallic vein stockwork deposit of the East Pontides metalotect, 8- Cu-Mo porphyry and polymetallic vein deposits of Merisi group, 9- Au-Cu porphyry, Au –low sulfidation vein and stockwork polymetallic deposits of Madneuli and Sakdrisi group. 10, 11, Cu-Pb-Zn VMS, vein and stockwork polymetallic and Cu porphyry deposit of Somkhit-Carabakh zone (Alaverdi group, Tekhut), 12- Kafan Cu porphyry deposit, 13- Cyprus type Cu deposits of Kure complex (Asikoy, Bakibaba),

Post-collision stage:

- 14- Kajaran Cu-Mo porphyry and vein and stockwork polymetallic and stockwork deposit, 15- Tirniaus W-Mo vein and stockwork deposits, 16- Mo-Karobi, 17- Au lode and stockwork Zod and Maghradzor deposits, 18- Hg Akhei, Avadhara vein deposits, 19- Sb, As, Au Zopkhito, Lukhum vein deposits.

The ores consist of copper-pyrite, copper-zinc, pyrite mineralization, with pyrite being prevalent (90-100%), and chalcopyrite and sphalerite being subsidiary (9%) according to Skripchenko et al. (1972). Sialic crust material did not participate in the mineralization process; therefore, the ores only contain Cu and Zn.

During the Lower Jurassic (Liassic), above the north-verging subduction zone, a back-arc rift appeared along the Southern Slope of the Great Caucasus and evolved into a marginal sea. It is characterized by the Filiz-chai group Cu, Zn, and Pb deposits, with subordinate gold mineralization (Figs. 1, 2). The back-arc rifting here is associated with slow spreading without ophiolite extrusions, and the seafloor was underlain by thin sialic crust according to Lomize and Ponov (2002), which is thought to be source of lead in this setting, whereas the source of Zn are the subducted basaltic slab and slowly spreading basaltic crust. The tholeiites of the marginal sea are characterized by a low content of REE and a normal chondritic distribution of Nb, Zr, Hf, and Y, but with slight distinct anomalies of Nb and Ti characteristic for island arc tholeiites. The ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.7034 is consistent with MORB compositions and is typical of back-arc and intra-arc basins according to Tarney et al. (1977) and Lordkipanidze (1980). Typical calc-alkaline volcanic activity preceded the riftogenic tholeiitic volcanism and was postdated calc-alkaline dacite and gabbro-diorite intrusive bodies according to Lordkipanidze (1980). The Filiz-chai Cu-Zn-Pb deposit, consists of stratiform ore bodies. The

mineralization is representable by consists of pyrite with subordinate sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrrhotite with minor quantities of marcasite, arsenopyrite, cobaltite, magnetite and goethite.

Mezo-Cenozoic island-arc settings were formed above the north-verging subducting slab of the Tethys Ocean in the Caucasus and the Pontides. The settings are characterized by calc-alkaline volcanism and base Cu, Zn-Pb, precious metals Au-Ag and subordinate Mo mineralizations (Fig. 1, 2).

Jurassic–Bajocian VMS, porphyry, stockwork and vein type deposits occur in the Somkhet-Karabakh zone of the Transcaucasus. They include the Alaverdi group (Alaverdi, Shamlug, Akhtala), Tekhut, Kedabek, Karadag, Kizilbulag, and Gosha deposits (Fig. 1,2). The Somkhet-Karabakh zone is continuing to the north-west into the Artvin-Bolnisi and the Eastern Pontides zone (Fig.1), which represents a Cretaceous island-arc setting with calc-alkaline volcanic rocks and Cu, Pb, Zn, Au and Ag mineralizations. The Artvin-Bolnisi zone includes the Madneuli, Tsiteli-Sopeli and Sakdrisi deposits interpreted as porphyry, epithermal low sulfidation, stockwork and vein deposits with economic reserves of Cu, Pb, Zn and Au (Fig.2).

The same volcanic activity with Cu, Pb, Zn and Au mineralization took place in the Eastern Pontides island-arc volcanic series, which include the Murgul group of subvolcanic non-ferrous deposits, the Madenkoy and Lahanos Kuroko-type VMS and porphyry Mo-Cu deposits, Guzelaiala, as well as the Cheratepe gold-bearing polymetallic ores (Fig.2). All of them contain essential, economic reserves of Pb derived from sialic crust and calc-alkaline volcanic rocks, as well as Cu and Zn derived from mantle and basaltic crust. At the same time in the island-arc setting of the southern slope of the Great Caucasus, Dogger-Malm Pb-Zn vein type and strata-bound deposits were formed, whereas the Liassic Pb-Zn Sadon, Zgid and Holst vein type deposits were formed in the main range of the Caucasus. It is noteworthy that in all deposits there is a prevalence of galena.

In the Western Pontides, the Upper Cretaceous polymetallic stockwork and vein-type deposits Balikasir Balia, Demirbaku, Altinoluk, and Canakkale-Handeress were formed. The mineralization is related to calc-alkaline volcanic rocks and intrusives of island-arc settings and is characterized by a high abundance of galena and precious metals.

In the Adjara-Trialeti folded zone (Fig. 1, 2), characterized by a Late Eocene island-arc setting with calc-alkaline intrusive and volcanic series, Cu, Pb, Zn, Au and subordinate Mo porphyry and vein-type deposits of the Merisi group were formed. The sources of the non-ferrous metals are inferred to be the same as for the above-mentioned island-arc settings.

The volcanic host rocks of the island-arc deposits of the Caucasus and the Pontides are characterized by the following geochemical criteria: low contents of LILE, REE and typical island-arc flat trends for heavy REE, negative anomalies of Nb, and Ti, normal chondritic contents of Zr, Hf and Y, and comparatively high Sr^{86}/Sr ratios of 0.7041 to 0.7045 according to Lordkipanidze et al. (1988).

Thus, the Caucasus and Pontides Phanerozoic pre-collision stage mineralizations are related to oceanic (MORB), intra-arc, and back-arc and island-arc settings. In oceanic and intra-arc settings, the mineralization is characterized by basaltic crust and mantle material sources for Cu and Zn. whereas in island-arc settings and along the southern slope marginal sea, Cu, Zn, Au and Pb mineralizations were sourced by mantle and sialic and basaltic crusts.

The post-collision Oligocene and Neogene stages are characterized by fold-thrust belts of the fore-range and the southern slope of the Great Caucasus and the Lesser Caucasus, where rare metals deposits with W, Hg, Mo, As, Sb, Pb vein-type, stockwork and porphyry deposits occur, including the W, Mo Tirmiauz, Notsarula, Hg-Avadhara and Akhey, Mo-Karobi, Sb, As, Au – Zopkhito and Lukhumi, and Mo, Cu, Pb, Zn Kajaran deposits (Figs 1, 2).

Occurrences of precious metals are known in the oceanic settings and in intra-arc and back-arc rifts; however the most significant mineralization and deposits are related to island-arcs and post-collision settings. Hence, during the process of differentiation and depletion of the mantle, precious metals were distributed between the mantle and the basaltic and sialic crusts, but mainly accumulated in the sialic crust.

This is the reason why the most significant precious metals deposits are related to island-arc and of post-collision settings, where sources of sialic crust prevailed during the process of mineralization. For instance, the richest gold deposits of the Kuskokuim group of Alaska are related to the post-collision stage and are located in post-accretion terranes according to Gray et al. (1997). The orogenic giant gold deposits of Muruntau, Cumtor, and Chulboi are associated with rare metal (W, Sb, Hg, Mo) mineralization, are also related to the post-collision stage of the Tethyan ocean evolution. Hence, it is concluded that the sources of gold and rare metals are in the sialic crust.

Oceanic intra-arc and back-arc mineralization lack any Mo and rare metals, as well as Hg, W, and Sb. The highest grades and reserves of Mo are contained in the post-collision porphyry deposits of Kajaran and

Agarak. The post-collision deposits contain high reserves and high grades of W, Sb, and Hg as well. The latter are totally absent in oceanic, intra-arc, back-arc and island-arc deposits.

In contrast to the belt-thrust structures, where hydrothermal Mo and rare metals deposits occur, Early Oligocene exhalative, sedimentary Mn deposits at Chiatura, Chkhari and Ajameti, and the Nakhchevan Cu-Au sedimentary deposits characterize the foreland of the Transcaucasus. Finally, Quaternary Au-placers were formed in the valleys of Enguri and Khrami.

Discussion

The geodynamic setting of the Caucasus and the Pontides and the related metallogeny of the non-ferrous, rare and precious metals enable us to discuss the sources of mineralization in the various settings. The mantle source of copper is evident for cupriferous Cyprus type deposits of oceanic settings. The Kure complex mainly consists of copper ores, and only traces of Zn and Pb. Mineralized fields of the modern ocean, investigated by Rona and Scott (1993) and Mozgova et al., (1999), predominantly contain copper, whereas zinc is subordinate and lacks lead (only traces). Gold and silver can also be present, but there are not any rare metals, such as Hg, W, Sb, or Mo mineralizations. According to Hutchinson (1973), the formation of Zn-rich cupreous pyrite bodies in oceanic settings occur during the early stage of rifting, when rifting between continental plates is small. In this setting, zinc may be derived from adjacent basaltic crust. Zinc contents decrease in younger (higher stratigraphic) bodies formed during subsequent stages, with more advanced rifting. Therefore, the source of zinc is in the basaltic crust and it is confirmed by the fore-range Beshi type Cu-Zn deposits of the Urup group related to intra-arc rifting. Zinc in the intra-arc setting may be extracted from the subducted basaltic slab causing stirring up mantle diapir and intra-arc rifting. However, zinc is also derived from rifted basaltic crust during spreading.

Lead mineralization is related to settings with active participation of sialic crust, such as island arcs and post-collision settings. Economic lead mineralization is also known in the back-arc, marginal sea of the southern slope of the Great Caucasus, where participation of sialic crust is obvious. The marginal sea bottom is underlain by a thin sialic crust and calc-alkaline acid volcanic rocks according to Lordkipanidze (1980), and Lomize and Ponov (2002), which is inferred to be source of lead in the Filiz-chai Pb-Cu-Zn deposit.

Rare metals such as Hg, W, Sb, and Mo are related to island arc and post-collision settings, where sialic crust is more predominant. Rare metal mineralization is typically absent in oceanic and intra-arc settings and is unknown in back-arc situations, where the role of sialic crust is subordinate.

The sources of precious metals (Au, Ag) mineralization are also interpreted to be ultimately of mantle and basaltic crustal source, because their subordinate mineralizations are present in oceanic mineralized fields according to Rona and Scott (1993) and in intra-arc and back-arc rifts of the Caucasus. However, the most significant gold mineralization occurs in island-arc and post-collision settings, where sialic crust is predominant. Indeed, the richest gold deposits of the Caucasus are related to island arc post-collision settings, including Madneuli, Sakdrisi, Cheratepe, Zod and Meghrazor (Fig.1). The giant gold deposits of Muruntau, Kumtor, Chulboi, Daugiztau, Amantaitau, etc. are related to the Altaid orogenic collage according to Yakubchuk et al. (2002), which corresponds to a post-collision setting. The gold deposits are associated with rare metals, including W, Sb, Hg, and Mo. The mineralization relates to granitoid intrusions emplaced in the back-arc basin carbon-rich sedimentary sequence. Magmatic events upgraded and added further precious and rare metals mineralization into structurally favorable traps.

Conclusions

The data about base, precious and rare metals mineralization in the various geodynamic settings during the Phanerozoic evolution of the Caucasus and the Pontides allows us to make the following conclusions:

1. The ultimate source of Cu must be mantle and ophiolites. This is confirmed by the Cyprus type oceanic rift deposits. They exclude any participation and influence of sialic crust during mineralization. The influence of basaltic crust source for Zn is subordinate, and occurs mainly during the first stages of spreading. Zn derived from the basaltic crust, is significant in intra arc mineralization. Au and Ag, participation is subordinate. Therefore in MORB and intra-arc settings Cu and Zn mineralizations are predominant.
2. The source of lead is in sialic crust and in calc-alkaline volcanic enriched with radiogenic lead. The content of lead in the basaltic crust and mantle is thought to be insufficient for producing essential galena mineralization.

3. In the island arc and marginal sea (back-arc rift) settings where sialic crust is widespread essential (economic) reserves of galena and precious metals occur, as well as Cu and Zn, because basaltic crust and mantle sources always participate in island-arc ore formation.
4. The rare metal (Hg, W, Sb, and Mo) mineralizations are related to post-collision settings as well as precious metals – Au and Ag where sialic crust is a major component.
5. Gold mineralization is common in all pre-collision and post-collision settings. However the most significant gold deposits developed in island arc and post-collision settings with abundant sialic crust participation during mineralization is prevalent. Therefore, gold accumulated in sialic crust and it is the main source of precious metals.

Acknowledgments

This study benefitted from financial support of the Georgian National Science Foundation (Grant 204) and the SCOPES program (IZ73Z0-128324).

References

- Adamia Sh., A., Lordkipanidze M.B., and Zakariadze G.S. (1977). Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus //Tectonophysics, 40. P.183-199.
- Adamia Sh. A., Chkotua T., Kekelia M, Lordkipanidze M and Shavishvili I. (1981). Tectonic of the Caucasus and adjoining regions: implication for the evolution of the Tethys ocean //Journal of Structural Geology, 3. P.437-447.
- Adamia Sh., A., Yilmaz A, Lordkipanidze M, Shavishvili I, Chkotua T and Chabukiani A. (1997). Geodynamic evolution of the Black Sea region //International Colloquium, Ankara, Turkey, 19-20 November. P.8-9.
- Gray I.E., Gent C. A. and Snee L.W. (1997). Epithermal mercury-antimony and gold-bearing vein bodies of Southwestern Alaska //Economic Geology. Monograph 9, 287-305.
- Guner M. (1980). Massive Sulfide Ores and geology of Kure area, Pontides (N. Turkey) //MTA Bulletin, 93/94. P.65-109.
- Hutchinson R. W. (1973). Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance //Economic Geology 68. P.1223-1246.
- Lomidze m. G., and Panov d. I. (2001). Amagmatic initial stage of subduction at the Crimea-Caucasus margin of the Tethys //Geotectonica, N4 (in Russian with English abstract). P.78-92.
- Lordkipanidze M.B. (1980). Alpine volcanism and geodynamic of the Central Segment of the Mediterranean Folder Belt. (in Russian with English abstract) //Tbilisi: Metsniereba. P.160p.
- Lordkipanidze M.B., Meliksetian B. and Djrbashian R. (1988). Mesozoic-Cenozoic Magmatic Evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian Region //France, Nouv. sér., Paris 154. P.103-24.
- Mozgova N.N., Efimov A.V., Borodaev Y.S., Krasnov, Cherkasov G.A., Stepanova T.V. and Ashadze A. M. (1999). Mineralogy and chemistry of massive sulfides from Logachev Hydrothermal field (140 45'N Mid-Atlantic Ridge) //Exploration and Mining geology. I.M.Franklin, I.P.Richard ed., 8, N3, 4. P.375-395.
- Rona P.A. and Scott S.D. (1993). Preface of the Special Issue on Sea from hydrothermal Mineralization: New Perspectives //Economic Geology. 88. P.1933-1976.
- Shavishvili I.D. (1983). Variscan volcanism in the Caucasus //IGCP Project N 5, Newsletter. P.169-179.
- Skipchenko N.S. (1972). Hydrothermal-sedimentary sulfide ores of the Basaltoid Formations (in Russian with English abstract) //Moscow. 211p.
- Tarney J., Saunders A.D., Weaver S.D. (1977), Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region //In: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. M. Talvani, W.C. Pitman III (Eds). Washington. P.367-395.
- Ustaomer T. and Robertson A. (1997). Tectonic Sedimentary Evolution of the North-Tethyan Margin in Central Pontides of Northern Turkey //In: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding region. Published by the American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, Oklahoma, USA 74101. P.255-290.
- Yakubchuk A., Cole A., Seltman R. and Shatov V. (2002). Tectonic setting, characteristics, and regional exploration. Criteria for gold mineralization in the Altai orogenic Collage: The Tian Shan Province as a key Example //Society of Economic Geologists, Special Publication 9. P.177-201.

**ლითონებისა და ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობა და განაწილება
შავი ზღვის სუბარქტივალის სექტორის ზღვის შესართავ ნაღებებში
(2008 წლის მონაცემების მიხედვით)**

**მ. გვახარია¹, ნ. მახიტაძე¹, მ. სტამათელი², ნ. გელაშვილი²,
ნ. ბენაშვილი², ც. ხუხუნია¹, ლ. ხომერიკი¹**

¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი, 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ-ფოსტა: geolinst@geolinst.ge

² სამეცნიერო-კვლევითი ფირმა “გამა”. თბილისი, 0171, მ. ალექსიძის 1/9.

ელ-ფოსტა: gamma@gamma.ge

2008 წ. საკვლევი აკვატორია მოიცავდა წყალქვეშა ფერდის ნაწილს გონიოს კონცხიდან მდ. ნატანების შესართავის ჩათვლით. ფსკერული ნაღებების ნიმუშებში შესწავლილია ლითონების (Fe, Mn, Al, Cr, Ni, Cu, Zn, As) და ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობა. დადგენილია წყალქვეშა ფერდზე შესწავლილი კომპონენტების შემცველობისა და გავრცელების კანონზომიერებები და შედგენილია მათი განაწილების რუკები.

Content and Distribution of Metals and Petroleum Hydrocarbons in the Black Sea Bottom Sediments within the Coastal Zone in the Limits of Georgia (according to the 2008 data). V. Gvakharia, N. Machitadze, M. Stamateli, N. Gelashvili, N. Benashvili, Ts. Khukhunia, L. Khomeriki. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M.Alexidze str., 0171 Tbilisi Georgia. E-mail geolinst@geolinst.ge

During the 2008 survey, the study water area included the underwater slope in the section from the Gonio cape to the Natanebi River mouth. Content of metals (Fe, Mn, Al, Cr, Ni, Cu, Zn, As) and total petroleum hydrocarbons in the bottom sediment samples has been studied. Based on the findings of the surveys the GIS maps showing distribution of the studied compounds in the bottom sediments have been worked out.

Содержание и распределение металлов и нефтяных углеводородов в морских донных отложениях грузинского сектора Черного моря (по данным 2008 года). В.Г. Гвахария, Н. Мачитадзе, М. Стаматели, Н. Гелашвили, Н. Бенашвили, Ц. Хухуня, Л. Хомерики. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе 1/9. E-mail geolinst@geolinst.ge

В 2008 г. исследуемая акватория охватывала часть подводного склона от мыса Гонио до устья р. Натанеби. В образцах морских донных отложений исследовано содержание металлов (Fe, Mn, Al, Cr, Ni, Cu, Zn, As) и нефтяных углеводородов. Установлены закономерности содержания и распространения исследуемых компонентов на подводном склоне и составлены карты их распределения.

Abridged English Abstract

Terrigenous material introduced in the Black Sea coastal zone by the rivers provides information regarding the lithological peculiarities of the ‘feeding’ zones and ecological status of the latter. Distribution of the terrigenous materials within the underwater slope is conditioned by the relief of the bottom, dominating currents, winds and other factors forming specific conditions of sediment accumulation in the coastal zone. The surveys carried out in 1993-2000 enabled us to determine content of metals and their distribution regularities within the limits of underwater slope, spatial distribution maps by each of the studied components have been developed.

This paper presents information on the survey carried out under the national scientific grant GNSF/ST07/5-206 “Study of geochemistry of the Georgian sector of the Black Sea and Dynamics of accumulation of pollutants“. During the 2008 survey, the study water area included the underwater slope in the section from the Gonio cape to the Natanebi River mouth. Content of Fe, Mn, Cr, Cu, Zn, Ni in the bottom sediment samples has been determined by atomic-absorption (AAS); for Hg - cold vapor AAS has been used, whereas for Al and As respectively - titration analysis, generally accepted in the silicate analysis and spectrophotometric analysis with ammonium molybdate have been used. Total petroleum hydrocarbons have been determined by means of the gas-liquid chromatography.

The study of the bottom sediments sampled from the shallow layers of the underwater slope in 1993-2000 in the area next to the Chorokhi River mouth revealed the areas with high content of Cu, Zn, As.

According to the 2008 data, high concentration of the mentioned components has been observed north to the Chorokhi River mouth, edge of the canyon, the outmost part of the Batumi cape. Apparently, the rich in metals terrigenous material is transported northwards by the dominant currents. As for the petroleum hydrocarbons, comparatively high concentrations have been observed in the bottom sediments within the inner water area of the port of Batumi. Presence of hydrocarbons, at a lower level, has been observed in the underwater slope next to the Supsa terminal. Based on the findings of the surveys the GIS maps showing distribution of the metals and petroleum hydrocarbon in the bottom sediments have been worked out.

საკვლევი რეგიონის მიმოხილვა

შავი ზღვის საქართველოს სანაპირო ზონაში რამოდენიმე ლანდშაფტურ – გეოქიმიური ფორმაციაა წარმოდგენილი. სამხრეთი ნაწილი წარმოადგენს აჭარა – თრიალეთის ნაოჭა სისტემის დასავლეთ დაბლობებს, კონკრეტულად მესხეთის ქედის ზღვისპირა მხარეს, რომელიც ძირითადად აგებულია ვულკანოგენურ-დანალექი ფუძე ქანებით, ფიქლებითა და ტუფებით. სანაპიროს მახლობლად, დაბალმთიან ზონაში წარმოდგენილია პორფირიტ – ბაზალტებზე განვითარებული წითელმიწა გამოფიტვის ქერქი, რომლის საფუძველზე უნიკალური ნიადაგური ფორმაციის სახით წარმოდგენილია გურია – აჭარის წითელმიწა ნიადაგები. გეოგრაფიულად იგი ემთხვევა მესხეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთი ფერდის საშუალო მთიან ზონას. წითელმიწა გამოფიტვის ქერქს ახასიათებს გავრცელების სპეციფიური აბსოლუტური სიმაღლე 10-20 - დან 400 მეტრამდე და მოიცავს მდინარეების: ჭოროხის, აჭარისწყლის, ბარცხანას, ყოროლისწყლის, ჩაქვისწყლის, ჩოლოქის, კინტრიშის, ნატანების, სუფსას წყალგამყოფებს. ამ ფორმაციის საერთო სიგრძე მდ. ბარცხანას შესართავიდან ჩრდილოეთით 40 კმ-ია. წითელმიწა გამოფიტვის ქერქი განვითარებულია სხვადასხვა ტიპის ქანებზე: ტუფებზე, ბაზალტებზე, ანდეზიტებზე, პორფირებზე, ტუფოკონგლომერატებზე და ქვიშაქვებზე. სუფსა-ნატანების წყალგამყოფი წარმოდგენილია თიხა-ფიქლებით, მერგელებითა და ტბიურ-ალუვიური ნალექებით, ე.წ. „ზებრასებრი“, თიხებით. აქ გამოფიტვის ქერქს მაქსიმალურ სიმძლავრესთან ერთად გამოფიტვის მაქსიმალური ხარისხი ახასიათებს (საბაშვილი, 1965, Зырин и др., 1979). რეგიონისათვის დამახასიათებელი თბილი და ნოტიო ჰავის გამო დანალექი და ვულკანოგენური ქანები განიცდიან ძლიერ ქიმიურ გამოფიტვას, რის შედეგად წარმოქმნილი დიდი სიმძლავრის (20 - 30 მ) ფხვიერი ნარინჯისფერი ქერქი წითელმიწა ნიადაგების განვითარების საფუძველია. აღნიშნული ტერიტორია განეკუთვნება კოლხეთის დაბლობის მთისწინეთის ლანდშაფტურ რაიონს (საქართველოს გეოგრაფია, 2000).

აღნიშნულ ფორმაციას ჩრდილოეთიდან, სანაპიროს გაყოფებით, ესაზღვრება კოლხეთის დაბლობის დეპრესიის ზონა, რომელიც თითქმის მთლიანად მდ. რიონის ალუვიონით არის ფორმირებული. სანაპირო ზონა ხასიათდება დაბალი ჰიფსომეტრიით და რელიეფის რბილი მოხაზულობით. რელიეფის დამახასიათებელი ელემენტია ზღვიური ნაპირგასწვრივი ზვინულები, რომლებიც აფერხებენ მდინარეების დინებას და ჭაობების ჩამოყალიბების მიხედვით წარმოადგენენ, ასევე განაპირობებენ ზოგიერთი მდინარის კალაპოტის ნაპირგასწვრივ მიმართულებას. (Геоморфология Грузии, 1971). კოლხეთის დაბლობიდან დინარეების მიერ ტრანსპორტირებულ ტერიგენულ მასალაში წარმოდგენილია კავკასიონის სამხრეთი ფერდისა და ძირულის მასივის ამგები ვულკანოგენური, დანალექი და მეტამორფული ქანების გამოფიტვის პროდუქტები. კოლხეთის დაბლობის სანაპირო ზონა წარმოადგენს ჭარბტენიან ტერიტორიას, სადაც განვითარებულია ტორფის ნაფენები, რომელთა სიმძლავრე 6მ აღწევს. ეს არის უნიკალური ბუნებრივი ლანდშაფტური რაიონი, გამორჩეული თავისი ფლორითა და ფაუნით. ამ ტერიტორიის ნაწილი კოლხეთის ეროვნულ პარკს უჭირავს. კოლხეთის დაბლობიდან მდ. რიონის გარდა ზღვაში შემოდის მდინარეები ხობი და ცივი და რამოდენიმე მცირე მდინარე. ტერიტორია მთლიანად განეკუთვნება კოლხეთის დაბლობის ნოტიო სუბტროპიკულ ლანდშაფტურ რაიონს მაღალი ნალექიანობით და ტემპერატურით - რეგიონის მრავალწლიანი საშუალო ტემპერატურა შეადგენს +10°C, რაც დენუდაციის მაღალ ხარისხს განაპირობებს (საქართველოს გეოგრაფია, 2000).

წყალქვეშა ფერდის ფსკერული ნალექების ფორმირება მიმდინარეობს ზემოთ ჩამოთვლილი ლანდშაფტური ზონებიდან ზღვაში შემავალი მდინარეების მიერ შესართავებში გამოზიდული მყარი ნატანის საფუძველზე. მყარი ნატანის მთლიანი მოცულობის ერთი ნაწილი, აკომპენსირებს რა ნაპირის ცვეთით გამოწვეული ტერიგენული მასალის დეფი-

ციტს, ხმარდება წყალქვეშა ფერდის ფორმირებას, მეორე ნაწილი კი შთაინთქმება წყალქვეშა კანიონების მიერ. როგორც ცნობილია, საქართველოს სანაპიროების გასწვრივ წყალქვეშა კანიონთა სისტემა წარმოქმნილია უკანასკნელი გამყინვარების პერიოდში არსებული პალეომდინარეთა ხეობების ადგილას. შეღვის ზონაში გამოიყოფა კარგად განვითარებული წყალქვეშა კანიონთა სისტემები (ჭოროხის, ყოროლისწყლის, აჩყვას, კინტრიშის, სუფსის, და ფოთის). ისინი წარმოადგენენ მდინარეების პალეოხეობებს ზღვის დონის ეპოქაში-ახალევექსინური ტრანსგრესის დროს (Твалчელიძე, 1984, Твалчელიძე, 1998, Твалчელიძე и др., 2002). წყალქვეშა კანიონების არსებობის გათვალისწინებას დიდი მნიშვნელობა აქვს ნაპირგასწვრივი ფსკერული ნატიანის ზღვის გარემოში ტრანსპორტირების შესწავლისას, რადგანაც ისინი წარმოადგენენ სერიოზულ მორფოლოგიურ ბარიერს სიღრმისაკენ მოძრავი ნალექებისათვის. მათ მიერ წელიწადში ათეულ და ასეულ მილიონობით ტონა ტერიგენული პლაჟწარმოქმნილი მასალა შთაინთქმება, რომელიც ვეღარ დებულობს მონაწილეობას ზღვის ნაპირების ფორმირებაში (Емельянов, 1982).

წყალქვეშა ფერდზე მოქმედებს ნალექგადაადგილების სპეციფიური მექანიზმი, გამოიყოფა რამოდენიმე დინამიური ზონა და ქვეზონა, რომლებიც განაპირობებენ ზღვაში შეტანილი მყარი მასალის სივრცულ განაწილებას ნაპირის გასწვრივ. ორი ძირითადი ფაქტორი: მდინარეების მყარი ნატიანის ქიმიური შემადგენლობა და წყალქვეშა ფერდის ლითონდინამიური თავისებურებები განაპირობებენ ფსკერულ ნალექებში ამა თუ იმ კომპონენტის განაწილებას სივრცესა და დროში.

კვლევის მეთოდოლოგია

ზღვის აკვატორიაში საველე-საექსპედიციო სამუშაოების ჩასატარებლად ბათუმისა და ფოთის ნავსადგურებში შეირჩა გემები, რომლებიც აღჭურვილი იყო ექოლოტით და კოორდინატების განმსაზღვრელი მოწყობილობით GPS-ით, ჰქონდა საკმარის ფართო გემბანი, სადაც შესაძლებელი იყო ექსპედიციის 4-5 მონაწილის განთავსება და სამუშაოების ჩატარება. გემიდან მიმდინარეობდა წყლისა და ფსკერული ნალექების ნიმუშების აღება, გემბანზე ტარდებოდა წყლის ჰიდროქიმიური პარამეტრების (ტემპერატურის, pH-ის, გახსნილი ჟანგბადის შემცველობისა და მარილიანობის) განსაზღვრა, აღებული ნიმუშების შეფუთვა და მარკირება.

ზღვაზე სამუშაოების ჩასატარებლად შესაფერისი მეტეოროლოგიური პირობების დადგომისთანავე ხდებოდა მარშრუტებზე გასვლა. ფსკერული ნატიანის ნიმუშების ასაღებად გამოიყენებოდა ფსკერსახაპი. ამოღებული ნიმუშები თავსდებოდა ქსოვილის პარკებში ქიმიური და გრანულომეტრიული ანალიზისათვის, და პოლიეთილენის ჰერმეტიკულ ჭურჭელში - ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადების (TPH) განსაზღვრისათვის. ადგილზევე ხდებოდა აღებული სინჯების ეტიკეტირება და შეფუთვა. გაზომვების შედეგები, წერტილების კოორდინატები, თარიღი, საათი, სიღრმეები და ყველა საჭირო ინფორმაცია ფიქსირდებოდა საველე ჟურნალებში.

ლაბორატორიაში მიტანის შემდეგ მიმდინარეობდა მყარი სინჯების გაშრობა ოთახის ტემპერატურაზე, დროდადრო მორვეის პირობებში. ჰაერმშრალი სინჯები ინახება პოლიეთილენის პარკებში ან ერთჯერად კონტეინერებში, ეტიკეტირებისა და მარკირების დაცვით. ორგანული დამბინძურებლების ანალიზისათვის აღებული ნიმუშების გაშრობა ხდებოდა იმავე ჭურჭელში, რომლითაც ისინი იყო აღებული.

ფსკერული ნალექების ნიმუშების მომზადება ანალიზისათვის, დაშლა და მათში ლითონების (Zn, Cd, Pb, Fe, Mn, Cr, Cu) ატომურ – აბსორბციული სპექტროფოტომეტრული მეთოდით განსაზღვრა ჩატარდა მონაკოს ზღვის კვლევების ლაბორატორიის სტანდარტული მეთოდის შესაბამისად (Manual ..., 1995). აღუზინი განისაზღვრება ტიტრირებული მეთოდით, სილიკატური ობიექტების ანალიზის მეთოდის მიხედვით (Методы анализа..., 1957). დარიშხანის განსაზღვრისათვის მოწოდებული მეთოდების გაცნობის შემდეგ შეირჩა ნიმუშის ხსნარში გადაყვანის მშრალი დანაცრების მეთოდი (Ковальский и др. 1959). რეაქცია მიმდინარეობს კიელდალის კოლბაში კონცენტრირებული აზოტმჟავას და გოგირდმჟავას თანაობისას. მიღებული ხსნარის ალიკვოტურ ნაწილში ჯამური დარიშხანის შემცველობა განისაზღვრება გადადენით. დისტილატში **As** განისაზღვრება ფოტოკოლორიმეტრიული მეთოდით ამონიუმის მოლიბდატის გამოყენებით, დარიშხან-მოლიბდენოვანი

ლურჯის შეფერილობის ინტენსივობის მიხედვით (ISO 6595-82; GOST 4152-89; GOCT 23268-14). ფსკერული ნალექების ნიმუშების დამუშავებისა და მასში ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადების (TPH) განსაზღვრისათვის ჩვენს მიერ დანერგილია აირ-თხევადი ქრომატოგრაფიული მეთოდი (TNRCC method 1006, 2000; US EPA Method 418.1), ასევე გამოყენებულია ჩვენს მიერ დამუშავებული მეთოდიკები (Gvakharia and all., 2004, Гелашвили и др., 2004).

მეთოდის თანახმად საკვლევი ნიმუშებიდან ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადების ექსტრაგირება ხდება წინასწარ გასუფთავებული ჰექსანით, შემდგომ ხდება ექსტრაქტის დამუშავება, დაკონცენტრირება და ქრომატოგრაფიული ანალიზი. ანალიზის მეთოდები არაერთგზის შემოწმებულია სტანდარტულ ნიმუშებზე.

მიღებული შედეგების მათემატიკური სტატისტიკური დამუშავება საშუალებას იძლევა განისაზღვროს ამა თუ იმ ელემენტის ვარიაციის ზღვრები, საშუალო და ექსტრემალური მაჩვენებლები, ჩატარდეს სტატისტიკური ანალიზი. წყვილთა კორელაციების მეთოდი საშუალებას იძლევა დადგინდეს ელემენტებს შორის ურთიერთდამოკიდებულების ხასიათი. კორელაციის მნიშვნელობის შეფასება ხდება კრიტიკული ზღვრის მიხედვით, დამოკიდებულია მონაცემთა მასივის სიდიდეზე. კრიტიკულ ზღვარზე დაბალი მნიშვნელობა მიუთითებს, რომ ელემენტებს შორის კავშირი უმნიშვნელოა (Руководство по ... 1965).

ზღვის წყლის ჰიდროქიმიური პარამეტრებისა და ფსკერულ ნალექებში ლითონების ანალიზის შედეგების მიხედვით აიგო შესწავლილ საზღვაო აკვატორიაში კომპონენტების განაწილების რუკები კომპიუტერული პროგრამის SERFER-ის გამოყენებით. აღნიშნული პროგრამა იზოხაზების აგების და ექსტრაპოლაციების გამოთვლის საშუალებას იძლევა.

მიღებული შედეგები

ზღვაში შემავალი მდინარეების ფსკერული ნატანის ქიმიური შემადგენლობა ზღვის ფსკერული ნალექების შემადგენლობის განმსაზღვრელი ერთერთი ძირითადი ფაქტორია. ჩვენს მიერ შესწავლილ რეგიონში სპეციფიური კომპონენტების არსებობით გამოირჩევა რიონი და ჭოროხი. მდ. რიონის ფსკერულ ნალექებზე ზეგავლენას ახდენს მანგანუმის მადნის კომპონენტები, რომელთა წყაროა მდ. ყვირილას კალაპოტში არსებული მანგანუმის საბადოები და ჭიათურის მანგანუმის მადნის გამამდიდრებელი კომბინატი. ეს ფაქტი კარგად არის ცნობილი და აღწერილი სამეცნიერო ლიტერატურაში. ჩვენი კვლევების შედეგების მიხედვით მდ. რიონის ფსკერულ ნალექებს ფაქტიურად სტაბილური ქიმიური შედგენილობა ახასიათებს (ცხრილი 1). მანგანუმის შემცველობა 0.2%-ს აღწევს (ცხრილი 1).

ცხრილი 1

ლითონების შემცველობა მდ. რიონის ფსკერულ ნალექებში

თარიღი	Ni მგ/კგ	Cu მგ/კგ	Zn მგ/კგ	As მგ/კგ	Cr მგ/კგ	Fe, %	Mn, %	Al, %
1993.08	-	30	90	-	60	3.80	0.190	-
2008.09	35	30	75	10.8	108.5	3.45	0.185	2.53
2009.06	65	40	105	13.0	-	3.80	0.150	6.35

მდ. ჭოროხის ფსკერული ნატანიც ასევე სპეციფიური შედგენილობით ხასიათდება. მის წყალშემკრებ აუზში, თურქეთის ტერიტორიაზე, მდებარეობს მურღულის სპილენძ-კოლჩეღანური საბადო, რომლის ბაზაზე ფუნქციონირებს სპილენძის კონცენტრატისა და ოქროს მომპოვებელი საწარმო. როგორც ცნობილია, მას არ გააჩნია ე.წ. კუდსაცავები, და მადნის გამამდიდრების პროცესში წარმოქმნილი ნარჩენები პირდაპირ მდ. ჭოროხში იყრება. ამის გამო მდ. ჭოროხის ფსკერულ ნალექებში დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი სულფიდური მინერალები, და შესაბამისად მასთან დაკავშირებული სულფიდური ჯგუფის ელემენტები Cu, Zn და As (ცხრილი 2).

ლითონების შემცველობა მდ. ჭოროხის ფსკერულ ნალექებში, მგ/კგ.

თარიღი	Ni მგ/კგ	Cu მგ/კგ	Zn მგ/კგ	As მგ/კგ	Fe, %	Mn, %	Al, %
1996.09	45	170	300	-	4.2	0.070	-
2006.10	40	180	290	-	4.0	0.065	-
2008.09	50	150	385	10.6	6.4	0.100	7.46
2009.06	40	155	340	11.6	4.15	0.065	4.95

ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევები ადასტურებს, რომ შედგენილობის აღნიშნული სპეციფიკა კარგად აისახება ზღვის ფსკერულ ნალექებზე.

რკინა

რკინა ლანდშაფტის ერთერთი ძირითადი ელემენტია. ზღვის ფსკერულ ნალექებში მისი შემცველობა მთლიანად განპირობებულია მდინარეების მყარი ნატანის ლითოლოგიურ-გეოქიმიური თავისებურებებით. მისი შემცველობა 3.5-დან 9.65%-ის ფარგლებში მერყეობს (ცხრილი 3). რკინის განაწილების რუკაზე (სურ. 1) ჩანს, რომ მდ. ჭოროხის შესართავის მიმდებარე აკვატორიაში, მდ. ბარცხანას შესართავამდე, რკინის შემცველობა 3-5%-ის ფარგლებშია. უშუალოდ მდ. ბარცხანას შესართავის წინ, ნავსადგურის აკვატორიაში, Fe შემცველობა 8%-მდე მატულობს. ნაპირიდან დაცილებისას შენარჩუნებულია მაღალი შემცველობა. მდ. ბარცხანას ფსკერულ ნატანში Fe შემცველობა 7.2%-ია, ასე, რომ წყალქვეშა ფერდის ამ მონაკვეთზე რკინის შემცველობას მდ. ბარცხანის ნატანი განაპირობებს. მდ. ბარცხანას ანთროპოგენული დატვირთვის გათვალისწინებით, აქ საქმე გვაქვს დიდი რაოდენობით მყარ ნარჩენებთან, რომელთა შორის აღინიშნება ლითონის ნარჩენები. როგორც ხმელეთზე, ასევე ზღვის გარემოში მათი დაჟანგვის შედეგად წარმოქმნილი ნაერთები ფსკერულ ნალექებს ერევა.

რკინის შედარებით მაღალი კონცენტრაცია აღინიშნება მდ. ჩაქვისწყლის შესართავიდან სამხრეთ და ჩრდილოეთ მიმართულებით, ნაპირთან ახლოს. წყალქვეშა ფერდის ეს მონაკვეთი წითელმიწა გამოფიტვის ქერქის მყარი ნატანით არის ფორმირებული და მასში რკინის 9%-მდე შემცველობა ამ ფაქტორით აიხსნება. როგორც ცნობილია, აჭარისა და გურიის წითელმიწა ნიადაგებში Fe შემცველობა 10-11%-ს აღწევს (საბაშვილი, 1965).

ლითონების საშუალო და ექსტრემალური შემცველობა ბათუმი-ნატანების აკვატორიის ზღვის ფსკერულ ნალექებში. 2008 წ.

	Ni მგ/კგ	Cu მგ/კგ	Zn მგ/კგ	Cr მგ/კგ	As მგ/კგ	Fe, %	Mn, %	Al, %
საშუალო	70.8	79.5	94.7	130.1	11.8	5.7	0.10	5.6
მინ	45	30	56	49	5.2	3.5	0.06	3.04
მაქს.	100	305	215.5	245	37.2	9.65	0.135	7.55

მანგანუმი

შესწავლილ აკვატორიაში ზღვის ფსკერულ ნალექებში მანგანუმის შემცველობა ვიწრო ზღვრებში იცვლება (0.06-0.135%, ცხრილი 3). მის განაწილებას წყალქვეშა ფერდზე კანონზომიერი ხასიათი აქვს: სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მისი შემცველობა მცირედ მატულობს. 0.1%-ზე მეტია ჩაქვისწყალი – კინტრიშის შესართავებს შორის, მცირე სიღრმეებზე, და ასევე კინტრიში – ნატანების შესართავებს შორის, შედარებით დიდ სიღრმეზე (სურ. 2). Mn დაგროვება დიდ სიღრმეზე ორი ფაქტორით შეიძლება აიხსნას: ნალექების პელიტური ფრაქციების გრავიტაციული სეპარაციით და სიღრმეში ზღვის დინებების საშუალებით გაზიდვით, ან ჩრდილოეთიდან, კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე წყალქვეშა ფერდიდან დინებების მიერ მისი გადმოტანით, სადაც Mn შემცველობა მდ. რიონის ნატანის გავლენით შედარებით მომატებულია (Мачиатадзе и др., 2000).

ქრომი

ქრომის შემცველობა შესწავლილი აკვატორიის ფსკერულ ნალექებში 56-დან 215 მგ/კგ-მდე იცვლება, საშუალოდ 94.7 მგ/კგ-ს შეადგენს (ცხრილი 3). წყალქვეშა ფერდზე მისი განაწილების ხასიათი რკინის განაწილების ანალოგიურია (სურ. 3), და შეიძლება დავასკვნათ, რომ აჭარა-გურიის მიმდებარე ზღვის ფსკერულ ნალექებში მათ წარმოშობის ერთი წყარო აქვთ, რაც დაკავშირებულია წითელმიწა გამოფიტვის ქერქთან და მისი გამოფიტვის პროდუქტებში რკინითა და რკინის ჯგუფის ელემენტებით მდიდარი მუქი მინერალების არსებობასთან.

ნიკელი

ნიკელის განაწილების სურათიდან (სურ.4) ჩანს, რომ კინტრიშის შესართავიდან სამხრეთით აღინიშნება შედარებით დაბალი შემცველობა (80 მგ/კგ-მდე), ხოლო მისგან ჩრდილოეთით კონცენტრაცია მატულობს (100 მგ/კგ და მეტი). წყალქვეშა ფერდის ამ უბანზე კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე წყალქვეშა ფერდიდან ხდება ფსკერული ნალექების გადმოტანა. ჩვენი მონაცემების მიხედვით, კოლხეთის დაბლობის ნიადაგურ ფორმაციებს, ასევე ტერიგენულ მასალას ახასიათებს ნიკელის შედარებით მაღალი შემცველობა, ამით აიხსნება ნიკელის შედარებით მომატებული შემცველობა საკვლევე აკვატორიაში (45-100, საშუალოდ 70.8 მგ/კგ, ცხრილი 3).

ალუმინი

ალუმინის განაწილებას რთული სურათი აქვს. Al_2O_3 ყველა ტიპის ქანის ძირითადი შემადგენელი ელემენტია. ალუმინისათვის დამახასიათებელია ამფოტერულობა, ნაერთთა ფორმების ცვლა. მისი შემცველობა შესწავლილი აკვატორიის უკიდურეს სამხრეთ და უკიდურეს ჩრდილოეთ ნაწილებში შედარებით მეტია (სურ. 5). კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე წყალქვეშა ფერდზე Al დაგროვება აიხსნება ეწერი ნიადაგების გამოფიტვის პროდუქტებით, რომლებიც მდ. რიონის მიერ ტრანსპორტირდება. ეწერი ნიადაგებისათვის დამახასიათებელია Al_2O_3 მომატებული შემცველობა, სხვა ტიპის ნიადაგებთან შედარებით. გარდა ამისა, ჭაობების ეკოსისტემაში წყლის შედარებით დაბალი pH განაპირობებს ალუმინის ხსნადი ნაერთების წარმოქმნას, რომლებიც ზღვაში შეტანის შემდეგ, შედარებით ტუტე გარემოში ჰიდროლიზდება და ფსკერზე ილექება. მაღალი დისპერსულობისა და კოლოიდების წარმოქმნისადმი მიდრეკილების გამო Al ძირითადად აკუმულირდება ზღვის დიდ სიღრმეებზე, სადაც მისი შემცველობა 7% აჭარბებს. შავი ზღვის შეღვის კვლევის შედეგები (Гвахария и др., 2006) მოწმობს, რომ Al მაქსიმალური შემცველობა 7-8% აღწევს მდ.მდ. რიონისა და ხობის შესართავებს შორის აკვატორიაში დიდ სიღრმეებზე (40მ და მეტი).

სპილენძი და თუთია

ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევების მიხედვით ჩანს, რომ მდ. ჭოროხის მიერ ზღვაში შეტანილი ტერიგენული მასალის გავლენით სულფიდური ჯგუფის ელემენტების სპილენძისა და თუთიის მნიშვნელოვანი აკუმულაციური უბანი ყალიბდება მდ. ჭოროხის შესართავის წინა ფსკერულ ნალექებში, დაბალ სიღრმეებზე, სადაც ადგილი აქვს ტერიგენული მასალის მძიმე ფრაქციების თავმოყრას. ამ უბანში სპილენძის შემცველობა 300 – 400 მგ/კგ აღწევდა (Гвахария, Мачитадзе, 2002 Гвахария и др., 2006). 2008 წლის მონაცემებით ეს აკუმულაციური უბანი არ დაფიქსირდა, თუმცა კარგად გამოიკვეთა აკუმულაციის უბანი შედარებით ჩრდილოეთით, ნაპირის გაყოლებით, ბათუმის კონცხის სამხრეთ კიდეზე, სადაც Cu და Zn კონცენტრაცია 300 მგ/კგ აღწევს (სურ. 6, 7). ამ ფენომენის ასახსნელად სავარაუდოა ის ფაქტი, რომ გასულ წლებში მდ. ჭოროხის შესართავის წინა ზღვის ფსკერულ ნალექებში აკუმულირებული სპილენძითა და თუთიით გამდიდრებული ტერიგენული მასალა ნაპირგასწვრივი დინებების გავლენით ჩრდილოეთით, კონცხისკენ გადაადგილდა და მისი ადგილი დაიკავა მდ. ჭოროხის ახალმა, სულფიდური მინერალებით შედარებით ღარიბმა ტერიგენულმა მასალამ. ამავე დროს შესაძლოა, რომ უკანასკნელ პერიოდში მდ. ჭოროხის დარეგულირების გავლენით მდ. ჭოროხის კალაპოტში ტერიგენული მასალის დახარისხების ხასიათი შეიცვალა და ტერიგენული მასალაში შედარებით წვრილმარცვლოვანი ფრაქციების წილმა იმატა, ამასთანავე, როგორც ჩანს, ცვლილებებს არაკანონზომიერი ხასიათი აქვს. ამის თქმის უფლებას გვაძლევს 2006, 2008 და 2009 წლებში შესრულებული მდ. ჭოროხის ფსკერული ნატანის გრანულომეტრიული ანალიზის შედეგები (ცხრილი 4), საიდანაც ჩანს, რომ 2008 და 2009 წლებში 2006 წელთან შედარებით დაკლებულია 1-05 და 0.5-0.2 მმ-ს ზომების მქონე ფრაქციების შემცველობა და მომატებულია 0.1-0.05 მმ და <0.05მმ ფრაქციების შემცველობა (В.Г. Гвахария, Н.О.Мачитадзе, 2008).

მდ. ჭოროხის ფსკერული ნალექების გრანულომეტრიული ანალიზის შედეგები

მდ. ჭოროხი	2-1 მმ	1-0.5 მმ	0.5-0.2 მმ	0.2-0.1 მმ	0.1-0.05 მმ	< 0.05 მმ
2006	4.69	27.59	67.17	3.49	1.48	0.26
2008	18.31	19.55	39.43	9.05	12.21	1.45
2009	8.33	11.90	65.82	6.45	5.34	2.15

უნდა აღინიშნოს, რომ საბოლოო დასკვნის გამოსატანად ჩატარებული კვლევები საკმარისი არ არის, აუცილებელია რეგულარული გამოკვლევების ჩატარება.

1993 და 2000 წლის გამოკვლევების შედეგებიდან კარგად ჩანდა Cu-Zn მეორე აკუმულაციური უბანი მდ. ბარცხანას შესართავის წინ, ბათუმის ყურის ნალექებში, მაგრამ აკუმულაციის ეს უბანი განლაგებული იყო ყურის შიგნით (Гвахария, Мачитадзе, 2002 Гвахария и др., 2006), ამჯერად კი განაწილების ახალ რუკაზე კარგად ჩანს, რომ აკუმულაცია აღინიშნება კონცხის წვერთან, სამხრეთ ფერდზე, იქ, სადაც ფაქტიურად ადგილი აქვს მყარი ნატანის შეკავებას. წყალქვეშა ფერდის ამ მონაკვეთზე მიღებული Cu-Zn განაწილების ახალი კანონზომიერება შესწავლას მოითხოვს. მომავალში სინჯების აღების უფრო დეტალური ბადე სპილენძისა და თუთიის განაწილების დაზუსტებული რუკის შედგენის საშუალებას მოგვცემს.

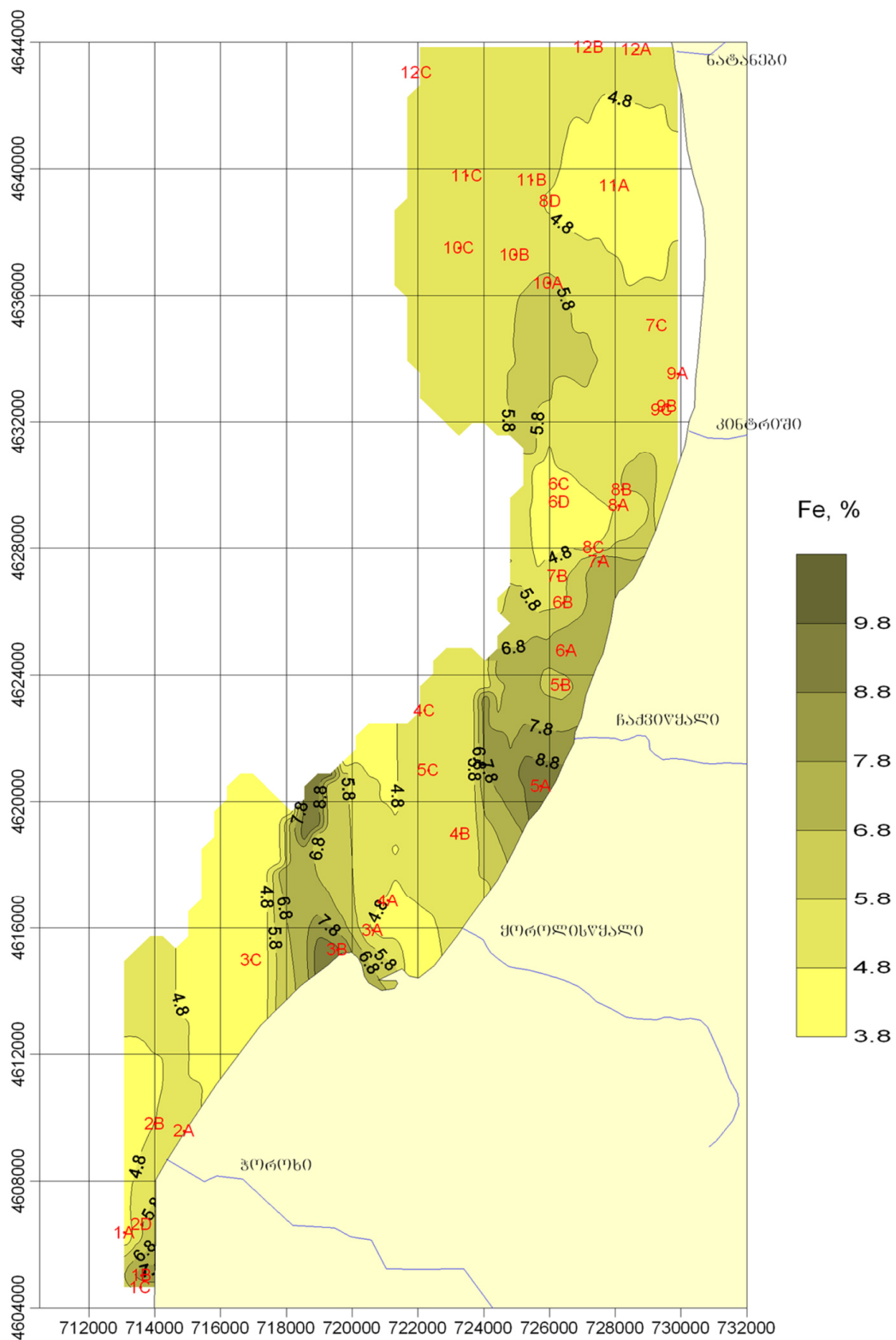
შესწავლილი აკვატორიის დანარჩენ ნაწილში სპილენძისა და თუთიის შემცველობა ფონურ კონცენტრაციას უტოლდება. გამონაკლისია კინტრიში – ნატანების შესართავებს შორის აკვატორიის დიდ სიღრმეებზე სპილენძის 100 – 120 და თუთიის 110 – 130 მგ/კგ-მდე მომატებული შემცველობა. რაც შეეხება დიდ სიღრმეებზე მათ გადატანას, აქ ადგილი აქვს ჰიდროქსიმიურ პროცესებს: სულფიდები ზღვის გარემოში ადვილად იუანგება, გათავისუფლებული ელემენტების კოლოიდური ნაერთები პელიტური ფრაქციების მიერ შთაინთქმება და მათთან ერთად მიგრირებს ზღვის სიღრმისაკენ, სადაც ადგილი აქვს ნაწილაკების გამსხვილებას და მათ ფსკერზე დაწლმას. ამასთან ერთად დაუანგვამდე სულფიდური მინერალების წვრილმარცვლოვანი ფრაქციები ასევე გრავიტაციული სეპარაციის მექანიზმის გავლენით სიღრმისაკენ ინაცვლებენ. აღწერილი მექანიზმების გავლენით ლითონთა ერთ ჯგუფს, როგორცაა Cu, Zn, Cd, Pb, ახასიათებს სიღრმისეული მაქსიმუმები, ანუ ზღვებისა და ოკეანების დიდი სიღრმისაკენ მიგრაციის უნარი.

დარიშხანი

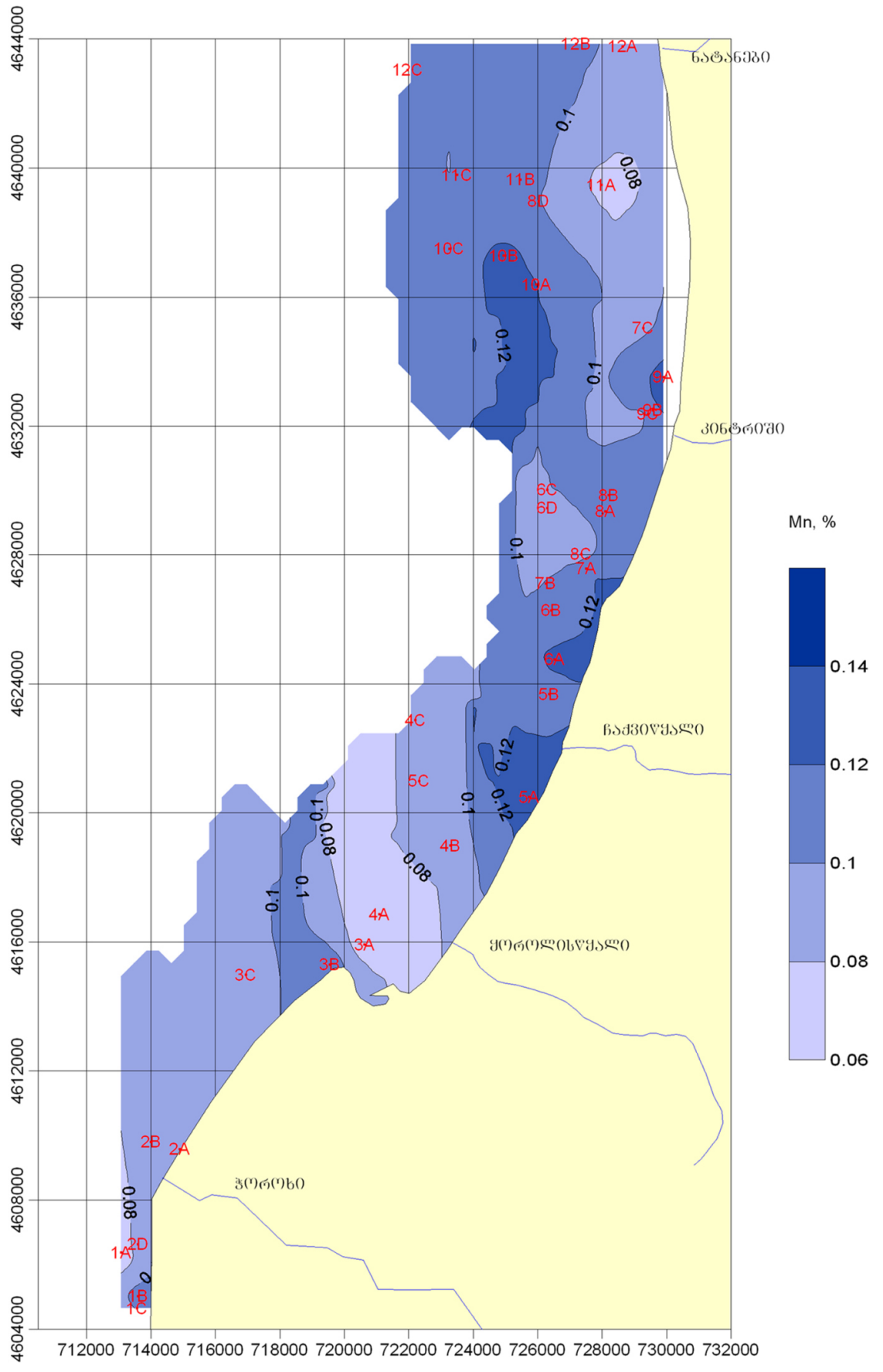
შესწავლილი აკვატორიის ფსკერულ ნალექებში დარიშხანის შემცველობის დიაპაზონი საკმაოდ ფართოა – 5.2-დან 37.2 მგ/კგ-მდე (ცხრილი 3). მაქსიმალური შემცველობა, სპილენძისა და თუთიის მსგავსად, აღინიშნა ბათუმის კონცხთან – 29-34 მგ/კგ (სურ. 8) და სულფიდურ მინერალებს უკავშირდება. დარიშხანი, თუთიასა და სპილენძთან ერთად, სულფიდური მადნების მინერალოგიურ კომპლექსებში ქალკოპირიტის, სფალერიტის, გალენიტის, არსენობირიტის ფორმით, ნალექების მძიმე ფრაქციებშია თავმოყრილი და მცირე სიღრმეებზეა აკუმულირებული. ამიტომ სულფიდური მინერალების გავრცელების არეალში სამივე ელემენტის განაწილება ზუსტად ანალოგიურია. ქიმიურ თვისებებში დიდი სხვაობის მიუხედავად, დარიშხანი ამ პირობებში სპილენძისა და თუთიის ანალოგიურ გეოქიმიურ და მიგრაციულ თვისებებს ამჟღავნებს, ანუ ქალკოფიდურ ელემენტად გვევლინება.

ბათუმის კონცხიდან ორივე მიმართულებით დარიშხანის შემცველობა კლებულობს. ფონურ შემცველობად შეიძლება ჩაითვალოს 4–9 მგ/კგ, რომელიც აღინიშნება ჩაქვისწყალი – კინტრიშის შესართავებს შორის აკვატორიაში, სადაც სამხრეთიდან გადმოტანილი ფსკერული ნალექების გავლენა არ აღინიშნება.

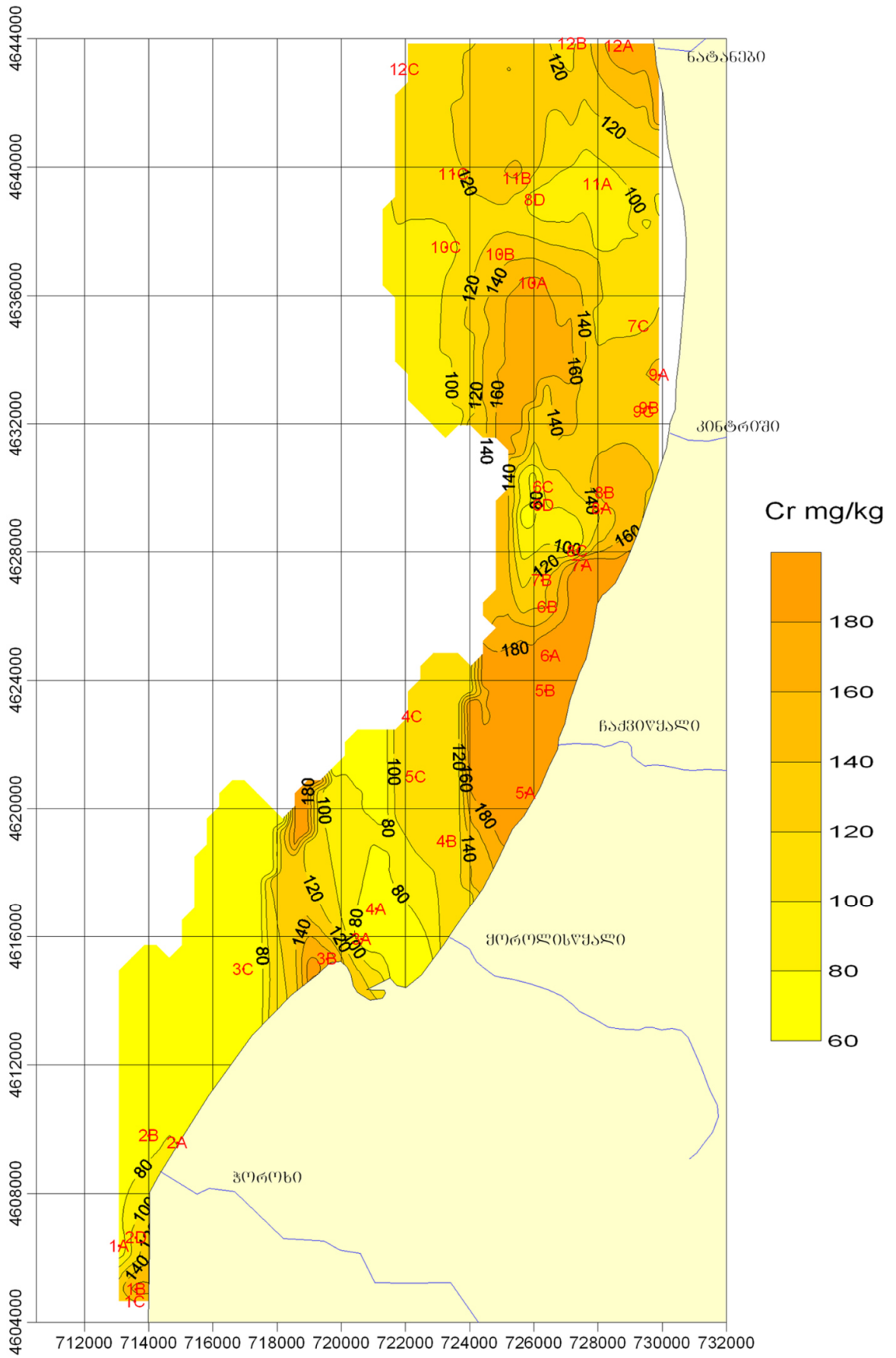
შესწავლილ ლითონებს შორის ურთიერთდამოკიდებულების კანონზომიერებების გამოსავლენად ჩავატარეთ კორელაციური ანალიზი. ლითონების შემცველობის მონაცემების საფუძველზე ავაგეთ კორელაციური მატრიცა (ცხრილი 5). კორელაციის კრიტიკული ზღვარი ამ შემთხვევაში შეადგენს 0.35-ს, მასზე დაბალი მაჩვენებელი უმნიშვნელო კორელაციას ნიშნავს და მასზე დაბალი კორელაციის კოეფიციენტები ცხრილში არ არის შეტანილი.



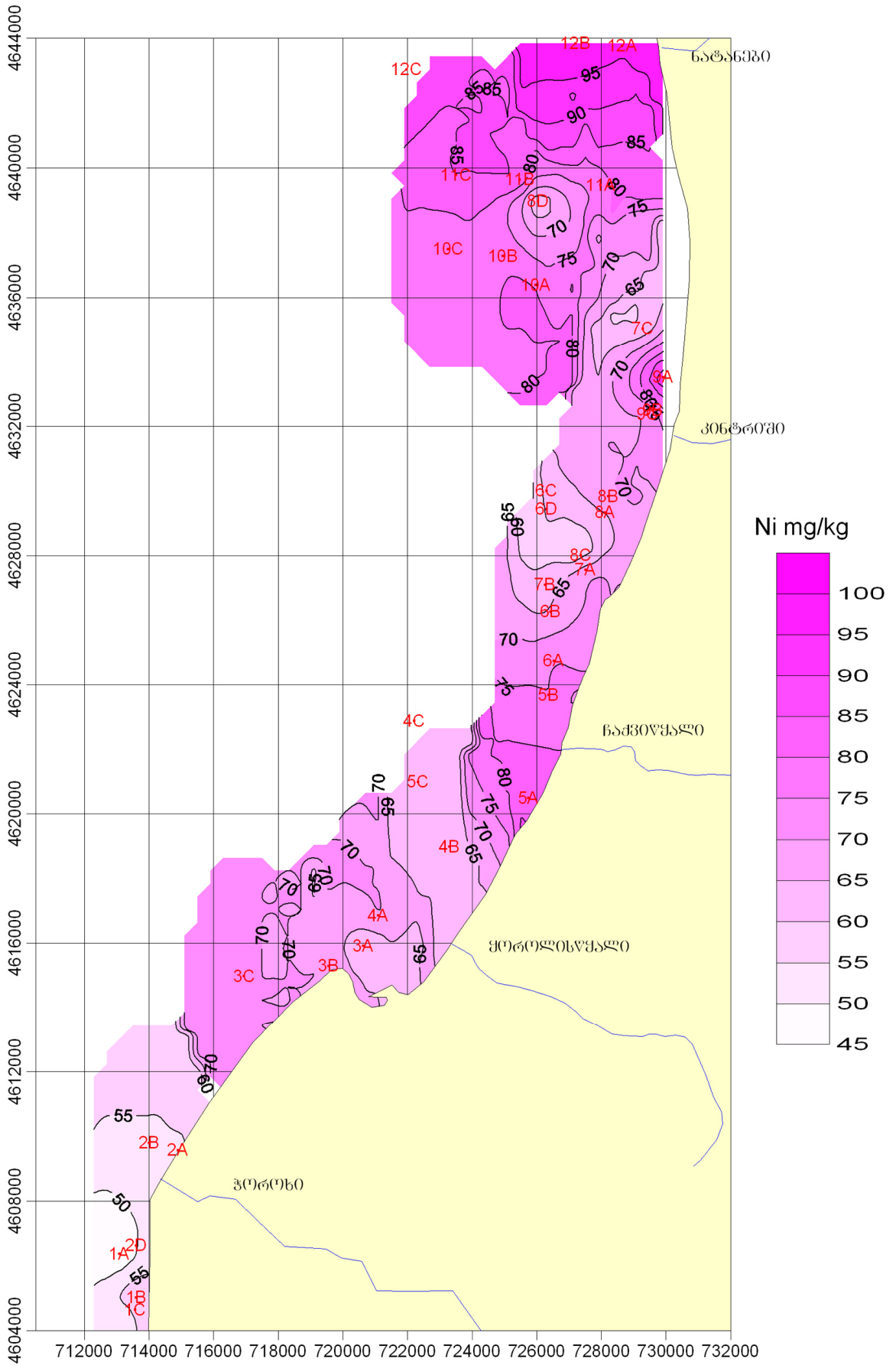
სურ. 1. რკინის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



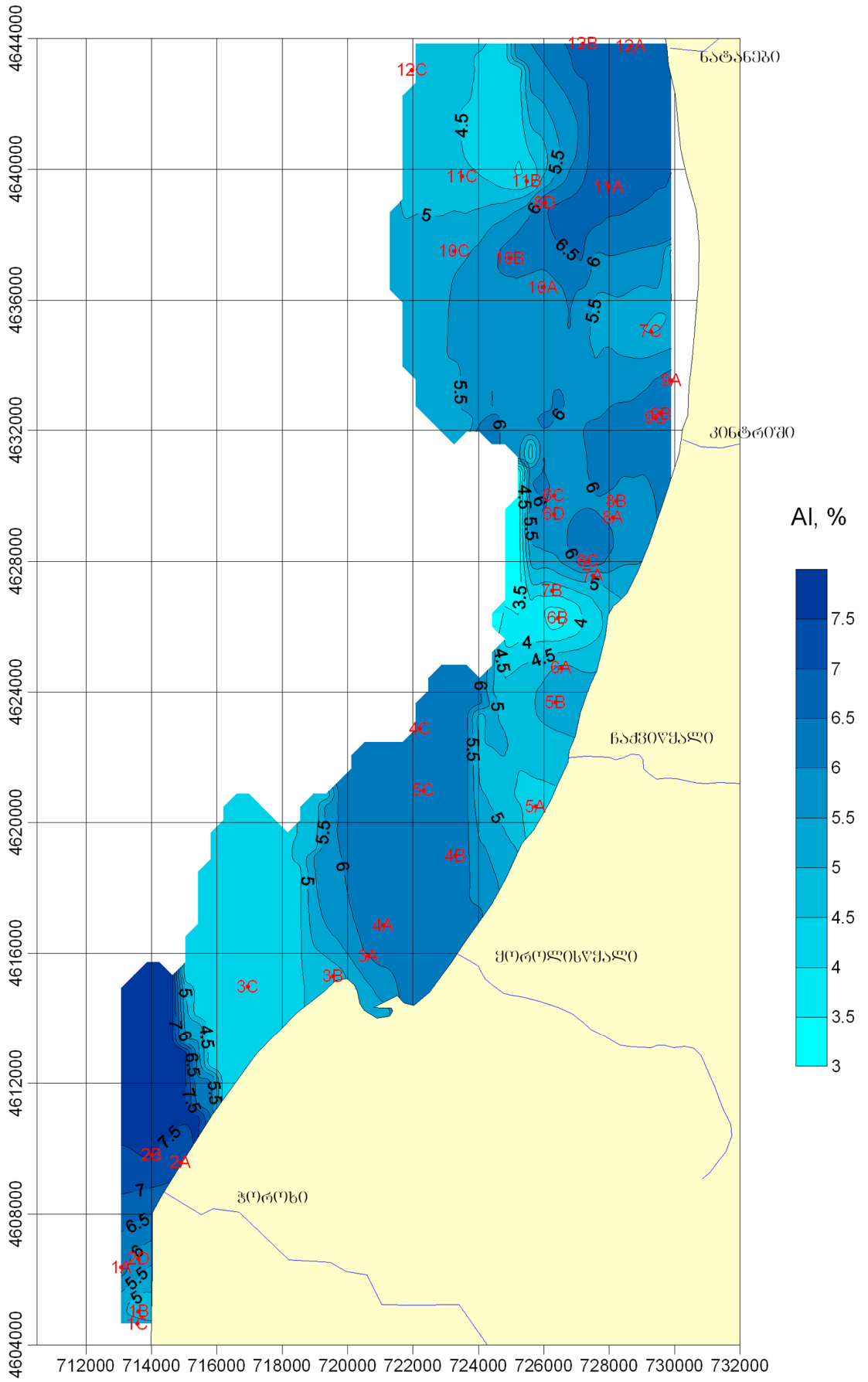
სურ.2. მანგანუმის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



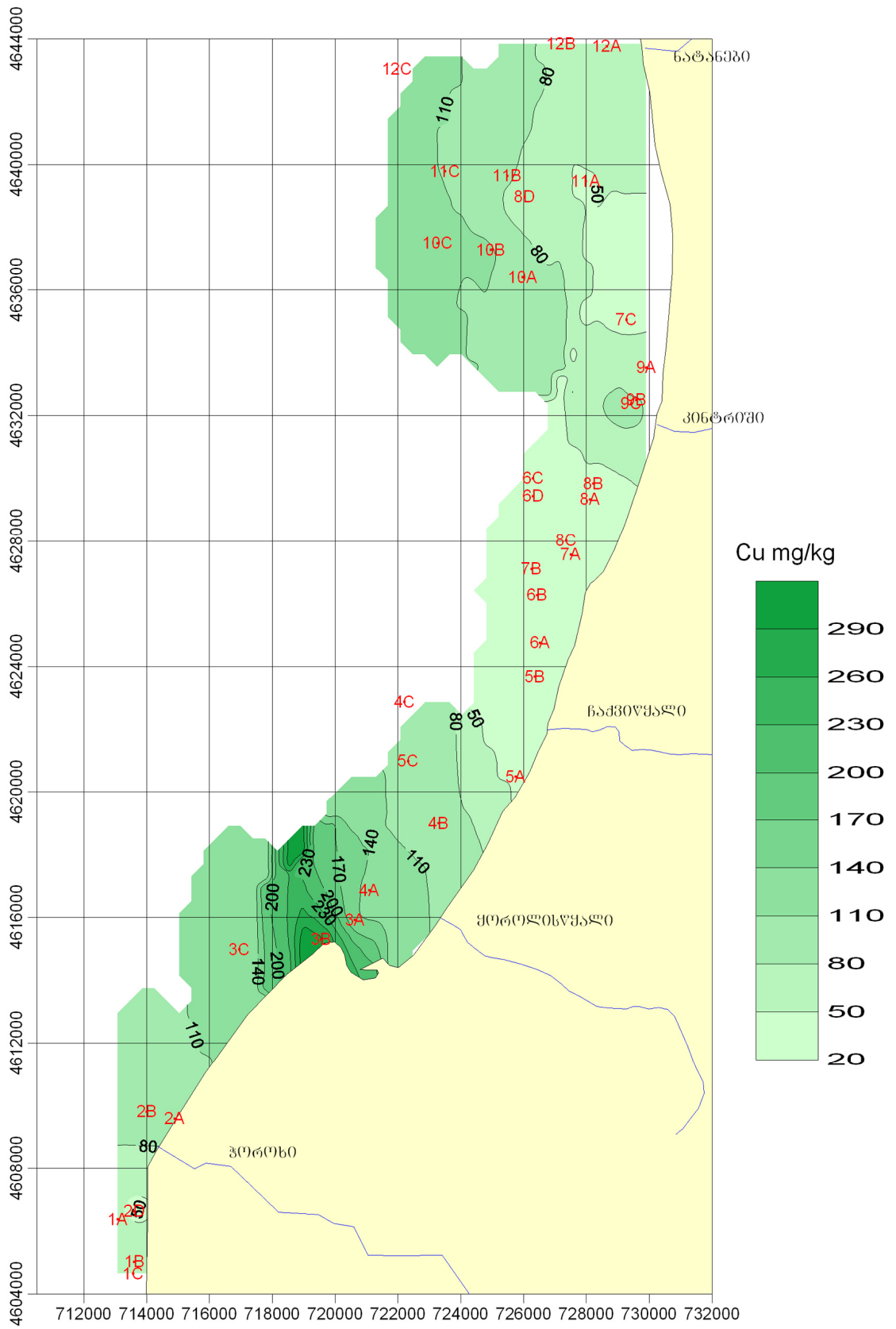
სურ.3. ქრომის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



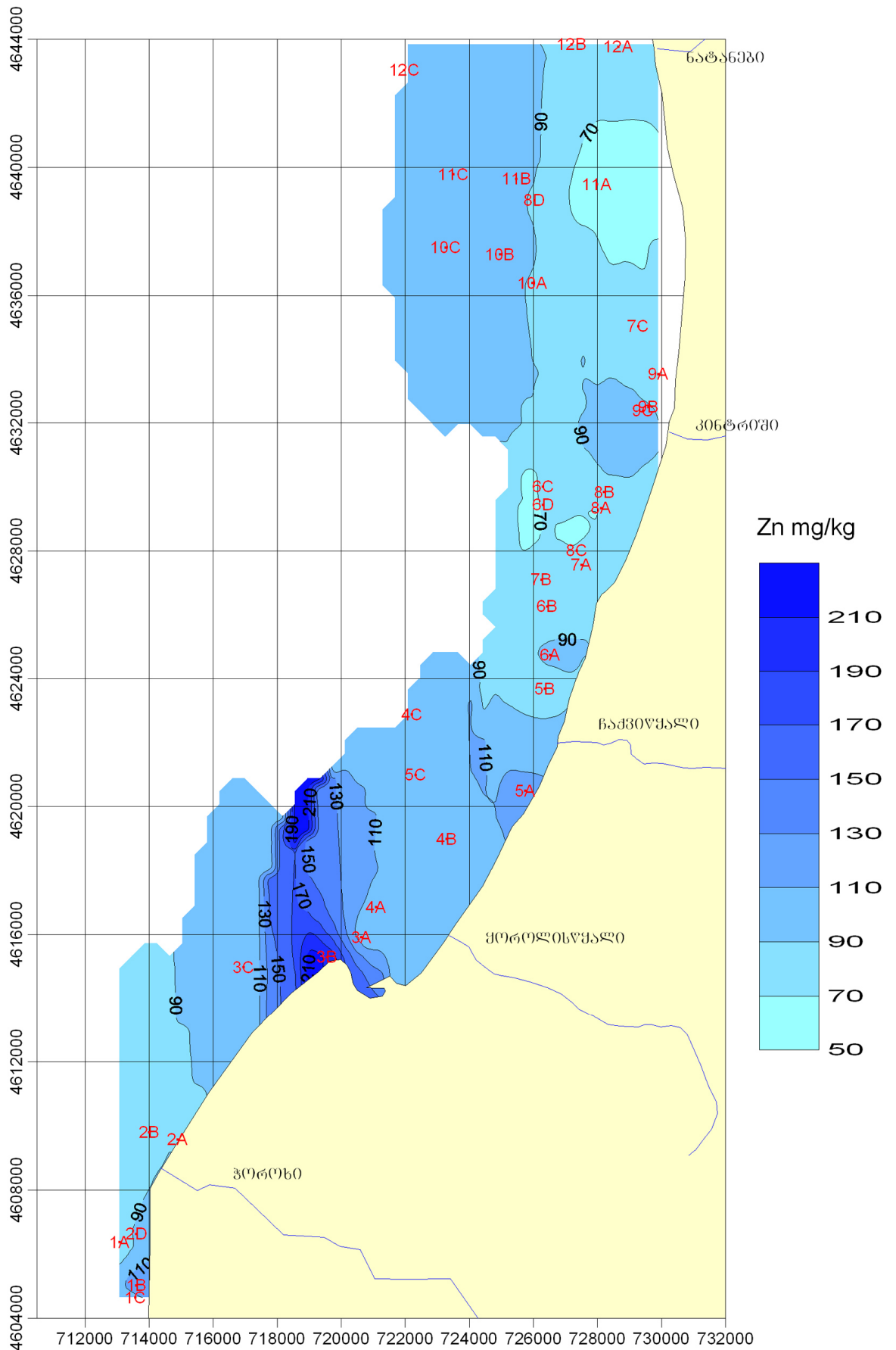
სურ.4. სპილენძის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



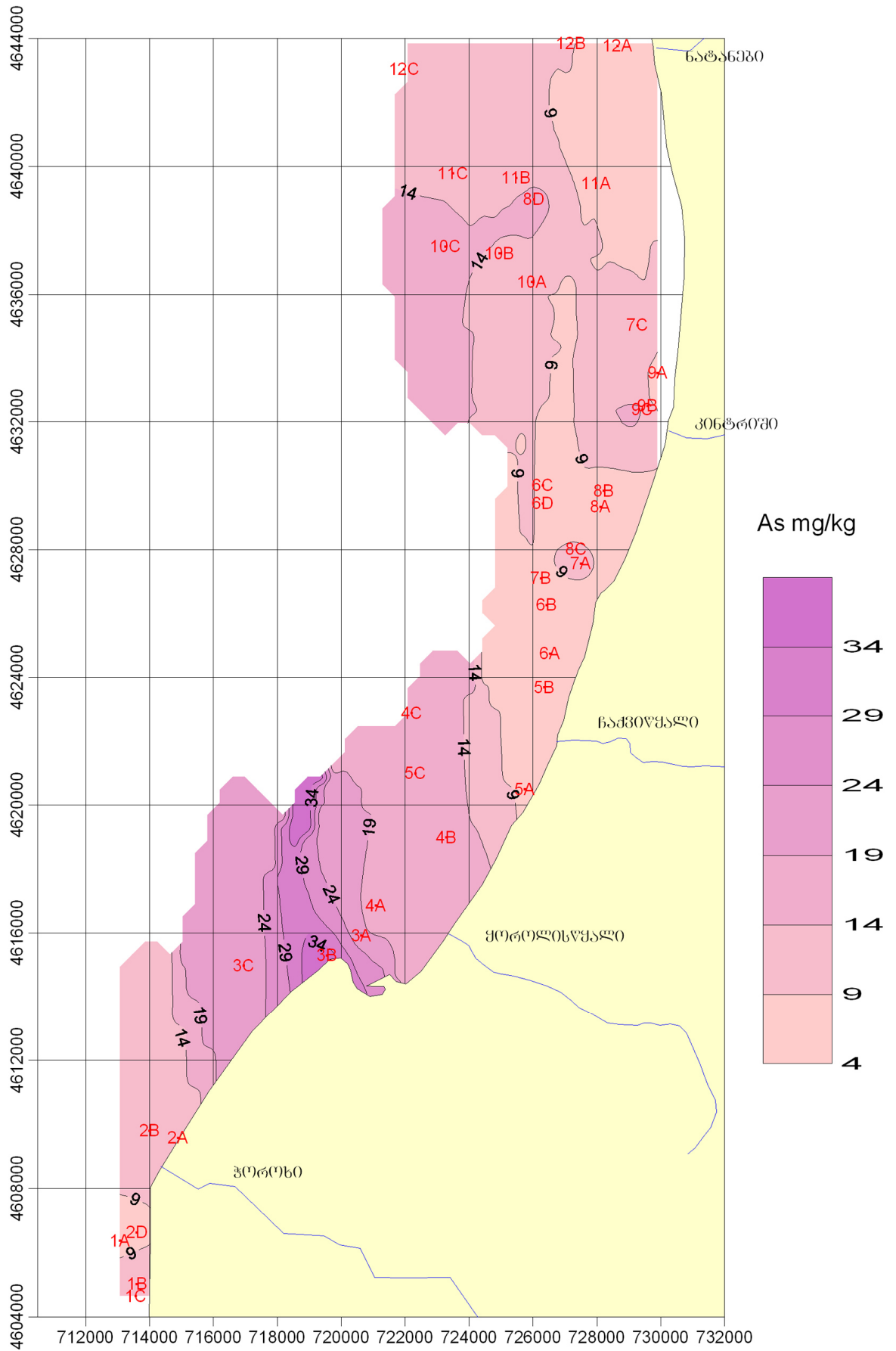
სურ.5. თუთიის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



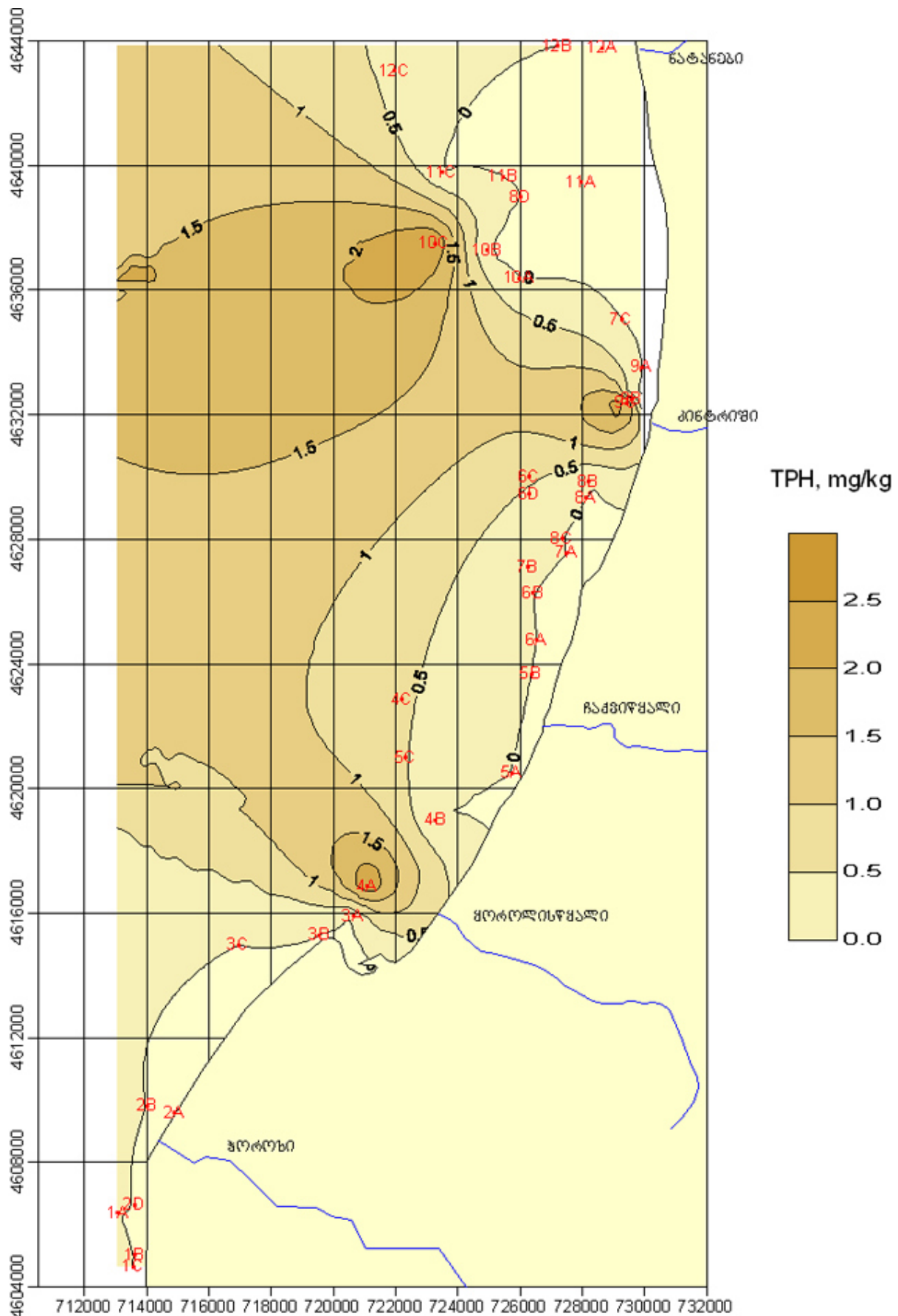
სურ.6. დარიშხანის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



სურ.7. ნიკელის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



სურ.8. ალუმინის შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნალექებში



სურ.9. ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობა ზღვის ფსკერულ ნაღებებში

კორელაციური მატრიცა (n=31, $K_k=0.35$)

	Cu	Zn	Cr	As	Fe	Mn	Al
Ni		-	0.40			0.51	
Cu	1	0.81	-	0.89		0.51	
Zn		1		0.80	0.66	-	-0.38
Cr			1	-	0.86	0.76	-0.43
As				1		-	
Fe					1	0.63	-0.51
Mn						1	-0.39

K_k - კორელაციის კრიტიკული ზღვარი

მონაცემების მიხედვით ჩანს, რომ როგორც მოსალოდნელი იყო, სამ ელემენტს Cu-Zn-As ახასიათებს კორელაციის მაღალი ხარისხი. ეს ელემენტები, როგორც აღვნიშნეთ, ფაქტიურად ერთი გეოქიმიური კომპლექსის ელემენტებია, რომელთა წყარო, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გეოთერმული საბადოებიდან მდ. ჭოროხში მოხვედრილი მყარი მასალაა.

კორელაციის ასევე მაღალი ხარისხი ახასიათებს ელემენტების მეორე ჯგუფს Mn-Ni-Fe-Cr, რომლებიც სიდეროფილურ ელემენტებს, ანუ რკინის ჯგუფს განეკუთვნებიან და აჭარა-თრაილეთის ვულკანოგენურ ფუძე ქანებთან, წითელმიწა გამოფიტვის ქერქთან და ნიადაგებთან არიან დაკავშირებული.

უნდა აღინიშნოს, რომ კორელაციის ასევე მაღალ ხარისხს ავლენენ Fe-Zn, მაშინ როდესაც Fe-Cu კორელაცია უმნიშვნელოა, ხოლო Cu-Zn კორელაცია ძალიან მაღალი. ეს ფაქტი ჩვენი ადრინდელი გამოკვლევებითაც დასტურდება და მიუთითებს იმაზე, რომ აკვატორიის შესწავლილი მონაკვეთის ფსკერულ ნალექებში, და აქედან გამომდინარე, საკვლევი რეგიონის ამგებ გეოლოგიურ ფორმაციებში, თუთია ავლენს როგორც ქალკოფილურ, ასევე სიდეროფილურ თვისებებს.

ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადები

შესწავლილი აკვატორიის ფსკერულ ნალექებში ნავთობის ჯამური ნახშირწყალბადების შემცველობა ძირითადად მეთოდის განსაზღვრის ზღვარზე 1.5 მგ/კგ-ზე ნაკლებია. მცირე შემცველობა (2.5 მგ/კგ) აღინიშნა მხოლოდ სამ წერტილში, 25-35 მ სიღრმის ზონაში. მიღებული მონაცემების საფუძველზე გეოინფორმაციული სისტემების გამოყენებით შედგენილია ფსკერულ ნალექებში ნავთობის ნახშირწყალბადების განაწილების ინტერპოლაციური რუკა, რაც საშუალებას იძლევა შავი ზღვის ნავთობით დაბინძურების შემთხვევაში დადგინდეს მათი გავრცელების მიმართულება, განაწილება და აკუმულაცია (სურ. 9).

ლიტერატურა

- მ. საბაშვილი. საქართველოს სსრ ნიადაგები. თბ. მეცნიერება, 1965. 552 გვ. საქართველოს გეოგრაფია. ნაწ.1. ფიზიკური გეოგრაფია. თბ., მეცნიერება, 2000. 313 გვ.
- Gvakharia V.G., Gelashvili N.E., Gvakharia T.A., Adamia T.M., Janashvili N.D., Maisuradze G.V. (2004). The method for determination of petroleum hydrocarbons and the study of the pollution level in bottom sediments within the Georgian sector of the black sea water area // Georgian Engineering News, 2004, №2, p.108-110.
- N. Machitadze, V. Gvakharia, A. Tvalchrelidze (2001). Vanadium and chromium content in present sediments of georgian sector of the Black sea. Bull. of Georg. acad.of Sci., 164, No 3, pp. 501-503.
- N. Machitadze, M. Tvalchrelidze, V. Gvakharia (2001). Particularities of geochemical zones formation in the sediments of south-eastern sector of the Black sea Georgia. Bull. of Georg. acad.of Sci., 163, No 2, pp. 297-300.

- Manual for the Geochemical analyses of Marine Sediments and Suspended Particulate Matter. (1995). Reference methods for Marine Pollution Studies. No 63. UNEP. TNRCC method 1006 . Total Petroleum Hydrocarbons, 10/10/2000.
- US EPA Method 418.1.1978. Petroleum Hydrocarbons. Total Recoverable. Spectrophotometric Infrared.
- М. Твалчрелидзе, Н. Мачитадзе (1997). Peculiarities in the Distribution of Chemical Elements in the Georgian Sector of the Black Sea. IOC/BSRC Workshop on the Black Sea Fluxes. Istanbul, Turkey. Proceedings. pp. 73-85.
- US EPA Method 418. 1997. Determination of Total Petroleum Hydrocarbons.
- В. Гвахария, Н. Мачитадзе, А. Твалчрелидзе (2002). Распределение Cu, Zn, Mo и Fe в современных донных отложениях грузинского сектора Черного моря. Труды ГИН АН Грузии им. Ал. Джанелидзе, новая серия, вып. 117, с. 424-429.
- В. Гвахария, Н. Мачитадзе, Н. Гелашвили, Д. Гиргвлиани (2006). Химическая экология донных отложений грузинского сектора черного моря. Известия НАН Азербайджана. Науки о земле. № 4, с. 44-49.
- В.Г. Гвахария, Н.О.Мачитадзе (2008). Характер распределения металлов в донных осадках рек Чорохи и Аджарисцкали (Грузия). Труды Инст.-та Геологии. Нов. сер. Вып.124. 2008. с. 264-267).
- Н.Е. Гелашвили, В.Г. Гвахария, Т.А. Гвахария, Т.М. Адамия, Х.В. Лория, Г.В. Майсурадзе (2004). Методы анализа нефтяных углеводородов в водах, почвах и донных осадках // Труды ГИН АН Грузии Нов. сер. Вып 119 с. 856-859.
- ГОСТ 23268-14-78. Методы определения ионов мышьяка.
- ГОСТ 4152-89. Метод определения массовой концентрации мышьяка.
- Геоморфология Грузии (1971). Под ред. Маруашвили. Тбилиси, Мецниереба. 609с.
- Е.М. Емельянов (1982). Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М., Наука, 188 с.
- Н.Г.Зырин, Г.В. Мотузова. В.Д. Симинов (1979). Микроэлементы (бор, марганец, медь, цинк) в почвах Западной Грузии. В кн. Содержание и формы соединений микроэлементов в почвах. М., изд. МГУ, с. 3-159.
- В.В. Ковальский, А.Д. Гололобов. (1959). Методы определения микроэлементов в почвах, растительных и живых организмах. М. Редакционно-издательский отдел ВИЖ-а.
- Н.Мачитадзе, В.Гвахария, А. Твалчрелидзе (2000). О распределении марганца в осадках грузинского сектора Черного моря. Georgian Engineering News, No 4, с. 138-144.
- Методы анализа минерального сырья (1957). М., Гос. н-т изд. лит-ры по геологии и охране недр.
- Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах (1965). М., Изд. Недр.
- М.Г. Твалчрелидзе (1984). Роль некоторых пород в пляжеобразующих процессах береговой зоны Аджарской АССР. Тбилиси. Мецниереба. С. 199-200.
- М.Г. Твалчрелидзе (1998). Закономерности распределения твердого стока рек юго-восточного побережья Черного моря. Тр. Геологического ин-та АН Грузии.. С. 246-251.
- М.Г. Твалчрелидзе, З.М. Лебанидзе, Г.Ш. Джаошвили (2002). Условия формирования современных осадков центральной и юго-восточной части грузинского сектора Черного моря. Геологический институт АН Грузии им. Ал. Джанелидзе. Труды. Новая серия. Вып. 117. г. С. 238-244.

**ჯავახეთის ზაბნის თანამედროვე რელიეფის ფორმირების
ძირითადი ეტაპები**

ბ. თუთბერიძე, მ. ახალკაციშვილი

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი,
უნივერსიტეტის ქ.13, 0186, საქართველო, ელ.ფოსტა: bejan.tutberidze@tsu.ge

განხილულია ვულკანური რელიეფის ფორმირების დროში ერთმანეთთან თანმიმდევრულად მონაცვლე რელიეფწარმოშობი ეტაპები. ენდოგენური ფაქტორებიდან განმსაზღვრელ რელიეფწარმოშობ ფაქტორებად ითვლება ვულკანიზმი (ძირითადად) და ტექტონიკა, ხოლო ეპიგენური ფაქტორებიდან – წყლის ეროზია და დენუდაციური პროცესები.

Main stages of forming of the contemporary relief of Javakheti highland. B.Tutberidze, M.Akhalkatsishvili, Tbilisi state University, University st. 13, 0186, Georgia, E-mail: bejan.tutberidze@tsu.ge

There are considered three successively interchanging in time stages of the relief-formation. The main relief-forming endogenic factors are volcanism (mainly) and tectonics. As to the exogenic ones, they are erosion, weathering and denudation processes.

Основные этапы формирования современного рельефа Джавахетского Нагорья. Б.Тутберидзе, М.Ахалкацишвили. Тбилисский государственный университет им.И.Джавахишвили, ул. Университетская 13, Тбилиси, Грузия, 0186, E-mail: bejan.tutberidze@tsu.ge

Рассматриваются три последовательно сменяющих друг друга во времени этапы формирования рельефа. Определяющими рельефобразующими эндогенными факторами являются вулканизм (в основном) и тектоника, а экзогенными факторами - водная эрозия, выветривание и денудационные процессы.

Abridged English Version

The history of the formation of volcanic relief of Javakheti highland involves three successively interchanging in time stages of the relief-formation: Late Miocene-Early Pliocene, Late Pliocene-Early Pleistocene and Late Pleistocene. Each of them is characterized by the individuality of tectonic movements, development of volcanism and exogenetic relief-forming processes. The territory of Javakheti highland is characterized by the comparatively dissected relief which is broken by deep rocky canyons in the lava-streams and volcanic buildings. For the relief of Javakheti highland graded structure is characterized: upper-volcanic cones and lower-accumulative flattened surfaces. The relief of Javakheti highland is the unification (unity) of volcanic ranges (Javakheti, Samsari, Murakvani, Nialaskuri), volcano-tectonic depressions (Paravani, Tabatskuri, Khanchali, Madatapi and so on) and plateau-basalts (Akhalkalaki, Tsalka, Gomareti, Dmanisi).

The formation of the relief of Javakheti highland is the result of two counteracting forces: endrogenic (destructive) ones. Constructive relief creative factors are: volcanism (mainly) and tectonic, from the destructive factors – erosional-denudative and gravitational processes, seismotectonical showers and least of all- glaciers must be mentioned.

From the types of relief accumulative volcanic forms (structures) lava streams, sheats and volcanic cones prevail. By the type of eruption and chemical composition of the eruptive products among the volcanic forms (structures) of Javakheti highland two main genetic groups can be singled out: 1. forms of the relief created by the eruptions of the central type and 2. forms created by the eruptions of fracture- areal type. The volcanic actions of Javakheti highland goes on by the forming of effusives, explosives and extrusives (arcks). The main relief-creative role belongs to the effusives and explosives.

On Javakheti highland Samsari range is a remarkable example of volcanic relief of late Miocene-early Pliocene age. The typical forms of the microrelief of the range are extrusive cones of lava, slag, lava-slag and thick lava streams, which flow toward different directions from the apical part of the range. Within the limits of the range almost entirely eruption centres of central type are represented. They are served by stratovolcanos, monogenic (lava, lava-pyroclastic and pyroclastic) and extrusive centres.

The role of Late Pliocene-Early Pleistocene volcanism in the relief-formarion of Javakheti and Nialaskuri ranges and Akhalkalaki, Tsalka, Gomareti and Dmanisi plateaus is very great. Javakheti range is characterized by comparatively dissected–weakly dispersed relief. The western slope of the range along the whole its spreading goes all over into plateau-like flattened relief.

To the East is comparatively steep and broken up by a dense net of deep river gorges. The main mass of the volcanic eruption centres is arranged on the watershed part of the range and on its west slope linearly or disorderly along the line of the deep fault. The relief of the apical part of the range is built up by strato-volcanoes, extrusive arcs, cones of lava, slag and lava-slag and by disposed between them wide, flattened, plateau-like depressed areas.

Late Pleistocene volcanic stage did not play essential role in the formation of the relief of Javakheti highland. That time late Miocene stratovolcanoes began to restore. With them strong and long lava streams of hyaloandesites are connected, which don't show the signs of erosional weathering or glacial exaration.

ჯავახეთის ზეგნის რელიეფის თანამედროვე სახით ფორმირება გვიანკაინოზოურში მოხდა – დროის საკმაოდ დიდ ინტერვალში – გვიანმიოცენიდან დაწყებული გვიანპლეისტოცენის ჩათვლით. ჯავახეთის ზეგნის ტერიტორია შედარებით მშვიდი რელიეფით ხასიათდება, რომელიც ლავურ ნაკადებში ღრმად ჩაჭრილი ვერტიკალური კლდოვან-ქარაფოვანი კანიონისებური ხეობებითა და მასზე აღმართული ვულკანური ნაკვობებით ირღვევა. ჯავახეთის ზეგნის რელიეფისათვის დამახასიათებელია სართულისებრი აგებულება: ზედა-ვულკანური კონუსები, ქვედა-აკუმულაციური მოსწორებული ზედაპირები. ჯავახეთის ზეგანის რელიეფი ეს არის ვულკანური ქედების (ჯავახეთის, სამსარის, მურაყვანის, ნიალასურის), ვულკანო-ტექტონიკური დეპრესიებისა (ფარავნის, ტაბაწყურის, ხანჩალის, მადატაპის და სხვ.) და პლატო-ბახალტების (ახალქალაქის, წალკის, გომარეთისა, დმანისის) მორფოსტრუქტურების სისტემათა ერთიანობა.

ჯავახეთის ზეგნის რელიეფის ფორმირება არის ორი საწინააღმდეგო ქმედების რელიეფწარმომშობი – ენდოგენური (კონსტრუქციული) და ეპიზოგენური (დესტრუქციული) ძალების ურთიერთმოქმედების შედეგი. კონსტრუქციული რელიეფწარმომშობი ფაქტორებია: ვულკანიზმი (ძირითადად) და ტექტონიკა. ხოლო დესტრუქციული: ეროზიულ-დენუდაციური პროცესები, გრავიტაციული მოვლენები, სეისმოტექტონიკური ჩამონახვავები და ნაკლებად მყინვარები.

საკვლევო რეგიონის რელიეფის ტიპებიდან გაბატონებული მდგომარეობა აკუმულაციურ ვულკანურ ფორმებს – ლავურ ნაკადებს, განფენებს და კონუსებს ეკუთვნით. ამოფრქვევის ტიპისა და ამოფრქვეული მასალის ქიმიური შედგენილობის ფაქტორების გათვალისწინებით ჯავახეთის ზეგნის რელიეფის ვულკანურ ფორმებს შორის შეიძლება გამოიყოს ორი მთავარი გენეტიური ჯგუფი. ცენტრალური ტიპის ამოფრქვევებით შექმნილი რელიეფის ფორმები და ნაპრაღურ – არეალური ტიპის ამოფრქვევებით შექმნილი რელიეფის ფორმები. ჯავახეთის ზეგანზე ვულკანური მოქმედებები მიმდინარეობს ეფუზივების, ექსპლოზივების (გაზურ-აფეთქებითი) ტიპის ამოფრქვევებით და ექსტრუზივების (თაღები) ფორმირებით. მათგან მთავარი რელიეფწარმომშობი როლი ეფუზივებს და ექსპლოზივებს ეკუთვნით.

ჯავახეთის ზეგნის ვულკანური რელიეფის ფორმირების ისტორიას ერთმანეთთან დროში თანმიმდევრულად მონაცვლე რელიეფწარმომშობი ეტაპები ქმნიან: გვიანმიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური, გვიანპლეისტოცენურ-ადრეპლეისტოცენური და გვიანპლეისტოცენური. თვითოეული მათგანი – ტექტონიკურ მოძრაობების, ვულკანიზმის განვითარების და ეპიზოგენური რელიეფწარმომშობი პროცესების ინდივიდუალობით ხასიათდება.

გვიანმიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ეტაპი. ჯავახეთის ზეგნის თანამედროვე რელიეფის ფორმირება გვიანმიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურში იწყება. გვიანმიოცენისა და პლეისტოცენის საზღვარზე გამოვლინებულმა ატიკურმა ოროფაზისმა, რომელსაც უკავშირდება მძლავრი მთათაწარმომშობი მოძრაობები და ძლიერი ვულკანიზმი, პრაქტიკულად განაპირობა არა მხოლოდ საკვლევო რეგიონის, არამედ მთელი კავკასიის რელიეფის თანამედროვე იერსახით ჩამოყალიბება. ჯავახეთის ზეგანზე ამ დროის ვულკანური რელიეფის შესანიშნავი ნიმუშია ზეგნის მორფოსტრუქტურის ცენტრალურ ნაწილში სუბმერიდიონალური მიმართულებით გაჭიმული სამსარის ქედი (სიგრძე 40 კმ. სიგანე 28 კმ., მაქსიმალური სიმაღლეა 3305მ). ქედის წარმოშობილია ხაზობრივად განლაგებული ვულკანური ცენტრების შეერთებით, რომელთა უდიდესი ნაწილი კონცენტრირებულია მის თხემურ ნაწილში გამავალ სუბმერიდიონალური მიმართულების რღვევის ხაზის გასწვრივ; ვულკანური აპარატების დიდი უმრავლესობა სუბმერიდიონალური და სუბგანედური მიმართულების რღვევების გადაკვეთის კვანძებშია განვითარებული. ისინი შეერთებით თხემებს, ხშირად

კი ტალღებრივ და ბელტური მიკრორელიეფის ფორმებს ქმნიან. განსაკუთრებით რთულია სამსარის ქედის წყალგამყოფი ნაწილის რელიეფი. ის გამოირჩევა კონუსური ფორმის ვულკანური ცენტრების მრავალრიცხოვნებით, ციკაბო კლდოვანი ფერდობებით და გამოფიტული მასალის სიუხვით. ქედის მიკრორელიეფის დამახასიათებელი ფორმებია: ლავური, წილის, ლავურ-წილის, ექსტრუზიული კონუსები და თხემური ნაწილიდან სხვადასხვა მიმართულებით გამდინარე მძლავრი ლავური ნაკადები. ქედის ფარგლებში თითქმის მთლიანად ადგილი აქვს ცენტრალური ტიპის ამოფრქვევებს, რომლებსაც ემსახურებიან სტრატოვულკანები, მონოგენური (ლავური, ლავურ-პიროკლასტური და პიროკლასტური) და ექსტრუზიული ცენტრები.

სტრატოვულკანები (პოლიგენური) კონუსის ფორმის ნაგებობებია, რომლებიც აგებული არიან ანდეზიტური და დაციტური შედგენილობის ლავებისა და პიროკლასტების მრავალჯერადი ამოფრქვევების პროდუქტების მორიგეობით. სამსარის ქედზე სტრატოვულკანებია: დიდი აბული (3300,5), პატარა აბული (2799), სამსარი (3287,7), გოდორები (3188,3), თავკვეთილი (2585,მ), დიდი შავნაბადა (2929,0), გრიგორი (2767,4 მ). ხშირად ვულკანური ნაგებობის წესიერი კონუსური ფორმა დარღვეულია მათ კალთებზე მწვერვალიდან კონუსის ფუძემდე თითქმის სწორხაზობრივად განვითარებული ბარანკოსებით (დიდი აბული, დიდი შავნაბადა, გრიგორი, თავკვეთილი და სხვ).

სამსარი ქედის რელიეფის თავისებურ ფორმებს ქმნიან ექსტრუზიული მასივები. მათი გუმბათური ფორმის რელიეფი ბლანტი, აქროლადი კომპონენტებით გაღარიბებული მაგმების ამორქვევის პროდუქტებით იქმნებიან. ექსტრუზიულ მასივების დიდი უმრავლესობისათვის ლავური ნაკადები დამახასიათებელი არ არის, თუმცა ზოგიერთ მათგანთან დაკავშირებულია ძალიან მოკლე, მაგრამ მძლავრი ნაკადები. მონოგენური მოქმედების ექსტრუზიული ტიპის ლავურ ვულკანებს მიეკუთვნებიან: დასავლეთი ეგოისარი (2410,0), აღმოსავლეთი ეგოისარი (2513,5) აბიხის ვულკანი (ივანტაპა, 2933,4), ეშტია(2274,7), აღმოსავლეთი ქეროლდი (2757,1) დასავლეთი ქეროლდი (2921,0), დიდი და პატარა სამოს ჯგუფის ვულკანები (2857,4), საგლიასკო (2878,7), კარაკუხეა (3194,3), ყარადადი (3046,9) და სხვ.

სამსარის ქედზე ყველაზე ძლიერ დანგრეული რკალისებური ფორმის რელიეფით გამოირჩევა სამსარის ვულკანური მასივი, რომლის კლდოვანი ფერდობები დანაწევრებულია რიგი მყინვარული ხეობებით. ვულკანის აღმოსავლეთით კალთა თანდათანობით გადადის კალდერულ დეპრესიაში. ლ.მარუაშვილის მიხედვით სამსარის მასივი და კარაკუხეა ერთიანი აკუმულაციური ვულკანური რელიეფის დესტრუქციულ ნაწილებად განიხილებიან (მარუაშვილი, 1971)

ძნელია გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ვულკანიზმის როლის შეფასება *ჯავახეთის ქედის* რელიეფის ფორმირებაში. საქმე ისაა, რომ ქედის ტერიტორიის დიდ ნაწილი გვიანპლიოცენური ვულკანური წარმონაქმნების დიდი სიმძლავრის პროდუქტებით არის დაფარული, რაც ძალიან ართულებს გვიანმიოცენური სუბსტრატის კვლევას და პრაქტიკულად შეუძლებელს ხდის გეომორფოლოგიური მეთოდებით მათ რეკონსტრუქციას. *ჯავახეთის* ქედის ტერიტორიაზე გვიანმიოცენური ვულკანიზმის პროდუქტებით აგებული რელიეფის ფორმები განვითარებულია ქედის სხვადასხვა ნაწილში-ექსტრუზიული თაღებისა და ტექტონიკური ბლოკების სახით. აგებულია საშუალო და მუავე შედგენილობის ვულკანიტებით: თაღური ფორმის მონოგენური ლავური ვულკანებს მიეკუთვნებიან: ჩრდილო დადილადი (2661,2), ჭიქიანი (კოიუნდადი, 2417,0), კირდადი (2431,6), მადატაპა (2713,8). ძლიერ დანაწევრებულ რელიეფს ქმნის – თანამედროვე მყინვარული ფორმებით ქედის წყალდამოფ ნაწილში, მდინარე სარფდერეს სათავეებში გვიანმიოცენური დაციტებითა და რიოლითებით აგებული ჩათახის მასივის ტექტონიკური ბლოკი. ძალიან მოკრძალებულია გვიანმიოცენური ვულკანიზმის როლი ახალქალაქის პლატოს თანამედროვე რელიეფის ფორმირებაში. პლატოს მოსწორებული რელიეფის ფონზე კარგად გამოიყოფა მის სხვადასხვა ნაწილში აღმართული იდეალური კონუსის ფორმის, ანდეზიტებითა და დაციტებით აგებული ამირანისგორისა (1883,3) და ელდაღის (2495,5) ექსტრუზიული მასივები.

შუაპლიოცენში *ჯავახეთის* ზეგანის გვიანმიოცენური რელიეფი აქტიური დენუდაციისა და ვულკანურ-ტერიგენული ნალექების დაგროვების არედ იქცა.

გვიანპლიოცენურ-ადრეპლიოცენური ეტაპის ვულკანიზმის როლი ჯავახეთის ზეგანის თანამედროვე რელიეფის იერსახის ჩამოყალიბებაში. ამ პერიოდში უკვე არსებობდა მაღალმთიანი სისტემები დანაწევრებული რელიეფით. ზედა პლიოცენში ტექტონიკური

მოძრაობის გააქტიურების ფონზე კიდევ უფრო იზრდება რელიეფის კონტრასტულობის ხარისხი. რელიეფის ფორმირების გვიანპლიოცენური ეტაპი, წინამორბედისაგან განსხვავებით, გამოირჩევა ვულკანური მოქმედებათა გამოვლინების განსხვავებული ტიპით. კერძოდ, გვიანპლიოცენში ვულკანიზმის განვითარების საწყისი სტადია ნაპრალურ-არეალური ტიპის მძლავრი არეალური ამოფრქვევებით იწყება, რომელიც მიმდინარეობს დოლერიტ-ბაზალტური შედგენილობის ლავების კოლოსალური რაოდენობით ამოფრქვევით. ვულკანური კონუსები, როგორც ასეთი ნაპრალური ტიპის ცენტრებიდან თხევადი მაგმის ამოფრქვევის შემთხვევაში ჩვეულებრივ არ ჩნდება; ამ დროს ფორმირდებიან: ახალქალაქის, წალკის, გომარეთისა და დმანისის პლატო-ბაზალტები, რომლებიც შედგებიან ერთმანეთზე სუბპორიზონტალურად განლაგებული რამდენიმე ლავური ნაკადისგან. ნაკადებს შორის ხშირად სახელმძღვანელო ნამარხების შემცველი ტბიური ნალექებია განვითარებული, რაც ამოფრქვევებს შორის შესვენების პერიოდში მშვიდი, სტაბილური ტექტონიკური რეჟიმის არსებობაზე მიუთითებს.

ვულკანიზმის განვითარების მომდევნო ეტაპი ცენტრალური ტიპის ამოფრქვევებით მიმდინარეობს, რაც გამოიხატება ეფუზიურ და ექსპლოზიურ პროცესებში, რომლებიც ქმნიან ლავურ ველებსა და მძლავრ პიროკლასტურ განფენებს. ცენტრალური ტიპის ამოფრქვევების პროდუქტები წინა ეტაპისაგან განსხვავებით ხასიათდებიან კაჟმიწის მომატებული შემცველობით და წარმოდგენილია ანდეზიტ-ბაზალტური (ძირითადად) და ანდეზიტური შედგენილობის ლავებით და მათივე პიროკლასტოლიტებით. მკავე ვულკანიტები თითქმის არ მონაწილეობენ.

დიდია გვიანპლიოცენური ვულკანური ეტაპის როლი ჯავახეთის ქედის თანამედროვე რელიეფის ფორმირებაში. ჯავახეთის ქედი (სიგრძე საქართველოს ტერიტორიაზე-45 კმ, სიგანე 5კმ დან-25 კმ-დე) ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრული აღნაგობით. ჯავახეთის ქედის რელიეფი, სამსარის ქედისაგან განსხვავებით შედარებით მშვიდი-სუსტი დანაწევრებით ხასიათდება. ქედის დასავლეთი კალთა მთელი თავისი გავრცელების მანძილზე თანდათან გადადის პლატოსებრ მოსწორებულ რელიეფში, ხოლო აღმოსავლეთი-შედარებით ციცაბოა და დანაწევრებულია მდინარეთა ღრმა ხეობების ხშირი ქსელით.

ვულკანური ამოფრქვევის ცენტრების ძირითადი მასა განლაგებულია ქედის წყალგამყოფ ნაწილში და მის დასავლეთ კალთაზე გამავალ სუბმერიდიონალური მიმართულების სიღრმული რღვევის ხაზის გასწვრივ უწესრიგოდ ან რიგებად. ქედის თხემური ნაწილის რელიეფს ქმნიან აქ განვითარებული სტრატოვულკანები, ექსტრუზიული თაღები, ლავური და წილის კონუსები და მათ შორის პლატოსებურად მოსწორებული ფართო დეპრესიული უბნები.

სტრატოვულკანები. ამ ტიპის ვულკანურ ნაგებობებს მიეკუთვნებიან ემლიკლი (3056,8), ლეკლი (3156,9) და სამხრეთი დალიდალი (2914). ისინი ძირითადად ბაზალტური და ანდეზიტ-ბაზალტური (იშვიათად ანდეზიტური) შედგენილობის ლავებისა და მათივე პიროკლასტოლიტების მორიგეობით არიან აგებული. მათთან დაკავშირებული ლავური ნაკადები ამოფრქვევის ადგილიდან სხვადასხვა მიმართულებით რამდენიმე ათეულ კმ-ზე ვრცელდებიან. განსხვავებულია ლავური ნაკადების ზედაპირის მიკრორელიეფი და ზომებიც. რელიეფის ძირითად ფორმებს შორის გავრცელებულია მონოგენური ლავური ვულკანები და წილის კონუსები.

მონოგენური მოქმედების ლავურ ვულკანებს მიეკუთვნებიან: ინიაკდალი (1943,8), კარატეპე (2350), ბიკეტი (2277,4) კულიაბიაკა (2820,4) (ჯავახეთის ქედი); სურპ-ოგანეზი (2327,5) სამსარის ქედი); ლავურ - წილოვან ვულკანებიდან: გრეშიჩნაია (2515,2), ქემერლი (2538,8), სეიტტაპა (2147,9), გუნიაკალა (1976), დაგაკრანი (2807,8), გულაბაია (2806,2), შიშტეპე (2787,1), გილხიდალი (27677), კარახაში (2689) და სხვ. (ჯავახეთის ქედი), სუპსარი (2327) ჩალატუდორი (2353,2), უსახელო მწვერვალები (2562,5, 2665), ორტულუ (2445,6), ოქიუზდალი (2441) უსახელო მწვერვალები (2928,0, 3390,1, 2605,5). (ნიალასყურის ქედი): პატარა გიუნეი (2033,2), დიდი გიუნეი (2060,1), თაშკალა (1983,2), სუპსარი (2000), ზაკვი (1990,2), მურჩუმტეპე (1830,1), უსახელო (1896,6) და სხვ. (ახალქალაქის პლატო), ქეროდლი (2215,5), უსახელო მწვერვალები (1951,7, 1930, 1962) (მურაკვანის ქედი). *წილის ვულკანები.* ამ ეტაპზე ადგილი აქვს კოლოსალური მოცულობის პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევას, რომელსაც ემსახურებიან: იუმრიტაპე (2247,8), ტავშანტაპა (2179,9), საღამო (2330,0), კრუგლაია (2108), გული (2380), ხარიტონოვაბალკა (2234,3), ქანალტეპე (2812,0) და სხვ. (ჯავახეთის ქედი); კარაულტეპე

(2146), ოვახი (2995.0), დილიფა (1979), ინიაკი (2138.0) (ნიალასყურის ქედი), არჩეული (2167.5), სულდა (1967.2) (ახალქალაქის პლატო), პატარა კიხილდალი (2620.0) (სამსარის ქედი).

რელიეფწარმოშობი გვიანპლეისტოცენური ეტაპი. გვიანპლეისტოცენურ ეტაპს არსებითი როლი ზეგნის რელიეფის იერსახის შექმნაში არ შეუტანია. ამ პერიოდში სამსარის ქედზე განახლებას იწყებენ გვიანმიოცენური დროის სტრატოგულკანები: პატარა შავნაბადა, ბებერიკლდე, თავკვეთილი. მათთან არის დაკავშირებული შავი, ფისისებური ჰიალოანდეზიტების მძლავრი და გრძელი ლავური ნაკადები, რომლებიც ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ კალთებზე განვითარებული. ნაკადებს შერჩენილი აქვთ ქაოტური, უსწორმასწორო, გორაკ-ბორცვიანი ზედაპირები. კარგად დაიკვირვება ნაკადების საფეხურისებური განლაგება. ნაკადებს არ ემჩნევა არც მყინვარული ეგზარაცია და არც ეროზიული მოქმედების ნიშნები.

ამ დროის განახლებულ სტრატოგულკანებს მიეკუთვნებიან დიდი კიხილდალი (3098.1), რომელიც განვითარებულია სამსარის კალდერის აღმოსავლეთ ბორცვში. მოსწორებული რელიეფის ფონზე შესანიშნავად ჩანს მისი იდეალური კონუსური ფორმა, რომლის ციცაბოდ დაქანებულ კალთებზე და ძირში უხვად გვხვდება გამოფიტული ქანების დიდი სიმძლავრის ლოდნარი.

ვულკანური რელიეფის გარდაქმნის ეკზოგენური პროცესები.

ჯავახეთის ზეგნის პირველადი ვულკანური აკუმულაციით შექმნილი რელიეფი, ვულკანური აქტიობის შეწყვეტის შემდეგ, განიცდის ეკზოგენური პროცესების ინტენსიური ზემოქმედებას. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ რელიეფის გარდაქმნელი ეკზოგენური პროცესი მათ შემქმნელ ევექტურ ენდოგენურ პროცესებთან შედარებით გაცილებით ნელა მიმდინარეობს.

პირველადი ვულკანური რელიეფის ფორმების გარდაქმნაში წამყვანი როლი ეროზიასა და გამოფიტვის პროცესებს ეკუთვნით, რომლებიც მოქმედებენ, არა მხოლოდ ვულკანური რელიეფის ჩამოყალიბების შემდეგ არამედ მისი ფორმირების პროცესშიც. ბევრ ვულკანურ ნაგებობაზე დაკვირვებით (სამსარი, სამხრეთი დალიდალი და მრავალი სხვა), ჩანს, რომ რელიეფის გარდაქმნაში უდიდესი როლი აქვთ ვულკანურ აფეთქებებს. იმის მიუხედავად, რომ აფეთქებები არის დროში წრაფი-ხანმოკლე პროცესი, რელიეფის გარდაქმნის ხარისხი ამ დროს იმდენად მაღალია, რაც შეუძლებელი იქნებოდა ეროზიულ პროცესებს რამდენიმე ათასეული წლის განმავლობაში მოქმედებით გამოეწვიათ.

ნივალურ-მყინვარული რელიეფი. წამყვანი როლი ჯავახეთის ზეგნის რელიეფის გარდაქმნაში მყინვარებს არ აქვთ. საკვლევი რეგიონის ტერიტორიაზე განვითარებულია იზოლირებული მცირე მასშტაბის მყინვარული კერები – ხეობის, კარული და კარულ-ხეობის მყინვარული ფორმების სახით. გამყინვარების ნიშნები კარგად ჩანს ცირკების, ტროგების, მორენების, ქვიანი მყინვარების და სხვა ნივალურ-გლაციალური მორფოსკულპტურული ფორმების სახით (Maryashvili J. 1951, ახალკაციშვილი, 2006).

რელიეფის ძველმყინვარული ფორმები დამახასიათებელია, მხოლოდ იმ მწვერვალებისა და მასივებისათვის, რომელთა აბსოლუტური სიმაღლე 3000 მეტრს აღემატება. კარული ფორმების ანალიზიდან გამომდინარე ფირნის ხაზი 2700–2800 მეტრ სიმაღლეზე მდებარეობს. ხოლო ფირნის ხაზის სხვაობა 150–200 მეტრია. არის ისეთი მწვერვალები, რომლებიც დიდი აბსოლუტური სიმაღლის მიუხედავად (2900–3100 მ), გამყინვარების ნიშნებს არ ატარებენ. მიზეზად შეიძლება მასივებისა და მწვერვალების ფერდობების დიდი ციცაბო – ქარაფოვანი დაქანება და ახალგაზრდა ასაკი ვივარაუდოთ.

ძველი გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნები შემორჩენილია დიდი აბულისა და სამსარის ვულკანურ მასივებზე. დიდი აბულისა მასივზე ძველი გამყინვარების არსებობის დამადასტურებელი ნიშნები ეროზიულ-აკუმულაციური ფორმების სახით შემორჩენილია მის ჩრდილო-აღმოსავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ კალთებზე-ცირკების, ტროგებისა და მორენების სახით. შედარებით მცირე ზომის კარული ფორმები შემონახულია სამხრეთ და დასავლურ ფერდობებზე, რაზეც მიუთითებს მყინვარული ნალექების მორფოლოგია-ბორცვიანი რელიეფი, მყინვარული წარმოშობის მცირე ზომის ტბებისა და სუსტად გამოხატული საფეხურების არსებობა.

დიდი აბულის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე მყინვარული ფორმები განლაგებულია 2850–2900 მ. აბსოლუტურ სიმაღლეზე. ლოდნარი, რომლის მყინვარული გენეზისი ეჭვს არ იწვევს გვიანმიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური ციკლის მჟავე ეფუზივების ნატეხებით არის აგებული. მორენულ მასალაში მონაწილეობენ დაუსარისხებელი, დაკუთხული და

შრეობრიობას მოკლებული ქვა-ღორღიანი დანაგროვები. მისთვის დამახასიათებელია ძლიერ დანაწევრებული დენუდაციურ-ტექტონიკური რელიეფი. მყინვარული ზემოქმედების ნიშნები – ცირკების, კარების ტროგებისა და მორენების სახით შემორჩენილია სამსარის ვულკანურ მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე. კალდერის შემომფარგვლელ ფერდობზე ეროზიულ-დენუდაციურ პროცესებს გადარჩენილი რამდენიმე კარული ფორმაა შემორჩენილი, რომლებიც 2900–3000 აბსოლუტურ მეტრ სიმაღლეზე მდებარეობენ (ახალკაციშვილი, 2006).

მყინვარული ცირკები, რომლებიც დღესაც მუდმივი თოვლით არის ამოვსებული, დაფიქსირებულია ჯავახეთის ქედის წყალდამყოფ ნაწილში მდ.სარფდერეს სათავეებში (ჩათახის მასივი) 2600 მეტრ აბსოლუტურ სიმაღლეზე.

ნიადასყურის ქედის ტერიტორიაზე გამყინვარების ნიშნების არსებობაზე მიუთითებს ჯ.წერეთელი (Церетели Дж., 1969). ის მდ. ზაგრანიჩნაიას ხეობის სათავეებში 2900–2950 აბსოლუტურ მეტრ სიმაღლეზე განვითარებულ დეპრესიულ უბანს მყინვარულ ცირკად განიხილავს, რაც ჩვენი მონაცემებით ძნელად მისაღებია, თუმცა არც ის არის გამორიცხვად, რომ ძველი გამყინვარების კვალი შეიძლება წაშლილიყო აქ განვითარებული ღრმა ეროზიული ხეობით (ახალკაციშვილი, 2006). გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური ნაგებობები მყინვარული ზემოქმედების ნიშნებს არ ატარებენ და კარგად აქვთ შემორჩენილი პირველადი ვულკანური ფორმები.

ფერდობის პროცესები. ჯავახეთის ზეგნის პირვანდელი აკუმულაციური რელიეფის გარდაქმნაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ფერდობის პროცესები. პროცესები გამოფიტვით იწყება დენუდაციით მიმდინარეობს და აკუმულაციით მთავრდება.

ფიტვითი პროცესები ეხება ყველა ვულკანურ ნაგებობას–მათი ამგები ქანების ასაკისა და ქიმიური შედგენილობის მიუხედავად. თითქმის არ მოიძებნება ვულკანური ნაგებობები, რომლის კალთებზე და ძირში მეტ-ნაკლები რაოდენობით არ იყოს დაგროვილი ამგები ქანების სხვადასხვა ზომის გამოფიტვული ნატეხოვანი მასალის ლოდნარი.

გამოფიტვის მთავარი აგენტებია წყალი, რეგიონის ტერიტორიაზე გაბატონებული ძლიერი ქარები, ტემპერატურის მკვეთრი ცვალებადობა და ნაკლებად მყინვარები. ვულკანურ კონუსებზე დაკვირვებით ადვილად ვრწმუნდებით, რომ გამოფიტვითი პროცესების ინტენსიობას მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს ფერდობის დაქანება, კონუსის ამგები ქანების პეტროგრაფიული შედგენილობა და სიმტკიცის ხარისხი. მაგალითად წილის კონუსები ლავურ კონუსებთან შედარებით გამოფიტვის აგენტების მოქმედებას უფრო ადვილად ემორჩილებიან მკვერი-მასიურ ლავეებთან შედარებით.

ვულკანის კონუსების ფერდობებზე დაგროვილი გამოფიტვული მასალა იწყებს დენუდაციას. დენუდაციური და აკუმულაციური პროცესები არიან ერთმანეთთან მჭიდროდ დაკავშირებული პროცესები. დენუდაცია არის რელიეფის გარდაქმნის მთავარი ფაქტორი. დენუდაციის მთავარი აგენტებია: სიმძიმის ძალა (გრავიტაცია), წყალი, ქარი, და მყინვარები. სიმძიმის ძალის გამო გამოფიტვის პროდუქტები გრავიტაციული ძალებით იწყებს გადაადგილებას მწვერვალთან ძირის მიმართულებით, სადაც ისინი ილექებიან და ქმნიან საკმაოდ დიდი სიმძლავრის დანაგროვებს. მასალის ნაწილი ფერდობზე რჩება და თავისებურ ვულკანურ ლანდშაფტს ქმნის. პროცესს აჩქარებს წყალი, თოვლის ზვავებისა და მყინვარების მოძრაობა, რეგიონში გახშირებული, თუნდაც სუსტი მიწისძვრები. მცირე ზომის მასალის გადატანას-ქარიც ემატება. ტრანსპორტირებისას კარგად ჩანს ნატეხოვანი მასალის დახარისხება.

ამგვარად, ზემოთ თქმულიდან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნად, რომ ჯავახეთის ზეგნის რელიეფის თანამედროვე იერ-სახის გამსაზღვრელი ფაქტორებია: ვულკანიზმი (ძირითადად) და ტექტონიკა. ხოლო რელიეფგარდამქმნელი ფაქტორებიდან წამყვანი როლი გამოფიტვით პროცესებს და წყლის ეროზიას ეკუთვნით, რომლებიც დღესაც აქტიურად აგრძელებენ საკვლევი რეგიონის რელიეფის დანაწევრების პროცესს.

ლიტერატურა

ახალკაციშვილი მ. (2006). ჯავახეთის ზეგნის ვულკანური წარმონაქმნებისა და გამყინვარების ეპოქის ასაკობრივი კორელაცია, ავტორეფერატი, გვ. 41.
Геоморфология Грузии. (1971). Издательство Мецниерева . Тбилиси. С.358-380.

- Джигაური Д. Г. (1991) Южный антропогенный вулканизм (Южно-Грузинское нагорье) //Сб. Грузия в антропогене. Сакартвело. Тбилиси. С.90-125
- Марушвили Л. И. (1951). Южно-Грузинское вулканическое нагорье. Тбилиси.
- Майсурадзе Г. М. (1967) Роль миоплиоценового вулканизма в формировании современного рельефа Эрзушетского нагорья //Сообщ. АН ГССР, XLVIII, 1, Тбилиси. С.103-108.
- Схиртладзе Н.И. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии.Тбилиси //Изд-во АН ГССР. С.159
- Тутберидзе Б. Д. (1990). Молодой вулканизм восточной части Джавахетского нагорья //Тбилиси: Изд-во ТГУ. С.138
- Тутберидзе Б.Д. (2004). Геология и петрология Альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента //Тбилиси: Изд-во ТГУ. С.339.
- Церетели Дж. Д. (1969). Вулканический рельеф Джавахетского нагорья //Тбилиси. Автореф. кандид. дисс.

UDC 549.281+671.413+691.73

PECULIARITIES OF CHEMICAL COMPOSITION OF THE GEORGIAN NATIVE COPPER AND „COLCHURI TETRI” COINS

N.POPORADZE, KH.GACHECHILADZE

Ministry of Education and Science of Georgia. LEPL Georgian Technical University.
M. Kostava st. 77, Tbilisi 0175, Georgia. E-mail: nodar_poporadze@yahoo.com

By means of chemical and micro-X-ray spectral analyses it has been established that the chemical composition of native copper and silver from the Bolnisi ore field is similar that of „Colchuri Tetri” coin. „Colchuri Tetri” coins have been not-forged by partial smelting and then covered by silver, applying amalgamataion.

საქართველოს თვითნაბადი სპილენძის და „კოლხური თეთრის” ქიმიური შედგენილობის თავისებურებანი. ნ. ფოფორაძე, ხ. გაჩეჩილაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო, სსიპ საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, კოსტავას 77, 0175 თბილისი.

ელ-ფოსტა: nodar_poporadze@yahoo.com

ქიმიური და მიკრორენტგენოსპექტრალური ანალიზების საშუალებით დადგენილია ბოლნისის მადნიან ველში მოპოვებული თვითნაბადი სპილენძის და ვერცხლის ქიმიური შედგენილობის მსგავსება კოლხური თეთრის გულგულას ქიმიურ შემადგენლობასთან. კოლხური თეთრის მონეტები დამზადებულია გაცხელებულ მდგომარეობაში ნაწილობრივი გაღვლით, ხოლო გამოჭედილი მონეტების ზედაპირი დაფარულია ვერცხლით, ამალგამირებით.

Особенности химического состава самородной меди Грузии и «Колхури Тетри» монет. Н.Г. Попорадзе, Х. Гачечиладзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Грузинский Технический университет, ул. Костава 77, 0175 Тбилиси.

E-mail: nodar_poporadze@yahoo.com.

В результате химических и микрорентгеноспектральных анализов было установлено сходство химического состава самородной меди и серебра с химическим составом ядра монеты «Колхури Тетри». Монеты были изготовлены путём горячей корки с частичного плавления и затем поверхности покрыты серебром, амальгамированием.

გაფართოებული რეზიუმე

საქართველოში მადნების ექსპლოატაციას დიდი ხნის ისტორია აქვს, რაზეც ნათლად მეტყველებს საქართველოს სხვადასხვა რეგიონებში აღმოჩენილი ძველ სამთო გამონამუშევრები, მეტალურგიული კერები და გადამამუშავებელი მადნის წიდა.

საქართველოში სპილენძის საბადოები ცნობილი იყო ბოლნისის რაიონში – დამბლულთან, რაჭაში მდინარეების: ჩვეშურას, ზოფხიტურის, ხვრელიეთის სათავეებთან, აგ-

რევე სოფელ ლაშხეთში, მდინარე ცხენისწყალზე, ყაზბეგის რაიონის, დედოფლის და ჩორთოს, აჭარა-თრიალეთის მთიანეთში, ქვემო ქართლში, გურიაში და სხვა.

აღმოსავლეთ საქართველოში სპილენძის, ბრინჯაოს, ოქროსა და ვერცხლის მეტალურგიის განვითარებისათვის ბრინჯაოს და ანტიკური ხანის ქართველი მეღიბნეები ნედლეულად ქვემო ქართლში არსებულ მადნეულისა და საყდრისის საბადოების პირველად და მეორად სულფიდურ მადნებთან ერთად იყენებდნენ თვითნაბად სპილენძს, ვერცხლს და ოქროს, რომელთა მოპოვება დიდ სიძნელეებთან არ იყო დაკავშირებული.

ქიმიური და მიკრორენტგენოსპექტრალური ანალიზების საშუალებით შესწავლილ იქნა ბოლნისის რაიონის მადნიან ველში მოპოვებული თვითნაბადი სპილენძის ქიმიური შედგენილობა, როგორც ზედაპირზე ასევე სიღრმეში. ანალიზების შედეგებმა გვიჩვენა, რომ თვითნაბადი სპილენძის სხვადასხვა ფორმისა და ზომის მასები ძირითადად არაერთგვაროვანი ქიმიური შედგენილობით ხასიათდება, მათში გვხვდება, როგორც დამოუკიდებელი მინერალური ჩანარები (ქალკოზინი, კუპრიტი, კვარცი), ასევე ცალკეული ელემენტები (ვერცხლი, დარიშხანი, ტყვია, სელენი, სილიციუმი და სხვა). რაც უფრო დიდი ზომისაა თვითნაბადი სპილენძი მით უფრო ერთგვაროვანია მისი ქიმიური შედგენილობა და ძირითადად სპილენძითაა წარმოდგენილი.

არქეოლოგიური ლითონური მასალის (სპილენძი, ბრინჯაო, ოქრო, ვერცხლი) დეტალურმა მიკრორენტგენოსპექტრულმა ანალიზმა და მისმა შედარებამ თვითნაბადი ოქროს, სპილენძის და ნაწილობრივ, ვერცხლის ქიმიურ შედგენილობასთან, მრავალი საგულისხმო ფაქტი მოგვცა. ბრინჯაოს და ანტიკური ხანის ქართველი მეღიბნეები, სხვადასხვა დანიშნულების სპილენძის, ოქროს და ვერცხლის ნაკეთობებს, ხშირ შემთხვევაში, უშუალოდ, მხოლოდ მექანიკურად გამდიდრებული თვითნაბადი ლითონებისგან ამზადებდნენ. ასეთი სახით დამზადებულ ნაკეთობებში იდენტური მინერალური ჩანარები და ქიმიური ელემენტების მიკროკომპონენტები ჩვენ მიერ არის დაფიქსირებული, ისეთივე რაოდენობით, ფორმით და განაწილების თავისებურებებით, როგორც თვითნაბად სპილენძში, ოქროსა და ვერცხლში.

სპილენძს და ვერცხლს გამოყენების თვალსაზრისით პირველ ელემენტებსაც უწოდებენ, ვინაიდან ადამიანმა პირველად სპილენძი გამოიყენა, როგორც იარაღად, ისე სამკაულად (Lordkipanidze 2002).

თვითნაბადი სპილენძის მხოლოდ მექანიკური გამდიდრების შედეგად მიღებული ნედლეულისგან მცირე და ერთობ შეზღუდული დანიშნულების ნივთებს ამზადებდნენ, მათ შორის, მონეტებსაც. ხოლო პირველადი სულფიდური ძირეული საბადოებიდან მოპოვებულ მადნებს, მექანიკურ გამდიდრებასთან ერთად გამოწვავდნენ, აცილებდნენ გოგირდს და სხვა ფუჭ მასას გაღობით ქურაში.

ქვემო ქართლის ხალასი სპილენძის უშუალო გამოყენების უტყუარ საბუთს იძლევა სხვადასხვა დანიშნულების სპილენძის ნაკეთობების, მათ შორის კოლხური თეთრის ქიმიური შედგენილობის მსგავსება ხალასი სპილენძის ქიმიურ შედგენილობასთან.

მიკრორენტგენოსპექტრალური ანალიზის შედეგად აღმოჩნდა, რომ კოლხური თეთრი ორი ფენისაგან შედგება, გარე თხელი ფენა ე.წ. გარსი (საშუალოდ 0.5 მმ) ერთგვაროვანი, თითქმის სუფთა ვერცხლითაა წარმოდგენილი (91-97%), ხოლო შიგთავსი ე.წ. გულგულა განსხვავებული ფერისა და ძლიერ არაერთგვაროვანი ქიმიური შედგენილობით ხასიათდება, სადაც ზოგჯერ მცირე ზომის სიცარიელებთან ერთად გვხვდება მუქი ყავისფერი-მოშავომდე, მომრგვალებული ზოგჯერ დაკუთხული ჩანარები, ისეთები როგორებიც თვითნაბად სპილენძშია დაფიქსირებული.

ბოლნისის რაიონის თვითნაბადი სპილენძისა და ვერცხლის ქიმიური შედგენილობის და მათში მინარევი ელემენტებისა და ცალკეული მინერალების არსებობის ფორმის, რაოდენობის და განაწილების რაობის იდენტურობამ კოლხური თეთრის ქიმიური შედგენილობასთან საშუალება მოგვცა ვივარაუდოთ, რომ კოლხური თეთრი დამზადებულია ბოლნისის მადნიან ველში მოპოვებული თვითნაბადი სპილენძის და ვერცხლის სხვადასხვა ზომისა და არაერთგვაროვანი ბუნებრივი ფორმის მასების გამოჭევით გაცხელებულ მდგომარეობაში ნაწილობრივი გაღობით, ხოლო გამოჭედვის შემდეგ გამოჭედილი მონეტების ზედაპირი დაფარულია ვერცხლით, ამაღვამირებით.

Exploitation of ore deposits in Georgia has a long term history that is clearly evidenced by old metal-workings, metallurgic hearths and slag of the processed ore material that is found on the territory of Georgia.

Copper mines in Georgia were known in the Bolnisi region – near Dambludi, in Racha – at the heads of the rivers Chveshura, Zopkhituri and Khvreleti, in the Lashkheti village, at the river Tskhenistskali, in the highlands of Devdoraki and Chortio in the Kazbegi region, in Achara-Trialetian highlands, in Kvemo Kartli, Guria etc.

In East Georgia of the Bronze and ancient epochs, for development of copper, gold and silver metallurgy Georgian metal workers applied native copper, silver and gold together with the primary and secondary sulfide ores from Madneuli and Sakdrisi ore deposits located in Kvemo Kartli; their mining was not connected with any difficulties.

Exploitation of ore deposits in Georgia has a long-term history that is clearly evidenced by old metal-workings, metallurgic hearths and slag of the processed ore material that is found on the territory of Georgia.

Copper mines in Georgia were known in the Bolnisi region – near Dambludi, in Racha – at the heads of the rivers Chveshura, Zopkhituri and Khvreleti, in the Lashkheti village, at the river Tskhenistskali, in the highlands of Devdoraki and Chortio in the Kazbegi region, in Achara-Trialetian highlands, in Kvemo Kartli, Guria etc.

The fact of the native copper direct application is evidenced by the similarity of the chemical composition of copper ware of various destination and that of native copper.

In East Georgia of the Bronze and ancient epochs, for development of copper, gold and silver metallurgy Georgian metal workers applied native copper, silver and gold together with the primary and secondary sulphide ore from Madneuli and Sakdrisi ore deposits located in Kvemo Kartli.

Native copper mining and application has a long-term history. Only mechanically concentrated native copper was used to make small quantity of wares for rather limited purposes; coins were among them. Whereas ores mined from the primary sulfide basic deposits, were mechanically concentrated and heated in forges as to remove sulfur and other waste material by smelting.

The detailed micro X-ray spectral analysis of metal material (copper, bronze, gold, silver) and its comparison with the chemical composition of native gold, copper and, partially, of silver gave lots of considerable results. Georgian metal workers in the Bronze and antic epochs in most cases used only mechanically dressed native metals to make copper, gold and silver wares. In such wares we have fixed mineral inclusions and micro-components of chemical elements that are of the same quantity, form and distribution peculiarities as those in native copper, gold and silver.

From the usage viewpoint copper and silver are considered to be the first elements, as copper was the first metal applied in making arm and jewelry.

The copper sulfide ores and mineralizations in Kvemo Kartli are represented as veined, lenticular, nest-form, stockwork-like, column form and other bodies. The texture of the ores is veined-impregnated, veined or massive. The ores are of various mineral composition; they are represented by sulfide, oxide, sulfate, silicate, carbonate and native minerals.

The primary sulphide minerals are: pyrite, chalcopyrite, sphalerite. As for veined mineralsthere occur: quartz, barite, carbonates and gypsum. Chalcopyrite often fills the fissures in the rock, sometimes cements quartz, pyrite and sphalerite.

In the areas of Madneuli and Sakdrisi deposits, there are distinctly expressed exogenic processes and zonality corresponding to them. There occur zones of oxidation, secondary dressing and primary ores. In the oxidation zone, due to the abundance of oxygen, copper and iron sulfide minerals become unstable and turn into stable hydroxides and other compounds such as sulfates, carbonates, oxides, silicates and phosphates. It is known that the zone of oxidation of the primary sulfide deposits is formed in complicated physical-chemical conditions - under the influence of atmospheric agents (water, oxygen, carbonic acid, etc.) primary ore metals and sulfurous compounds dissolve in underground waters and migrate; so the intensive oxidizing environments in the received solutions are stipulated by the chemical substance of ores, the form of sulfur existence in the solution and the chemical properties of the oxidation products.

The oxidation zone reaches hundreds of meters in thickness wherefrom copper is not abundantly removed. Secondary minerals of copper occur at the surface too. The main typomorphic (Fig.1) minerals of copper in the oxidation zone are the following: malachite, azurite, tenorite, chalcantite, chalcocine, chrysocolla and turquoise.

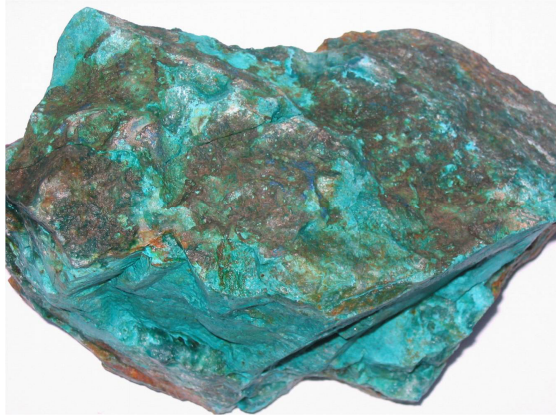


Fig.1

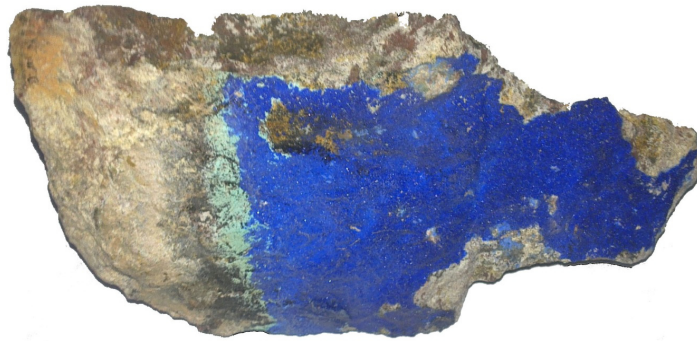
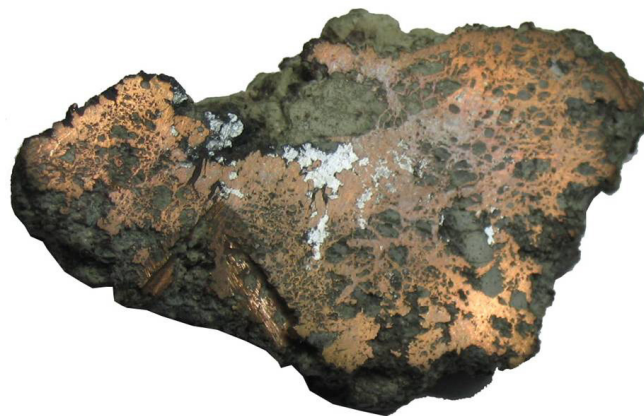


Fig2



In the secondary dressing zone together with the primary minerals of copper and iron there occur chalcocite, covellite and bornite that originated in a reducing environment. Most of the secondary minerals of copper generated as a result of chalcopyrite oxidation at various degree; cuprite, tenorite and pure copper are exceptions; they are generated due to the replacement of chalcocite – mineral of the secondary dressing subzone. Pure copper generated in the conditions of the oxygen deficiency. It mainly occurs in malachite and iron hydroxides. The latter are represented by goethite and lepidocrocite that are generally generated at the expense of pyrite and chalcopyrite. Iron hydroxides occur in the form of veinlets, small inclusions, dabs and micro layers and give the rocks yellowish-brown and rusty colors.

In the Kvemo Kartli region within the limits of various deposits and ore-manifestations there are known native copper bearing areas where even today could be found native copper samples of various form, size and weight. Native copper occurs as impregnated dendrites of various form and size, dabs and also as free native forms, from micro-grains (Fig. 2) to solid masses weighing several kilograms or tens of kilograms (Fig 3).

Native copper of comparatively small sizes occur together with the secondary minerals. It replaces or comprises chalcocite and bornite in the form of inclusions and cuprite – in the form of dabs (Gachechiladze et al. 2006).

On the polished surfaces of native copper samples there are distinctly seen chalcocite, quartz and cuprite segregations. Microscopically there are found small segregations of the silver independent phase. By the detailed micro X-ray spectral analysis of the native copper polished surface there have been defined the quantity of admixed elements, chemical composition of the existing separate independent minerals and content of micro-components.

Segregations of separate minerals in native copper are represented [see fig. 2] by quartz, chalcocite, cuprite and argentite, while among the micro-components there are fixed arsenic, selenium, lead and small content of gold, silver, tellurium and silicium. No tin and cadmium have been defined. In the native copper the copper content varies within 86-98%, arsenic is fixed in most of the points and its content in a point reaches 2.75%. Selenium content is particularly notable; it is not fixed in all the points but its content in one point is very high and reaches 5%. Gold is fixed in eight points out of eighteen and reaches 0.72%, silver is fixed only in two points and reaches 0.25%, tellurium – only in one point(0.12%). Silicium occurs only in several points. Lead content in some points is high enough and reaches 1.14%.

Presumably silver, gold, selenium and tellurium are irregularly distributed and interchange copper isomorphically while lead, silicium and arsenic, in the authors' opinion, are represented as micro-crystals of separate independent minerals relying their assumption on the occurrence of quartz independent phases in certain cases.

Small, independent, silver phases occur in native copper and quartz as well as in chalcocite. The chemical composition of silver is the following: *Ag* 80-91.53%, *Cu* - 2-12% but in separate cases copper content much exceeds that of silver; lead (maximum 1.12%), arsenic (max.3.07%), selenium and tellurium are characterized by heterogenic composition: selenium - max. 0.65%), tellurium – max. 2.85%. Tellurium is defined nearly in all the points, gold – in several points with maximal content – 0.43%. In several phases of quartz there occur small segregations of copper and silver independent phases.

The chemical composition of small copper inclusions occurring in a quartz crystal is identical to that of the native copper of large sizes.

Besides the copper and sulfur in chalcocite there occur silver (only in three points, max.0.27%), lead (max. 1.12%), arsenic (max.1.62%), selenium (in twelve points out of thirty, max.5.98%), tellurium (only in one point, max.0.2%), gold (in nine points, max. 0.58%).

The chemical composition of Madneuli native copper of free form (see Fig.3) is the following: copper content varies within 90-99.58%, arsenic is fixed nearly in every second point in high content – max. 3.01%. Selenium is generally in higher content (fixed in 60% of the defined points, max. 5.45%). Tellurium is not practically fixed, even at the trace level. Lead is fixed in every fourth point and reaches 1.39%. Iron is fixed in some points and reaches 0.61%. Silicium is fixed in every third point and reaches 2.99%. Silver, tin and cadmium are not practically defined. Gold is fixed in every third point and reaches 0.44%. Silver occurs only in several points and reaches 0.24%.

Detailed Micro X- ray spectral analyses of the available archaeological metallic material (copper, bronze, gold, silver) and its comparison with the chemical composition of native copper, gold and, partially, silver indicate that Georgian metal-workers in the Bronze and Antique Ages often made copper, gold and silver wares only of mechanically concentrated local native metals. In the mentioned wares, we have fixed mineral impregnations and micro components of chemical elements of the same quantity, form and regularity of distribution as in native copper, gold and silver.



Fig.3



Fig.4



Fig.5

From the usage viewpoint copper and silver are considered to be the first elements, as copper was the first metal applied in making arm and jewelry (Lordkipanidze, 2002). Only mechanically concentrated native copper was used to make small quantity of wares for rather limited purposes, coins were among them; while the ores, mined in basic sulfide mines were concentrated and heated as to remove sulfur and other waste material by smelting in the hearths.

The fact of the native copper direct application is well evidenced by the similarity of the chemical composition of copper ware of various destination (“Colchuri Tetri“ coins among them) and that of native copper.

One of the principal purposes of the present research work is to investigate “Colchuri Tetri” (Colchian silver coins), namely - to define the detailed chemical composition of half-Drachma II type coins and, on the base of the received data, represent the source of raw material and the model of any probable technologies of their manufacturing.

According to the received data it may be assumed that such detailed chemical researches of “Colchuri Tetri” have never been carried out, the results are very interesting and a great deal of it is fixed for the first time.

The sequence of the researches is the following: initially the chemical composition was defined only on averse and reverse surfaces of “Colchuri Tetri“ (half-Drachma) in several uninjured points where silver content reaches 88.95-96.76%, copper – 1.97-8.74%, there also occur lead, silicon and arsenic in low contents, while stibium, tin, iron and zinc are not practically fixed (Poporadze et al., 2005).

Micro-X-ray spectral analyses of the injured points showed higher and rather dissimilar content of copper that made it necessary to define chemical composition deeper inside the coin. For these purposes there were carried out detailed researches of thirty half-Drachma coins from private collections; investigations were carried out on averse and reverse surfaces as well as along the cross section. Even visually it can be observed that coins have light grey thin layer outside and grey-brownish or light coppery core inside which in parts is of different chemical composition, various tonality, size and form.

The chemical composition of the native copper and silver from the Bolnisi region, the forms of existence of admixed elements and separate minerals, their quantity and distribution is identical to those of the “Colchuri Tetri” coins; this consideration makes it possible to assume that “Colchuri Tetri” coins are made of native copper and silver masses of various size and natural forms mined in the Bolnisi ore-bearing valley. The ore material was heated, partially smelted and forged, and then the forged coins were covered with silver by the method of amalgamation (Poporadze et al.).

In 1950 T.Arashidze (Arashidze 1950), the chemist, defined chemical composition of four “Colchuri Tetri” coins by drop method and received notable results. In the “cores” of the coins the copper content varied within 48.0-71.73% whereas silver content – within 28.42-51.17%. In one of them lead content is 2%; in two of them gold content was not fixed even in the form of admixture. Such content is analogous to Kvemo Kartli native copper content.

The peculiarities of chemical composition of outer layer and core will be described in details for each coin.

Fig. 5 represents averse and reverse surfaces of a coin with a distinctly expressed man’s and bull’s heads of greyish-white colour. On the cross section surface of the coin there is observed a zonal constitution, namely, the silvery covering layer greatly differs from the light coppery reddish core; on its side, the core differs by composition and at magnification there can be noticed parts of various tonality, form and size (fig.8). At the edges of the coin, together with the voids, there are fixed dark-brown to blackish rounded (sometimes angular) inclusions of 0.05-0.2mm. The core is fringed by a thin silver layer of different thickness, chemical composition of which was defined in eight points. The results are the following: *Ag* - 90.78-96.50%, *Cu* - 1.52-5.21%, lead content is relatively low and is irregularly distributed, in some points it is not fixed at all, arsenic is also characterized by low content and irregular distribution (up to 0.42%).

Light brownish-yellowish core is of different tonality and is characterized by rather heterogeneous chemical composition. 32 definitions at identical intervals have been carried out along the profile of the coin section. The silver content varies within the wide range 7.51-87.32%, copper 8.63-84.03%, arsenic content is rather low and only in several spots is noticeable, lead content is rather high - 6,56%, though in several points it is not fixed at all. Gold content is fixed in parts enriched by silver (maximum 1.01%) where higher content of tellurium and selenium are fixed as well. 5 definitions are carried out on the surface and 32 analyses – deeper in the core. Parts of silver-copper and copper-silver alloys in the core are of different size and irregular distribution and the chemical composition of one part gradually transfers into that of the other one.

Dark inclusions are represented by copper sulphide (Cu_2S) where copper content reaches 81-82%, and the rest is sulphur; dark inclusions and voids are the result of disturbance of the technologic cycle while manufacturing the coins, namely there didn't take place chemical homogenization of the fusion.

Fig. 6 represents a coin covered by a very thin outer layer of nearly pure silver. Its chemical composition is the following: *Ag* - 92.05 -95.58%, *Cu* -2.09-6.70%, lead practically doesn't occur and is fixed only in one point 5.28%; arsenic is fixed in three points (out of eight ones) and reaches 1.01%. It is interesting, that mercury content is fixed in four points (among the eight ones) and reaches max. 1.24%. Inward it is followed by unequal silver-copper alloy that in some parts, especially at the edges, is rather thick.

According to the section in width, the core is light coppery of different tonality. It is of rather dissimilar chemical composition and in silver-copper alloy silver content varies within 24.0-87.3%, copper - 11.6-77.0%, arsenic content reaches 0.65% and lead - 1.7%.

Chemical composition of silver-copper alloy is rather inhomogeneous. On the basis of the detailed micro-X-ray spectral analysis of its surface (more then 60 tests over 75 mm²) there had been distinguished the probable parts of alloys being of various chemical composition and regularity of distribution. According to silver content the inhomogeneous parts may be divided into three groups: 23-40%, 41-47% and 75-87%. Form, size and distribution of the mentioned parts are dissimilar and irregular. Lead content is comparatively low and is fixed only in several points.

Some parts of the coin surface in Fig. 7 are intensely rusty and the silver layer is practically removed and coppery metal can be seen. On the surface of the section the border between coppery core and silvery outer layer is quite distinct. Chemical composition of the averse and reverse surface uninjured silvery parts is the following: *Ag* - 92.89-97.07%, *Cu* - 2.04-4.18%, lead and arsenic contents are low. Lead content is fixed only in several points.

Micro-X-ray spectral analysis show that chemical composition of the core is nearly that of pure copper *Cu* -94.7-98.54%, *Ag* - 0.18%, arsenic is fixed in some points and reaches 1.92%. The chemical composition of copper and the distribution of micro components in it fully coincide with those of Madneuli native copper and the essence of micro components in there.

The surface of the eighth coin is light greyish-silver. In the cross section in the light brownish core (Fig.8) there is clearly seen a coppery reddish part of prolonged triangle (wedge) form. Averse, reverse and section in width of "Colchuri Tetri" coin is shown in Fig. 7.

The chemical composition of the surface is the following: *Ag* - 91.78-93.78%, *Cu* - 3.26-4.61%, *As* - 0.15-0.65%. Lead content varies within the broad ranges and reaches 2.45%. Noticeable is the mercury content (maximum 0.70%). Chemical composition of the coppery reddish part in the central part of the core is the following: *Cu* - 77.87-89.80, *Ag* - 8.30-20.40%, arsenic is fixed in some points and reaches 0.45%. Lead is not fixed in all the points but reaches 2.38%. Most part of the core is nearly of the same silver-greyish colour but the chemical composition is different. There are parts where silver content is high and varies within 79.42-92.05%, copper - within 6.67-19.61%, while in some parts silver content is rather low, to 21%, while copper reaches 80%. Arsenic content is high enough too but only in several points; lead content is rather high (maximum 3.56%) in several points.

The ninth coin is noticeable for its numerous coppery reddish segregations observed in the core at a large magnification whereas in the edge parts, covered by comparatively pure silver, there are observed rounded and angular voids of 0.1-0.4 mm in diameter or dark segregations. The chemical composition is the following: the surface - *Ag* - 92.69-94.55%, *Cu* - 2.67-4.75%, arsenic (maximum 0.43%) and lead (maximum 2.18%) are fixed only in several points; in light brownish parts of the core *Ag* 84-91.22%, *Cu* - 7.31-11.48% the content of arsenic and lead is comparatively low and it is fixed only in some points; in grey parts *Ag* reaches 18.08%, *Cu* - 79.91%; in segregations *Cu*- 79.81%.

On the averse and reverse surfaces of the tenth coin a man's and a bull's heads are well preserved but on the reverse surface in some parts thin silver cover is removed and there are distinctly observed rusty parts of copper. In the section profile there is observed a zonal construction. The central part, so called, core is of distinctly different colour - silvery-greyish (at the edges). It is represented by silver-copper and light coppery copper-silver alloy. The latter, in its turn, consists of parts of various tonality, size and form. The core is entirely covered by thin silver layer of various thicknesses (0.1- 0.8 mm) in some parts. The chemical composition of the surface is the following: the silver varies within 90.27-94.08%, copper - 3.5-5.08%, lead is in high content - 1.91%, in one point arsenic content is high (2.47%) as well.



Fig.6



Fig.7



Fig.8



Fig.9

On the surface of the eleventh coin a man's and a bull's heads are rather well preserved. In its cross section there are observed a thin monochromatic silver layer of the same thickness and a light coppery core.

The chemical composition of the covering layer is: *Ag* – 92.53-94.08%, *Cu* – 4.33-5.89%, lead composition is decreased, arsenic is not practically fixed. Chemical composition of the core is variable there are also fixed parts enriched in silver *Ag* – 82.07-91.48%, *Cu* – 6.38-14.00% and those of enriched in copper *Ag* – 9.37-19.44%, *Cu* – 76.84-89.49%, lead composition varies and in one point it reaches 2.42%; arsenic content is high, maximum 2.49%.

Due to the mercury content in the covering silver layer it may be considered that coins, forged of native copper and silver by heating at low temperature, have been coated with silver using amalgamation method and consequently mercury is preserved in comparatively inner layers of silver. The core is made of only mechanically concentrated native copper and native silver of various sizes and forms by the way of mechanical forging at comparatively higher temperature; parts of various sizes and compositions points to variability in sizes of initial natural fragments.

Considering the data of comparison of the chemical composition of the Bolnisi region native copper and silver, of their forms of existence, quantity and distribution of admixed elements and separate minerals in them, with the chemical composition of “Colchuri Tetri” coin it may be assumed that “Colchuri Tetri” has been made of native copper and silver extracted in the Bolnisi ore valley; they were hot forged, partially smelted and covered with silver by the method of amalgamation.

References

- Aroshidze T. (1950). Chemical composition of Georgian coins //Tbilisi, p.148 (In Russian).
Gachechiladze Kh., Geleishvili V., Dolidze I., Poporadze N. (2006). Kvemo Kartli natural copper shows and the metallurgy related to it //Tbilisi:Georgian oil and gas. #17, pp.44-52 (In Georgian).
Lordkipanidze O. (2002). At the Crade of Ancient Georgian Civilization //Tbilisi, p.338 (In Georgian).
Poporadze N., Gachechiladze Kh., Geradze G. (2005). Chemical content of „white colchians coins” //Mining Journal, 2 (15), pp. 14-22 (In Georgian).
Poporadze N, Gachechiladze Kh, Prangulashvili G (2005). Chemical composition of Georgian native copper and of coins minted there from //Journal of the Georgian ceramists association, „CERAMICS” 2 (14), pp. 20-26 (In Georgian).

UDC 622.11

საქართველოს სასარგებლო წიაღისეულის გამოყენების შესახებ

ვ. გელეიშვილი, რ. კვათაშიძე

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო, სსიპ კავკასიის ალექსანდრე თვალჩრელიძის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი (კმნი) თბილისი 0162, ფალიაშვილის 85, ელ-ფოსტა: k-e-l@posta.ge

ქვეყნის მინერალური რესურსები ნაციონალური სიმდიდრეა. დღეისათვის საქართველოში შექმნილი სასარგებლო წიაღისეულის რესურსული ბაზის ღირებულება წიაღში 90 მილიარდ აშშ დოლარზე მეტია. წიაღისეული, როგორც სახელმწიფო მატერიალური ქონება, გამოყენებულ უნდა იქნეს ქვეყნის ეკონომიკური განვითარებისათვის, აუცილებელია მინერალური ნედლეულის რესურსების კაპიტალიზაცია და შესაბამისი მექანიზმების ამუშავება.

On The Use of Mineral Resources of Georgia. V. Geleishvili R. Kvtashidze. Caucasian Alexander Tvalchrelidze Institute of Mineral Resources Georgia Tbilisi 0162, Phaliashvili 85. E-mail: k-e-l@posta.ge

Mineral resources are national wealth of the Country. Currently, there is an important resource base in Georgia; its value in subsurface resources is more than 90mil. USD. Minerals, as state material asset, would be used for economic development of the Country. It is necessary to capitalize raw material resources and impel work proper mechanisms.

Об использовании полезных ископаемых Грузии. В. Геленишвили, Р. Кваташидзе. Кавказский институт минерального сырья им. Александра Твалчрелидзе, ул. Палиашвили 85, 0162 Тбилиси, Грузия.
E-mail: k-e-l@posta.ge

Минеральные ресурсы - национальное богатство страны. В настоящее время в Грузии создана значительная ресурсная база полезных ископаемых, стоимость которой в недрах более 90 млрд. долларов США. Полезные ископаемые, как государственная материальная ценность, должны использоваться для развития экономики страны, необходима капитализация этих ресурсов.

Abridged English Version

Long-term dynamic geological development in Georgia has caused arising of set of different kind of mineral raw deposit formations. To study and re-evaluation their potential and effective usage is necessary for economic development Country.

Mineral resources are national wealth of the Country, whose volume and value does not depend on dramatic political changes. Country and its government are interested in managing their natural resources.

Currently, there is an important resource base in Georgia. According to different calculation value in subsurface resources more 90mil.dollrs, but they are associated with using large financial and technological difficulties.

In condition of shortage of local resources, it is necessary to provide foreign investments, funding and providing with technical equipments, modern technologies, creating of manufactory marketing based on mineral resources and commercialization of minerals.

Determination of real value of mineral raw materials is possible by using modern monitor system and macroeconomic analysis.

Minerals, as state material asset, would be used for economic development of the Country. It should be possible to sell, to rent, to lease or to put mineral raw material (partly) in pawn; to leave it as a guaranty, to be transferred (lend) –to physical and juridical persons. For this purpose it is necessary to capitalize raw material resources and impel work proper mechanisms.

The definition cost of the mineral resources as state property would affect any international market and would be created additional bank value.

საქართველოს ტერიტორიაზე ხანგრძლივმა პოლიციკლურმა გეოლოგიურმა განვითარებამ განაპირობა სხვადასხვა სახეობის მინერალური ნედლეულის დიდი რაოდენობის საბადოების და მადანგამოვლინებების წარმოშობა.

გეოლოგების საუკუნოვანი შრომის შედეგად შეიქმნა საქართველოს მინერალურ-სანედლეულო ბაზა, რომელიც ხასიათდება სათბობ-ენერგეტიკული რესურსების (ნავთობი, გაზი, ნახშირი), მანგანუმის, დარიშხანის, ფერადი და კეთილშობილი ლითონების (სპილენძი, ტყვია, თუთია, ოქრო, ვერცხლი და სხვ.), სამთო-ქიმიური ნედლეულის (ბარიტი, კალციტი, ბენტონიტური თიხები, ტალკი, ანდეზიტი, ბაზალტი და სხვ.), მეტალურგიისთვის არამადნეული ნედლეულის (ფისდოლომიტები, დოლომიტები, საფლუსე კირქვები, საყალიბე ქვიშა), კერამიკული ნედლეული (კაოლინი, თიხები, ტრაქიტები, რიოლითები, პეგმატიტები), ფერადი ქვების (ფირუზი, აგატი, ონიქსი, გიშერი, იასპი), სამშენებლო სხვადასხვა მასალის (ცემენტის ნედლეული, წიდეები, მარმარილოები, ტუფები, ბაზალტები, გრანიტები, თიხები, ქვიშა, ხრეში, კირქვები) და აგრეთვე ხელოვნური აღმასების წარმოებაში გამოსაყენებელი ლითონგრაფიული ქვის, აგრონომიული მადნების (საპროპელი, ტორფი, გაჯი) და მიწისქვეშა წყლების (მტკნარი, თერმული და მინერალური) არსებობით.

მინერალური ნედლეულის სხვადასხვა სახეობის და მარაგების მიხედვით სხვადასხვა მასშტაბის დაძიებული საბადოებიდან ექსპლუატაციაში ჩართული იყო 257, ხოლო რეზერვში ირიცხებოდა 259.

ამ უკვე გამოვლენილი საბადოების დაძიებული მარაგების ბაზაზე მოქმედებდნენ სარეწები, მალაროები, ღია დამუშავების კარიერები, მამდიდრებელი ფაბრიკები, ცემენტის ქარქვები, არამადნეული ნედლეულის გადამამუშავებელი წარმოებები და აგრეთვე, წყლის ჩამოსასხმელი ქარხნები, სანატორიული და საკურორტო სამკურნალო დაწესებულებები, თერმული წყლების გამოყენების კომპლექსები და სხვ.

არსებული მასალები უჩვენებს, რომ :

-პრაქტიკულად ყველა სამთომომპოვებელი საწარმო უზრუნველყოფილი იყო დაძიებული მარაგებით;

-არსებობდა სხვადასხვა სასარგებლო წიაღისეულის მარაგების შემდგომი ზრდის რეალური პერსპექტივები;

-საკმარისად არ იყო გამოყენებული უკვე დაძიებული მინერალურ-სანედლეულო ბაზის შესაძლებლობები ნედლეულის მოპოვებისა, ქვა და მურა ნახშირების, კეთილშობილი და იშვიათი ლითონების, ცემენტის, დოლომიტის, ბარიტ-დამამძიმებლის, ცეოლითების, პერილტების, თაბაშირის, აგურის, ფაიფურის, კერამიკის, აგრომადნების, სამშენებლო მასალებსა და სხვათა წარმოების გასაზრდელად.

-საქართველოდან ყოფ.საბჭოთა კავშირის სხვა რეგიონებში წარმოებდა მანგანუმის, სპილენძის, ტყვიის, თუთიის, ბენტონიტური ფხვნილების, ცეოლითებისა და ბარიტის კონცენტრატების, ტალკის, ლითოგრაფიული ქვის, დოლომიტების, მოსაპირკეთებელი ქვის, აგატისა და სხვათა მიწოდება.

აღსანიშნავია ის ფაქტიც, რომ ბუნებრივი რესურსებით მდიდარი საბჭოთა კავშირი საჭიროდ არ თვლიდა აეთვისებინა მისი მასშტაბებისთვის მცირე საბადოები, მით უმეტეს თუ ეს გამადნებელი უბნები ცენტრიდან მოშორებით “პროვინციული რეპუბლიკის” ტერიტორიაზე იყო განლაგებული. სამაგიეროდ ამავე რეგიონში გამოვლენილი დიდი საბადოების დამუშავება ხელგონურად დაჩქარებული, პირატული წესით მიმდინარეობდა.

მეტროპოლიის ასეთ პოლიტიკის შედეგად დღეს ჩვენ გვაქვს ერთი მხრივ ნაწილობრივ შესწავლილი ან დაუძიებელი მინერალიზებული ველები და მეორეს მხრივ მნიშვნელოვნად დაზიანებული მსხვილი საბადოები, მრავალ, მათ შორის მყარი ნარჩენების პრობლემებით. დღეს ყველა ეს გამოვლინება და საბადო გადაფასებას მოითხოვს.

საბჭოთა კავშირის დაშლის შემდეგ მინერალური ნედლეულის ყველა სახის ურთიერთმიწოდება პრაქტიკულად შეწყდა, ხოლო მინერალური ნედლეულის ბაზაზე მომუშავე წარმოება მკვეთრად შემცირდა. (ერთიან ეროვნულ პროდუქტში შემცირდა 8-10% დან 1% მდე).

ძალზე მკვეთრად დადგა წიაღის მინერალური რესურსების სრულიად (კომპლექსურად) და რაციონალურად გამოყენების საკითხი: ჯერჯერობით არ არის უზრუნველყოფილი მოპოვებული და გადამუშავებული ნედლეულის კომპლექსური რაციონალური გამოყენება, არ რეალიზდება სამთომომპოვებითი მოქმედი საწარმოებიდან მიღებული პროდუქციის ეფექტურად გამოყენების ახალი გზები. ბევრი საბადოს სასარგებლო ნამარხების ნივთიერი შემადგენლობა და ტექნოლოგიური თვისებები არასაკმარისადაა შესწავლილი. სასარგებლო ნამარხების მოპოვებისა და გადამუშავების ტექნოლოგია ბევრ შემთხვევაში ითხოვს ძირფესვიან გაუმჯობესებას მსოფლიოში მიღწეული ტექნიკო-ეკონომიკური მაჩვენებლების შუქზე.

ქვეყნის მინერალური რესურსები ნაციონალური სიმდიდრეა, რომელის მოცულობა და ღირებულება არ ექვემდებარება პოლიტიკურ კოლიზიებს, ქვეყანა და მისი მთავრობა დაინტერესებულია თავის წიაღისეულ სიმდიდრეთა რაციონალურ გამოყენებაში. მათი პოტენციალის შესწავლა-გადაფასება და ეფექტური გამოყენება აუცილებელია ქვეყნის მდგრადი ეკონომიკური განვითარებისთვის.

დღეისთვის საქართველოში შექმნილია სასარგებლო წიაღისეულის მნიშვნელოვანი რესურსული ბაზა, რომლის ღირებულება წიაღში სხვადასხვა გათვლით 90 მლრდ აშშ დოლარზე მატია. თანამედროვე სამონიტორინგო საშუალებების და მაკროეკონომიკური ანალიზის გამოყენებით შესაძლებელია საქართველოს წიაღისეულს ზუსტი ფასეულობითი გამოსახულება მიეცეს.

ბატონ ა. თვალჭრელიძის და სხვა. შემოთავაზებული მეთოდიკით საქართველოს ფასების ხვედრითი ინდექსი არსებული და პროგნოზული რესურსული ბაზისათვის შეადგენს 144 მლნ აშშ დოლარს ერთ კვადრატულ კილომეტრზე. ამ პარამეტრით საქართველო ჩამორჩება მხოლოდ სამხრეთ აფრიკის კავშირს და ყაზახეთს.

დღეისათვის ამ სიმდიდრის გამოყენება დიდ ფინანსურ და ტექნიკურ სიძნელებთანაა დაკავშირებული. ადგილობრივი საშუალებების მკვეთრი შეზღუდულობის პირობებში, აუცილებელია გარე ინვესტირება, საჭირო ფინანსირება და ტექნიკის მოზიდვა, თანამედროვე ტექნოლოგიების გამოყენება, მინერალურ-რესურსულ ბაზაზე აგებული წარმოების მარკეტინგული სისტემების შექმნა და წიაღისეულის კომერციალიზაცია. უფრო მეტიც, წიაღისეული როგორც სახელმწიფო მატერიალური ქონება, გამოყენებული უნდა იქ

ნას ქვეყნის ეკონომიკური განვითარებისათვის, არ არის საკმარისი დღეს არსებული “კლასიკური” მიდგომა, როდესაც რესურსული ბაზა, ფაქტობრივად მხოლოდ მომპოვებელი და გადამამუშავებელი მრეწველობის საფუძველს შეადგენს, რაც დიდი ოდენობის ინვესტიციებთან და დიდ დროსთან არის დაკავშირებული, რისთვისაც სამწუხაროდ ჯერჯერობით პირობები არ არასებობს.

მინერალური ნედლეული (ან მისი გარკვეული ნაწილი) შეიძლება გაიყიდოს, გასხვისდეს, გაქირავდეს, დაგირავდეს, ჩაიდოს გარანტიად, გადაეცეს ნებისმიერ იურიდიულ ან კერძო პირს, რისთვისაც აუცილებელია მინერალური ნედლეულის რესურსების კაპიტალიზაცია და შესაბამისი მექანიზმების ამუშავება, მაგალითად წიაღისეულის გარკვეული ნაწილი შეიძლება გამოვიყენოთ საქართველოს ეროვნული ვალუტის საერთაშორისო კურსის უზრუნველსაყოფად, საჭირო ინვესტიციების დასაზღვევად და ა.შ.

უცხოელი სპეციალისტი ექსპერტების დახმარებით აუცილებელად უნდა შეიქმნას მინერალური ნედლეულის ბაზის სახელმწიფო რეზერვი, რომელიც როგორც ზუსტად შეფასებული სახელმწიფო ქონება, იმოქმედებს საერთაშორისო ბაზარზე და შექმნის დამატებით საბანკო ღირებულებებს.

საქართველოს მინერალურ-რესურსული ბაზის თავისებურებებიდან გამომდინარე, ბევრი საბაღოს დამუშავება უნდა ხორციელდებოდეს მცირე მასშტაბის სამთომომპოვებელი საწარმოებით, რომლებმაც ფართო გავრცელება ჰპოვეს საზღვარგარეთის ქვეყნებში. ასეთ საწარმოებში განვითარებულ და განვითარებად ქვეყნებში მოიპოვება მინერალური ნედლეულის მრავალი სახეობა. ზოგიერთ ქვეყანაში “სამთო მცირე საწარმოები” წარმოადგენენ ეკონომიკის მნიშვნელოვან დარგს. ასეთი საწარმოების მუშაობისათვის უკანასკნელ წლებში მსოფლიოში შექმნილია ეფექტურად მომუშავე მოდელური მოძრავი სამთომომპოვებელი და გამამდიდრებელი დანადგარები. “სამთო მცირე საწარმოების” ერთ-ერთ მნიშვნელოვან თავისებურებას წარმოადგენს საძიებო სამუშაოების ჩატარება ექსპლუატაციასთან ერთდროულად, რაც უზრუნველყოფს ძიებაში ჩადებული კაპიტალის სწრაფ დაბრუნებას. “მცირესაწარმოებს” შეეძლოთ მნიშვნელოვანი როლი ეთამაშათ საქართველოს მთიანი რეგიონების სოციალურ-ეკონომიკურ განვითარებაში.

ამგვარად, საქართველო საკუთარი საჭიროებისა და ექსპლუატაციისთვის განსაზღვრული მასშტაბით ფლობს მინერალური ნედლეულის მრავალ სახეობას დაძიებული მარაგებით, არსებობს მათი მნიშვნელოვნად გაზრდის პერსპექტივები. მთავარი ამოცანა მდგომარეობს ამ ძვირფასი ბუნებრივი პოტენციალის ეკოლოგიურად უსაფრთხო, ტექნოლოგიურად უნარიან და ეკონომიკურად დასაბუთებულ შესწავლასა და გამოყენებაში.

სანედლეულო ბაზის შესაძლებლობათა რეალიზაციისთვის გეოლოგიური ამოცანის დასმა მოითხოვს პრობლემათა მთელ რიგის წინასწარ გადაწყვეტას (მადნების სამრეწველო თუ სააგრო მარაგების დათვლა, მათი მოპოვების და გადამამუშავების რაციონალური ტექნოლოგიების დამუშავება, ამოსაკრეფი სასარგებლო კომპონენტების რეალური ოდენობის განსაზღვრა, თანმსლები კეთილშობილი და იშვიათი ლითონების ამოღება, ეკოლოგიური პრობლემის გადაწყვეტა და სხვა).

საქართველოს მინერალური ნედლეულის პოტენციალის სრული გამოჩენის მიზნით, განსაკუთრებით უცხოელ ინვესტორთა მოზიდვისათვის აუცილებლად მიგვანჩნია ჩვენი რესურსების გადაფასება, ფართო რეკლამა, მინერალური ნედლეულის ცალკე სახეობათა და კონკრეტულ საბაღოთა საინვესტიციო წინადადებების მომზადება, ინტერნეტში მომზადებული შეთავაზებების განთავსება, მინერალური ნედლეულის სახეობათა საერთაშორისო გამოფენა-გაყიდვაში აქტიური მონაწილეობა და სხვა.

VOLCANISM AND EVOLUTION OF HOMINIDS

N. A. ASLANIKASHVILI, A. I. SULADZE

Caucasian Alexander Tvalchrelidze Institute of Mineral Resources,
85 Z.Paliashvili str., Tbilisi, 0162, Georgia, E-mail: nani45@mail.ru

One of the key unresolved issues of evolution theory is the transition of African hominids to bipedalism and their further resettlement – prochoresis and indegenisation on other continents. Reconstruction of the living conditions of hominids in Africa and outside it makes possible to account the reasons of their migration from Africa and their settlement in Europe. It is suggested that main reason of moving force of making hominids leave their native lands was fear for natural convulsions.

ვულკანიზმი და ჰომინიდების ევოლუცია. ნ. ასლანიკაშვილი, ა. სულაძე. სსიპ კავკასიის ალექსანდრე თვალჩრელიძის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი, ფალიაშვილის ქ. 85, 0162, თბილისი, საქართველო. E-mail: nani45@mail.ru

ევოლუციის თეორიაში კიდევ არსებობს საკითხები, რომლებზეც ერთიან პასუხს არ არის გაცემული. კერძოდ, აფრიკელი ჰომინიდების მიერ გადაადგილების მანერის შეცვლა - ბიპედალიზმი და მათი განსახლება სხვა კონტინენტებზე. აფრიკაში და მის ფარგლებს გარეთ ჰომინიდების საცხოვრებელი ადგილების პირობებისა და ბუნებრივი გარემოს რეკონსტრუქციის საფუძველზე, გამოთქმულია მოსაზრება, რომ ბუნებრივი კატასტროფებით გამოწვეული შიშის გრძობა იყო ის მამოძრავებელი ძალა, რომელმაც აიძულა ჩვენი წინაპრები მიეტოვებინათ თვის საცხოვრებელი.

Вулканизм и эволюция гоминид. Н.А. Асланикашвили, А.И. Суладзе. ЮЛОП Кавказский институт минерального сырья им. Александра Твалчрелидзе, ул. 3. Палиашвили, 85, Тбилиси, 0162, Грузия,
E-mail: nani45@mail.ru

Одним из ключевых, нерешенных вопросов теории эволюции является переход африканских гоминид на прямохождение и их дальнейшее расселение - прохорез и индегенизация на других континентах. Реконструкция обстановок обитания гоминид в Африке и за ее пределами, позволяют понять причины миграции из Африки и заселение ими Евразии. Предполагается, что основной движущей силой, заставившей гоминид покинуть обжитые места, было чувство страха перед природными катаклизмами.

გაფართოებული რეზიუმე

ევოლუციის თეორიაში ჯერ კიდევ არსებობს საკვანძო საკითხები, რომლებზეც ერთიან პასუხს არ არის გაცემული. ამ მხრივ განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს აფრიკელი ჰომინიდების მიერ გადაადგილების მანერის შეცვლა - ბიპედალიზმი (ორ ფეხზე სიარული) და მათი თანდათანობითი განსახლება სხვა კონტინენტებზე.

იმდენად, რამდენადაც, ადრეული ადამიანების სამშობლოდ აფრიკაა მიჩნეული, ისმის კითხვა: რა იყო ამ მიგრაციის მიზეზი - რა გარემოებებმა აიძულეს ისინი დაეტოვებინათ ნაცნობი ადგილები და გაბნეულიყვნენ სხვა კონტინენტებზე.

ამ კითხვებზე პასუხის გაცემა შესაძლებელია ბუნებრივი გარემოს და ჰომინიდების საცხოვრებლების – პალეოლანდშაფტების, კლიმატისა და ეკოსისტემების რეკონსტრუქციის გზით.

უმთავრესი ნიშანი, რაც აერთიანებს ჩვენთვის ამჟამად ცნობილ ადგილსამყოფელთა აბსოლუტურ უმრავლესობას დედამიწაზე – ეს არის ვულკანური პროდუქტების მონაწილეობა გეოლოგიურ ჭრილებში.

ადამიანის წინაპრების ამჟამად ცნობილი საცხოვრებლების უმეტესობა აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტული სტრუქტურის გავრცელების ზონას უკავშირდება, სადაც ნეოგენის მიწურული და ანთროპოგენი ვულკანურ-ტექტონიკური პროცესების მკვეთრი გააქტივების ხანა იყო, რამაც დენუდაციური და აკუმულაციური პროცესებით მეტ-ნაკლებად გარდაქმნილი ვულკანური ლანდშაფტების ფართე გავრცელება განაპირობა.

აღნიშნული გარემოებების შედეგად წარმოქმნილი, სიცოცხლისათვის ხელასყრელი ლანდშაფტები, მდიდარი ეკოსისტემა, წყალი, ნაყოფიერი ნიადაგი, მრავალფეროვანი მცენა-

რეული საფარი და სხვ., ეს ის ბიოტოპებია, რომლებიც უზრუნველყოფენ იქ მყოფთა კომფორტულ არსებობას.

ამასთან ერთად, სავარაუდოა, რომ ამ რაიონებისათვის ჩვეული პერიოდული ამოფრქვევები და ხშირი მიწისქვეშა ბიძგები აქაურ ბინადრებს გარკვეულწილად საფრთხესაც უქმნიდა. თუ იმასაც გავითვალისწინებთ, რომ ამოფრქვევებისას პირველ რიგში იწვის ტყე (ხეები), მაშინ, პირველი, რასაც ჰომინიდები იძულებული იქნებოდნენ მოემოქმედებინათ, იყო ხეებიდან ჩამოსვლა და გაქცევით თავის დაღწევა. ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ იქაური ბინადრები შეეცდებოდნენ გაქცეოდნენ რეალურ, ამასთან უხილავ და ამიტომ კიდევ უფრო საგანგაშო საფრთხეს.

ამაზე უთუოდ უნდა მიანიშნებდნენ ლეტოლიში (ტანზანია), ვულკანურ ფერფლზე (3,5 მლნ. წ.) ნანახი ტერფების აღნაბეჭდები, რომლებიც მკვლევარების აზრით, დატოვებულია ორ ფეხზე მოსიარულე ჰომინიდების მიერ, გაქცევისას.

ეს, და კიდევ მრავალი სხვა ფაქტი გვაფიქრებინებს, რომ ვულკანიზმის როლი ადრეული ჰომინიდების მიგრაციების პროცესში, არსებითი და შესაძლოა, გადაამწყვეტიც იყო.

დმანისის ადრეული ჰომინიდების - Homo ergaster-ის ადგილსამყოფელი აფრიკის გარეთ ყველაზე ძველია (~1,78 მლნ. წლ). აქ, ~300მ² ფართზე აღმოჩენილია >5000 ერთეული ფაუნისტური (მ.შ. მტაცებლების) და >2500 ქვის ინდუსტრიის ნიმუში. კულტურული შრე, რომელიც მრავლად შეიცავს ბაზალტის სად, დაუმუშავებელ ნამსხვრევებს, უშუალოდ ლაჟური განფენის თავზე მდებარეობს, რაც იმაზე მიანიშნებს, რომ ნალექდაგროვება ბაზალტის ამონთხევის შემდეგ მალევე დაიწყო.

საყურადღებოა ის ფაქტიც, რომ ფაუნისტური მასალისა და არტეფაქტების სიმრავლის ნიშნით დმანისის ნასახლარს, მეცნიერების აზრით, ანალოგი არ გააჩნია.

ამავე დროს ძნელად წარმოსადგენია მტაცებლებისა და ადამიანების თანაარსებობის შესაძლებლობა ამ მცირე ფართზე. სავარაუდოა, რომ ცხოველები აქ რაღაც ექსტრემალურმა გარემოებამ მიიყვანა. შესაძლოა, ამის მიზეზი დმანისის ჩრდილო-დასავლეთით არსებული ვულკანური კერების გააქტიურება ყოფილიყო, რასაც ისინი ძლიერი შიშის გამო გამოექცნენ.

ზოგადად კი, დედამიწაზე ამჟამად ცნობილი ადრეპალეოლითური ძეგლების დიდი უმრავლესობა კონკრეტულ ტერიტორიაზე პოსტვულკანურ პერიოდს უკავშირდება.

შიშის გრძნობა – ყველა ცოცხალი არსების ძირითადი ინსტიქტი უნდა ყოფილიყო ის მამოძრავებელი ძალა, რომელმაც აიძულა ჩვენი წინაპრები მიეტოვებინათ ნაცნობი, და ეძებნათ ახალი, უსაფრთხო ადგილები, რასაც, ალბათ, გადაადგილების მანერის შეცვლა (ბიპედალიზმი) უძღოდა წინ.

მაგრამ შიში აუცილებლად იწვევს სტრესს.

სტრესი – ორგანიზმის არასპეციფიკური პასუხია მისდამი წაყენებულ მოთხოვნაზე (Selye, 1974). ამავე დროს, სტრესი ორგანიზმში რადიკალური ფიზიოლოგიური ცვლილების გამომწვევია. აღნიშნული ცვლილებები კი ორგანიზმში კონკრეტული გენეტიკური მუტაციების ფონზე მიმდინარეობენ. გაქცევა, ბრძოლა და ვარინდება – ის სამი შესაძლებლობაა, რომლითაც ორგანიზმს ძალუძს რეაგირება სტრესზე. შესაბამისად, ამ ნიშნით ადამიანების სამ ტიპს გამოყოფენ: შებრძოლი, გაქცეული და უძღური.

ასეთ შემთხვევაში გასარკვევია, რა შინაგან რესურსებს ფლობდა ინდივიდების ის ჯგუფი, რომელმაც შეძლო ადაპტაცია და შემდგომი განვითარება უცხო გარემოში.

გამოყოფენ 6 ძირითად ფაქტორს, რომლებიც განპირობებს ჩვენი გენების ექსპრესიას: საკვები, კვების რეჟიმი, ფიზიკური აქტივობა, სტრესი, მავნე ჩვევები და ეკოლოგია.

აფრიკის კონტინენტი უადრესად მდიდარია ურანის მადნებით. U₃O₈-ზე გადათვლით, დამტკიცებული მარაგები 900 ათას ტონას შეადგენს. განსაკუთრებით მსხვილი ბუდობები ცნობილია ნიგერიაში, გაბონში, ალჟირში, მალიში, ზაირში, სომალიში, მადაგასკარზე, მოზამბიკში და სამხრეთ აფრიკის რესპუბლიკაში. ამ “ბუნებრივი რეაქტორების” ზემოქმედების ხარისხი ეკოსისტემებზე განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს, რადგანაც, ხშირ შემთხვევაში, ჰომინიდების ადგილსამყოფელი საკმაოდ ახლოსაა რადიოაქტიურობის კერებთან.

კვლევის ამ ეტაპზე კი შეიძლება გამოიყოს ევულუციური პროცესის საკვანძო ეტაპები: 1-ექსტრემალური გარემოში, უძლიერესი შიშის ქვეშ მყოფი ჰომინიდების გადასვლა ბიპედალიზმზე; 2-ადაპტაცია უცხო გარემოში, როგორც გადარჩენის აუცილებელი პირობა

და 3-ინტელექტის განვითარება, როგორც ახალ გარემოში დამკვიდრების საშუალება და შედეგიც.

ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ ზემოთქმული იმ თეორიის სასარგებლოდ მეტყველებს, რომლის თანახმადაც დედამიწის განვითარების ისტორიის გარკვეულ ეტაპებზე ბიოლოგიური სისტემების ევოლუციას ნახტომისებური, ზოგჯერ კი კატასტროფული ხასიათი ჰქონდა (აქვს), მოვლენების არსი კი ბუნებრივ გარემოში წონასწორობის პერიოდულ დარღვევასა და ახალი წონასწორობის ჩამოყალიბებაში მდგომარეობს.

One of the key unresolved issues of evolution theory is the transition of African hominids to bipedalism and their further resettlement – prochoresis and indegenisation on other continents.

Scientists agree that our ancestors learnt walking on two feet millions of years before they began to work. But, having come down from trees, they chose very strange method of movement, whereas their closest congeners still continue to live as before, without changing their habits.

Taking into account, that resettlement of our ancestors to various continents had begun from Africa (that is already proved by the data about spreading of DNA), the following question arises: was it accidental, that ancient humans appeared just in East Africa? Did they abandoned their habitable places voluntarily, and what kind of circumstances could make them do it? (Aslanikashvili, Suladze, 2005).

It's supposed that the cause of exodus of our ancestors from Africa was the worsening of climatic conditions and deficiency of food resources. Consequently, we need to find out: what had conditioned such sharp change of climate, if it had occurred at all. Finding the answer to this question is possible only by reconstruction of peculiarities of hominids' habitats: climate, geological structure of location, ancient landscapes and ecosystems.

Finds of the most ancient hominids, dated by the age of 6-7 million years, are known in the north of the Republic of Chad. On the given territory, as well as throughout Central Africa, the beginning of Neozoic era is marked by significant manifestation of fault tectonics, accompanied by extensive volcanic (Memuare sur la tectonique du continent Africaain, 1973).

Absolute majority of the places of burials of hominids on African continent are concentrated (see fig. 1) within the development of East African Rifts (EAR), originating on the south of the continent, near Zambezi River. In deep hollows, formed by discharges, the following lakes are located: Nyasa, Rukwa, Tanganyika, Kivu, Albert, Edward, Rudolf (Turkana). Further rift continues in the form of Acaba Bay, valley of the river Jordan, hollow of the Dead Sea, Beqaa Valley (in Lebanon). Further to the north it joins Tavra folded system.

EAR began to obtain modern appearance in Paleogene with intensification of tectonic processes throughout the whole Earth. Almost all active volcanoes of Africa are located within the rift.

The remains of relatively young (2.0-3.5 million years) hominids were found at various times on vast territories of Kenyan rift zone and here and there on its periphery, as well as on separate areas of Tanganyika and Rukwa-Nyas rift zones.

Forms of relieves, created by the processes of surface volcanism during Neogene and Quaternary era: eruptive apparatus, lava covers, pyroclastic tails, diverse by morphology and substantially differing according to the level of further processing by tectonic movements, denudation and accumulation processes, are widely spread on the mentioned et al., 1974).

In the Tanganyika Rift zone volcanism is referred, mainly, to middle and partially to early Pliocene. It contains many central volcanoes, structured, basically, by lavas and tuffs of alkaline composition, and, in part, basalts, located inside the central graben of Kenyan Rift zone and in the area of its south end, as well as in transversal graben of Kavirondo. The start of activity of Kenya volcano, and, perhaps, the end of activity of Elgon volcano refer to the same time.

Central Pliocene volcanoes are spread more further to the south, than Miocene volcanoes (up to 3⁰-4⁰30' south latitude), reaching the south end of Kenyan Rift zone. In addition to central volcanoes, the covers of phonolite, trachyte and basalt lavas, confined to the present central graben of Kenyan zone, also belong to the same generation. Volcanites of late Pliocene and Eopleistocene age are extremely widely spread in Kenyan Rift zone.

Pleistocene and Holocene volcanic structures play milder role in the relief of Kenyan Rift zone, than late Palaeocene. It is the series of small, monogenic volcanoes in its north end, near the south edge of the lake Rudolf (Turkana), as well as multiple explosive craters (maars) on several sites of the same zone (Ol Doinyo Lengai, Kwaraha, Hanang and Basotu). Immeasurable greater areas are occupied by quaternary

volcanic relief within meridional strips, stretching along the east border of Kenyan Rift zone. Here the quaternary volcanites compose central massifs – volcanic massifs Meru, Kilimanjaro, and, partially, Kenya, as well as vast valleys of basalt lavas, topped by a lot of monogenic volcanic cones (Belousov et al., 1974).

Thus, the combination of tectonic activity with wide development of lake basins, peculiarity of vegetation cover and fauna led to the formation of new, abundant ecosystems, possible, like ecosystems of young islands of volcanic origin, where evolution proceeds with the highest pace (Millien, 2006).

According to the latest data, probable ancestor of a human – *Ardipithecus ramidus* resided on the territory of present Ethiopia about 4,5 million years ago (Alberts, 2009).

In 1999 in Kebya, on the west side of the lake Rudolf (Tarkana), skull was found, age of which is estimated at 3,5 million years. In Olduvay Gorge, in lake clays, alternating with tuffs and basalt covers, large quantity of bone fragments was found, dated back at 2,4 – 2,4 million years.

In Hadar Desert, Ethiopia, petrifications with the age of ~ 3,2 million years were found (Johanson, Ede, 1981). The main sensation was the discovery of skeleton of orthograde hominid (“Lucy”), and later – large quantity of bones, belonging to at least 13 individuals of the same species.

Exceptionally interesting are the findings of Raymond Dart in limestone caves of South Africa, where large quantity of bone fragments (about 150000) including those of hominid and baboons are confined in breccia. Out of 42 broken skulls of baboons, left side of 27 (64%) is damaged. The scientist tried to explain this fact by various reasons, but from the very beginning he rejected the possibility of damage of the left side of skulls due to collapse of rock in the cave. According to the second version by R. Dart, hominids were hunting for baboons and killed them by hitting with cudgels or stones. Afterwards it was clarified that they were not hunters but victims: some predators were killing and bringing baboons as well as *Australopithecus* to those caves. Later none of these versions found justification.

This fact could be explained as follows: Breccias *in this case, bone-bearing rocks) are formed in the process of sedimentation of fresh, angular products of eruption (volcanic clastics) in water medium. Co-location of bones and debris in breccia cement indicates to their simultaneous coming in water reservoir – later compacted limestone mud of shallow water. As it clarifies (Johanson, Ede, 1981), breccias were characterized by such density and hardness that it was very difficult to extract bones thereof. Consequently, it could be concluded that the formation of the rock proceeded in not quite usual conditions, over still hot volcanic clastics, so the process of cementation was more like the so-called “welding”, as the rock of this (relatively young) age, as a rule, are weakly consolidated.

In our opinion, attention should also be paid to the circumstance that palaeovolcanic centers are located to the west and south-west of hominids’ location (see fig.1). Existing of multiple ash layers in the sections evidences multiple eruptions. It’s natural to assume that eruptions were accompanied by the strongest and multiple earthquakes. In such circumstances hominids, like various representatives of fauna, had to do nothing but run in order to survive.

If we proceed from the circumstance that ashfalls during eruptions damage trees first of all, the only right decision is to come down to the ground, and then – avoid trees and find more secure ecological niche. It should also be taken into account that powerful pyroclastic eruptions are accompanied by emission of a large amount of aerosols, which, reaching stratosphere, hamper the penetration of ultra-violet rays into the lower layers of atmosphere during certain time, which leads to short-period fall of temperature.

Thus, the hominids could be made to change the way of life by extreme conditions, causing strongest (panic) feeling of fear. It is eloquently evidenced by footprints, found on volcanic ash (age 0 3,5 million years) in Laetoli (Tanzania), which, as supposed, are left by hominids while running.

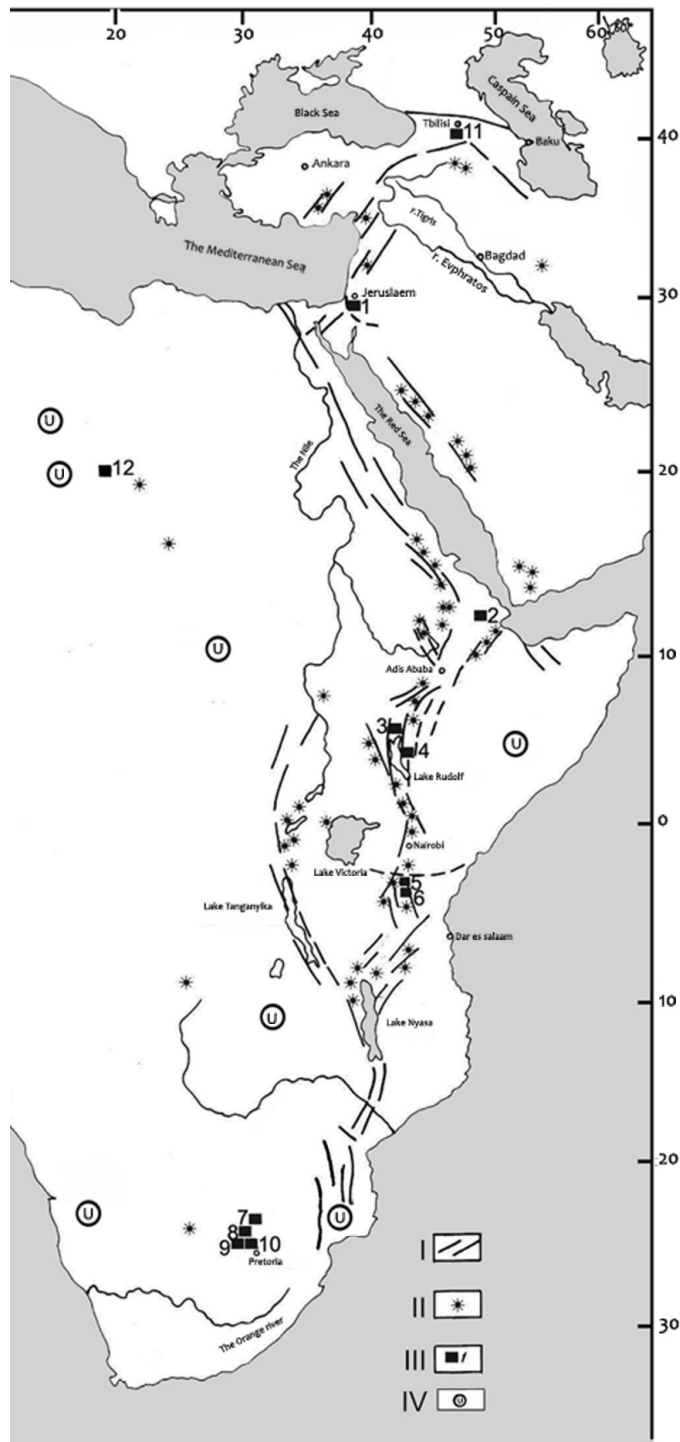


Fig. 1. The Most important anthropological monuments of Africa and contiguous territories:

- I – system of rifts, deep breaks;
- II – centers of Pliocene Pleistocene volcanism;
- III – locations of anthropological monuments: 1-Ubeidiya; 2-Hadar; 3-Omo; 4-Koobi-Fora; 5-Olduvai; 6-Laetoli; 7-Makapansgat; 8-Sterkfontein; 9-Svartkrant; 10-Kromdrei; 11-Dmanisi; 12-Chad.
- IV. Uranium deposits

It is difficult to judge how mass character had the exodus of hominids to other lands. Of course, certain quantity of individuals remained there, withstood and scattered on other territories of African continent. This assumption is supported by finding of three fossil skulls with age of about 160 thousand years, discovered during digs in Ethiopia. It's supposed that these are the most ancient remains of Homo Sapiens ever known.

But, judging according to the geography of later burials, most often they found themselves in the same conditions as in abandoned estates. The matter is that in volcanic areas favourable landscape-climatic conditions are often created: existence of water and fertile soil, abundant vegetation, plenty of food resources, a lot of caves, representing natural shelter, etc.

It could be supposed that the further way of the refugees proceeded to the north-east, towards the development of rift valleys. The traces of ancient human presence were found in Levant Rift – branch of Afar – Red Sea rift zone (see fig. 1).

Mentally following the route of our travellers, through Armenian volcanic plateau we approach the site at Dmanisi. Hominid remains (~1,78 mln years), found there prove that they began to leave Africa prior to appearance of Homo erectus on the Earth. Scientists agree that nowhere on the planet they have come across such an abundance of ancient bones (over 5000 bones of ancient fauna, including predators) of animals and instruments on such limited area (300 m²). Most likely, the animals appeared here little later and their coming here was conditioned by some extreme event. It's difficult to find other explanation, as it's impossible to believe that humans and animals occupied this limited area simultaneously (Aslanikashvili, Suladze, 2005).

According to the data (Gabunia et al. 1999.), there are six layers in Dmanisi section. The lowest one lies directly on basalts and represents solid volcanic sand of black colour. It contains fresh, unprocessed basalt pieces, indicating that accumulation of debris here began soon after lava eruption. In this layer, at the depth of 4 m, fragment of lower jaw of rhinoceros and its molar was found. The next layer consists of loams with sand and clay bands. Just there the skulls of hominids, multiple remains of vertebrates and stone labour instruments were found. The fourth layer is formed by loams and also contains a lot of artefacts. In the third layer – limestone crust – there are practically no findings. A lot of stone items were found in the second layer, but very few remains of vertebrates.

Sites of ancient humans were located relatively close to the centres of eruptions, and, consequently, dwellers of those sites probably felt the impact of volcanic eruptions.

Judging by the remains, local fauna was quite diverse – ostriches, rodents, elephants, Etruscan wolves and bears, megalantrons, deer, bulls, etc. lives there; and palynologic data evidences the existence of abundant vegetation.

All the above mentioned indicate that the life in this “oasis of prosperity” was periodically overshadowed by the activity of volcanic centres.

If our assumptions are correct, coming down from trees and change of manner of movement, in the course of time, to erect manner (bipedalism), might be considered a forced, spontaneous act, caused by strongest fear.

But fear inevitably leads to stress.

Canadian physiologist Hans Selye (1974) – the founder of the theory of stress, considers, that by stress the organism responds to unusual situation, demanding urgent solution. Stress, primarily, is a psychological condition, having physiological causes. These are the changes, which occur in organism, when a human faces danger or excessive loading, caused by negative, as well as positive emotions.

Run, fight and freeze – these are the three methods, which the nature taught human organism for responding to stress. According to the type of response to stress, all human being could be divided into three types: *fighter, fugitive and helpless*. The fugitive does his best to escape from not only real, but also anticipated danger. He becomes suspicious, excessively careful, begins to suffer from assumed fears, becomes panic-stricken for any reason (Selye, 1974).

But what kind of motivation could dominate in the behaviour of escaping Australopithecus? What consequences could the stress, caused by the unknown (and incomprehensible) events lead to, and how could it reflect upon the hominid' behaviour?

In accordance with the theory of dissipative structures, developed by the Nobel Prize laureate I. R. Prigogine (Prigogine, Stengers, 1984), most of systems in the universe are open, i.e. they exchange energy and substance (or information) with the environment. Biological, as well as social systems belong to open systems. All of them include sub-systems, which are permanently changing. In certain moment, some certain fluctuation (variation, changeability) or their combination can become so powerful that the formerly existing organization can't stand it and collapse. At this critical moment – *bifurcation point* – it's in principle

impossible to predict the future direction of further development: will the state of the system become chaotic or will it transit to a new, more differentiated and higher level of order.

Obviously, *extreme conditions* during volcanic activity, changing the appearance of the Earth and routine ways of life of its inhabitants, causing fear in hominids and leading to stress, could be considered a kind of *bifurcation points*. Moreover, genetic modifications, occurring during it, could become one of the basic factors in the process of formation of Homo Sapiens (Aslanikashvili, Suladze, 2010).

It is supported by the data of latest researched of scientists of Emory University (USA, Atlanta), who managed to find the gene (FKBP5), responsible for the resistance of a human against stress; according to the results of experiments, this gene helps to control hormones, produced in response to stress; in particular, when humans face stress, organism begins getting ready for reaction, i.e. fight, escape or freezing, which allow a human survive. This gene was found in people, who had experienced physical violence, rape or gone through military actions, tortures, catastrophes or natural disasters (Molchanov, 2008).

Consequently, it could be assumed that triggering mechanism of evolution processes was the *extreme*, and, naturally, accompanying feeling of strongest *fear*.

If our assumptions are correct, another question arises – how did they (Australopithecus) managed to survive and adapt to a new environment? Those who succeeded, continues living. Consequently, it's necessary to find out whether the nature had granted them some special virtues, thus giving the chance of *survival*; moreover – development and perfection (judging according to the results).

Interaction of *organism and environment* implies the existence of informational-energetic flow at the “entrance” – “exit” of the system or within the system itself and thermal and mass exchange with the environment. Elements of structure of living systems have the ability of “provisional readiness” for interactions. In the case of particular changes of environment, (stability) combines in them with the ability of complete “blending” with environment, adjustment to it even in the case of major changes (flexibility), that is the important factor, conditioning the possibility of evolution (self-organization) of living systems (Vdovina, 2009).

Another, not less important factor is the properties (parameters) of environment, as the process of *realization of the individual's interaction with the environment (behavior)* will necessarily be somehow corrected, depending upon the direction and dynamics of development of its constituents (climate, landscapes, including substrate, water resources, etc.).

The beginning of formation of Homo Sapiens is dated by 2,4 mln years, when mutation occurred in the gene MYH16, controlling the development of euhominid's jaw muscle.

Six main factors, influencing the picture of expression of our genes, as well as genome on the whole, are specified: food, nutrition regime, physical activity, stress level, harmful habits, environment (ecology). At that, many of these interactions of genome and environment are epigenetic (Senkov, 2008). And according to the latest data (Pollard, 2009), the process of formation of species is conditioned by radical changes in emotional regulation of behavior, in the result of emergence of new genes. This, in particular, is prodynorphin (PDYN), produced in cerebrum and controlling perception, behavior and memory (Matthew, et al., 2005).

According to other sources, critical event, responsible for evolution of human brain, was the mutation of genes HAR1 F and HAR 1 R. It's reasonable to assume that such sudden and point change in the genome of our remote ancestors 7-5 mln years ago could lead to the leap in evolution of consciousness.

It's remarkable that the finds of one of the most ancient hominids in the deserts of North Chad, not far from the south bound of Sahara, is dated by this very time (Aslanikashvili, Suladze, 2008).

And long before that, ~ 25 mln years ago, ancestors of humans and other primates broke away from common predecessor. Till that moment, in scientists' opinion, genetic code was quite stable, with the exception of only one zone; the very zone, where, 25 mln years ago, doubling of sequences of DNA began to occur suddenly and quickly. And doubling of genes often becomes the first step of emergence of in principle new genes, which could lead to evolutionary explosion.

([//www.infox.ru/science/animal/2009/10/19/evolution_boom.phtml](http://www.infox.ru/science/animal/2009/10/19/evolution_boom.phtml)).

Development of organic world in specific epochs, synchronously throughout the planet, didn't occur quietly and fluently at all, but extremely irregularly, by violent leaps. This theory has additional story, and not long ago it was proved experimentally (Pagel, Meade, 2006).

In S. Neruchev's (1982) opinion, uniform, global factor must exist, causing such, from the first glance, mutually exclusive events in planetary scale, like sudden death, and again sudden emerging life of organisms, factor, responsible for this periodically occurring reorganization of organic world.

Changes in the world of living, quite characteristic for natural environment, contaminated by uranium, are observed in the epoch of *global extinction and emergence of new species*. Consequently, it's highly

probable that radiation factor⁵ could lead to devastation in organic world and at the same time, cause intense growth of qualitatively new forms of organisms (in the same place).

In the case of impact of radioactive substances upon biocenosis, steady depletion of living natural complexes, reorganization of structure of communities, extinction of components, particularly vulnerable towards radioactivity, transition to dominating state in the ecosystems of species, adapting better than others, occur. It's experimentally proven that the reaction of biosphere to ionizing radiation can be expressed even in extreme bioproductivity of the number of bio-gene-cenosis.

Thus, it could be assumed that radioactivity factor could lead to such devastating in organic world and, at the same time, cause intense growth of qualitatively new forms of organisms.

From the perspective of radioactive-mutagen concept of development of organic world, it could be concluded that in separate, in some cases, quite vast regions, old species were becoming extinct not in the result of their ousting by more perfect ones, but, primarily, in the result of direct ionizing radiation and radioactive contamination. And the formation of new species, apparently, is the result of mutation process.

In accordance with the "epigenetic" theory of evolution, the main source of hidden changeability is all sorts of deviation from normal way of ontogenesis, which never occur in usual conditions, but in extreme situation they can begin to realize (Kolchanov, Suslov, Gunbin, 2007).

African continent has exceptionally abundant resources of uranium. Calculating in U₃O₈, the declared resources of uranium make ~ 900 thousand tons. The largest deposits are located in Niger, Gabon, Algeria, Mali, Zaire, SAR, Somali, Madagascar and Mozambique (see fig. 1).

Probability of influence of these "natural reactors" on various ecosystems, often concentrated near the habitats of hominids, deserves great attention. But the complexity of the problem is the revelation of gene mutations, conditioned by the impact of this very factor - radiation.

On the whole, geneticists agree that little mutations, as well as macro-mutations⁶ play important role in evolution. It's experimentally proven that one single mutation, touching some key structure or function, can open new possibilities to its holder (in different organisms like bacteria and mammals). Sustainable mutant line, in this case, obtains possibility to inhabit toxic environment, closed for vulnerable parent type. Cases of mutation in plants, growing on uranium bearing mountains in Canada are known. High frequency of chromosome mutations was observed in plants, grown from the seeds, found in the zone on volcano eruption in Iceland (<http://www.talkorigins.org/origins/faqs-evolution.html>).

Conclusions

Absolute majority of presently known burials of hominids includes territories, covered with products of Miocene and Pliocene-Pleistocene volcanism not only within Africa, but in China, West Europe, and, possibly, in many places, unknown to us. Consequently, the mentioned setups – landscapes of post-volcanic origin – could be considered as ecological niches of habitat of early representatives of primate family.

On the assumption of the above mentioned, among the causes, influencing the way of live and behavior of first humans in various places of the world, volcanism was probably the most important, and, in some cases, determining phenomenon, able to entail radical changes.

Post-volcanic phase of development of area is extremely favorable for the development of various ecosystems. Specific landscape-climatic conditions, abundant food resources, fertile soils, etc. contribute to it.

But we should have a vision of how the biosphere, and consequently the ecosystems, existing within the area of impact of certain centers, changes. And further: how long is the impact of extremal conditions on biosphere?

By means of monitoring in the regions of present-day volcanism, the significance of volcanic activity in the process of formation of biosphere– product/ result of volcanic and post-volcanic processes - was established (Manko, Sidelnikov, 1989). In particular, the processes of soil formation on young volcanic products (ashes, lavas, scoria, etc.) greatly depend on their composition and zonal conditions; systematic rejuvenation of volcanic soils due to volcanic ashes forms specific biocenosis – after all, influence of volcanism is reflected upon climate, soil-hydrogeological conditions, composition of atmosphere. etc. Impact of sedimentations of explosions of volcanoes Shiveluch (1964) and Saint-Helens (1980) upon

⁵ Periods of surge growth of radioactivity of natural environment, which could cause global catastrophes, occurred in the history of Earth repeatedly, in certain periodicity

⁶ Little mutations have weak impact, and macro-mutations can cause significant change of phenotype.

vegetation was revealed. In this respect two moments are important: destruction and damage of vegetation due to ashfall in the result of eruptions, on the one hand, and the process of covering of assimilation apparatus with dust and bringing new mineral particles at the beginning of new phase of soil formation after burial of soils by ashes on the other hand. Exceptionally interesting is the information about growth of vegetation on ash sedimentations on volcanoes in Alaska and Aleutian Islands, Mexico, the Small Antilles and Hawaiian Islands, Philippines, Indonesia, Japan, etc., as well as the scale of impact of lava flows upon vegetation dynamics on the slopes on the volcanoes of the world.

The course of primary succession of plants on lavas is as follows: introduction of pioneers, initial phase – tens of years, formation of primitive soil – duration 10 years; beginning of differentiation of vegetation cover, with formation of thin soil cover – duration up to 1000 years.

Thus, environment-forming and stabilizing impact of volcanic fields and their participation in the processes of species formation and florogenesis is being identified. It could also be evidenced by the fact of very quick rehabilitation of Cracatau Island after catastrophic eruption of the same-name volcano in 1883.

But, at that, other circumstance exists as well. It's absolutely impossible to predict (even in nowadays) – how long the period of peace – safe life - will continue. In this very regard, various ecosystems, existing in present conditions, are absolutely unprotected from natural cataclysms.

Going back to the past, it could be assumed that decisive moment in the further fate of hominids was the emerged extreme conditions.

Thus, enough arguments could be found in favour of assumption that on certain phases of development of life on the Earth, one of the significant driving force of evolution process was *extreme phenomena, leading to sharp, sometimes catastrophic changes – disturbance of the process of equilibrium of an organism with the environment.*

In other words, according to the theory of dissipative structures, the status, when the system, existing in highly misbalanced conditions, begins the experience the impact of fluctuation, in certain moment, reaching the bifurcation point, it transits to a new status (new way of development).

Most probably, intellectual activity began to intensely develop in hominids, surviving by escaping from danger, when ready, intuitive decisions for survival (as survival is one of the basic aims of any living organism) were absent.

At certain extent, *curiosity*, which sometimes proves to be stronger than fear, played its role. Most likely, this very moment was the first step towards the formation of Homo Sapiens.

Following the above mentioned, key moments in the history of formation of *Homo Sapiens* could be outlined: 1 – forced transition to bipedalism in extreme conditions, causing *Fear and stress*; 2 – adaptation process – ability to survive in new environment; 3 – development of intellect, necessary quality for fixation in new environment.

The essence of all events is come to periodic disturbance of equilibrium in natural environment and striving for establishment of new equilibrium.

The above stated, in our opinion, supports the theory, in accordance to which on certain phases of history of our planet, the evolution of biological systems (in the widest sense of this word) had explosive, sometimes even catastrophic nature, and, thus, eventuality and necessity mutually supplemented each other.

References

- Alberts B. (2009). The breakthroughs of 2009 // Science. 18 December 2009. V. 326. P. 1589.
- Gabunia L., Vekua A., Lordkipanidze D., Justus A, Nioradze M., Dosinski G. (1999). Neue Urmenschen funde von Dmanis (Ost-Georgien) // Jahrbuch des Romisch-Germanischen zentralmuseums mainz. 46. Jahrgang. 23-42.
- East-African rift system. V.2. (1974). Belousov V., Gerasimovskiy Y., Goryachev V., Dobrovolsky V., Kapica A., Logatchev A., Mylanovsky E., Polyakov A., Ricunov L. Publish. house "Nauka", Moscow. 269 p.
- Kolchanov N.A., Suslov V.V., Gunbin K.V. (2007). ADAPTIVE EVOLUTION OF GENETIC SYSTEMS. Institute of Cytology and Genetics SB RAS (Novosibirsk), Russia "BIOSPHERE ORIGIN AND EVOLUTION" October 28 - November 2, Loutraki, Greece.
- Johanson D.C., Edey M. A. (1981). Lucy. The Beginnings of Humankind. Werner Books. A Warner Company. New York. p. 239.
- Lindblad J. (1987). Manniskan. Du, Jag-och den ursprunglige. Bonniers, Stockholm. 264 p. (in. Russ.)

- Matthew V., Rockman1, Matthew W., Hahn, Nicole Soranz, Fritz Zimprich, David B., Goldstein, Gregory A. Wray (2005). Ancient and Recent Positive Selection Transformed Opioid cis-Regulation in Humans. J. PLoS Biology. December . Vol. 3. Issue 12. 387 P.2208-2219.
- Memuare sur la tectonique du continent Africaain (1973) //Manuscript, Paris. 530 p.
- Millien V. (2006). Morphological Evolution Is Accelerated among Island Mammals. PLoS Biol 4 (10): e321.
- Prigogine I., Stengers I. (1984). Order out of Chaos Heinemann. London. 432 p.
- Selye H. Stress without Distress (1974). New York: Lippencott. 57 p.
- Aslanikahvili N., Suladze A. (2005) Migrants from Africa //J. Scientific American 11. p.p. 66-73. (in Rus.)
- Aslanikahvili N., Suladze A. (2008). Volcanoes and Humans //J. Scientific American 2. p74-81. (in Rus.)
- Aslanikahvili N., Suladze A. (2010). About the Role of Natural environment in the Process of Formation of Ancient Humans //Almanac “Evolution”, vol. 2. M., pp. 56-65. (in Rus.)
- Vdovina N. V. (2009). Analysis of Self-regulation of Biological Systems in Evolutional Aspect //“Evolution”. URSS. Moscow. p. p. 261-281. (in Rus.)
- Manko J. L., Sidelnikov A. N. (1989). Impact of Volcanism on Vegetation //Vladivostok. ”Nauka”. 149 p. (in Rus.)
- Molchanov M. (2008). Stress Resistance //Scientific American, # 8. p. 80. (in Rus.)
- Neruchev S. G. (1982). Uranium and Life in the History of the Earth //L.: Nedra, 208 p. (in Rus.)
- Pollard K. (2009). J. Scientific American, 7. p. 24-29. (in Rus.)
- Senkov O. (2008). Genes, which We Change // J. Scientific American, 11. 50-59
- UDC 55+551.7(1/9)(479)

ABOUT THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BUULGEN SERIES (THE GREATER CAUCASUS)

G. CHICHINADZE

Ministry of Education and Sciences of Georgia. LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology,
1/9 M.Alexidze st., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: (geolog@gw.acnet.ge)

Based on the analysis of minor folded structures, according to a set of rocks and nature of petro-mineralogic data, established, that the exposures of metamorphites in the upper reaches of the river Teberda, earlier accepted for the Dombai suite, correspond to the Gwandra suite of Buulgen series.

ბუულგენის სერიის გეოლოგიური აგებულების შესახებ (კავკასიონი). გ.ჭიჭინაძე. საქართველოს განათლების და მეცნიერების სამინისტრო. სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0171 თბილისი. ელ.ფოსტა: geolog@gw.acnet.ge.

მეორე რიგის ნაოჭა სტრუქტურების ანალიზის, აგრეთვე ქანთა ერთობლიობის და მათი პეტრო-მინერალოგიური შედგენილობის საფუძველზე, დადგენილია, რომ მეტამორფიტების გამოსავლები მდ.თებერდის სათავეებში, რომლებიც ადრე მიჩნეული იყო დომბაის წყებად, შეესაბამება ბუულგენის სერიის გვანდრის წყებას.

О геологическом строении буульгенской серии (Большой Кавказ). Г.Л. Чичинадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе, 1/9. E-mail: geolog@gw.acnet.ge.

На основании анализа складчатых структур второго порядка, а также по набору пород и характеру их петро-минералогических данных, установлено, что выходы метаморфитов верховьев р.Теберда, ранее принимаемые за домбайскую свиту, соответствуют гвандринской свите буульгенской серии.

გაფართოებული რეზიუმე

მ.სომინმა კოდორის სათავეებში გამოყო მსხვილი ანტიკლინური სტრუქტურა (სურ.1), რომელიც პერიკლინალურად ბოლოვდება მდ.გვანდრის მარცხენა ფერდზე. ანტიკლინის გულში შიშვლდება გვანდრის წყების მეტამორფიტები, რომელთაც მოყვება კლინის და შემდეგ მაკერის სერიის დომბაის წყებები. კლინის წყების სამხრეთი გამოსავალი მოკვეთილია კავკასიონის მთავარი შეცოცებით, ხოლო ჩრდილო გამოსავალი უწყვეტად გაიდევნება კავკასიონის ღერძულ ნაწილში მდ.ბზიფის მარჯვენა შენაკად – პსიშამდე. შესაბამისად, კლინის წყების ჩრდილოეთით მომყოლი მეტამორფიტები მ.სომინის მიერ მიჩნეული იქნა დომბაის წყებად.

შემდგომ ჩატარებულმა კვლევამ აჩვენა, რომ აქ ბუულგენის სერიის მეტამორფიტებზე შარირებულია იალბუზის ქვეზონის ინფრასტრუქტურის კომპლექსის ქანები და ისინი ერთად ქმნიან ანტიფორმულ სტრუქტურას.

დასავლეთით აღნიშნული ანტიკლინური სტრუქტურა რთულდება მეორე რიგის ნაოჭებით. ბუულგენის სერიაზე შარირებული იალბუზის ქვეზონის ინფრასტრუქტურა კავკასიონის მთავარი ქედის ჩრდილო ფერდზე, მდ. მდ. ბუულგენისა და ჩრდილო პტიშის წყალგამყოფის რაიონში ბოლოვდება სინფორმის სახით (სურ.2). რაც შეეხება ბუულგენის სერიის მეტამორფიტებს – ისინი მდ.გონახხირის მარცხენა შენაკადებში – ჩატჩასა და ბუულგენში მთლიანად წარმოდგენილია კლინის წყების ამფიბოლიტებით. მხოლოდ ერთ შემთხვევაში, მდ. ბუულგენის ხეობაში, ანტიკლინური სტრუქტურის თაღში გამოჩნდება გვანდრის წყების ქარსიანი ფიქლები. კიდევ უფრო დასავლეთით კლინის წყების ამფიბოლიტების გამოსავლები იტოტება და მეორე რიგის ნაოჭებში გამოდის. მდ. ჩრდილოეთ პტიშის ქვედა და შუა წელში ისინი საერთოდ არ გვხვდება. როგორც ჩანს, კლინის ამფიბოლიტები, ისევე როგორც შარირებული ინფრასტრუქტურა, იხურება ბუულგენ-ჩრდ. პტიშის წყალგამყოფზე, ხოლო დასავლეთით ჩანაცვლებულია ბუულგენის სერიის გვანდრის წყების მეტამორფიტებით (სურ. 2). ამ მოვლენის გამომწვევი მიზეზი შეიძლება იყოს ნაოჭების თაღების ახვევა და/ან ღრმა ეროზია.

გ.ბარანოვი და ს.კროპაჩოვი ეხებიან რა იალბუზის ქვეზონის მეტამორფიტების ურთიერთდამოკიდებულებას, აღნიშნავენ, რომ როგორც ჩანს ინფრა – და სუპრასტრუქტურის ქანებს შორის ტექტონიკური ხასიათის დამოკიდებულებაა. 1980 წელს კი გ.ბარანოვმა იალბუზის ქვეზონის სუპრასტრუქტურის მეტამორფიტები გამოყო „მაკერის ტექტონიკური ზეწრის“ სახელწოდებით.

1996 წელს ამ საკითხს მიეძღვნა ე.გამყრელიძის, დ.შენგელიას და გ.ჭიჭინაძის სპეციალური სტატია, რომელშიც „მაკერის ტექტონიკურ ზეწარში“ გაერთიანებულია იალბუზის სუპრასტრუქტურის ყველა დიდი, თუ მცირე ზომის წარმონაქმნი. გამოთქმულია მოსახრება, რომ ისინი შარირებულია იალბუზის ქვეზონის ინფრასტრუქტურაზე სამხრეთიდან – საუღელტეხილო ქვეზონიდან და ბუულგენის სერიის ნაწილებს მიეკუთვნება.

ყოველივე ზემოთქმულიდან გამომდინარე მაკერის სერიის არსებობამ დაკარგა საფუძველი, რამდენადაც მისი წარმომადგენლები შიშვლდება ტექტონიკურად გათიშულ ორ სხვადასხვა სტრუქტურულ-ფორმაციულ ქვეზონაში. დღეს ამ ფაქტს აღიარებს მ.სომინიც და ის მაკერის სერიაზე და არკასარის წყებაზე აღარ მიუთითებს, თუმცა გამოყოფს მათ გონდარაის (ინფრასტრუქტურა) და მაკერის (სუპრასტრუქტურა) კომპლექსების სახით. მ.სომინი თვლის, რომ ეს კომპლექსები ოდესღაც ერთიანი სტრუქტურული სართულის წევრებს წარმოადგენდა. რაც ჩვენი აზრით ძნელი წარმოსადგენია, რამდენადაც ამ ორი გეოლოგიური სხეულის ამგები ქანების მეტამორფიზმის ხარისხში ძალიან დიდია განსხვავება, ხოლო მათი ერთმანეთში თანდათანობითი გადასვლა, ან შუალედური ნაწილის თუნდაც ფრაგმენტი, იალბუზის ქვეზონის ფარგლებში ჯერ არ არის დაფიქსირებული.

ჩვენი აზრით გასარკვევია აგრეთვე დომბაის წყების საკითხიც, რომელსაც მ.სომინი ამჯერად განიხილავს ბუულგენის კომპლექსის (და არა სერიის) შემადგენლობაში. როგორც ცნობილია სტრატეგრაფიული კოდექსის მიხედვით, წყების დასახელება უნდა მომდინარეობდეს გეოგრაფიული ადგილმდებარეობიდან, სადაც ის არის გამოყოფილი. დომბაი მდებარეობს კავკასიონის ჩრდილო ფერდზე, მდ.თებერდას აუზში. იქ გამოშავალი ქანები კი, რომელსაც მ.სომინი განიხილავდა დაობაის წყების შემადგენლობაში, როგორც ირკვევა მიეკუთვნება გვანდრის წყებას.

1976 წელს მდ.გვანდრის მარცხენა შენაკადის – სისინას ხეობაში ჩვენს მიერ გამოყოფილ იქნა სისინის წყება. ეს არის ძირითადად ქარსიანი ფიქლებით და პარაგენეზებით აგებული წყება, რომელიც სრული თანხმობით აგრძელებს კლინის წყებას და შესაბამისად მიეკუთვნება ბუულგენის სერიას.

დომბაის წყება მ.სომინის (Сомин, 1971) მიხედვით, ერთის მხრივ აგრძელებს ბუულგენის სერიის ჭრილს, მეორეს მხრივ კი, მოიცავს მასთან შეცდომით გაიგივებულ გვანდრის წყებას (კავკასიონის ჩრდილო ფერდი). ამავე დროს აერთიანებს სხვადასხვა სტრუქტურულ-ფორმაციულ ქვეზონის წარმომადგენლებს: ბუულგენის სერიის ჭრილის ზედა ნაწილს, იაღბუზის ქვეზონის ინფრასტრუქტურის ძლიერ მეტამორფიზებულ ქანებს, ხოლო ბოლო მონაცემებით არკასარის წყებას საუღელტეხილო ქვეზონაში და იაღბუზის ქვეზონის სუპრასტრუქტურას. ყოველივე ამ გაუგებრობების თავიდან აცილების მიზნით, ჩვენი აზრით, მართებული იქნება, თუ დომბაის წყებას ამოვიღებთ ხმარებიდან და ბუულგენის სერიის ჭრილის ზედა ნაწილს ვუწოდებთ სისინის წყებას.

შეიძლება ითქვას, რომ მკვლევართა უმრავლესობის აზრით, ბუულგენის სერია (კომპლექსი) შედგება სამი ნაწილისგან. არ არის სადაო მათი თანმიმდევრობაც – გვანდრა, კლინი, სისინა (დომბაი). რაც შეეხება წყებების ურთიერთდამოკიდებულებას – აქ კი გარკვეული აზრთა სხვადასხვაობაა. ერთ ნაწილს მიაჩნია, რომ მათ შორის დამოკიდებულება ნორმალურ – სტრატეგრაფიულია, მეორე ნაწილის კი თვლის, რომ ის ტექტონიკურია. გ.პარანოვი და დ.კროპაჩოვი (1976) კლინისა და გვანდრის წყებების საზღვარზე (მდ.კლინის და მდ.სამხრ. პტიშის ხეობებში) აღნიშნავენ სერპენტინიტების არსებობას, რაც მათი აზრით წყებებს შორის დამოკიდებულების ტექტონიკურ ბუნებაზე მიუთითებს. ე. გამყრელიძე და დ.შენგელია თვლიან, რომ კლინის წყების მეტამორფიტიზმი ოფიოლიტური ჭრილის ნაწილია და ბუულგენის მეტამორფული კომპლექსის შემადგენლობაში წარმოდგენილია ტექტონიკური ზეწრის სახით.

იმისათვის, რომ საბოლოოდ გაირკვეს კლინის „წყების“, თუ „ტექტონიკური ზეწრის“ ამფიბოლიტების ბუნება, საჭიროა დამატებითი, პირველ რიგში კი სტრატეგრაფიული ხასიათის კვლევის ჩატარება.

The existing stratigraphic scheme of metamorphites of the Greater Caucasus crystalline core initiated in the 50-ies of the past century predominantly by the North Caucasian geologists. These data been summarized in the “Geology of the USSR”, volume IX (Snezhko, 1968). According to this scheme, the lowermost part of the section comprises the crystalline schists of the Zelenchuk series, where the Bulgen and Makera suites are distinguished. Upwards follow the Mamkhurtsi, Damkhurtsi and Lashtraki suites of metamorphic schists of the Laba series. The Bushui suite occupies the uppermost part of the section. Almost at the same period, M.Somin (1965, 1971) represented a new, original stratigraphic scheme of partition of the Greater Caucasus Main Range zone metamorphites. He raised the Bulgen and Makera suites up to the series rank and divided them respectively into Gwandra and Klich and Dombai and Arkasar suites. In the uppermost part of the Laba series occurred a new – Ajara suite. Stratigraphic succession of metamorphic suites was undisturbed.

It is necessary to note, that to this time the Georgian geologists did not pay enough attention to the study of the stratigraphy of metamorphites and the emphasis was transferred mainly on their petrographic characterization. Just, proceeding from the above, even in metamorphites of the Southern slope M.Somin (1971) had allocated the Klich and Gwandra suites in the Bulgen series and the Ajara suite in the Laba series. The first, among the Georgian geologists, who drew attention to the stratigraphic issues of the Southern slope metamorphites was Sh.Javakhishvili (1971). However, in this case as well, allocation of the Nakri and Dolri suites was based on their difference in the extent of metamorphism and not the stratigraphy.

The situation radically changed in early 70-ies of the last century, when a new generation of geologists under the leadership of D.Shengelia began to study metamorphites of the Main Range zone of the Greater Caucasus. Together with the petrological questions, the integrated study of metamorphites commenced and great attention was attracted to the stratigraphy of metamorphites and interrelation of separate units. Through such approach, on the territory of Abkhazia and Svaneti, in the metamorphites the Vertskhlistba, Ladeval and Sisin suites been allotted. Moreover, the accomplished researches established that some issues of the existing stratigraphic scheme required refinement. M.Somin (1971) in the headwaters of the Kodori allocated a large anticlinal structure (Fig. 1), which is terminated periclinally on the left slope of the river Gwandra.. In the core of the anticline expose metamorphites of the Gwandra suite, followed by the Klich and then the Dombai

suite (Makera series). Southern outcrop of the Klich suite been sheared of by the main thrust of the Caucasus, but the northern outcrop is traced in the axial part of the Caucasus up to the river Psisha - left tributary of the river Bzib. Thus, respectively, the metamorphites following northwards of the Klich suite M.Somin regards as the Dombai suite.

In 1976, the researches carried out in the region together with I.Gamkrelidze and G.Dumbadze established that on the watershed of Gwandra-Sakeni is really present a periclinal termination of large anticlinal structure. At the same time, on the metamorphites of the Buulgen series are overthrust rocks of the complex of the Elbrus subzone infrastructure and together they make an antiform structure (Gamkrelidze, 1980).

In the West, the second order linear, normal and isoclinal folds complicate the above-mentioned structure. Their width is not great amounting tens and rarely hundreds of meters. The Elbrus subzone infrastructure overthrusting the Buulgen series, on the Northern slope of the Greater Caucasus Main Range in the watershed area of the rivers Buulgen and Northern Ptysh been terminated as a synform (Fig.2). As to the metamorphites of the Buulgen series, in the left tributaries of the river Gonachkhiri (Chatcha and Buulgen) they entirely consist of amphibolites of the Klich suite. Only once, in the Buulgen river gorge, in the dome of the anticlinal structure appear mica schists of the Gwandra suite. Further to the West, outcrops of the Klich suite amphibolites are branch and expose in minor folds. In the lower- and midcourse of the river Northern Ptysh they totally lack. Apparently, Klich amphibolites as well as the overthrust infrastructure, overlaps the watershed of Buulgen-Ptysh and to the north is substituted by the Gwandra suite

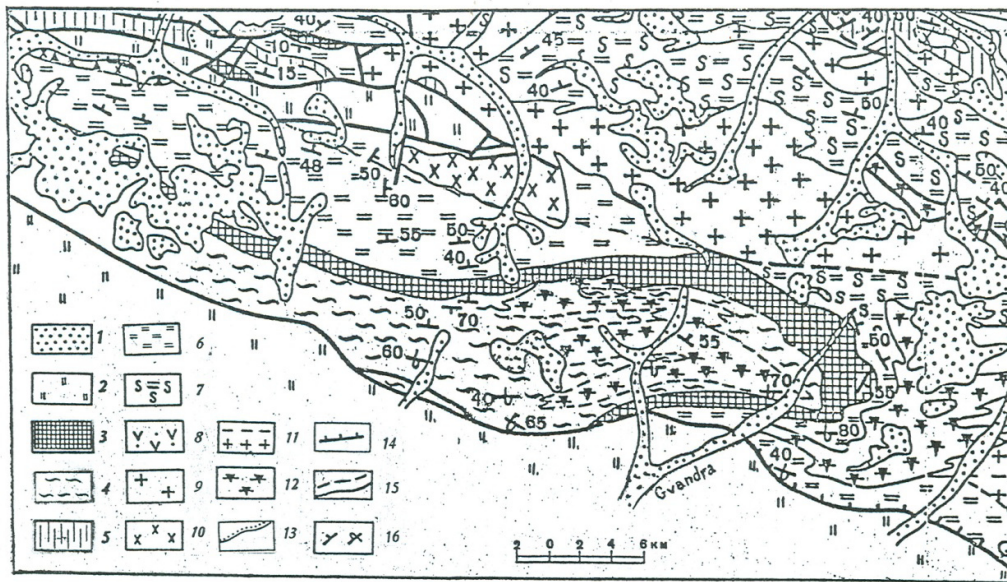


Fig. 1 Fragment of the geological sketch map of the Main Range of the Greater Caucasus (Somin, 1971)

1– Recent glaciers and Quaternary sediments, 2 - The Lower Jurassic. Upper pre-Paleozoic metamorphic complex. The Buulgen series: 3 – The Klich suite, 4 – The Gwandra suite. The Makera series: 5 – The Arkasar suite, 6 – The Dombai suite, 7 – Migmatized Dombai suite. Magmatic rocks. 8 – Middle Jurassic diabbases and diabase-porphyrites, 9 – Late Hercynian binary mica and biotitic granites. Early Hercynian plagiogranitic complex. 10 – Plagiogranites, 11 – Banded plagiogranites. 12 – Early Hercynian plagiogranite-granodiorite gneisses, 13 – transgressive arrangement, 14 – overthrust, 15 – faults, 16 – mode of occurrence of rocks.

(Buulgen series) metamorphites (Fig. 2). This event probably been caused by uplifting of fold domes and/or profound erosion (difference in altitudes of the watershed and the Northern Ptysh channel is 700-800m).

As already mentioned, one of the outcropping branches (as a syncline) of the Klich suite been traced uninterruptedly in the axial part of the Main Range. Respectively, the metamorphites outcropping northwards of the Klich suite belong to the Gwandra suite. That is also quite apparent to M.Somin; when describing the Klich suite he marked out: “On the river Amanauz, the suite is underlain by the migmatized quartz-biotite schists and plagioclase paragneisses that are analogous to those in the upper part of the Gwandra suite. Upper conformably follow the stripy, essentially feldspathic amphibolites” (Somin, 1971, p.17).

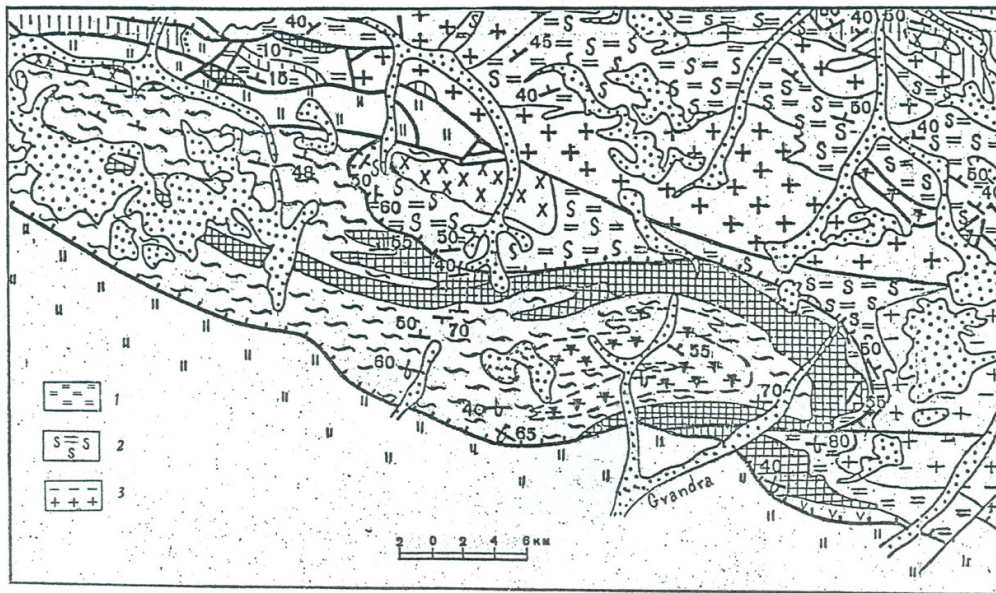


Fig. 2 Geological sketch map of the same region with the author's amendments
 The Buulgen series: 1 – The Sisina suite. 2 – Migmatites of infrastructure of the Elbrus subzone. 3 – Biotitic and biotite-feldspar quartz-diorites, plagiogranites. The rest of the legend see in the Figure 1.

G. Baranov and S. Korpachov (1976) while considering the metamorphites of the Elbrus subzone, note that apparently there is a tectonic interrelation between the infra- and supra-structures. In 1980, G. Baranov distinguished the infrastructures as “Makera tectonic sheet” (Baranov, 1980).

In 1996, I. Gamkrelidze, D. Shengelia and G. Chichinadze dedicated a special article to this issue; in the article in “the Makera tectonic sheet” are united all the big and minor formations of the Elbrus suprastructure. Here is proposed, that they overthrust the infrastructure of the Elbrus subzone from south – from the Pass subzone and belong to the parts of the Buulgen series.

Proceeding from the above, the existence of the Makera series is invalid, since their representatives crop out in the tectonically disjointed two different structural-formational subzones. At present, M. Somin also admits this fact and does not point to the Makera series and Arkasar suite, but allocates them as the Gongarai (infrastructure) and Makera (suprastructure) complexes. M. Somin (2007) considers them as once the members of an indivisible structural stage. To our mind, that is hard to imagine, as the difference in an extent of metamorphism of rocks building these two geological bodies is great and their gradual inter-transition or even a fragment of their median part in the Elbrus subzone is yet not fixed.

We think that the question of the Dombai suite also needs clarification, since M. Somin (2007) refers it to the Buulgen complex (and not to series). As is known, according to the stratigraphic codex, the name of suite should descend from its geographical location. The Dombai is situated on the Northern Slope of the Greater Caucasus, in the Teberda river basin. The rocks outcropping in the area, treated by M. Somin as the constituent of the Dombai suite, turned out to belong to the Gwandra suite.

In 1976, in the Sisina river gorge – left tributary of the river Gwandra, we allocated the Sisina suite. It predominantly contains mica schists and paragneisses and conformably continues the Klich suite, thus belonging to the Buulgen series.

According to M. Somin (1971), the Dombai suite, on one hand continues the section of Buulgen series, and on the other hand encloses the Gwandra suite, that by mistake was equated with these series (the Northern Slope of the Greater Caucasus). At the same time, it unites representatives of different structural-formational subzone: the upper part of the section of Buulgen series, intensely metamorphosed rocks of infrastructure of the Elbrus subzone. According to recent data, the Arkasar suite in the Pass subzone been integrated with the suprastructures of the Elbrus subzone. To clear up such misapprehension, it should be proper to exclude them from usage and distinguish the upper part of Buulgen series under the name of Sisina suite.

One could say that the majority of scientist divides the Buulgen series (complex) into three parts. Their succession is indisputable as well – Gwandra, Klich, Sisina (Dombai). As for the interrelation of suites

– the opinions differ. Some scientists consider that their interrelation is normal-stratigraphic (Somin, 2008; Chichinadze, 2008), the other part believe it to be tectonic. G. Baranov and D. Korpachov (1976) point out to the presence of serpentinites at the boundary of Klich and Gwandra suites (in the river gorges of Klich and Southern Ptysh), in their opinion indicative of tectonic nature of their interrelation. I. Gamkrelidze and D. Shengelia (2005) regard metamorphites of the Klich suite as a part of ophiolitic section and in the makeup of Buulgen metamorphic complex represented as a tectonic sheet.

Below is presented the actual material concerning the composition and interrelation of the suites of the Buulgen series applied for defining tectonic or normal-stratigraphic position of amphibolites of the Klich suite.

- Each stripe of the Klich suite participating in folded structures is traced uninterruptedly over tens of kilometers and any angular disconformity between the Klich and Gwandra suites is not fixed. It has a normal stratigraphic relation with the Sisina suite.

- Boundary between the Klich and Gwandra suites is often sharp, but sometimes there been allotted a transitional packet with alternating thin-layered amphibolites and mica schists.

- In some cases, homogeneous packets of amphibolites of the Klich suite along strike been substituted by apoterrigenous rocks (Somin, 1971). The suite comprises thin intercalations of quartz-biotitic, plagioclase-quartz-biotitic, rarely quartz-biotite-muscovite bearing schists and gneisses; sometimes in the section, they amount 10-15%. In the lower part of the suite often occur thin layers and lenses of marble.

- Amphibolites of the Klich suite according to geochemical-isotope parameters (RE content, Sr isotope data) correspond to tholeiitic basalts of Mid-oceanic ridges N- MORB (Gurbanov et al., 1995). It is possible that generation of amphibolite-bearing magma took place at the expense of melt of MORB rocks subducted in the depleted mantle as it was in case of protolite of Jalavchat gabbroid intrusive

- The Klich suite consists of lens-like bodies of serpentinites, but they also show in the Gwandra suite, at its different levels as boudinage bodies and together with enclosing rocks, they suffered regional metamorphism.

Thus, proceeding from the aforesaid, we believe that to ascertain nature of amphibolites of the Klich “suite” or “tectonic sheet”, requires additional, first of all stratigraphic researches.

References

- Baranov G. (1980). Makera Tectonic Nappe (Central Caucasus). // Abstracts of V conference: “Geology and Mineral Resources of the Northern Caucasus”. Yessentuki. Pp. 123-125 (in Russian)
- Baranov G., Korpachov S. (1976). Stratigraphy, Magmatism and Tectonics of the Greater Caucasus at the Precambrian and Paleozoic Stages of Evolution. // In: “Geology of the Greater Caucasus”. Moscow. “Nedra”. Pp. 45-154 (in Russian).
- Chichinadze G. (2008). Model of Working Reference Legend of Geological Formation of the Main Range Zone of the Greater Caucasus.
- Gamkrelidze I. (1980). On the Investigation of the Tectonic Nappes of the Caucasus. // Bulletin of the Academy of Sciences of GSSR. Vol. 98, N 2, pp. 369-372 (in Russian).
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (2005). Precambrian-Paleozoic Regional Metamorphism, Granitoid Magmatism and Geodynamics of the Caucasus. Moscow. “Scientific World”. 258p. (in Russian)
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., (1996). Makera Nappe in the Crystalline Core of the Greater Caucasus and its Geological Significance // Bulletin of the Acad. Sci. Georgia. Vol. 154, N1. Pp. 93-97
- Gurbanov A., Khannel M., Lippold G., Kober B. (1995). Petrogenesis and Age of the Makera and Buulgen Series Rocks in the Main Range Zone of the Greater Caucasus. // Main Issues of Geological Study and Use of the Resources of the Northern Caucasus. Materials of the VIII anniversary conference: “Geology and Mineral Resources of the Northern Caucasus”. Yessentuki. Pp. 168-171 (in Russian)
- Javakhishvili Sh. (1970). Crystalline Schists of the Southern Slope of the Greater Caucasus. // Proceedings of Geological Institute of the Academy of Sciences of the GSSR. Issue 24. 194p. (in Russian)
- Kolman R. (1979). Ophiolites. Moscow “Mir”. 261p. (in Russian)
- Snezhko E. (1968). The Precambrian. // Geology of the USSR, vol. IX, The Northern Caucasus, part 1, Geological Description. Moscow, “Nedra”. Pp. 35-47 (in Russian)
- Somin M. (1965). Some Characteristics of the Relation of Magmatism and Tectonics of the Crystalline Core of the Greater Caucasus Main Range. Geotectonics, N3, pp. 48-61 (in Russian)

- Somin M. (1971). The Pre-Jurassic Basement of the Main Range and the Southern Slope of the Greater Caucasus. Moscow, "Nauka". 245p. (in Russian)
- Somin M. (2007). Structural Position and Geodynamic Conditions of the Formation of Metamorphic Complexes of the Greater Caucasus and Cuba. // Doctoral Thesis in a form of scientific article. 56p. (in Russian)

UDC 551.21

**mtkvrisa da araqsis SuamdinareTis
gviankainozouri vulkanizmi**

g. maisuraZe, s. yuloSvili

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ.ფოსტა: geolinst@geolinst.ge

ნაშრომში განხილულია მტკვრისა და არაქსის შუამდინარეთის ტერიტორიაზე განვითარებული გვიანკაინოზოური ეფუზიური ვულკანიზმის ხასიათი, აქტიურობის პულსაციური ციკლები, გავრცელების არეალები და მასშტაბები სტრატოგრაფიული თანამიმდევრობით. ამ მიმართულებით კვლევებს და მათ შემდგომ გადრმაგებას საფუძვლად დაედო ცნობილი გეოლოგი-მკვლევარების გ.ზარდიძის და ნ.თათრისვილის (1944, 1944*, 1949) მეცნიერული ნაშრომები.

Late Cenozoic volcanism of interfluve Mtkvari (Kura)-Araxi. G.Maisuradze, S.Kuioshvili. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze st., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: geolinst@geolinst.ge

The work provides information about stratigraphic succession character of natural development of Late Cenozoic effusive volcanism in the area Mtkvari-Arax interfluve, pulsation activity, cyclic and scaling this occurrence. On the basis of these investigations and their subsequent development underlie the classical scientific works of the professors G.M. Zaridze and N.F. Tatrishvili (1944, 1944*, 1949).

Позднекайнозойский вулканизм междуречья Мтквари (Кура) и Аракса. С.Кулошвили, Г.Маисурадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе 1/9. E-mail: geolinst@geolinst.ge

В работе рассматриваются в стратиграфической последовательности характер развития позднекайнозойского эффузивного вулканизма на территории междуречья Куры и Аракса, пульсационная активность, цикличность и масштабность этих явлений. В основе этих исследований и их дальнейшего развития лежат научные труды известных ученых-геологов Г.М. Заридзе и Н.Ф. Татришвили (1944, 1944*, 1949).

Abridged English Version

The studied region covers the adjacent areas of the Eastern Turkey, West Armenia and South Georgia. The region occupies the central segment of the Alpine-Mediterranean-Himalayan belt and its geodynamic evolution is largely conditioned by its position between the convergent Arabian and Eurasian plates. The formation of the present-day relief and structure of the region started from Late Miocene on, when the study territory became a dry land where intensive subaerial volcanism continued up to Holocene time. During this time that covers the last 8 m.y. large volumes of volcanic rocks (of total thickness more than 2 km) accumulated. This subaerial volcanism (sometimes termed as "orogenic or post-collision volcanism") had an intermittent character, and periods of intensive volcanic activity gave place to periods of decreasing or even total ceasing of volcanism, when predominantly sedimentary sequences (mainly lacustrine and alluvium) were deposited.

Geomorphologically, the region represents a complex combination of tectonical-volcanogenic morphostructures of various genesis and evolution. Among these morphostructures are: large shield-shaped volcanic ridges (Arsian, Samsar, Kechut, Gukasian, etc.) with volcanoes in the axial zones; erosionally and tectonically isolated volcanic highlands (Erusheti, Nialiskuri, Cildir, Ulgar, Iagljudja, etc.) with numerous volcanic

cones and extrusive domes (Tlili, Gumbati, Aladag, Subhan, Grmani etc.), medium-high lava plateaus (Akhalkalaki, Kars, Lori, etc.). Characteristic feature of the region are numerous intermountain depressions and basin now represented by lakes and half-dried marshes (Cildir, Taparavani, Aktas, Khandjaly, Ardahan etc.) The region is distinguished by very high topography – the greater part is more than 2000 m above sea level, and only lava plateaus lie at the altitude range of 1700-2000 m.

The subaerial orogenic volcanism of the region can be subdivided into several cycles or phases whose detailed dating and correlation remained, until recently, controversial and questionable. New radiometric and paleomagnetic data together with field observations allowed solving some of these problems. On the basis of the ese investigations and their subsequent development are classical scientific works of the professors G.Zaridze and N.Tatrishvili (1944; 1944*; 1949).

The earliest phase of orogenic volcanism in the region occurred in Late Miocene and was related to the manifestation of the Attic tectogenesis. This phase was dominated by explosive volcanic activity of both aerial and fissure type as a result of which very thick sequences (more than 1 km.) of predominantly pyroclastic rocks – tuff, tuff-breccia, tuff-conglomerate – were deposited. By their chemistry they are represented by moderately acidic rocks – dacite, andesite-dacite, rhyolite-dacite, belonging to calc-alkaline series. In some places in Armenia and Anatolia, the lower part of this volcanogenic unit often contains intercalations of normal sedimentary sandy-clayey and gypsiferous-saliferous rocks with fresh-water fossil fauna and plant remnants that date the enclosing rocks as Mio-Pliocene. Radiological dating of these rocks yields ages between 7,0-5,0 Ma. Locally the lower part of pyroclastic rocks contains beds of diatomites, often of economic importance.

Typical geological section of these volcano-sedimentary sequences, distinguished in Georgia as the Goderdzi suite, in Armenia – as Vokhchaberd suite, and in N.E.Anatolia as Bingol suite from bottom to top is as follows:

1. Alternation of various tuffs and tuff-conglomerates. At the bottom locally are observed andesite-basalt and basalt lava flows.
2. Alternation of very coarse tuff-breccias, tuff-conglomerates and tuffs, and locally diatomites.
3. Andesite-dacitic and dacitic lavas.

The Bingol suite volcanites and its analogs in Georgia and Armenia everywhere overlie with angular unconformity older rocks from Paleozoic granites to shallow-water and lagunal sediments of Middle Miocene. They fill the ruggedness of paleorelief for which reason their thickness varies in wide ranges – from 200-300 m to 1 km

The next phase is represented by extrusion, mainly along tectonic fissures, of very viscous lavas that form volcanic cones and domes of more than 1 km of relative height. By their chemistry, these lavas are entirely similar to those of the underlying pyroclasts. Examples of these volcanoes are Abul, Samsar, Korogli in Georgia, Kisir and Allahukber in NE Anatolia, Aragats in Armenia. According to the latest isotopic dating, the age of these volcanics is between 7 and 4.5 Ma. That corresponds to the latest Late Miocene and Early Pliocene time.

Thus, the age of the moderately-acidic volcanogenic sequences of the Bingol, Goderdzi, Vokhchaberd suits and their analogs, along with overlying extrusive lava complexes, according to the combination of paleontological, radiological and paleomagnetic data, must be, most likely, regarded as Late Miocene – Early Pliocene, embracing Sarmatian, Meotian and Pontian stages.

The Middle Pliocene time was a period of quiescence of volcanic activity. On the background of slight tectonic uplift, the region experienced a considerable erosional cutting and denudation of the previously-formed volcanogenic -accumulative relief.

The next cycle of volcanic activity that embraces Late Pliocene – Early Pleistocene (Eopleistocene) is characterized by very strong outpouring of basic lavas that formed large basaltic plateaus – Akhalkalaki, Lori, Kars and others. The centers of this volcanism were tectonic fissures and shield- and strato-volcanoes that produced undifferentiated mafic lavas – basalts, dolerites, andesite-dolerite. Pyroclastic rocks are in subordinate amount; instead, the lava flows, whose total thickness attains 300 m and more, are intercalated with sandy-clayey-conglomerate lacustrine and alluvial beds and lenses that formed in temporal lakes and dammed reservoirs during the periods of volcanic quiescence.

The lacustrine-fluvial sediments in the Caucasus contain in abundance mammals fossil remains. These fossils are well correlated with fauna remnants from Villafranchian of Western Europe and are similar to fossils from Iukori-Sugutoni of Anatolia. Of particular interest is the site of Patara Dmanisi in South Georgia (the Mashavera river basin) where the lacustrine-proluvial sediments contain, along with ancient

stone implements (artefacts), fossils of mammals and bones (jaws and skulls) of ancient hominides *Homo erectus* whose age is determined at 1,7 Ma.

On the grounds of faunal determinations, containing in the lacustrine deposits, and radiological dating (K/Ar and Ar-Ar methods) supplemented by paleomagnetic studies, the lower boundary of this cycle is defined at 3.5 m.y. i.e. the bottom of the Akchagilian stage (Upper Pliocene). The upper age bound is limited at 1.0-0.8 m.y., that does not exceed the limits of Eopleistocene (the Apscheronian stage by the Caspian stratigraphic scale). Paleomagnetically, this cycle corresponds to the normal polarity Gauss and reversed polarity Matuyama magnetic epochs.

The Early Pleistocene time was a period of somewhat decreasing in volcanic activity in the region. Only some largest central volcanoes, such as Buyuk Agri (Ararat) and Aragats, outpoured lavas of intermediate and acidic composition, and on the Vardenis and Sunik high plateaus there were eruption of andesite-basaltic lavas which filled older river valleys and gorges. On the greater part of the South Caucasus, this time was characterized by subsiding of some fault-bounded depressions (Shiraki, Arazi, Lori, Marneuli) in which accumulation of thick (up to 400 m) lacustrine-alluvial sediments took place.

In the Middle Pleistocene, resumed intensive eruptions of andesite-dacite and dacite lavas, tuff-lavas and ignimbrites from the Aragats Volcano, andesite-basalts from Agri and in the Gegam, Vardenis, Sunic and Javakheti highlands. Basaltic flows filled the valleys of the rivers Mtkvari (Kura), Masrik, Jermuk and others, armoring river terraces.

In the Late Pleistocene, on the background of the block-faulted uplift of the region, volcanic activity was still continuing. On the northern periphery of the Samsar ridge at that time were formed central volcanoes Tavkvetili and Shavnabada; on the northern slope of the Trialeti range the volcano Mukhera outpoured lavas of andesitic composition which descend to the Mtkvari river valley (the Bordjomi gorge) where they armoured 20-25 m high Upper Pleistocene terrace.

On the Javakheti ridge to this age are attributed andesite, andesite-dacite and dacite lavas, which take part in the construction of some central polygenous volcanoes – Emlikli, Chomcha, etc.

In the Armenian part of the highland, the Late Pleistocene volcanism was most intensive than in Georgia. Powerful eruptions of ash, tuff and tuff-lava of Artic type took place on the Aragatz volcanic massif. At the same time emerged volcanoes Golgat, Mantash and some others that produced intensive andesite-basaltic lavas. Most likely that to Late Pleistocene is attributed the activity of some parasitic centers on the Ararat massif.

In the Holocene time volcanic activity in the region considerably decreased and practically ceased at recent time. However there are strong evidence that some largest volcanoes of Eastern Anatolia, such as Nemrut, Suphan, Tendurek, Agridag (Ararat); were still active during the Holocene and even in historical time. The last volcanic eruption was recorded in 1441 on the Nemrut volcano and in 1840 on Agridagi was observed the explosion of gases and pyroclastic material related to the great earthquake.

რეგიონი მოიცავს წინააზიის ვულკანური მთისნეთის აღმოსავლეთ ნაწილს, რომელიც მორფოგრაფიულად წარმოადგენს ფარისებრი სტრუქტურული ქედების, ზეგნების, მრავალრიცხოვანი ცენტრალური პოლიგენური ვულკანური კონუსების და ექსტრუზიული გუმბათების, აგრეთვე საშუალომთიანი ლავური პლატოების და მთათაშუა ქვაბულების ერთობლიობას. ტერიტორიას დრენირებას უწევს მდინარე მტკვარი და მისი მარჯვენა შემდინარე არაქსი. გეოტექტონიკურად ტერიტორია შედის ალპური ოროგენული სარტყლის შემადგენლობაში და უკავია კავკასია-მცირე აზიის სეგმენტის ცენტრალური ნაწილი. ეს უკანასკნელი მოიცავს მსხვილ გეოტექტონიკურ ერთეულს – ართვინ-ბოლნისის ბელტს და ლოქი-ყარაბახის ზონას (Гамкрелидзе, 2000).

რელიეფის თანამედროვე ნაკეთების ჩამოყალიბება დაიწყო ნეოტექტონიკური ეტაპიდან (სარმატულიდან), როცა აღმავალი ტექტონიკური მოძრაობების ფონზე აქტიურდება სუბაერალური ვულკანიზმი, რომელმაც მოიცვა კავკასიის და წინა აზიის მთიანეთის უზარმაზარი სივრცეები. რეგიონი მდებარეობს ტრანსკავკასიური აზეგების ზოლში, რომელიც ვრცელდება სტავროპოლის გრანიტოიდული მასივებიდან (ჩრდილო კავკასია), კავკასიონის ცენტრალური სეგმენტის გავლით, ძირულის მასივზე, ჯავახეთის ვულკანურ მთიანეთზე, არაგაც-იაღლეუჯის (თურქეთი) მასივებზე თვით არარატამდე. (Милановский, Короновский, 1973).

გეომორფოლოგიურად რეგიონი წარმოდგენილია: მერიდიონალური მიმართულების სტრუქტურულ-ვულკანოგენური ქედებით (არსიანის, სამსარის, ჯავახეთის, გუკასიანის და სხვა); ტექტონიკით და ეროზიით გამოქანდაკებული ვულკანური მთიანეთებით (ერუშეთის, ნიალისყურის, ჩილდირის, უღგარის, იაგლუჯას), მათზე განთავსებული მრავალრიცხოვანი მაკრო და მეზორელიეფის მქონე ვულკანური კონუსებით და ექსტრუზიული გუმბათებით (თლილი, გუმბათი, ალადაგი, სიუბხანი, ღრმანი, ვანისმთა და სხვ.); საშუალომთიანი ლავური პლატოებით (ახალქალაქის, ყარსის, ლორის და სხვ.) და ზეგნებისათვის დამახასიათებელი მთათაშუა ქვაბულებით, უმეტეს შემთხვევაში ტბებით და ჭაობებით დაკავებული (ჩილდირის, ფარაენის, კარწახის, ხანჯალის, გელის, არდაღანის და სხვ.).

რეგიონის გეოლოგიურ აგებულებაში დომინირებენ გვიანკაინოზოური ვულკანოგენურ-კონტინენტური წარმონაქმნები. დღეისათვის დადგენილია ორი მსხვილი ციკლი ვულკანური აქტივობისა, რომლებიც ჯერ კიდევ 1944 წელს, ღრმა ანალიზის საფუძველზე პირველად გამოყო გ.ზარიძემ (Заридзе, 1944, 1944*). ეს შეხედულება მოგვიანებით დასაბუთებულ იქნა ლ. მარუაშვილის (1971), ნ. სხირტლაძის (1958), ა. ასლანიანის (1958) და სხვ. მიერ.

არეალური ხასიათის პირველ პაროქსიზმს ადგილი ჰქონდა მიოცენის ბოლოსა და პლიოცენის დასაწყისში (სარმატი-მეოტისი-პონტი). ვულკანების მოქმედებას აკონტროლებდნენ კავკასიის მიმართულების სუბგანედური და მერიდიონალური ტრანსზონალური სიღრმული რღვევები (Цагарели, 1966). არსიანის, სამსარის და ჯავახეთის ქედების თხემების თანხვედრილი მიმართულების რღვევებმა და მრავალრიცხოვანმა, სხვადასხვა მიმართულების ნაპრალოვანმა დიზიუნქტიურმა სტრუქტურებმა მოგვცეს ვულკანოგენური ფორმაცია რომელიც ლიტერატურაში ცნობილია გოდერძის (ვოხჩაბერდის-სომხეთში, ბინგელის-თურქეთში) წყების სახელწოდებით.

მიო-პლიოცენის ეფუზიურმა ვულკანიზმმა მოიცვა უზარმაზარი ტერიტორიები აჭარათრიკლეთის ნაოჭა სისტემის სამხრეთით არსებულ ზონალური სიღრმული რღვევიდან ვანის ტბის განედამდე. მათი გავრცელების არეალში შედიოდნენ: არსიანის, სამსარის და ჯავახეთის ქედები, ერუშეთის და აღმოსავლეთ ანატოლიის მთიანეთები, მდ. არაქსის, მტკვრის და ეფრატის აუზების ზედა და შუა წელი, არდაღანის, ყარსის და ახალქალაქის პლატოები, გელის, ფარაენის, წალკის ქვაბულები, არაგაცის და არარატის მასივების ფუძე-საგები. ვულკანოგენური ფორმაცია წარმოდგენილია საშუალო და მუავე შედგენილობის ტუფობრეკიებით, ტუფებით, ტუფოკონგლომერატებით, შიდა ფორმაციული ანდეზიტური ლავებით. სომხეთისა და თურქეთის მთელ რიგ რაიონებში ამ ნალექებს ფუძეში უდევთ ნორმულ-დანალექი ქვიშიან-თიხიანი ან თაბაშირის შემცველი ნალექები მტკნარი წყლის ფაუნით. ამ ნალექების ასაკი ზედა მიოცენი – ქვედა პლიოცენია (სარმატი-მეოტისი-პონტი). რადიოლოგიური ასაკი 5-7 მლნ. წელია, თუმცა არაა გამორიცხული მათი ორი-სამი მილიონი წლით დაძველება (Асланян и др.1982; Baikal et al., 1961). მდ. კიზილ-ირმაკის ხეობაში, სოფ. ურგიუპის რაიონში მუავე რიოლითურ ტუფებში ნახულ იქნა *Hipparion gracite*-ს და ჟირაფის მაგვართა კბილები, რომელთა მეშვეობით ტუფებს ათარიღებენ პონტური ასაკის წარმონაქმნებად. ანალოგიური წარმოდგენისა არიან პალეობოტანიკოსებიც რომლებიც დიატომიტური ფლორის, მარადმწვანე მცენარეების მიკრო და მაკრო ფოსილიების შესწავლის საფუძველზე გოდერძის უღელტეხილიდან, ქისათიბის დიატომიტის საბადოდან, შირაქის ქედის ლიგნიტის შრეებიდან (სომხეთი) და სხვა ადგილსაპოვებლებიდან ადასტურებენ გოდერძის წყების ვულკანიტების მიო-პლიოცენურ ასაკს (Узнадзе, 1965). ერთ კილომეტრზე მეტი სიმძლავრის ეფუზიური მასალის აკუმულაციამ გამოიწვია ანტიკავკასიონის მორფოსტრუქტურული ქედების „დაკონსერვება“ და რელიეფის ინვერსია.

გოდერძის (ვოხჩაბერდის, ბინგელის) წყების ლითოლოგიურ ჭრილში გამოიყოფა ძირითადად სამი მძლავრი ფენა (ქვევიდან ზევით):

1. ფსამიტური ტუფების, კრისტალოკლასტური ალვერიტულ-პელიტური ტუფების და კონგლომერატების მორიგეობა. ზოგ ადგილას ნალექების ფუძეში ფიქსირდება ანდეზიტაზალტური და ბაზალტური ლავების განფენები.
2. მსხვილნატეხოვანი ტუფობრეკიების, ტუფოკონგლომერატების და ტუფების მორიგეობა, შიდაფორმაციული ანდეზიტური განფენებით.
3. ანდეზიტაციტური და დაციტური ლავები.

მაგრამ არის ზოგი გამონაკლისიც ვულკანოგენური ნალექების აკუმულაციური ციკლის თანამიმდევრობაში. მთელ რიგ სინკლინურ ან ეროზიულ დეპრესიებში, ვულკანური

აქტივობის შესუსტებისას ყალიბდებოდნენ ტბიური აუზები, სადაც იღეკებოდა თიხიან-დი-ატომიტანი, ვულკანური ფერფლის ნალექები (ქისათიბი, სისიანი და სხვა). ცნობილია, რომ დიატომიტები გენეტურად დაკავშირებული არიან კაუმიწით მდიდარ მჟავე ვულკანიტების გაგრძელების ადგილებთან (Бальян, 1969).

გოდერძის წყების ვულკანიტები და მათი ანალოგები სომხეთსა და თურქეთში უთანხმოდ განლაგებული არიან განსხვავებული ასაკის ნალექებზე – პალეოზოური ნალექებიდან შუა მიოცენური ზღვიური და ლაგუნური ნალექების ჩათვლით. მიო-პლიოცენის პიროკლასტური ნალექები ავსებენ პალეორელიეფის უსწორმასწორობას – დრმა ეროზიულ ხეობებს და დენუდირებულ ზეგნებს. ამის გამო ნალექების სიმძლავრე მერყეობს 300-400 მ-დან 1000-1200 მ-დე.

პირველი ვულკანური ციკლი მთავრდება მჟავე ანდეზიტური და დაციტური ლავების ამონთხვევით ზედაპირზე. ისინი ძირითადად ჰქმნიან ექსტრუზიულ გუმბათებს, თუმცა მათი ფუძიდან, კრიტიკული სიმაღლის მიღწევისას, გამოღვრილი ბლანტი ლავების ურთიერთ შეერთებით წარმოიქმნება ლავური ნაკადები, რომლებიც რადიალურად ეშვებიან და უთანხმოდ ფარავენ წყების პიროკლასტურ ნალექებს.

შუა პლიოცენში შეინიშნება ვულკანური აქტივობის შესუსტება. ტექტონიკური მოძრაობების ფონზე მიმდინარეობს გოდერძის წყების ვულკანიტების მიერ შექმნილი აკუმულაციური (ინვერსიული) რელიეფის ინტენსიური ეროზიული დანაწევრება და დენუდაცია. ამ პროცესში დიდი როლი ითამაშა პალეომტკვრისა და პალეოარაქსის ჰიდროგრაფიულმა ქსელმა.

ზედა პლიოცენი. მეორე მძლავრი ციკლი ვულკანური პაროქსიზმის რეგიონში დაიწყო ზედა პლიოცენში და მოიცვა მთლიანად მეოთხეული პერიოდი. ვულკანების აქტივობას აკონტროლებდნენ ყველა მანამდე არსებული სიღრმეული რღვევები და ახალი ნაპრალოვანი კერები. ყველაფერი დაიწყო ფუძე ლავების ამოღვრით, რომელთაც შუა და ზედა პლეისტოცენში შეიცვალა საშუალო და მჟავე შედგენილობის ლავები. გაჩნდნენ ახალი ცენტრალური პოლიგენური ვულკანები.

გვიანკაინოზოური ვულკანიზმის მეორე ციკლში, რომელიც ასევე პირველად გამოყოფილ იქნა გ.ზარბიძის მიერ (1944*), ჩვენ გამოვყოფთ განკერძოებულ ქვეციკლებს – ეოპლეისტოცენი (აფშერონული სართული კასპიური სქემით), ქვედა, შუა და ზედა პლეისტოცენი. ერთი შეხედვით თითქოს ეს ციკლები ხელოვნურად არის გამოყოფილი, მაგრამ თვითეული მათგანის წარმოჩენას საფუძვლად უდევს რეგიონში მოპოვებული პალეონტოლოგიური, პალეომაგნიტური, პალეობოტანიკური (პალინოლოგიური), რადიოლოგიური, ლითოფაციალური, არქეოლოგიური მასალების ანალიზი (Гамკრელიძე 1949, 1954; Адамия и др. 1965; Векуа А., 1959, 1987; Габуния, Буачидзе, 1970; Маисурадзе, Кулошвили, 1999; Маисурадзе, 1981; Векуа Л. И др. 1982; Схиртладзе, 1958; Тутберидзе, 2004; Gogichashvili et al. 1997; Maisuradze et al. 1989; Ferring et al. 1996).

ვულკანურ ციკლებს შორის გამორჩეულია ზედ პლიოცენური (აღწავილური) – ეოპლეისტოცენური (აფშერონული) იმპულსი ასკობრივი დიაპაზონით 3.5-0.8 მლნ.წელი. ამ ქვეციკლთან დაკავშირებულია ფუძე შედგენილობის არადიფერენცირებული მაგმის მძლავრი ამოფრქვევები (ბაზალტები, დოლერიტები, ანდეზიტბაზალტები); ყალიბდებიან ვრცელი ლავური პლატოები (ყარსის, ახალქალაქის, ლორის, დმანისის) ეროზიული და დენუდირებული პალეორელიეფის ნიველირების ხარჯზე; ჩნდებიან მსხვილი სტრატოვულკანები – არაგაცი, არაიღერი, სიუბხანი, ნემრუდი და სხვანი. ვულკანიზმს არეალური ხასიათი ჰქონდა. იმპულსებს შორის შესვენების პერიოდებში კომპენსაციურ ქვაბულებსა და დეპრესიებში, ლავებით გადახერგილ მდინარეულ ველებზე (რელიეფის უარყოფით ფორმებში) ჩნდებიან ტბიური აუზები სადაც იღეკებოდა თიხები, დიატომიტები, ვულკანური ქვიშა და გრაველიტები.

მგვარად, ზედა პლიოცენსა და ეოპლეისტოცენში მძლავრობს ბაზალტური ფორმაცია, ლავებს შორის დამარხული ტბიურ-პროლუვიური ნალექებით, ლიტერატურაში ცნობილია როგორც ახალქალაქის წყება (საქართველო), გორისის, სისიანის ან სარიკანის წყება (სომხეთი). თურქეთში ლავები მონაწილეობენ ყარსის ზეგან-ვაკის აგებულებაში, ამდენად ჩვენ მათ პირობითად ვაერთიანებთ ყარსის წყებაში. ლავური ნაკადების საერთო სიმძლავრე 30-დან 800 მეტრამდეა, ხოლო ლავებს შორის ტბიური ნალექებისა 35-40 მეტრი. ახალქალაქის წყების ლავური ფორმაციის ასაკი დადგენილია რადიოლოგიური მეთოდით

და ვარირებს 3.7-დან 0.8 მლნ.წლებს შორის (Маисурадзе и др., 1980; Camps et al.1996; Maisuradze et al., 1989).

უნდა აღინიშნოს, რომ ახალქალაქის (წალკა-ახალქალაქის) წყების და საერთოდ მეოთხეული ლავების სტრატოგრაფიულ დანაწევრებას საფუძველი ჩაუყარა გ.ზარიძის და ნ.თათრიშვილის (1948) აღმოჩენამ წალკის ქვაბულში (ბედენის ქედი), სადაც ლავებს შორის მოქცეულ ტბიურ ნალექებში ნაპოვნი იქნა არქაული სპილოსა და სტენონის ცხენის კბილები, რომლებიც მ. ბურჩაკ-აბრამოვიჩის მიხედვით მიეკუთვნებიან ვილაფრანკულ (აფშერონულ) სართულს. შემდგომმა კვლევებმა (Векуа и др. 1985; Габуния, Буачидзе, 1970; Габуния, Векуа, 1993; Schmincke, Bogard, 1995) გვიჩვენა, რომ ბედენის ჭრილში, დილისკაში, პატარა დმანისში შესწავლილი ფაუნა ჰაბიტუსით ახლოსაა ევროპის ვილაფრანკულ და ანატოლიაში (თურქეთი) ცნობილ იოკური-სიუგიუტონის ფაუნებთან. განსაკუთრებული ინტერესის ღირსია პატარა დმანისის ადგილსაპოვნელი მდ.მაშავერის ხეობაში, სადაც ტბიურ-პროლევიურ ნალექებში არქაული, ოლდუვასის ტიპის ქვარგალების გვერდით აღმოჩენილ იქნა ეოპლეისტოცენისათვის დამახასიათებელი ძუძუმწოვარა ცხოველთა უმდიდრესი ძვლოვანი მასალა და რაც მთავარია უძველესი ჰომინიდების, პრეისტორიული ადამიანის Homo ergaster-ის და Homo georgicus-ის თავის ქალა. მონაპოვრის ასაკი 1.7-1.8 მლნ. წელია.

ანალოგიური თანამიმდევრობით მიმდინარეობს ზედა პლიოცენ-პლეისტოცენური ვულკანების აქტივობა სომხეთსა და აღმოსავლეთ ანატოლიის რეგიონებში. ამ პერიოდში დაიწყო დოლერიტული და ანდეზიტ-ზალტური ლავების ამოღვრა არაგაცის და იშხანსარის მასივებზე, ჯავახეთის ქედზე, არარატზე და სხვა. ყველა შემთხვევაში ბაზალტური ლავები კუთხური უთანხმოებით ფარავენ გოდერძის წყების ტუფოგენურ ვულკანიტებს. არაგაცის ლავები შიშვლდებიან მდ.ახურციანის ხეობაში.

არპილიჩის წყალსაცავიდან სამხრეთის მიმართულებით მდ.ახურციანის გაყოლებით, ლავები ვრცელდებიან შირაქის ქვაბულის მიმართულებით (გიუმრის რაიონი) და იძირებიან ახალგაზრდა ტბიურ-ალუვიური ნალექების ქვეშ. დასავლეთის მიმართულებით ლავები ერწყმიან ყარსის პლატოს ბაზალტურ განფენებს. ანალოგიური სურათი გვაქვს არარატის მასივზე (აგრი-დაგი, 5165 მ). ვულკანის შეფარდებითი სიმაღლე ფუძიდან თითქმის 4300 მეტრია. ნდუხიდაციტური შედგენილობის ტუფოგენურ საფუძველს გარს ერტყმის განსხვავებული ასაკის ანდეზიტ-ბაზალტური და ბაზალტური ლავები. უთუოდ აქ მონაწილეობენ ზედა პლიოცენ-ეოპლეისტოცენური ლავებიც (ყარსი-ახალქალაქის წყება) ეს ლავები ფარავენ არარატის და ბაიახეთის ქვაბულებში არსებულ ტბიურ-ალუვიურ ნალექებს.

არარატის გრანდიოზული ვულკანური მასივის ფერდობები რადიალურად დანაწევრებულია მრავალი ხეობებითა და ხრამებით. მათ შორის გამოირჩევა ღრმა ეროზიული ხეობა აკორი, რომელიც ჰეკეთს მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ კალთას. მკვლევარები მიიჩნევენ, რომ ხეობა ტექტონიკურ-ეროზიული წარმოშობისაა, რომლის მიმართულებაც თანხვედრა აღმოსავლეთ ანატოლიის სიღრმულ რღვევას. ფიქრობენ, რომ აკორის ხეობა წარმოიშვა მძლავრი მიწისძვრის დროს 1840 წელს (გაბიხი, 1873) თუმცა ასევე არსებობს ისტორიული მონაცემები მოვსეს ხორენაცისა (Бальяи, 1969), რომელიც მიუთითებს კატასტროფულ მიწისძვრაზე არარატზე, რომლის დროსაც გაჩნდა აკორის ხეობა. ეს მოხდა ჩვენი წელთაღრიცხვით 139 წელს. ხეობა წარმოადგენს ბუნებრივ ფარვატერს ღვარცოფული ნაკადების ტრანსპორტირებისათვის.

1840 წლის 20 ივნისის მიწისძვრამ არარატზე გამოიწვია საშინელი ნგრევა. განადგურდა ქალაქი აკორი, დიდი ზარალი ნახეს ქალაქებმა: ნახინევანმა, მაკუმ, ორდუბადმა, თებრიზმა და სხვებმა. ბევრი მკვლევარი ფიქრობს, რომ მიწისძვრა გამოწვეული იყო არარატზე ვულკანის ამოფრქვევით. მაგრამ უზარმაზარი კლდეზავები, ღვარცოფული ზეინულები, გამოზიდვის კონუსები გადაჭედილი აკორის ხეობის ამგებელი ქანების ნატეხი მასალით, უნდა მიუთითებდეს აქ არსებული სიღრმული რღვევის გამოცოცხლებაზე, რამაც გამოიწვია მძლავრი მიწისძვრა.

არარატის ფერდობებზე, 3000-4500 მეტრის ჰიფსომეტრიულ სრტყელში ფიქსირდება ათეულობით პარაზიტული ვულკანი, რომლებიც იძლევიან მუქი ფერის ბაზალტურ ლავებს. ისინი მყინვარული ენების მსგავსად რადიალურად ეშვებიან ვულკანის კალთებზე, აღწევენ რა მთისძირებს და ქვაბულებს.

ქვედა პლეისტოცენი – ვულკანური აქტივობა თანდათანობით სუსტდება. ახალგაზრდა ტექტონიკური მოძრაობების ფონზე (ვალახური ოროფაზა) მიმდინარეობს მთათა-

შუა ქვაბულების – შირაქის (მდ. ახურიანის აუზი), არარატის, ლორის, მარნეულის დაძირვა. ამ მოძრაობებში „ჩათრეულ“ იქნა ახალქალაქის წყების და მისი ანალოგი წყებების ლავური განფენები. ეს უკანასკნელები აღმოჩნდნენ 400 და მეტი სიმძლავრის ტბიურ-ალუვიური და პროლუვიური ნალექების ქვეშ „დამარხულნი“ (Церетели, 1966; Саядян, 1977).

არაგაცის და არარატის ვულკანურ მასივებზე ამ პერიოდს ემთხვევა საშუალო და მკვე შედგენილობის ლავების ამოღვრა, ხოლო ვარდენისის და სიუნიკის მთიანეთებში – ანდეზიბაზალტური ლავებისა, რომლებიც ავსებენ პალეოხეობებს.

შუა-პლეისტოცენში კვლავ განახლდა ანდეზიდაციტური და დაციტური ტუფოლაგების და ინგიმბრიტების ამოფრქვევები არაგაცზე, ანდეზიბაზალტური ლავებისა არარატზე, გეგამის, ვარდენისის და სიუნიკის მთიანეთებში. ბაზალტური ლავური ნაკადები ჩადინებიან მტკვრის ხეობაში (ცენტრი ხერთვისის ციხის კვარცხლბეკი) და ჯავშნავენ ქვედა და შუა პლეისტოცენურ მდინარეულ ტერასებს (Абих, 1902; Маисурадзе, 1981; Джигаური, 1991). ანალოგიური ლავები მდ.მდ. მასრიკისა და ჯერმუკის ხეობებში ასევე ცოკოლურ ტერასებზე არიან განლაგებულნი და ავსებენ პალეო ხეობებს.

ზედა პლეისტოცენში ვულკანური აქტივობა გრძელდება. სამსარის ქედის ჩრდილო პერიფერიულ ნაწილში გაჩნდნენ ცენტრალური ვულკანები თავკვეთილა (2585მ) და შანაბადა (2929მ), თრიალეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე, თანამედროვე ბაკურიანის ტერიტორიაზე, მუხერას ვულკანური ცენტრიდან იღვრება ანდეზიტური ლავა, რომელიც თავქვე ეშვება მტკვრის ხეობაში და ქ. ბორჯომთან ჯავშნავს 20-25 მეტრის სიმაღლის ზედა-პლეისტოცენურ მტკვრის ცოკოლურ ტერასას. ჯავახეთის ქედზე ანდეზიტურ, ანდეზიდაციტურ ლავებს იძლევიან პოლიგენური ვულკანები ემლიკლი (3054მ), დალის მთა (2914მ) და სხვები. მათ აერთიანებენ კეჩუთის წყების სახელწოდების ქვეშ (Харазян, 1966; Дзоценидзе и др. 1975). სომხეთის ტერიტორიაზე ზედა პლეისტოცენური ვულკანიზმი შედარებით ძლიერი იყო. ვულკანური ფერფლის, ტუფების და არტიკის ტიპის ტუფოლაგების ამოფრქვევას ადგილი ჰქონდა არაგაცზე (4090მ). ამ დროისათვის დამახასიათებელია ანდეზიბაზალტური ლავების ამოღვრა გოლგათის, მანთაშის და სხვა ვულკანებიდან. სავარაუდოა პარაზიტული ვულკანების აქტივობა არარატზედაც.

პოლოცენური ვულკანიზმის შესახებ დამაჯერებელი ფაქტიური მასალა რეგიონისათვის არ მოგვეპოვება. მაგრამ ტუფოგენური მასალის არსებობა მოცემული ასაკის ტერასებზე უნდა მიუთითებდეს ვულკანების აქტივობაზე ამ დროს. გ.აბიხის, მ. ნეიმაირის, ფ.ოსვალდის, რ.ფიურონის (Абих, 1873; Неймайр, 1902; Освальд, 1915; Фюрон, 1955), არასრული ინფორმაციით აღმოსავლეთ ანატოლიის უმსხვილესი ვულკანები – თონდურეკი (3542მ), ნემრუდი (3050), არარატი (5165მ) პოლოცენსა და ისტორიულ პერიოდში ამჟღავნებდნენ ექსპლოზიურ აქტივობას. ლავების უკანასკნელი ამოღვრა ნიმრუდზე დაფიქსირებულია 1441 წელს.

ლიტერატურა

- Baikal F., Demirsu S., Erentoz C., Cattinger T., Ketin J., Kutlu R., Topkaya M., Urgun S. (1961). Geological Map of Turkey.
- Gogichaishvili A., Sologashvili D., Prevot M., Calvo M., Pavlenishvili E., Maisuradze G., Schnepf E., (1997). Paleomagnetic and rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in Southern Georgia (Caucasus). // Geologic en Mijnbow 76, Netherlands. P.135-143.
- Camps P., Ruffet P., Sherbakova V., Prevot M., Moussin-Pouchkin A., Cholpo L., Gogichaichvili A., Assaniodze B. (1996). Direction intensity and Ar/Ar reversal or excursion recorded in Georgia. // Phys. Earth planet. Inter. 96. P.41-59.
- Maisuradze G., Pavlenishvili E., Schminke H., Sologashvili D. (1989). Paleomagnetic und datierung der basaltlava // Jahrb. RGZM, 36. Mainz. P. 74-76.
- Ferring C., Swisher C., Bosinski G., Gabunia L., Kikodze Z., Lordkipanidze D., Tvalchrelidze M., Tutberidze B. (1996). Progress report on the geologi on the Plio-Pleistocene Dmanisi and the Diliska George. Republic Georgia. // Paleantropology Society. New Orlean. P.5-6.
- Schmincke H., Van den Bogard. (1995). Die datierung des Mashavera-Basalt lavastroms. // Jahrb. RGZM. Mainz. V.42. P.75-76.

- Vekua A. (1987). The Lower Pleistocene Mammalian fauna of Akhalkalaki (Southern Georgia)// Paleontographia Italica. V.XXIV. P.63-96.
- Абих Г. (1873). Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. //Зап. КОИРГО. Кн. VIII. С.1-69.
- Абих Г. (1902). Геология Армянского нагорья. Восточная часть. // Записки КОИРГО, Кн. XXII, Тифлис. 67 с.
- Адамия Ш.А., Мацхонашвили Л.Г., Хуцишвили О.Д. (1965). Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. //Тр. ГИН АНГ. Нов.сер. Вып.1. С.113-135.
- Асланян А.Т. (1958). Региональная геология Армении. Ереван. Айпет. 430 с.
- Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Габуния Л.К., Рубинштейн М.М., Схиртладзе Н.И. (1982). Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Грузии, Армении и части Нахичеванской АО. //Изв.АН Арм.ССР. Наука о Земле. Т. XXXV. № 1. С.3-24.
- Бальян С.П. (1969). Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. //Ереван. Гос. университет. 390 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.Ш., Сологашвили Д.З. (1982). Магнитохроностратиграфия позднекайнозойских вулканитов в Грузии. // Кн.: Четвертная система Грузии. Тбилиси. С.3-25
- Габуния Л.К., Векуа А.К. (1993). Дманисский ископаемый человек и сопутствующие им фауна позвоночных. // Тбилиси. 72 с.
- Габуния Л.К., Буачидзе Ц.И. (1970). О первой находке позднеплейстоценовой жирафы в СССР. // Сообщ.АНГ. Т.57, №2. С.241-244.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. //Тр. ГИН АНГ. Тбилиси. 508 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1954). Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и Южного склона Триалетского хребта. // Тр. ГПИ, №32. С.17-28.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. // ГИН АНГ. Труды новая серия, вып. 115. С.204-208.
- Джигаури Д.Г. (1991). Южно-Грузинское нагорье. // В кн., Грузия в Антропогене. Тбилиси. С. 91-125.
- Дзоцендзе Н.М., Кулошвили С.И., Тутберидзе Б.Д. (1975). К геологии вулканогенных образований центральной части Джавахетского хребта. // Сообщ.АНГ. Т.79, №3. С.629-632.
- Заридзе Г.М. (1944). Магматический цикл верхнего миоцена-плиоцена в Грузии. //Сообщ.АНГ.Т.5, №6. С.601-605.
- Заридзе Г.М. (1944*). Магматические циклы четвертичного периода в Грузии. //Сообщ.АНГ. Т.9. С.885-894.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф.(1948). О возрасте Цалкинского лавового комплекса // ДАН СССР. Т. 9, №1. С. 111-113.
- Маисурадзе Г.М. (1981). К стратиграфии молодых вулканитов Южной Грузии. //Бюлл. КИЧП. № 51. С. 74-84.
- 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., Кулошвили С.И. (1999). Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья. // В кн., Проблемы геологии и петрологии. Тр.ГИН АНГ. Нов.сер. Вып.114.С. 220-228.
- Маруашвили Л.И. (1971). Южно-Грузинское вулканическое нагорье. //В кн., Геоморфология Грузии. Тбилиси. С. 346-384.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. (1973). Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского Пояса Евразии. // М., Недр. 277 с.
- Неймаир М. (1902). История Земли. // С.-Петербург. Просвещение. 753 с.
- Освальд Ф. (1915). К истории тектонического развития Армянского нагорья. // Зап.КОИРГО. Кн. XXIX/. Вып.2. 50 с.
- 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. 333 с.
- Тутберидзе Б.Д. (2004). Геология и петрология Альпийского позднеорогенного магматизма Центральной части Кавказского сегмента. // Изд.ТГУ, Тбилиси. 336 с.
- Узнадзе М.Д. (1965). Неогеновая флора Грузии. //Тр. ГИН АНГ. Нов.сер. Вып.2. 187 с.
- Фюрон Р. (1955). Введение в геологию и гидрогеологию Турции. //М. Изд-во ИЛ. 142 с.
- Харазян Э.Х. (1966). Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорииского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. // Изв. АН Армении. Т. XIX № 5. С. 38-46.
- Цагарели А.Л. (1966). О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными Разломами. //В.кн. Глубинное строение Кавказа. М. Наука. С.103-112.
- Церетели Д.В. (1966). Плейстоценовые отложения Грузии. // Тбилиси. Мецниереба. 553 с.

UDC 549.905.1+549.905.2+552.5

კავკასიონის კიბურა ზღვის “აღმოსავლეთი აუზის” ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაციის ტერიგენული მინერალობის (საქართველოს ფარგლებში)

ე. ვარსიმაშვილი

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. ა. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი.
მ. ალექსიძის 1/9, თბილისი 0171, საქართველო. ელ. ფოსტა: v.endi@yahoo.com

ნალექების ტერიგენული მინერალოგიის კვლევებით დადგინდა ამ ნალექების მკვებავი წყაროები: აუზის ჩრდილო-დასავლეთიდან კავკასიონის არქიპელაგი, სამხრეთიდან რაჭა-ვანდამის კორდილიერა და სედიმენტაციური აუზის გეოანტიკლინების დანალექი საფარი, ასევე სინქრონული ვულკანიზმის პიროკლასტური მასალის წყარო.

Терригенная минералогия верхнеюрско-меловых флишевых отложений Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа (Грузия). Э. Варсимашвили. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе 1/9.
E-mail: v.endi@yahoo.com.

Исходя из исследований терригенной минералогии установлены источники сноса этих отложений: с северо-запада – Большекавказский архипелаг, с юга – Рачинско-Вандамская кордильера и внутривоспийные геoaнтиклиналы как и источник пирокластического материала синхронного вулканизма.

Terrigene Mineralogy of the Upper Jurassic-Cretaceous Flysch Formation of the Eastern Basin of the Marginal Sea of the Greater Caucasus (Georgia). E. Varsimashvili. Ministry of Education and Science of Georgia. LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze st., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: v.endi@yahoo.com

According to terrigene mineralogy the sediment sources are established: from the northwest –the Greater Caucasus archipelago, from the south - the Racha-Vandamian cordillera and intrabasin geanticlines, as well as the source of pyroclastic material of synchronous volcanism.

Abridged English Version

One of major problems of lithology is the identification of peculiarities of forming and variation of a mineral content of sedimentary rocks at different stages or phases of their existence - beginning from sedimentation (sedimentogenesis) and diagenesis and terminating with abyssal catagenesis in conditions of various structural fields.

The analysis of terrigene mineralogy of clastogene rocks enables to establish hydrodynamic conditions of sedimentation and their influence on the transported material (rounding, transformation and alteration), also grouping of minerals in definite paragenetic associations for identification of types of parent rocks. On

this basis, the terrigenous-mineralogic provinces been allocated; their configuration depends on propagation extent of parent rocks and scattering area of clastic minerals.

The analysis of data on terrigenic mineralogy has also great value for forecasting of the pitching-out areas of oil and gas collectors, for the selection of perspective districts, where it should be undertaken more detailed exploration (of carbon deposits), to achieve practical results.

Proceeding from the above-stated, the analysis of the quantitative and qualitative contents of rock-forming minerals in the clastogene Upper Jurassic-Cretaceous flysch sediments of the Eastern basin of flysch-accumulation (of the Marginal sea of the Greater Caucasus) has enabled to carry out more detailed researches in this area of the Southern slope of the Greater Caucasus in Georgia.

The summing up of the results of mineralogical analysis of flysch sediments shows, that heavy fractions (with specific weight >2.83 -3) are present in a small quantity - usually in the decimal fractions of percent, seldom - the whole percents.

Groups of ore and stable minerals represent them predominantly. Out of the ore minerals, here occur pyrite, marcasite, limonite and magnetite. From the association of steady accessories most constant are zircon, tourmaline and Ti-bearing minerals (rutile, anatase, brookite). Corundum, apatite, dehrnite, sillimanite, garnet, barite, spinel, fluorite, mica, chlorite and carbonate are comparatively infrequent.

The light fraction (with specific weight $<3-2.83$) consists of quartz, feldspars, muscovite, sericite aggregates, clay minerals, calcite and carbonaceous particles.

The detailed analysis of nature of mineral association of the above heavy and light fractions of the studied sediments shows, that the main feeding sources of the Upper Jurassic- Cretaceous flysch sediments of the study region is acid substrate composed by granitoids and metamorphic rocks. At that time, the mentioned acid substrate was uplifting, apparently, as islands in the northwest axial part of the Greater Caucasus, and in the south, close to the zone of sedimentation – on the Racha-Vandamian cordillera.

The increased contents of the investigated stable minerals points, that a set of islands composed by Jurassic sediments, outcropping on geanticlines in the sedimentation basin, at this time suffered an intensive washout.

In the Upper Cretaceous time, the products of erosion of the Bajocian porphyritic suite were delivered mainly from the south and southwest. In southern and southeast directions is visible the source of pyroclastic material of the Upper Cretaceous synchronous volcanism as well.

ლითოლოგიის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან პრობლემას წარმოადგენს დანალექი ქანების მინერალოგიური შედგენილობის, ფორმირებისა და შეცვლის თავისებურებების შესწავლა მათი არსებობის სხვადასხვა ეტაპზე – დაწყებული ნალექდაგროვებიდან (სელიმენტგენეზი-სიდან) – დამთავრებული სიღრმული კარაგენეზისით სხვადასხვა სტრუქტურული ერთეულის პირობებში.

ტერიგენული მინერალოგიის შესწავლა საშუალებას იძლევა დადგინდეს საკვლევი ობიექტის ამგები ქანების ქანმაშენი მინერალები, მათი გამოფიტვის ხარისხი, განისაზღვროს ნალექდაგროვების გარემოს ჰდროდინამიკური პირობები და მათი გავლენა

ტრანსპორტირებულ მასალაზე (დამრეგალება, გარდაქმნა და ა.შ.), აგრეთვე, დაჯგუფდეს მინერალები განსაზღვრულ პარაგენეტულ ასოციაციებში დედაქანების ტიპების დასადგენად (Flores, 1967). მის საფუძველზე შესაძლებელი ხდება ტერიგენულ-მინერალოგიური პროვინციების გამოყოფა, რომელთა კონფიგურაცია დამოკიდებულია დედაქანების გავრცელების ფართობზე და კლასტური მინერალების გაფანტვის არეალზე.

ტერიგენული მინერალოგიის შესწავლის მასალების ანალიზს დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე, გაზის და ნავთობის კოლექტორების გამოსოფლის ზონების პროგნოზირებისათვის და პრაქტიკული შედეგების მისაღწევად უფრო დეტალური ძებნა-ძიებითი სამუშაოების ჩასატარებელი პერსპექტიული რაიონების დადგენისათვის.

ზემოთ ანიშნული კვლევები საშუალებას იძლევა დადგინდეს შესწავლილი ნალექების მკვებავი წყაროს (ან წყაროების) ადგილმდებარეობა და რაგვარობა (შემადგენლობა).

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, კავკასიონის კიდურა ზღვის “აღმოსავლეთი აუზის” (საქართველოს ფარგლებში) ზედაიურული და ცარცული ფლიშური ნალექების ქანმაშენი და აქცესორული მინერალების რაოდენობრივი შედგენილობის და რაგვარობის შესწავლა ამ ნალექების უფრო დეტალური კვლევების ჩატარების საშუალებას იძლევა.

აღნიშნული ნალექების მინერალოგიური ანალიზის შედეგებით დადგინდა, რომ აღნიშნული ფორმაციის შემადგენელ ქანებში მიიმე ფრაქციები (ხვ. წ. $>2.83 - 3$) მცირე

რაოდენობითაა წარმოდგენილი (ჩვეულებრივ პროცენტის მეათედი ნაწილით, იშვიათად აღწევს მთელ პროცენტს); კერძოდ, ზედაიურულ კარბონატულ ფლიშში – კარბონატულ წყებაში მძიმე ფრაქციები უმნიშვნელო რაოდენობითაა (<0.1%) წარმოდგენილი; აღმავალ ჭრილში მათი რაოდენობა იზრდება და მაქსიმუმს (3%) აღწევს ტერიგენულ ფლიშში – ფასანაურის წყებაში. ზედა პორიზონტებში (აპტში და ალბში) კვლავ მძიმე ფრაქციების კლება აღინიშნება; ზედაცარცულ ნალექებში კი მათი რაოდენობა იშვიათად სცილდება 0.2 – 0.3% ფარგლებს.

მძიმე ფრაქციები ძირითადად წარმოდგენილია მადნეულ და მდგრად მინერალთა ასოციაციით. მადნეულში გაირჩევა: პირიტი, მარკაზიტი, ლიმონიტი, მაგნეტიტი. მდგრად მინერალთა ასოციაცია წარმოდგენილია ცირკონით, ტურმალინით და ტიტანის შემცველი მინერალებით (რუტილი, ანატაზი, ბრუკიტი). შედარებით იშვიათად გვხვდება კორუნდი, აპატიტი, დერნიტი, სილიმანიტი, ბარიტები, ფლუორიტი, შპინელი, ქარსები, ქლორიტი და კარბონატი.

საკვლევი ნალექების მსუბუქი ფრაქციები (ხვ.წ. <3-2.83) შედგება კვარცის, მინდვრის შპატების, მუსკოვიტის, სერიციტული აგრეგატების, თიხური მინერალების, კალციტისა და ნახშირის ნაწილაკებისაგან.

მადნეული მინერალების რაოდენობა მძიმე ფრაქციაში საშუალოდ 47-76%-ია, ზოგჯერ 90-98%-საც აღწევს. მათ შორის ყველაზე მეტად გავრცელებულია პირიტი (პირიტ-მარკაზიტი). ნაკლებად გვხვდება ლიმონიტი, იშვიათად მაგნეტიტი.

პირიტი ძირითადად მეორადი წარმოშობისაა, წარმოდგენილია როგორც კრისტალური ისე კონკრეციების სახით. კრისტალური პირიტი კარგად განვითარებული ჰექსაედრული, ოქტაედრული და პენტაგონდოდეკაედრული კრისტალების სახის გვხვდება. ჰექსაედრულ წახნაგებზე უმეტესად შეიმჩნევა დაშტრისხვა. წარმოდგენილია კონკრეციული პირიტი ცალკეული მსხვილი და მცირე კონკრეციებისა და მათი დრუზების სახით. ზოგჯერ პირიტთან ერთად წარმოდგენილია ქარსი და კალციტი, რომელთა გამოჩენა ჩვეულებრივ დაკავშირებულია კონკრეციულ პირიტთან. ასეთ შემთხვევაში პირიტის მარცვალს ორი მხრიდან აღენიშნება ღია ფერის ქარსის ან კალციტის კონუსისმაგვარი “წანაზარდები”.

მაგნეტიტი შედარებით იშვიათად გვხვდება; წარმოდგენილია უმეტესად ოქტაედრული კრისტალების სახით, იშვიათად უსწორო ფორმის ნატეხებით, უფრო იშვიათად – მიწისებრი აგრეგატებით; ძირითადად ან ნაწილობრივ გალიმონიტებულია. ლიმონიტი უმეტესად წარმოშობილია პირიტისა და მაგნეტიტის ხარჯზე. მადნეული მინერალების მარცვლის ზომა მერყეობს 0.05-0.2 მმ-ის ფარგლებში.

ტერიგენული ქანების აქცესორული მინერალები ოდითგან ფართოდ გამოიყენებოდა მკვებავი წყაროს შემადგენელი ქანების ინდიკატორებად. ამ მინერალებით ადგენენ სელიმენტაციის პირობებს. კერძოდ, ეროზიული პროცესების თავისებურებებს, მასალის ტრანსპორტირებისა და დალექვის პირობებს.

აქცესორული მინერალების შესწავლა მიმართულია მათი ძირითადი დამახასიათებელი ნიშნების გამოსავლენად, რომლებიც გეოლოგიური პროცესების ინდიკატორებად შეიძლება იქნას გამოყენებული. ასეთებს მიეკუთვნება უპირველესად აქცესორული კრისტალომორფოლოგიური თავისებურებანი. ტიპომორფულ თვისებად შეიძლება ჩაითვალოს კრისტალთა ჰაბიტუსი, ფორმა და მათი კომბინაცია, წახნაგის ზედაპირები, კრისტალთა სიდიდე, სხვადასხვა წანაზარდები, ზოგიერთი დეფექტი კრისტალთა წახნაგებზე და სხვ. ქცესორი მინერალების კრისტალომორფოლოგიური თავისებურებანი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს შემცველი ქანების პეტროგენეზის შესწავლისას, მაგმური, მეტამორფული და დანალექი ქანების კორელაციის დროს, მინერალწარმოშობის გარემოს გამოკვლევისას, მინერალების გამოყოფის დროს დასადგენად და სხვ.

ბოლო ხანებში, გეოლოგიის პრობლემების გადაწყვეტისას სულ უფრო ხშირად ჩნდება შრომები მინერალოგიური შესწავლის “ცირკონის” მეთოდის დიდი შესაძლებლობების შესახებ. ეს მეთოდი აღნიშნული ნალექების კვლევაში გამოყენებული თითქმის არ ყოფილა (გარდა ამავე კომპლექსში შემავალი ტერიგენული ფლიშის კვლევებისა) (Варсима-ШВИЛИ Э. 2005). ამიტომ ზემოთ აღნიშნული ფლიშური კომპლექსის მინერალური შედგენილობის შესწავლისას განსაკუთრებული ყურადღება ექცეოდა ცირკონებს. ეს უკანასკნელი შესწავლილ ნალექებში მდგრადი მინერალებიდან ყველაზე დიდი გავრცელებით სარგებლობს. მძიმე ფრაქციაში მისი რაოდენობა 5-12%-ია; ზოგჯერ 30-49%-ს აღწევს. არბონატულ ფლიშში 3-5%-ია, ტერიგენულში – 15-12%-ია, ზედაცარცულში 4-8%. გვხვდება ამ

მინერალის შემდეგი მორფოლოგიური ტიპები: ნატეხები, დამრგვალებული მარცვლები, რომლებშიც გაირჩევა მთლიანად დამრგვალებული – კვერცხის, ან იშვიათად ბურთის-მაგვარი (სურ. 1-18) და ნაწილობრივ დამრგვალებული ფორმები რომელზეც წახნაგები ჯერ კიდევ კარგად არის გამოხატული ხოლო წიბოები და წვერი არამკვეთრია, განსაკუთრებით ბიპირამიდის წვეროებია მომრგვალებული (სურ. 1-16,17).

ცირკონის კრისტალები ორგვარია – პრიზმული და იზომეტრული; პრიზმულში გაირჩევა – მოკლეპრიზმული $c/b = 1 - 2$ (სურ. 1-1, 2, 3), გრძელპრიზმული $c/b = 2 - 3$ (სურ. 1-7, 8, 9) და ნემსისებური $c/b = 4$ (სურ. 1-13) ფორმები. შესწავლილ ნალექებში გაბატონებულია მოკლე და გრძელპრიზმული კრისტალები, ნემსისებური კი ნაკლებად გვხვდება. ცირკონის პრიზმული კრისტალები ხასიათდება მარტივი კრისტალოგრაფიული ფორმებით, რომელთა შორის გვხვდება /110/ და ბიპირამიდა /111/. ზოგიერთი რისტალისთვის დამახასიათებელია ბაზალური პინაკოიდი /001/, რომელიც ბიპირამიდის წვეროებს კვეთს (სურ. 1-5, 8, 6, 22).

ცირკონის იზომეტრული კრისტალები წარმოდგენილია უმეტესად მოკლე პრიზმების სახით; როგორც ჩანს ასეთი სახის კრისტალების დამუშავების შედეგია ცირკონის ზემოთ აღნიშნული კვერცხისა და ბურთისმაგვარი ფორმების არსებობა. აღსანიშნავია, რომ, ერთიდაიგივე ნიმუშში გვხვდება ცირკონის როგორც კარგად განვითარებული პრიზმული კრისტალები, ისე დამრგვალებული – კვერცხისა და ბურთისმაგვარი მარცვლები, ცირკონის ზოგიერთ მარცვალს ახასიათებს ზონალობა (სურ. 1- 21, 22, 23) და შეიცავს ტურმალინის, რუტილის, გაზის (ან სითხის) და ცირკონისავე ჩანართებს (სურ. 1-1, 5, 8, 9, 10, 14, 15, 21, 23). იშვიათად გვხვდება ცირკონის მრჩობლები, რომლებიც პრიზმის პარალელურად, მართობულად ან ბიპირამიდის წახნაგებით არიან შეზრდილი (სურ. 1-19, 20).

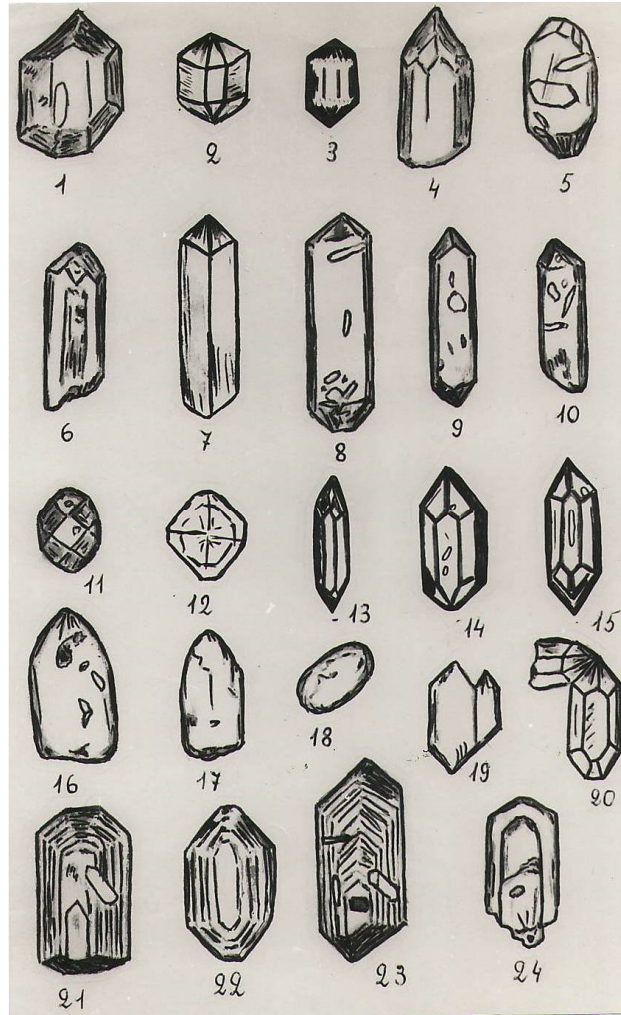
ზემოთ აღნიშნული ყველა სახის ცირკონი ძირითადად უფერო ან ოდნავ მოყვითალოა; იშვიათად გვხვდება მოყავისფროდა მურა ფერის; საკვლევ ფლიშურ ნალექებში ცირკონის შესწავლილი ტიპების განაწილების განხილვისას ყურადღებას იპყრობს ის გარემოება, რომ ვერტიკალურ ჭრილში (განსაკუთრებით ტერიგენულ ფლიშში) ცირკონი რაოდენობრივად მარცვლის სიდიდის, წავგრძელებისა და შეფერვის მიხედვით თითქმის ერთგვაროვანია. თუ განვიხილავთ ცირკონის კრისტალური ფორმების და დამრგვალებული მარცვლების ვერტიკალურ ჭრილში გავრცელებას, შემდეგ კანონზომიერება შეინიშნება – ქვედა პორიზონტებში მეტი რაოდენობით გვხვდება ცირკონის დამრგვალებული მარცვლები, უფრო ზევით – ფასანაურის წყების შუა ნაწილში, თითქმის თანაბარი რაოდენობითაა წარმოდგენილი დამრგვალებულიცა და კრისტალური ფორმებიც; ზედა პორიზონტებში კი გაბატონებულია ცირკონის დაკუთხული მარცვლები.

შესწავლილ ნალექებში ცირკონის სხვადასხვა ტიპების არსებობა იმაზე უნდა მიუთითებდეს, რომ მათი მომცემი დედაქანები სხვადასხვაგვარი იყო. ვვარაუდობთ, რომ საშუალოპრიზმული და წავგრძელებული კრისტალების მომცემი წყარო გრანიტოიდები იყო, მოკლეპრიზმული ჰაბიტუსის – დიორიტები და დიორიტე – პორფირიტები; ცირკონის დამრგვალებული მარცვლის ფორმა კი, როგორც ჩანს, ნაწილობრივ მასალის გადაღეკვის დროს დამუშავების შედეგია და მათ მომცემ წყაროს დანალექი ფორმაცია უნდა წარმოადგენდეს. არ გამოვრიცხავთ მაგმურ დედაქანში დამრგვალებული სახის ცირკონის არსებობასაც.

შესწავლილი ფლიშური კომპლექსი ცირკონების ტიპომორფული სახესხვაობების კვლევას არსებითი მნიშვნელობა აქვს ამ ნალექების მკვებავი წყაროს შედგენილობის განსაზღვრისას. ცირკონები შეიძლება გამოყენებულ იქნეს აგრეთვე მიკროკორელაციებად კავკასიონის კიდურა ზღვის “აღმოსავლეთ აუზის” ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ნალექების (საქართველოს ფარგლებში) დანაწილების და კორელაციისას.

შესწავლილი ნალექების ასევე თითქმის მუდმივი შემადგენელი კომპონენტია ტურმალინი, რომელიც მძიმე ფრაქციაში საშუალოდ 2-7%-მდე გვხვდება, ზოგ შემთხვევაში 18%-საც აღწევს. ეს მინერალი ძირითადად დაკავშირებულია ქვიშაქვებთან და ალევროლიტებთან, იშვიათად გვხვდება პელიტოლითებშიც. ტურმალინი წარმოდგენილია როგორც კარგად განვითარებული პრიზმული კრისტალების (სურ. 2-1, 2, 3, 4), ისე ბოლომორტეხილი ან მოცვეთილი პრიზმული (სურ. 2-5, 6) და მეტნაკლებად იზომეტრული კვერცხისმაგვარ ფორმამდე დამრგვალებული მარცვლების სახით (სურ. 2-7, 8, 9). ტურმალინის პრიზმულ კრისტალებზე უმეტესად განვითარებულია (0110) და (1120) სიბრტყეები, რომლებთანაც კომბინაციაში ხშირად გვხვდება პრიზმები უფრო რთული ინდექსით. გვხვდება აგრეთვე კრისტალები ტრიგონალური პირამიდების წახნაგებით – (101), (0221). ტურმალინის მარც-

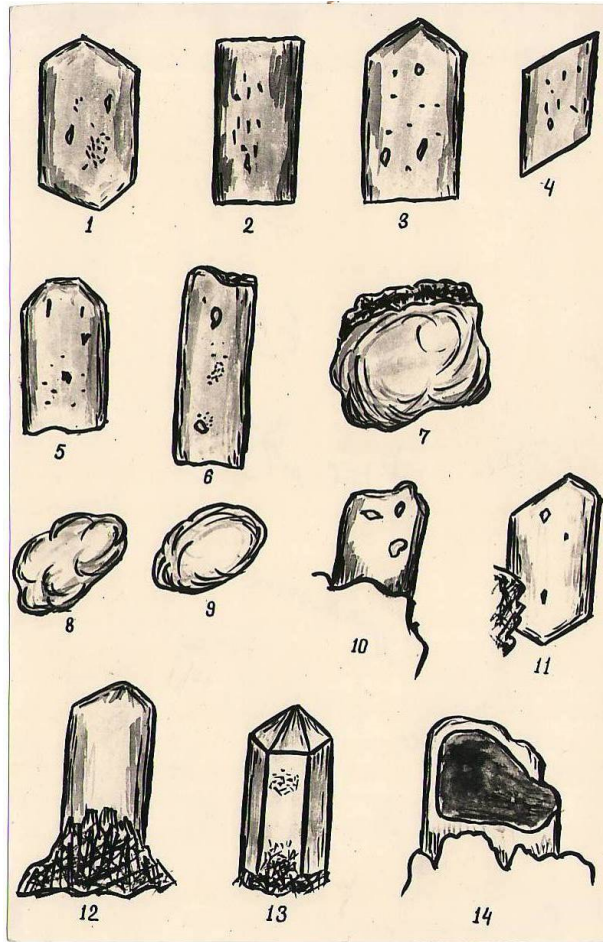
ვალთა სიდიდე 0.06-0.5 მმ ფარგელებში მერყეობს. მათი უმრავლესობა შეიცავს ჩანართებს. ჩანართები ძირითადად მუქი ფერისაა, გაუმჭვირვალე, ჩვეულებრივ უსწორო ფორმის ლაქების სახით, იშვიათად ცირკონისა და რუტილის წვრილი ნემსისებური კრისტალების სახითაა წარმოდგენილი. ისინი უმეტესად კრისტალის ცენტრშია მოთავსებული, უფრო იშვიათად კი მთელ მარცვალშია გაბნეული. ფერის მიხედვით გაირჩევა ტურმალინის შემდეგი სახესხვაობები: მოყავისფრო-ყვითელი, მომწვანო-მურა და ლურჯი ტურმალინები. (ეს უკანასკნელი იშვიათად გვხვდება).



სურ. 1. ცირკონების მორფოლოგიური ტიპები

მოყავისფრო-ყვითელი ტურმალინის კრისტალთა ჰაბიტუსი უმეტესად მოკლე პრიზმულია ($c/b = 1 - 2$), რომელიც ზოგჯერ კარგად განვითარებულ ტრიგონალური ბიპირამიდით არის დაბოლოებული (სურ. 2-1, 11), ზოგჯერ კი ერთი ბოლო პირამიდით არის შემოფარგლული, მეორე – მონოედრით (სურ. 2-3). გვხვდება ორივე მხარეს მონოედრით დაბოლოებული პრიზმული კრისტალებიც (სურ. 2-2, 4). მომწვანო-მურა ფერის ტურმალინები მეტწილად გრძელპრიზმული მარცვლების სახითაა წარმოდგენილი. კრისტალთა ფორმები მოყავისფრო-ყვითელი ტურმალინების მსგავსია და შედარებით იშვიათად გვხვდება. ლურჯი ტურმალინების მარცვლის ფორმა უმეტესად უსწოროა და ძირითადად პრიზმული კრისტა-

ლების ნატეხებია. აღწერილ ტურმალინებს ჩაქრობა სწორი აქვთ, წაგრძელება უარყოფითი.



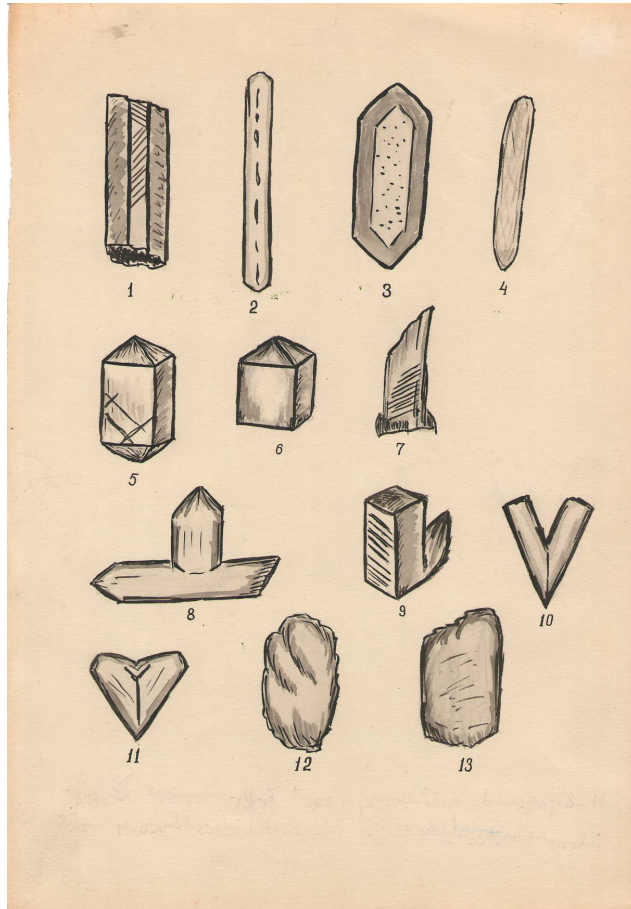
ნახ. 2. ტურმალინის მორფოლოგიური ტიპები

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, შესწავლილ ნაღებებში ტურმალინი წარმოდგენილია როგორც დამუშავებული, ისე სუსტად დამუშავებული და თითქმის დამუშავებელი კრისტალების სახით. მის საფუძველზე ამ მინერალის მომცემი ორი წყარი შეიძლება დაუშვათ: შედარებით დამუშავებული ტურმალინები გრანიტული ქანების, დამუშავებული კი – დანაღები კომპლექსის გადარეცხვის შედეგად უნდა იყო მიღებული.

შესწავლილ ნაღებებში გვხვდება აუტიგენური წარმოშობის ტურმალინი. მინერალი ყვითელი ფერისაა: ახასიათებს სუსტი პლექროიზმი და შედარებით დაბალი ინტერფერენციის ფერები ($N_o = 1.655 + 0.001$; $N_e = 1.633 + 0.001$; $N_o - N_e = 0.022$). გარდატეხის მაჩვენებლის მიხედვით მინერალ დრავიტს მიეკუთვნება. წარმოდგენილია თითქმის სრულკრისტალური ფორმებით – კრისტალებს გრძელპრიზმული ჰაბიტუსი აქვს და ბოლოვდება უმეტესად ბიპირამიდით; ხშირად ერთი განვითარებული ბოლოთი დაზრდილია კვარცის მარცვალზე ან ორგანულ მასაზე (სურ. 2–10, 11, 12, 13). გვხვდება აგრეთვე ტურმალინის ტერიგენულ მარცვალზე აუტიგენურის შემოზრდაც (სურ. 2–14). ასეთივე დაბალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში წარმოშობილი ტურმალინები საქართველოში აღწერილი აქვს დ. შენგელიას (1963) დარიალის ხეობის ლიასურ ქვიშიან თიხა-ფიქლებში და მ. ბერიძეს (1965) მთის რაჭის იურული ასაკის ასპიდური სერიის მონაწილე ყველა ტიპის ქანებში.

საკვლევი ფლიშური კომპლექსის ნაღებებში ტიტანის მინერალებიან წარმოდგენილია რუტილი, ანატაზი, ბრუკიტი და ლეიკოქსენი, რომელთა პროცენტული შემცველობა საშუალოდ 1-3%-ია; იშვიათად აღწევს 21%-ს. რუტილი მუქი ყვითელი, ან მოყავისფრო ყვითელი

მოკლე და გრძელპრიზმული კრისტალების და კრისტალთა ნატეხების სახით გვხვდება სურ. 3). იშვიათად წარმოდგენილია მუხლისებური ან გულისმაგვარი მრჩობლები (სურ. 3-8, 9, 10, 11) და კარგად დამუშავებული მარცვლები (სურ. 3-12). პრიზმულ კრისტალებს ხშირად აღენიშნება C ღერძის პარალელური, ზოგჯერ კი ირიბი დაშტრიხვა. კარგად დაცული კრისტალები უმეტესად წარმოდგენილია პრიზმისა და ტეტრაგონალური ბიპირამიდის კომბინაციით (სურ. 3-3, 5). რუტილის ზოგ მარცვალს ახასიათებს სუსტი პლეოქროიზმი. მარცვლის ზომა 0.05 – 0.4 მმ-ია. ხშირად ქლორიტის ან ბიოტიტის ფურცლებში რუტილის ბადისებური მრჩობლური შენახარდები – საგენიტები აღინიშნება. რუტილის უწრვილეს ნემსებს შეიცავს ტერიგენული ფლიშის პელიტოლითების უმეტესი ნაწილი.

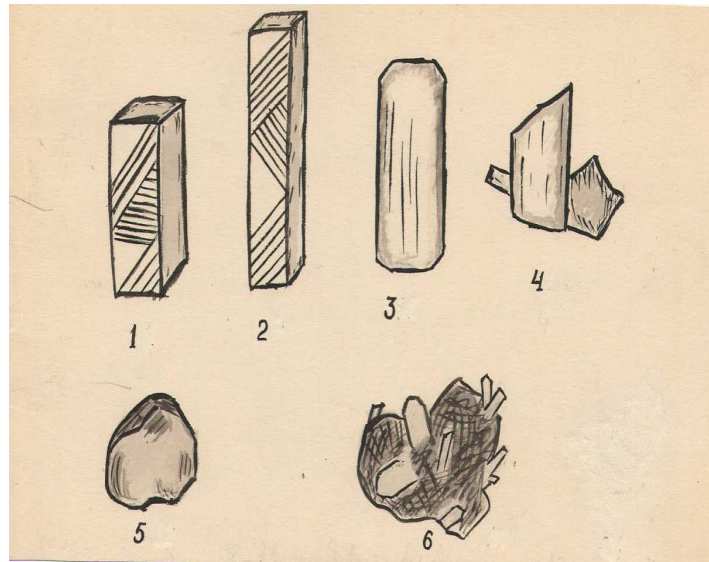


ნახ. 3. რუტილის მორფოლოგიური ტიპები

ანატაზი გვხვდება კარგად განვითარებული პრიზმული, ან ფირფიტის მაგვარი კრისტალებისა და მათი ნატეხების სახით (სურ. 4-1, 2, 3, 4). პრიზმული კრისტალები წამოდგენილია პრიზმისა და ბაზოპინაკოიდის კომბინაციით. იშვიათად შეიმჩნევა სუსტად განვითარებული ტეტრაგონალური ბიპირამიდა. ზოგჯერ გვხვდება უწესრიგოდ შეზრდილი მრჩობლები. ანატაზის ფერი ღია ყვითლიდან მოყვითალო ყავისფრამდე ცვალებადობს. ხშირად მუქი ფერის გაუმჭვირვალე ლეიკოქსენის მასაზე დაზრდილია ანატაზის კარგად განვითარებული კრისტალები (სურ. 4-6). ამის გამო სავარაუდოა, რომ ამ ნაღველებში ანატაზების ნაწილი აუტიგენური წარმოშობისაა.

ტიტანის მინერალებიდან შედარებით იშვიათად გვხვდება ბრუკიტი. წარმოდგენილია მოშავო ან მუქი ყავისფერი, გაუმჭვირვალე უსწორო ნატეხების სახით (სურ. 4-5). ასევე იშვიათად გვხვდება ლეიკოქსენი, რომელიც როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული ძირითადად აღწერილი მადნეული მინერალების ხარჯზეა წარმოშობილი (სურ. 4-6). შესწავლილი

ტიტანის მინერალები თითქმის ყოველთვის ერთად გვხვდება და უმეტესად ქვიშაქვებში. აქ ისინი ხშირად შრეებრივობის პარალელურად ერთ ზოლზეა განლაგებული.



ნახ. 4. ანატაზი 1 - 4, ბრუკიტი - 5, ლეიკოქსენი - 6

საკვლევი რეგიონის ზედაიურულ და ცარცულ ფლიშურ ნალექებში მცირე რაოდენობით წარმოდგენილია მინერალი აპატიტი (<1%). ყველაზე მეტად გავრცელებულია ქვედა ცარცის ზედა პორიზონტებში (აპტში და ალბში) და ზედა ცარცის ქვედა ნაწილში (სენომანში და ტურონში). როგორც ჩანს, ამ მინერალის გამოჩენა დაკავშირებულია ალბ-სენომანური ვულკანიზმის პროცესებთან. აპატიტის შემცველობა მძიმე ფრაქციაში საშუალოდ 7%-ია, სპორადულად აღწევს 28%-ს (ჭრილი მდ. ჯეჯორაზე).

აპატიტი ძირითადად წარმოდგენილია გამჭვირვალე კრისტალების სახით უმეტესად მოტეხილი დაბოლოებებით (სურ. 5-1-7). ნაკლებად გვხვდება თითქმის იზომეტრული მარცვლები, რომლებიც სუსტად დამუშავებულია; იშვიათად წარმოდგენილია საღი კრისტალებიც, რომლებზედაც კარგად გაირჩევა პექსაგონალური პრიზმების და ბიპრამიდის კომბინაცია. მინერალი გამჭვირვალეა, იშვიათად გვხვდება სუსტად შეღებილი პლეოქროული მარცვლებით.

აღნიშნულ ნალექებში აპატიტის ჯგუფის მინერალებიდან გვხვდება დერნიტი (ნატრიუმის აპატიტი) საშუალოდ 8%-მდე, ზოგჯერ აღწევს 29%. წარმოდგენილია მოყვითალო ფერის პრიზმული კრისტალებით (სურ. 5-8 - 14). ახასიათებთ ექვსკუთხა ბაზალური კვეთები, ხორკლანი ზედაპირი, სწორი ჩაქრობა (ან ჩაქრობის მცირე კუთხე). ამ მინერალის არსებობა შესწავლილ ნალექებში დაგენილია სპექტრალური და რენტგენოსტრუქტურული ანალიზებით. მინერალის მარცვლებს კარგად ემჩნევა მექანიკური დამუშავება.

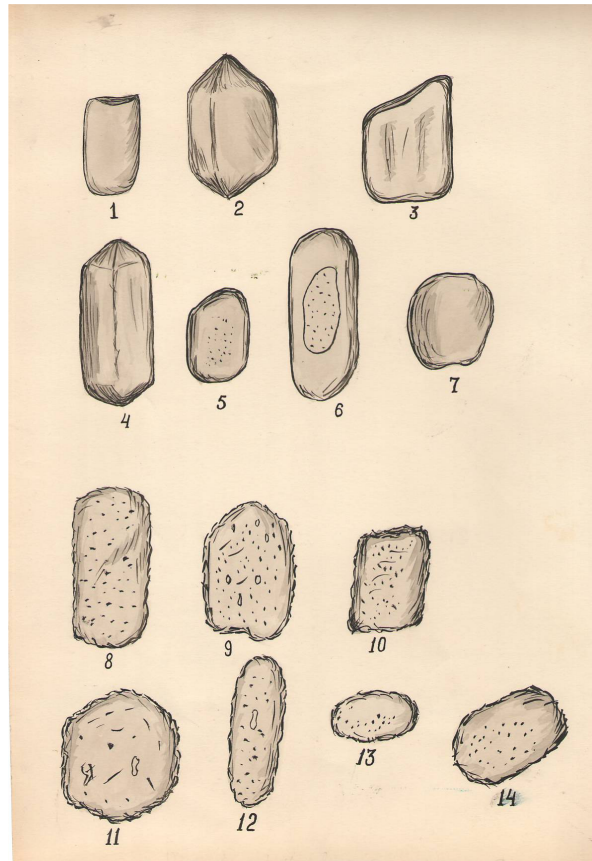
კორუნდი გვხვდება მხოლოდ ზედაიურულ და ქვედაცარცულ ნალექებში 1%-მდე, ზედაცარცულ ქანებში თითქმის არ არის. წარმოდგენილია მახვილკუთხა უსწორო ფორმის 01 - 04 მმ სიდიდის ნატეხების სახით. ჩვეულებრივ სუსტადაა შეფერილი მომწვანო ან მოყვითალო ფერებში. ზოგჯერ უფეროა, გაუმჭვირვალე. გვხვდება კარგად გამოსატული ნიჟარისეული მონატეხის მქონე მარცვლები.

გრანატი შესწავლილ ნალექებში იშვიათად გვხვდება. შედარებით ხშირად შეიმჩნევა ზედაცარცული ნალექების აღმოსავლეთ ჭრილებში, საშუალოდ 3%-მდე. წარმოდგენილია მომწვანო ფერის უსწორო ფორმის ნატეხებით, დამახასიათებელი ნიჟარისმაგვარი მონატეხით და ქიმიური გახსნის საფეხურისმაგვარი ფორმებით. ზომა 02 - 03 მმ-ია.

ზედაცარცულ ნალექებში, განსაკუთრებით სენომანში და ტურონში ჩნდება მინერალი ბარიტი. წარმოდგენილია უფერო, ტკეზადობის სიბრტყის ფირფიტების სახით, დამახასიათებელი ხორკლიანი ზედაპირით და წერტილოვანი ჩანართებით.

ფლუორიტი დაფიქსირებულია მხოლოდ ზედაცარცულ ტურონულ ნალექებში (მდ. არყალას ხეობის ჭრილში). წარმოდგენილია უფერო, უსწორო, ნიჟარისებური მონატეხის მარცვლებით, იშვიათად გვხვდება სწორკუთხოვანი ან კუბისმაგვარი ფორმები. კრისტალებში ხშირად შეიმჩნევა უწვრილესი კრისტალების, გაზისა და სითხის ბუშტების ჩანართები.

ჟინვალ-გომბორის გეოტექტონიკურ ქვეზონაში ზედაცარცულ ყველა წყებაში მეტნაკლები რაოდენობით (15%-მდე) წარმოდგენილია პიროქსენ-ამფიბოლები. ამ მინერალების მნიშვნელოვანი რაოდენობა დაკავშირებული უნდა იყოს ალბ-სენომანური ვულკანოგენური წარმონაქმნების გადარეცხვასთან და ნაწილობრივ სინქრონული ვულკანიზმის მასალის მოტანასთან.



ნახ. 5. აპატიტი 1 – 7, დერნიტი 8 – 14

პიროქსენი წარმოდგენილია მომწვანო ფერის კრისტალთა ნატეხებით, რომლებსაც ახასიათებთ მაღალი ინტერფერენციის ფერები და ჩაქრობის დიდი კუთხე. ისინი ძირითადად საღია, ზოგჯერ კი მნიშვნელოვნად გაეპიდოტებული, იშვიათად გაქლორიტებული, გაპირიტებული ან გალიმონიტებული.

რქატყუარა დაკბილული და უსწორო ფორმის მომწვანო კრისტალების ნატეხებითაა წარმოდგენილი; იშვიათად გვხვდება პრიზმული კრისტალები; უმეტესად საღია, გვხვდება გაქლორიტებული ან ოპაციტიზირებული.

ქარსები (მუსკოვიტი, ქლორიტ-მუსკოვიტი და უმნიშვნელო რაოდენობით ბიოტიტიც) და ქლორიტი საკვლევ ნალექებში ძირითადად აუტიგენური წარმოშობისაა, ამიტომ მათი განაწილება ჭრილში რამდენადმე თავისებურია. ზოგ შემთხვევაში მათი მაქსიმალური

რაოდენობა ჭრილის განსაზღვრულ ნაწილთან არის დაკავშირებულ, ზოგჯერ კი მცირე რაოდენობით გვხვდება მთელ ჭრილში. ისინი განსაკუთრებით ფართოდაა გავრცელებული გარდამავალ და ტერიგენული ფლიშის წყებებში.

კარბონატი ხშირედ დაკავშირებულია კარბონატულ ქანებთან და წარმოდგენილია კარბონატ-ლიმონიტური მასებით. მძიმე ფრაქციაში ისინი განსაზღვრულია როგორც სიდერიტი და ანკერიტი. წარმოდგენილია წვრილი რომბოედრების სახით; მათი რაოდენობა ზოგჯერ აღწევს 60%-ს.

ამრიგად, საკვლევი ნალექების მძიმე ფრაქციის მინერალური ასოციაციების ხასიათი იმაზე მიუთითებს (Варсимашვილი Э. 1973), რომ შესწავლილი ფლიშური ნალექების ძირითადი მკვებავი წყაროები უნდა ყოფილიყო მჟავე სუბსტრატი, აგებული გრანიტოიდებითა და მეტამორფული ქანებით და ფიქლებითა და ქვიშაქვებით აგებული დანალექი კომპლექსი, რაზედაც მიუთითებს მდგრადი მინერალების გაზრდილი შემცველობა.

როგორც ხემათ იყო აღნიშნული, შესწავლილი ნალექების მსუბუქი ფრაქციები (ხვ. წ. <3 – 2.8) ძირითადად შედგება კვარცის, მინდვრის შპატების, მუსკოვიტის, სერიციტული აგრეგატების, თიხური მინერალების, კალციტისა და ნახშირის ნაწილაკებისაგან.

კვარცი და მინდვრის შპატები, რომლებიც მთავარ ქანმაშენ მინერალებს წარმოადგენენ სხვადასხვა მარცვლოვანი ქანებისათვის მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ დანალექი ქანების წარმოშობის პირობების აღდგენაში და გადარეცხვის წყაროს დადგენაში.

შესწავლილი დანალექების შემადგენელი კვარცის დამახასიათებელი ნიშნებია დაკუთხული და დაკუთხულ-დამუშავებული მარცვლის ფორმა (ზოგჯერ დამუშავებულია მრგვალ ფორმად). გვხვდება ძირითადად ღრუბლისებური ან ტალღოვანი ჩაქრობით. ნაკლებადაა წარმოდგენილი ამ მინერალის მოზაიკური სახესხვაობები და მარცვლები ნორმალური – სწორი ჩაქრობით. ჩვეულებრივ ისინი გამჭვირვალე არიან და შეიცავენ უწვრილეს ჩანართებს. აღსანიშნავია, რომ შესწავლილი ნალექების ვერტიკალურ ჭრილში და გავრცელებაზე კვარცის მარცვლების განაწილების კანონზომიერება არ აღინიშნება. დამახასიათებელი ნიშნების მიხედვით ეს მინერალი ძირითადად გრანიტოიდული ქანების გადარეცხვის შედეგად უნდა იყოს მიღებული. შესაძლოა მათი ნაწილის მომცემი წყარო ძარღვული ან მეტამორფული წარმონაქმნებიც იყოს. გვხვდება მეორადი გადალექვის მასადაც, რასაც პსამიტური ქანების შესწავლის შედეგებიც ადასტურებს.

საკვლევი ნალექებში მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს მინდვრის შპატები. ისინი წარმოდგენილია მჟავე პლაგიოკლაზებით – ალბიტითა და ალბიტ-ოლიგოკლაზით. ფასანაურის წყების ნალექებში წარმოდგენილია აგრეთვე კალიშპატი, რომელიც უმეტესად მიკროკლინია, იშვიათად ორთოკლაზი.

ცნობილია, რომ მინდვრის შპატები მაგმური, მეტამორფული და დანალექი ქანების ქანმაშენ მინერალებს მიეკუთვნება. ისინი დამახასიათებელია სხვადასხვა შედგენლობის გრანიტოიდებისთვის, სიენიტებისთვის და საშუალო შედგენილობის ეფუზური ქანებისათვის. ფართო გავრცელებით სარგებლობს მეტამორფიზმის სხვადასხვა სტადიაზე განვითარებულ მეტამორფულ ქანებშიც – დაწყებული მწვანე ფიქლებით და ფილიტებით და დამთავრებული მინდვრის შპატიანი ამფიბილიტებითა და გნეისებით.

შესწავლილი რეგიონის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ნალექების მინერალოგიური და პეტროგრაფიული კვლევების შედეგად დადგენილია შემადგენელ მარცვლოვან ქანებში ნივთიერების განაწილების განსხვავება (ჭრილში ქვემოდან ზევით) და გამოყოფილია მინერალოგიულ-პეტროგრაფიული ასოციაციები, რომლებიც დამახასიათებელია აღნიშნული კომპლექსის განსაზღვრული ჰორიზონტებისათვის (Варсимашვილი Э. 1973). გამოყოფილი მინერალოგიულ-პეტროგრაფიული ასოციაციები ერთმანეთისაგან ძირითადად განსხვავდება შედგენილობით და ქანმაშენი კომპონენტების: კვარცის, მინდვრის შპატის და ქანის ნატეხების რაოდენობრივი თანაფარდობით. ასოციაციების გამოყოფისას ყურადღება ექცეოდა, აგრეთვე, ქვიშაქვების, ალევრილითების და პელიტოლითების შემადგენელი მძიმე ფრაქციის აქცესორული მინერალების თავისებურებებს.

ამგვარად, შესწავლილი ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ნალექების მინერალოგიურმა ანალიზმა დაგვანახა, რომ მათი მძიმე და მსუბუქი ფრაქციები მეტნაკლებად ერთგვაროვანია; მათი რაოდენობა ჭრილში იზრდება ძირითადად ქვევიდან ზევით (ალბურ დრომდე). როგორც მოსალოდნელი იყო ქვედაცარცული ტერიგენული ფლიშში (ჰოტრივულ-ბარემული) ხასიათდება მდგრადი მინერალების მაქსიმალური რაოდენობით და მრავალსახეობით. შესწავლილ რეგიონში ზედაცარცულ დროში, თუ არ ჩავთვლით ვულკანოგენურ-

დანალექი წარმონაქმნების სპორადულ გამოსავლებს, სედიმენტაციურ აუზში ძირითადად კარბონატული ნალექები გროვდებოდა, რომლებშიც არაკარბონატული ტერიგენული მასალა უმეტესად მინარევების სახითაა წარმოდგენილი. საკვლევი რეგიონის ზედაიურულ-ქვედაცარცული ფლიშური ნალექების ნივთიერი შედგენილობა და მინერალოგიური ასოციაციების ხასიათი იმაზე მიუთითებს, რომ მათი მომცემი წყარო ჩრდილო-დასავლეთით კავკასიონის დეშულ ნაწილში გაშიშვლებული კრისტალური სუბსტრატის მცირე კუნძულები უნდა ყოფილიყო, რომლებიც ძირითადად გრანიტოიდული ქანებითა და მეტამორფული კომპლექსოთ იყო აგებული და რომელთა მრავალმხრივი დეტალური პეტროლოგიური კვლევების შედეგები ქ-ნ. ნ. თათრიშვილს და ბ-ნ. გ. ზარიძეს მრავალ ფუნდამენტალურ შრომაში აქვთ გადმოცემული; ეს შრომები სამაგიდო წიგნად მოიაზრება გეოლოგების დღევანდელ თაობაშიც. ასეთივე მასალას ამ დროს როგორც ჩანს იძლეოდა სედიმენტაციური აუზის სამხრეთით არსებული რაჭა – ვანდამის (Маисадзе Ф. 1999) კორდილიერაც. ძემოთ აღნიშნული მდგრადი მინერალების სიჭარბე კი იმაზე მიუთითებს, რომ ფლიშური კომპლექსის წარმოქმნაში დანალექი ქანების გადანარეცხი მასალაც იღებდა აქტიურ მონაწილეობას, რომელთა მომცემი წყარო როგორც ჩანს, აუზში განვითარებული შიდა გეოანტიკლინები უნდა ყოფილიყო.

ზედაცარცული ფლიშური კლასტოლითების შესწავლილი ნივთიერი შედგენილობა და მინერალოგია საფუძველს იძლევა ვივარაუდოთ, რომ ამ ნალექების მკვებავი წყარო ძირითადად კვლავ მუავე სუბსტრატი და დანალექი კომპლექსია. მკვებავი წყაროს ადგენილობის შესახებ ფაქტიური მასალის ანალიზი საშუალებას იძლევა ვივარაუდოთ, რომ მუავე სუბსტრატი (გრანიტოიდები და ეფუზივები) სედიმენტაციური აუზის სამხრეთით, ნალექდაგროვების ზონასთან ახლოს იყო განლაგებული. იქვე გაშიშვლებული უნდა ყოფილიყო ლიასური დანალექი – ქვიშაქვა – თიხაფიქლებიანი წყებით აგებული შიდა გეოანტიკლინების ხმელეთიც. ზედაცარცულ აუზში გრანიტოიდული მასალის გარკვეული რაოდენობა შესაძლოა ზემოთ აღნიშნული უფრო შორეული, ჩრდილო-დასავლეთით მდებარე მასალის წყაროდანაც შემოდინოდა. სავარაუდოა, რომ ამ პერიოდში ბაიოსური პორფირიტული წყების გადარეცხვის პროდუქტები აუზში ძირითადად სამხრეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან შემოდინოდა. ამავე მიმართულებით შეიძლება ვივარაუდოთ ზედაცარცული სინქრონული ვულკანიზმის პიროკლასტური მასალის წყაროს მდებარეობაც.

ლიტერატურა

- ბერიძე მ.ა. (1970)..მთის რაჭის იურული თიხა-ფიქლების სერიის ლითოლოგიისათვის//საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე. ტ. 40, № 3. გვ. 657-662.
- Flores B. M. (1967). Variation in mineral composition during transports//Journ. Sediment. Petrol Menasha. Vol. 37 # 1. P. 210-22.1
- Варсимашвили Э.В. (1973.) Минеральные ассоциаций в нижнемеловых терригенных флишевых отложениях южного склона Большого Кавказа //Сообщ. АН ГССР т. 70, №2. с. 133-136.
- Варсимашвили Э.В. (2005). Эволюция седиментаций и литогенез нижнемеловых отложений Восточного бассейна флишенакпления Краинего моря Бшльшого Кавказа//Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 121. 151 с.
- Шенгелия Д.М. (1972). Петрология Дарьялского массив //Тбилиси. Мецნიერება. 105с.

3. ბელეიშვილი

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო, სსიპ - კავკასიის ალექსანდრე თვალჭრელიძის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი (კმნი) თბილისი 0162, ფაღიაშვილი 85, ელ. ფოსტა: k-e-l@posta.ge

საქართველოს ბუნებრივი მოსაპირკეთებელი ქვების პოტენციალის სრული წარმოჩინების და საბაზრო ურთიერთობებში ჩართვის მიზნით, აუცილებელია საბადოთა გადაფასება და ისეთი ღონისძიებების ჩატარება, რომელიც უზრუნველყოფს მართვის დინამიკური სისტემის ორიენტირებულ მუშაობას და გაითვალისწინებს მომხმარებლის რეალურ სურვილ-მოთხოვნებს და სანედლეულო ბაზის საწარმოო და გასაღების შესაძლებლობებს.

Natural Facing Stones of Georgia. Vazha Geleishvili. Caucasian Alexander Tvalchrelidze Institute of Mineral Resources. 85 Phaliashvili str., 0162 Tbilisi, Georgia. E-mail: k-e-l@posta.ge

Natural facing stones occupy an important place among the values of the Georgian industrial minerals. It is necessary to carry out actions, which will provide focused work of dynamical system of management; which will foresees the real requirements and wishes of customers and at last which will provide for all possibilities of manufacturing raw material.

Природные облицовочные камни в Грузии. В. Гелеишвили. Кавказский институт минерального сырья им. Александра Твалчрелидзе, ул. Палиашвили 85, 0162 Тбилиси, Грузия. E-mail: k-e-l@posta.ge

Для полного представления потенциала природных облицовочных камней Грузии и включения их в рыночные отношения необходима переоценка месторождений и проведение таких мероприятий, которые обеспечат ориентированную работу динамической системы правления и предусмотрят реальные потребности пользователя и производительные и реализационные возможности сырьевой базы.

Abridged English Version

Natural facing stones occupy an important place among the values of the Georgian industrial minerals. County has extensive experience in their exploring, mining and elaborate. They were widely used in the construction of buildings and the churches for centuries; nowadays to select these materials is especially important because of wide church construction and restoration work.

There are up to three thousand natural facing stones deposits and occurrences in Georgia, their total cost approximately is two milliard dollars, additionally interesting, the author's new information the usage the new and nontraditional layers (dacite, rhyolite, granite and others) as a facing material. In consequence of massive usage exploitation and drill works, parts of the deposits that have been in manufacture and damaged-for the further exploitation it is necessary to carry out additional geological and engineering works.

With the purpose of revealing full potential of Georgian facing stones and there inclusion in marking, it is necessary to carry out actions, which will provide focused work of dynamical system of management; which will foresees the real requirements and wishes of customers and at last which will provide for all possibilities of manufacturing raw material..

The current conditions can create many small and medium-size enterprises for the stone extraction and elaborate, in a short time, which will employ the local population and the country will receive significant revenues.

საქართველოს სამრეწველო მნიშვნელობის სასარგებლო წიაღისეულს შორის ბუნებრივ მოსაპირკეთებელ ქვებს მნიშვნელოვანი ადგილი უკავიათ. ქვეყანას მათი შესწავლის, მოპოვების და გადამამუშავების დიდი გამოცდილება გააჩნია. ისინი საუკუნეების განმავლობაში ფართოდ გამოიყენებოდნენ როგორც საერთო ისე საეკლესიო მშენებლობაში, დღეს ამ მასალების შერჩევა განსაკუთრებით აქტუალურია ქვეყანაში ფართოდ გაშლილი საეკლესიო სამშენებლო და აღდგენითი სამუშაოებისთვის.

საქართველოში ბუნებრივი მოსაპირკეთებელი ქვების სამასამდე საბადო და მადან-გამოვლინებაა ცნობილი, მათი საერთო ღირებულება ოც მილიარდ აშშ დოლარამდეა, დამატებით საინტერესოა ახალი საავტორო ინფორმაციები მოსაპირკეთებელ მასალებად ახალი, არატრადიციული ქანების (დაციტები, რიოლითები, გრანიტები და სხვა) შესაძლო გამოყენების შესახებ. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ადრე წარმოებაში ნამყოფი საბადოების ნაწილი, მასიურად გამოყენებული ბურღვა-აფეთქებების შედეგად, ნაწილობრივ დაზიანებულია – მათი შემდგომი ექსპლუატაციისათვის აუცილებელია დამატებითი გეოლოგიურ-ტექნოლოგიური სამუშაოების ჩატარება.

საქართველოს ბუნებრივი მოსაპირკეთებელი ქვების პოტენციალის სრული წარმოჩინების და საბაზრო ურთიერთობებში ჩართვის მიზნით, აუცილებელია საბადოთა გადაფასება და ისეთი ღონისძიებების ჩატარება, რომელიც დაარეგულირებს ამ დარგში საქმიანობის სრულ ციკლს მარკეტინგიდან პროდუქციის გასაღებამდე, უზრუნველყოფს მართვის დინამიკური სისტემის ორიენტირებულ მუშაობას, გაითვალისწინებს მომხმარებლის რეალურ სურვილ-მოთხოვნებს და სანედლეულო ბაზის საწარმოო და გასაღების შესაძლებლობებს.

არსებული კონიუნქტურის გათვალისწინებით შეიძლება უმოკლეს დროში მასიურად შეიქმნას ქვის მომპოვებელი და საქარხნო დამუშავების მცირე და საშუალო საწარმოები, რითაც დასაქმდება ადგილობრივი მოსახლეობა, ქვეყანა კი მიიღებს მნიშვნელოვან შემოსავლებს.

საქართველოს სამრეწველო მნიშვნელობის სასარგებლო წიაღისეულს შორის სამშენებლო და მოსაპირკეთებელ მასალებს განსაკუთრებული ადგილი უკავიათ. მათი მოპოვების და გადამუშავების დიდი გამოცდილება გაგვანია. მარმარილოები, ტეშენიტები, ბაზალტები და სხვ. დიდი რაოდენობით გაქონდათ ყოფილ საბჭოთა კავშირის რესპუბლიკებში, განსაკუთრებით რუსეთის ფედერაციაში, სადაც ქართული მასალებით მოპირკეთებულია მრავალი შენობა-ნაგებობა. ეს მასალები საუკუნეების განმავლობაში ფართოდ გამოიყენებოდა როგორც საერო ისე საეკლესიო მშენებლობაში.

სამშენებლო და მოსაპირკეთებელი მასალების შერჩევის, მოპოვებისა და გადამუშავების საკითხები განსაკუთრებით აქტუალურია ქვეყანაში ფართოდ გაშლილი საეკლესიო ადგილებით და სამშენებლო სამუშაოებისთვის.

მათზე განსაკუთრებით დიდი მოთხოვნილებაა საერთაშორისო პროექტების (აბრეშუქის გზა, ნავთობისა და გაზსადენები და სხვ.) ინფრასტრუქტურის განვითარებაში.

დღეისათვის საქართველოში მოსაპირკეთებელი და სამშენებლო ქვების 260-ზე მეტი საბადო და მადანგამოვლინებაა ცნობილი. მათ შორის: გრანიტული ქანების-39 (გრანიტი-9, დიორიტი-7, სიენიტი-3, გაბრო-17, ტეშენიტი-4), ვულკანური ქანების-113 (ტუფი-39, ბაზალტი-31, ფონოლითი-1, დაციტი-4, ანდეზიტი-9, დოლერიტი-5, დიაბაზი-18, პორფირიტი-5, რიოლითი-1), დანალექი და მეტამორფული ქანების-108 (მარმარილო და მარმარილოსებრი კირქვა-57, ფიქალი-1, კირქვა-38, ლითოგრაფიული ქვა-2, ქვიშაქვა-9, თაბაშირი-1).

01.01.2008 წლის მონაცემებით სახელმწიფო ბალანსზე ირიცხება 82 საბადო საერთო სამრეწველო მარაგებით -170 მლნ.მ³. მათგან 17 წარმოდგენს გრანიტოიდებს, რომელთა საერთო სამრეწველო მარაგი 8,9 მლნ.მ³; 5 საბადო წარმოდგენილია ტუფური ქანებით, საერთო სამრეწველო მარაგებით- 18,9 მლნ.მ³; 3 საბადო წარმოდგენილია ტეშენიტებით, საერთო სამრეწველო მარაგებით- 6,2 მლნ.მ³; 15 საბადო წარმოდგენილია მარმარილოთი და მარმარილოსებრი კირქვებით, საერთო სამრეწველო მარაგები- 51,3 მლნ.მ³; 42 საბადო წარმოდგენილია ანდეზიტ-ბაზალტებით, საერთო სამრეწველო მარაგებით- 84,7 მლნ.მ³.

80-იან წლებში საქართველოში წლიურად მოიპოვებოდა დაახლოებით 1,5 მლნ.მ³ მოსაპირკეთებელი ქვები, რომელთა დამუშავების შედეგად მიიღებოდა პროდუქციის შემდეგი სახეობები: ბლოკები (ბლოკიანობის გამოსავალი 10-30%-ის ფარგლებში), ფილები (ფილების გამოსავალი 1მ³ ბლოკიდან 6-18 მ² ფარგლებში) ბორდიურები, კიბის საფეხურები (გამოსავალი 1მ³ ბლოკიდან 10-15 გრძივი/მეტრი), დეკორატიული ღორღი (გამოსავალი 70-80%-ის ფარგლებში). აღნიშნული ციფრები მოსაპირკეთებელი ქვების მომპოვებელი და გადამამუშავებელი საწარმოების უადრესად დაბალ ტექნიკურ-ტექნოლოგიურ აღჭურვილობაზე მიუთითებენ. – აუცილებელია ამ ტიპის საწარმოების ტექნიკურ-ტექნოლოგიური გადაიარაღება.

აღსანიშნავია რომ, მასიურად გამოყენებული ბურღვა-აფეთქებების შედეგად წარმოებაში მყოფი საბადოების ნაწილი დაზიანებულია და მათი შემდგომი ექსპლუატაციისათვის აუცილებელია დამატებითი გეოლოგიურ-ტექნოლოგიური სამუშაოების ჩატარება.

განსაკუთრებით საინტერესოა ახალი საავტორო ინფორმაციები მოსაპირკეთებელ მასალებად არატრადიციული ქანების (დაციტები, რიოლითები, გრანიტები და სხვა) შესაძლო გამოყენების შესახებ.

მოსაპირკეთებელი ქვების პოტენციური საქართველოს მინერალური რესურსების საერთო პოტენციალის დაახლოებით 20%-ს შეადგენს და შესაბამისად რამოდენიმე ათეული მილიარდი აშშ დოლარის ღირებულებისაა.

მიუხედავად საქართველოში დაწვებული სამშენებლო ბუმისა, სამშენებლო და მოსაპირკეთებელი მასალების მოპოვება და დამუშავება შემთხვევით ხასიათს ატარებს. მხოლოდ ცალკეული მრეწველები ახერხებენ მცირე, ძირითადად ადგილობრივი შეკვეთების შესრულებას. ქვეყანა კარგავს მნიშვნელოვან შემოსავლებს, ადგილობრივი მოსახლეობა კი დაუსაქმებელია. პრაქტიკულად არ არსებობს ამ ღირებულებების ბაზრისათვის შეთავაზების მექანიზმი. ამ წიაღისეულის ეფექტური კომერციულიზაციისათვის აიცულებელია მას თანამედროვე სამონიტორინგო საშუალებების და მაკროეკონომიკური ანალიზის გამოყენებით ზუსტი ფასეულობითი გამოსახულება მიეცეს და სათანადო რეკლამირება გაეწიოს.

საქართველოს მოსაპირკეთებელი ქვების პოტენციალის სრული წარმოჩინების და საბაზრო ურთიერთობებში ჩართვის მიზნით, აუცილებელია ისეთი ღონისძიებების ჩატარება რომელიც დაარეგულირებს ამ დარგში საქმიანობის სრულ ციკლს მარკეტინგიდან – პროდუქციის გასაღებადღე, უზრუნველყოფს მართვის დინამიური სისტემის ორიენტირებულ მუშაობას, გაითვალისწინებს მომხმარებლის რეალურ სურვილსა და მოთხოვნებს და სანედლეულო ბაზის საწარმოო და გასაღების შესაძლებლობებს.

აუცილებელია მომზადდეს საქმიანი წინადადებები წიაღისეულის მარაგების, შემცველობების, ნივთიერი შედგენილობის თუ გავრცელების კანონზომიერების შესახებ, მათი მოპოვებისა და გადაამუშავების არსებული ტექნოლოგიების და გამოყენების სფეროს შესახებ.

უნდა მომზადდეს მასალები მოსაპირკეთებელი ქვების ცალკე სახეობათა და კონკრეტულ საბადოთა ბუკლეტების და ალბომების, ვიდეოკლიპების და სხვ. დამზადების და გავრცელებისათვის, საერთაშორისო გამოფენა-გაყიდვაში აქტიური მონაწილეობისათვის.

მოსაპირკეთებელი ქვების ფართო სპექტრი (260-ზე მეტი გამოვლინება) და მათზე შეგროვილი მონაცემები, საშუალებას იძლევა შეიქმნას ქვიური მასალის მდიდარი კოლექცია შესაბამისი სერთიფიკატით (პასპორტით) და გამოიცეს მაღალი პოლიგრაფიული და მეცნიერული დონის ალბომების სერია, რომლებიც მიაწოდებენ რა ამომწურავ ინფორმაციას, შექმნიან კარგ საინვესტიციო გარემოს საქართველოს სამშენებლო მასალების ინდუსტრიაში.

არსებული კონიუნქტურის გათვალისწინებით შეიძლება შეიქმნას ქვის მომპოვებელი და საქარხნო დამუშავების მცირე და საშუალო საწარმოები. ხოლო სათანადო დაინტერესების შემთხვევაში მოკლე ვადაში ამუშავდება დარგში ამჟამად გამოყენებული სიმძლავრეებიც (სადაც თანდათან მოხდება არსებული ტექნიკისა და ტექნოლოგიების ახლით შეცვლა), შეიქმნება კონკურენტუნარიანი იაფფასიანი მასალების ფართო სპექტრი.

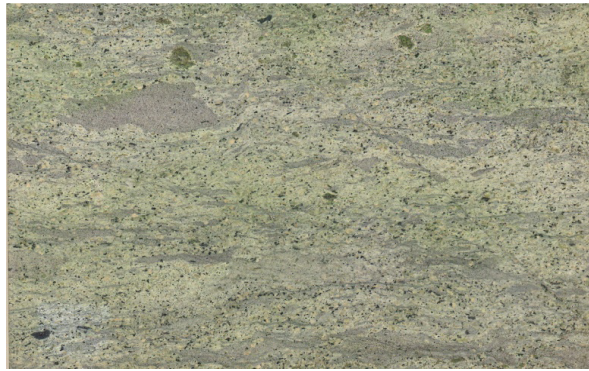
საქართველოს ბუნებრივი მოსაპირკეთებელი ქვების ფოტოები



ბაზალტო - ტუფი 1



ბაზალტო - ტუფი 2



ბაზალტო - ტუფი 3



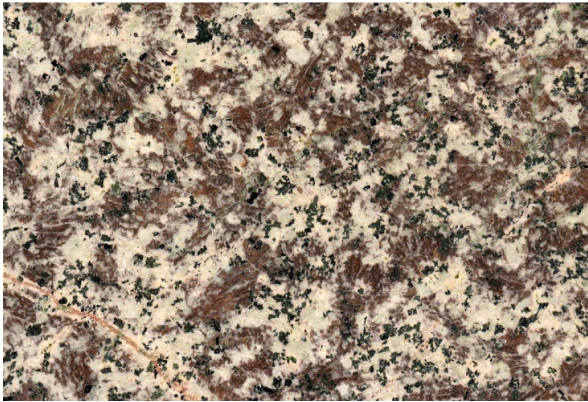
ბაზალტო - ტუფი 4



საირმე - ტუფიტი



ლოქი - პორფირიტი



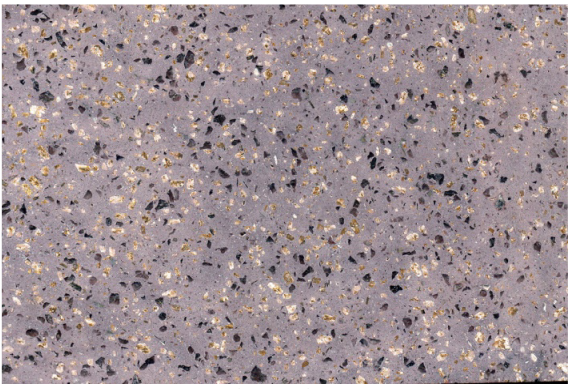
ნამონასტრევი - სიენიტი



ლოქი - გრანიტი



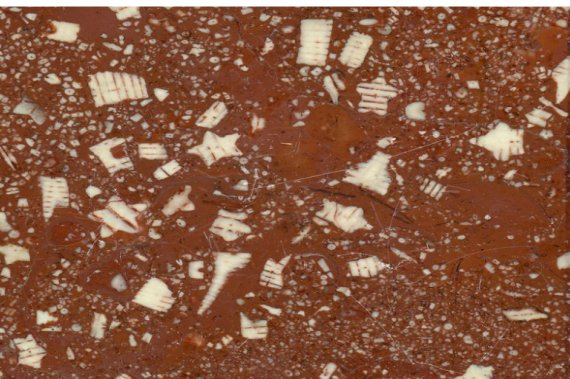
დარიალი - გრანიტი



თალავერი - რიოდაციტი



ქვ. ბოლნისი - დაციტი



შროშა - გამარმარილოებული კირქვა

**ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მეტაბაზიტების
პეტროქიმიურ-გეოქიმიური თავისებურებები**

თ. წუწუნავა, ლ. შუბითიძე, ძ. ჩიხელიძე, ძ. თედლიაშვილი

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი 0171, მ. ალექსიძის 1/9. ელ.ფოსტა: l_shubi@yahoo.com

ანალიტიკური მონაცემების საფუძველზე განხილულია ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მეტაბაზიტების პეტროქიმიურ-გეოქიმიური თავისებურებები და დადგენილია მათი პეტროგენეტიკური სახეობები.

Петрогеохимические особенности доальпийских метабазитов Дзирульского кристаллического массива (Кавказ, Грузия). Т. Н. Цуцунავа, Л. Г. Шубитидзе, К. С. Чихелидзе, К. Т. Тедлиашвили. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А.Джанелидзе, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе, 1/9. E-mail: l_shubi@yahoo.com

На основе аналитических данных рассмотрены петрогеохимические особенности доальпийских метабазитов Дзирульского кристаллического массива (Черноморско-Большекавказский террейн, Кавказ) и установлены их петрогенетические типы.

Petro- and geochemical peculiarities of pre-Alpine metabasites of the Dzirula crystalline massif (the Caucasus, Georgia). Tsutsunava T., Shubitidze L., Chikhelidze K., Tedliashvili K. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M.Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: l_shubi@yahoo.com

According to analytical data, petro- and geochemical peculiarities of pre-Alpine metabasites of the Dzirula crystalline massif (Black Sea – Central Transcaucasian terrane, the Caucasus) are discussed and their petrogenetic types are stated.

Abridged English Version

The Dzirula crystalline massif exposes in the pre-Alpine crystalline basement of the central part of the Black Sea - Central Transcaucasian terrane (the Caucasus, Georgia). It is built with the following rocks (Gamkrelidze, Shengelia, 2005): the Precambrian gneiss-migmatitic complex, metabasites of three different generations and quartz-dioritic orthogneisses; Cambrian metabasites of fourth generation; Late Baikalian (?) granitoids of plagiogranite-granitic series; Late Variscan granite gneisses and granites. In the granites are preserved fragments of the so-called Chorchana-Utslevi allochthonous complex represented by the plates of apoterrigenous-volcanogenic rocks of different age and associated with them metaophiolites of the Precambrian-Paleozoic (?) age. Age partition of metabasites of the mentioned four generations is based on their relation with the Precambrian gneiss-migmatitic complexes, Baikalian quartz-dioritic gneisses, rocks of Late Baikalian plagiogranite-granodiorite series and with Late Variscan granites (Fig.1).

In the paper, proceeding from petrogenic elements, RE and REE analytical data, petro- and geochemical peculiarities of four generation metabasites of the Dzirula crystalline basement have been considered and on the basis of data interpretation petrogenetic types of these rocks are defined.

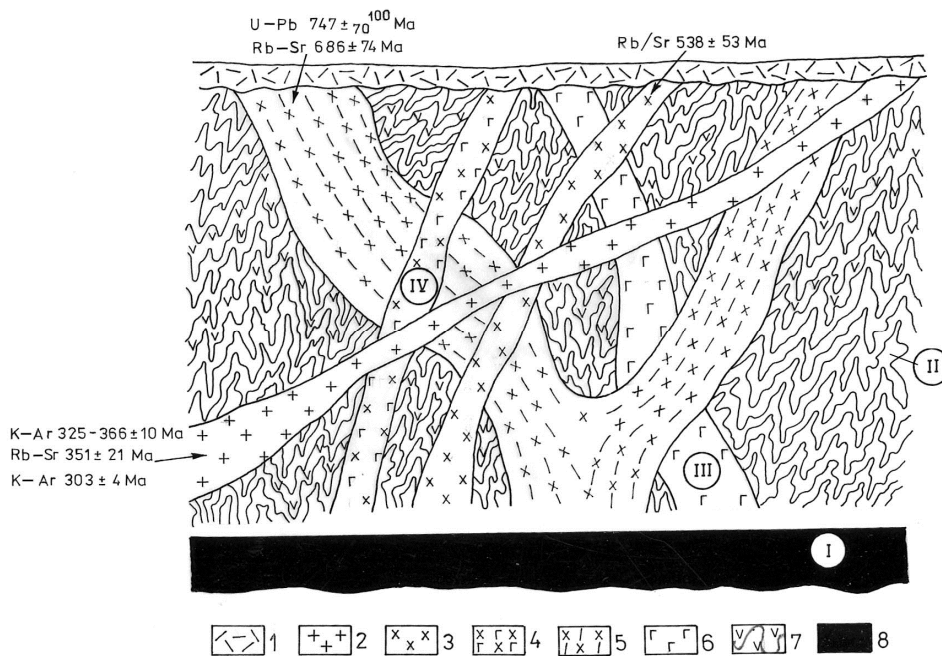
To the metabasites of I generation belong associated with the Chorchana-Utslevi allochthonous complex serpentinites, amphibolites, amphibolic schists, metadiabases and gabbro-diabases. The metabasites are relics of old oceanic basement and are united in the ophiolitic complex (Gamkrelidze et al., 1979 1981; Zakariadze et al., 1993, 1998; Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Gamkrelidze, Shengelia, 2001). The main mineral parageneses of amphibolites are $Pl+Hbl+Qtz\pm Ep$, $Pl+Hbl\pm Sf$, $Pl+Hbl\pm Cum$, $Grt+Hbl+Ep$, but in serpentinites is established hartzburgite protolith. Sm/Nd isotope dating of metabasites yielded 810 ± 100 Ma (Zakariadze et al., 1998). These metabasites are rocks of medium-magnesian order; they are very rich in RE and Ti that is expressed in increasing of Th/La, Th/Sm, Th/Yb, Zr/Y, Ti/Zr ratios and poor in Zn, Ni and Cr content (Table 1,2). In the metabasites of I generation two petrochemical-geochemical groups are ascertained – depleted with rare earth elements and enriched with the same elements. Total amount of REE in metabasites of the first group is 15.97, but in the second – 157.12. On spidergrams are fixed positive minimums of Rb and Nb (Fig. 4). By petro- and geochemical characteristics, the considered metabasites belong to N- and T-MORB.

Metabasites of II generation are represented as concurrent to the gneissosity amphibolites and as boudinage bodies of amphibole-bearing schists in plagiogneisses, granite gneisses and migmatites. They underwent polymetamorphism (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). There are established the following mineral parageneses: $Hbl_{green.}+Pl\pm Cum\pm Cpx\pm Hbl_{brown.}$, $Grt+Bt+Cum+Hbl+Pl$, $Hbl_{green.}+Ep+Ab+Act\pm Chl\pm Bt\pm Qtz\pm Ka\pm Sf$. Composition of these metabasites is given in the Tables 2 and 3. In these rocks Ti and Zr content is increased, that is established in Zr/Y and Ti/Zr data, but in Th/La, Th/Sm and Th/Yb ratios content of these elements is within norm. Metabasites of II generation are of low-magnesian order. According to petro- and geochemical data two groups of metabasites are distinguished in them: 1 – comparatively enriched with REE and also with relatively high content of Al_2O_3 and 2 – REE depleted and medium aluminiferous. In metabasites of I group total amount of REE is 108.25, but in the II group, it constitutes 41.65. On spidergrams slight discrepancy of lines is observed (Fig.5). For the considered metabasites are characteristic Ba and U positive maxima and Th, Nb and Sr positive minima. According to petro- and geochemical characteristics, metabasites of II generation correspond to different groups of basalts: 1. intraplate and 2. transitive between the intraplate and oceanic ones that are connected to MORB. Comparative to the oceanic intraplate basalts, metabasites of II generation are CaO depleted and enriched with K_2O , but MnO and K_2O content relative to MORB is slightly increased.

Metabasites of III generation are metagabbroids and their relatively large outcrops are those of Shrosha, Lomisa, Vashlevura, Khelmosmula, Dumala and Dedabera. Under the influence of quartz diorites and granites, their transformation into typical contact migmatites or their plagiogranitization and microclinization are observed. With metagabbroids diabase-, diabase porphyritic, gabbro-porphyritic and gabbro-pegmatitic dikes and veins are genetically associated. For metagabbroids are characteristic the following parageneses: $Hbl+Pl\pm Qtz$, $Hbl+Bt+Pl\pm Qtz\pm Ksp$, $Cpx+Hbl+Pl$, $Cpx+Hbl+Bt+Pl$, $Hbl+Cum+Pl+Qtz$. These rocks underwent Late Baikalian and Late Variscan metamorphism. Their composition is given in the Tables 4 and 5. In metabasites of III generation two petrochemical-geochemical groups have been defined: standard and highly enriched with REE. This division is based on total amount of REE and on $(La/Sm)_n$ and $(La/Yb)_n$ data. Total amount of REE in standard varieties falls within 100.66-133.49, but in highly enriched ones – 554.2. In metagabbros relative to normal gabbros Th and Zr content is increased, that is expressed in Th/La, Th/Sm, Th/Yb, Zr/Y characteristic ratios. Metabasites of III generation are rocks of low magnesian and high aluminiferous order. On spidergrams positive maxima of Ba and Tb, negative minima of Sr and positive minimum of Nb are fixed (Fig. 6). According to petrogenic elements, RE and REE content they correspond to ensialic island arc basalts of the Sea of Japan. In these rocks relative to MORB: content of Al_2O_3 , CaO and RE and REE is increased, TiO_2 and MgO is decreased, but Ta, Lu, Yb, Tm, Er, Py, Tb, Gd, Eu and Hf are equal.

Metabasites of IV generation are represented by massive or schistose gabbros, gabbro-diabases and diabases (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). According to geological interpretation, the age of the metabasites is Cambrian (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). These metabasites are metamorphosed during the Late Baikalian and Late Variscan orogenies. Two outcrops of these metabasites – in the Gezrula river gorge and near the village Tskhetijvari are mapped. The first one is predominantly represented by massive gabbro-diorites with key mineral parageneses – $Hbl_{brown.}+Pl\pm Cpx$, $Hbl_{brownish-green.}+Pl\pm Bt$, $Hbl_{green.}\pm Bt\pm Qtz$. Tskhetijvari gabbro outcrop is represented by gabbro and gabbro-diabases, with characteristic parageneses - $Pl+Cpx\pm Hbl$, $Pl+Hbl\pm Bt\pm Sf$. Age of the latter according to mineral isochrones corresponds to 607 ± 78 Ma (Zakariadze et al., 1998). Composition of metabasites of IV generation is given in the Tables 5 and 6. Gezrula gabbro is more enriched with RE than that of the Tskhetijvari that is expressed in total amount of RE and $(La/Sm)_n$ and $(La/Yb)_n$ ratios. They also differ from each other in variations of slightly incompatible elements ratios (Hf/Sm, Ti/Y, Ti/P, and Ti/Eu). Distribution of their noncoherent elements (Hf/Sm, Ti/Y, Ti/P, and Ti/Eu) is incompatible as well. Metabasites of IV generation are highly aluminous rocks, but coefficient of their magnesian content is relatively low. In the rocks, REE total amount varies within a wide interval - 81.24-140.73. On spidergrams of IV generation metabasites positive maxima of Ba and positive minima of Th, Nb, Sr and Zr are fixed (Fig. 7). Considered metabasites according to content of petrogenic elements and large radius lithophile elements – Rb, Sr, Ba, Zr, Th, U and of RE - Co, Ni correspond to the ensialic island arc calc-alkaline basalts.

ძირულის მასივი წარმოადგენს შავი ზღვა - ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერეინის ცენტრალური ნაწილის ალპურისწინა კრისტალური ფუნდამენტის საკმაოდ დიდ შვერილს. უახლესი მონაცემებით (Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005), კრისტალური მასივი აგებულია: კამბრიულისწინა გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსით, სამი სახვადასხვა გენერაციის მეტაბაზიტებით და კვარციან-დიორიტული ორთოგნეისებით; კამბრიული ასაკის მეოთხე გენერაციის მეტაბაზიტებით; გვიანბაიკალური (?) პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერიის გრანიტოიდებით; გვიანვარისკული გრანიტული გნეისებით და გრანიტებით. ამ უკანასკნელში შემორჩენილია ე.წ. ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსის ფრაგმენტები, რომლებიც წარმოადგენილია სხვადასხვა ასაკის აპოტერიგენულ-გულკანოგენური ქანების ფირფიტებით და მათთან ასოცირებული კამბრიულისწინა-პალეოზოური(?) ასაკის მეტაოფიოლიტებით. ძირულის მასივის ოთხი გენერაციის ალპურისწინა მეტაბაზიტების ასაკობრივი დაყოფა ეფუძნება მათ ურთიერთობას კვარციან-დიორიტულ გნეისებთან და პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერიის ქანებთან (სურ. 1).



სურ. 1. ძირულის კრისტალური მასივის აშკები ქანების ურთიერთდამოკიდებულების პრინციპული სქემა (Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005). 1-რიოლითური ტუფები (გვიანვარისკული); 2-კალიუმისანი გრანიტები (გვიანვარისკული); 3-პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერია (გვიანბაიკალური); 4-გაბრო-დიორიტ-კვარც-დიორიტული სერია (გვიანბაიკალური); 5-კვარციან-დიორიტული ორთოგნეისები (ბაიკალური); 6-გაბროიდები (გვიანკამბრიულისწინა); 7-გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი (გრენვილურისწინა); 8-მელანოკრატული ფუნდამენტი (ჩორჩანა-უწლევის კამბრიულისწინა ალოქტონური კომპლექსის მეტაოფიოლიტები). წრეებში - ბაზიტების I, II, III და IV გენერაციები.

Fig. 1. Principle scheme of interrelation of the Dzirula crystalline massif building rocks (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). 1-Rhyolitic tuffs (Late Variscan); 2-potassic granites (Late Variscan); 3-plagiogranite-granite series (Late Baikalian); 4-gabbro-diorite-quartz-diorite series (Late Baikalian); 5-quartz-diorite orthogneisses (Baikalian); 6-gabbroids (Late Precambrian); 7-gneiss-migmatite complex (pre-Grenvillian); 8-melanocratic basement (Precambrian metaophiolites of Chorchana-Utslevi allochthonous complex). In the circles - I, II, III and IV generations of basites.

I გენერაციის მეტაბაზიტებს მიეკუთვნება ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონურ კომპლექსთან ასოცირებული სერპენტინიტები, ამფიბოლიტები, ამფიბოლიანი ფიქლები, მეტდიბაზები და გაბრო-დიბაზები. აღნიშნული მეტაბაზიტები წარმოადგენს ძველი ოკეანური ფუნდამენტის რელიქტებს და ერთიანდება ოფიოლიტურ კომპლექსში (Гамკრელიძე и др., 1979, 1981; Закариадзе и др., 1993, 1998; Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2001).

სერპენტინიტებში დადგენილია ჰარცბურგიტული (იშვიათად დუნიტური) პროტოლითი, ხოლო ამფიბოლიტების მთავარი მინერალური პარაგენეზისებია⁷: $Pl+Hbl+Qtz\pm Ep$, $Pl+Hbl\pm Sf$, $Pl+Hbl\pm Cum$, $Grt+Hbl+Ep$. აქვე აღვნიშნავთ, რომ ძირულის მასივის სერპენტინიტები “ქვედა-პალეოზოურ ოფიოლიტების სერიას” პირველად გ. ზარიძემ მიაკუთვნა (Заридзе и др., 1965). მეტაოფიოლიტების გამოსავლები დაფიქსირებულია მდინარეების ჭერათხევის, ლოპანის-წყლისა და ნინისისხევის ხეობებში. მეტაბაზიტების ასაკის განსაზღვრის Sm/Nd იზოტოპური მეთოდით მიღებულია, რომ $T=810\pm 100$ მლნ.წ. (Закариадзе, и др. 1998).

II გენერაციის მეტაბაზიტები მნიშვნელოვან როლს თამაშობს გენეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის შემადგენლობაში. მათ განცდილი აქვს პოლიმეტამორფიზმი (გრენვილური, გვიანბაიკალური და გვიანჰერცინული ეტაპები) და ამიტომ პირველადი მაგმური სტრუქტურა მათში არ შემორჩა (Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005). ისინი გენეისობრიობის თანხვედრილი ამფიბოლიტების და ამფიბოლიანი ფიქლების ბუდინირებული სხეულების სახითაა წარმოდგენილი პლაგიო- და გრანიტოგენეზებში და მიგმატიტებში; სხვადასხვა სიდიდის რელიქტების სახით გვხვდება, აგრეთვე კვარციან-დიორიტულ გენეისებში. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიხედვით (Заридзе, Татришвили, 1959) ამფიბოლიტები წარმოიშვა ბაზიტური შედგენილობის შრეებრივი სხეულების ლავების და პიროკლასტოლიტების მეტამორფიზმის შედეგად. პ. კილასონიას (Киласония, 1965), მ. აბესაძისა და გ. ციმაკურიძის (Абесаძე, Цимаკურიძე, 1976) მიხედვით, ამფიბოლიტების საწყისი ქანები ფუძე მაგმატიტებია. ამფიბოლიტებსა და ამფიბოლიან ფიქლებში დადგენილია როგორც პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის – $Hbl_{ფუძე}+Pl\pm Cum\pm Cpx\pm Hbl_{ფურა}$, $Grt+Bt+Cum+Hbl+Pl$, ასევე დიაფტორეზის – $Hbl_{ლურჯ-მწვ.}+Ep+Ab+Act\pm Chl\pm Bt\pm Qtz\pm Ka\pm Sf$ შესაბამისი მინერალური პარაგენეზისები.

III გენერაციის მეტაბაზიტების შედარებით დიდ გამოსავლებს მიეკუთვნება შროშის, ლომისას, ვაშლევეურის, ხელმოსმულას, დუმალას და დედაბერას მეტაგაბროიდების გამოსავლები (Хуციшвили, 1991, Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2004_{1,2}). ეს ქანები გეოლოგიური, პეტროლოგიური და მინერალოგიური თვალსაზრისით კარგადაა შესწავლილი (Киласония, 1944, 1950, 1973; Чихელიძე, 1948; Заридзе, Татришвили, 1953; Заридзе, 1970; Абесаძე, Цимаკურიძე, 1976; Гамკრელიძე, Дუმბაძე, 1985; Хмалаძე, Чихელიძე, 1987; Хуციшвили, 1991, 1993; Одиკაძე, 1969, 1998; Чихელიძე, 1998). გაბროიდებზე კვარციანი დიორიტების ან გრანიტების ზემოქმედების შედეგად შეინიშნება მათი გარდაქმნა ტიპიურ კონტაქტურ მიგმატიტებად ან მათი პლაგიოგრანიტიზაცია და მიკროკლიკნიზაცია. გაბროიდები უმეტესად შემთხვევაში შემცველი კვარც-დიორიტული გენეისების თანხვედრილად დაგენეისებული. მათთან გენეტურად დაკავშირებულია ერთეული სანტიმეტრებიდან რამდენიმე მეტრამდე სიმძლავრის დიაბაზური, დიაბაზ-პორფირიტული, გაბრო-პორფირიტული და გაბრო-პეგმატიტური დაიკები და ძარღვები. მეტაგაბროიდები იკვეთება გრანიტული პეგმატიტებით და აკლიტებით. საკვანძო მინერალური პარაგენეზისებია: $Hbl+Pl\pm Qtz$, $Hbl+Bt+Pl\pm Qtz\pm Ksp$, $Cpx+Hbl+Pl$, $Cpx+Hbl+Bt+Pl$, $Hbl+Cum+Pl+Qtz$. აღნიშნული გენერაციის მეტაბაზიტებს განცდილი აქვს გვიანბაიკალური და გვიანვარისკული მეტამორფიზმი.

IV გენერაციის მეტაბაზიტები წარმოდგენილია მდ. გეზრულას ხეობის და სოფ. ცხეთისჯვრის მასიური ან დაფიქლებული გაბროებით, გაბრო-დიაბაზებით და დიაბაზებით. გეოლოგიური ინტერპრეტაციით მეტაბაზიტების ასაკი კამბრიულია, რადგან ისინი კვეთს კამბრიულისწინა კვარც-დიორიტულ გენეისებს, ხოლო თავის მხრივ იკვეთება გვიანბაიკალური პლაგიოგრანიტ-გრანოდიორიტული სერიის გრანიტოიდებით და გვიანვარისკული გრანიტებით (Гамკრელიძე, Шенгелиა, 2005). აღნიშნულ ქანებს განცდილი აქვს გვიანბაიკალური და გვიანვარისკული მეტამორფიზმი. მდ. გეზრულას ხეობის მეტაბაზიტები წარმოდგენილია მასიური ტექსტურის გაბრო-დიორიტებით, რომელთა მაგმური სტადიის მინერალური პარაგენეზისია – $Hbl_{ფურა}+Pl\pm Cpx$, $Hbl_{ფურა-მწვ.}+Pl\pm Bt$, $Hbl_{ფუძე}\pm Bt\pm Qtz$. ცხეთისჯვრის გაბროს გამოსავალი წარმოდგენილია გაბროებით და გაბრო-დიაბაზებით, რომელთა დამახასიათებელი მინერალური პარაგენეზისებია – $Pl+Cpx\pm Hbl$, $Pl+Hbl\pm Bt\pm Sf$. ცხეთისჯვრის ამფიბოლიანი გაბროს ასაკი მინერალური იზოქრონის მიხედვით შეესაბამება 607 ± 78 მლნ. წელს (Закариадзе и др., 1998).

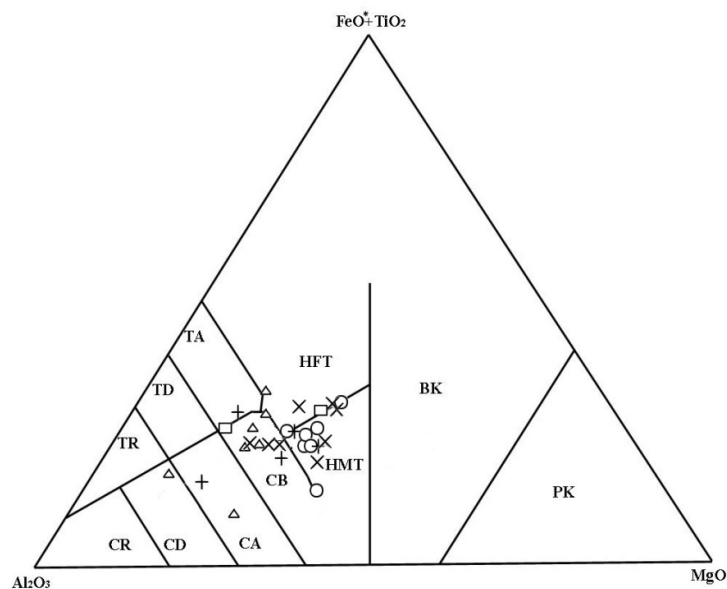
⁷ მინერალთა მიღებული სიმბოლოები: Ab-ალბიტი, Act-აქტინოლიტი, Bt-ბიოტიტი, Chl-ქლორიტი, Cpx-კლინოპიროქსენი, Cum-კუმინგტონიტი, Ep-ეპიდოტი, Grt-გრანატი, Hbl-რქატყუარა, Ka-კარბონატი, Ksp-კალიუმის მინდვრის შპატი, Pl-პლაგიოკლასი, Qtz-კვარცი, Sf-სფენი.

თუ გავითვალისწინებთ, რომ ძირულის კრისტალურ მასივში ზემოთ აღნიშნულ მეტაგაბროიდებთან ერთად დიდი გავრცელებით სარგებლობს მათი გაგრანტიტული სახესხვაობებიც, მაშინ საყვებით დასაშვებია მათი მნიშვნელოვანი როლი მასივის ვარისკულამდელი ფუნდამენტის აგებულებაში (Заридзе, Татришвили, 1953).

მეტაბაზიტების პეტროქიმია და გეოქიმია

ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მეტაბაზიტების პეტროქიმიურ-გეოქიმიური ანალიზები ჩატარდა ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის ფიზიკური და ქიმიური კვლევის ლაბორატორიაში და ზალცბურგისა (ავსტრია) და კინგსტონის (დიდი ბრიტანეთი) უნივერსიტეტების ლაბორატორიებში. კვლევის შედეგები მოტანილია ცხრილებში, დიაგრამებსა და სპაიდერგრამებზე.

Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2 - MgO დიაგრამაზე I გენერაციის მეტაბაზიტები თავსდება მაღალმაგნიუმიანი ტოლეიტის ველში, ხოლო II, III და IV გენერაციის მეტაბაზიტები კი – კირტუტე-მაღალრკინიანი და მაღალმაგნიუმიანი ველებში (სურ. 2).



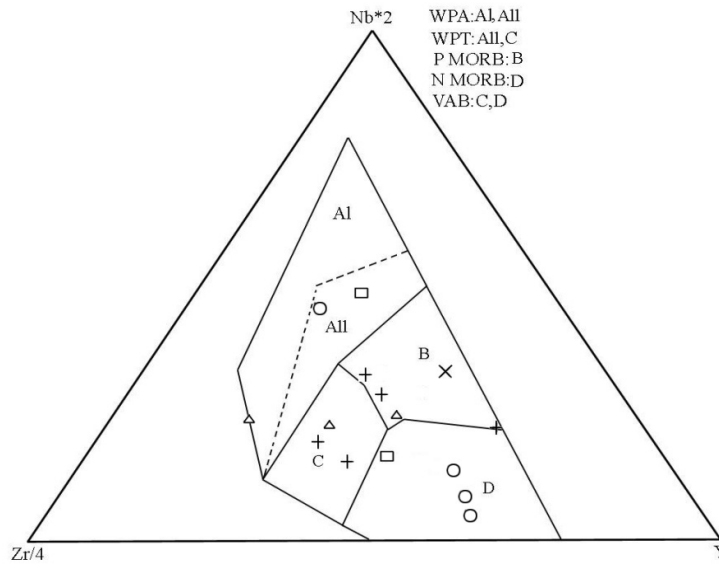
სურ. 2. Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2 - MgO ფარდობის დიაგრამა (Jensen, 1976).

TR-ტოლეიტური რიოლითი, TD-ტოლეიტური დაციტი, TA-ტოლეიტური ანდეზიტი, CR-კირტუტე რიოლითი, CD-კირტუტე დაციტი, CA-კირტუტე ანდეზიტი, CB-კირტუტე ბაზალტი, HFT-მაღალრკინიანი ტოლეიტი, HMT-მაღალმაგნიუმიანი ტოლეიტი, BK-ბაზალტური კომატიტი, PK-პერიდოტიტული კომატიტი. პირობითი აღნიშვნები: O-I გენერაციის მეტაბაზიტები; □-II გენერაციის მეტაბაზიტები; △ - III გენერაციის მეტაბაზიტები; +, X - IV გენერაციის მეტაბაზიტები.

$Zr/4 - Nb^*2 - Y$ დიაგრამაზე I და II გენერაციის ამფიბოლიტების ფიგურული ნიშნები შეესაბამება ოკეანური ქედების ბაზალტებისა (N-MORB) და შიდაფილაქნური ტუტე ბაზალტების (WPA) ველებს, ხოლო III და IV გენარციის მეტაბაზიტები კი – ოკეანური ქედების ბაზალტებისა (P-MORB) და ვულკანური კუნძულთა რკალის (VAB) ველებს (სურ. 3).

I გენერაციის მეტაბაზიტები კატაკლაზებული და ინტენსიურად მეტამორფიზებულია და ამიტომ, მათში პირველადი მაგმური მინერალები არ გვხვდება. მათი ქიმიური და გეოქიმიური შედგენილობა მოტანილია ცხრილებში 1 და 2. აღნიშნული მეტაბაზიტები ძალიან მდიდარია იშვიათი მიწებით და ტიტანით, რაც გამოიხატება Th/La (0.15-0.19), Th/Sm (0.54-0.72), Th/Yb (0.59-1.82), Zr/Y (2.2-7.3), Ti/Zr (0.13-1.07) ფარდობების მატებაში და ღარიბია Zn, Ni და Cr (იხ. ცხრ. 2). ეს ქანები მაღალთიხამიწიანი და საშუალომაგნიური რიგისაა. I გენერაციის მეტაბაზიტებში დადგინდა ორი პეტროქიმიურ-გეოქიმიური ჯგუფი – იშვიათიწვადი ელემენტებით გაღარიბებული და ამავე ელემენტებით გამდიდრებული. იშვიათიწვადი ელემენტებით

ტების ჯამი მეტაბაზიტების ამ ელემენტებით ძლიერ გადარიბებულ სახეობებში ტოლია - 15.97, ხოლო გამდიდრებულში კი - 157.12. სპაიდერგრამაზე ფიქსირდება Rb და Nb-ის დადებითი მინიმუმები (ნახ. 4). პეტროქიმიურ-გეოქიმიური მახასიათებლებით I გენერაციის მეტაბაზიტები N- და T-MORB-თან არის იდენტიფიცირებული.



სურ. 3. Zr/4 – Nb*2 – Y დიაგრამა (Meschede, 1986).

P-MORB, N-MORB – ოკეანური ქედების ბაზალტები, VAB – ვულკანური რკალის ბაზალტები, WPA– შიდაფილაქნური ტუტე ბაზალტები, WPT – შიდაფილაქნური ტოლეიტები. პირ. ნიშნები იხ. სურ.1.

ცხრილი 1

I გენერაციის ამფიბოლიტებისა და მეტაგაბრო-მეტადიბაზების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)
Composition of amphibolites and metagabbro-metadiabases of I generation (mas. %)

ელემ./Elem.	ამფიბოლიტები/amphibolites				მეტადიბაზები/metadiabases			
	03-33	03-37	47-84	57-84	49-84	50-84	58-84	59-84
N ₂								
SiO ₂	49.65	50.97	48.38	48.30	47.46	49.40	49.48	49.98
TiO ₂	0.51	2.02	1.78	1.63	1.03	0.96	1.50	1.64
Al ₂ O ₃	16.37	14.77	12.47	13.98	16.07	15.25	15.48	14.60
FeO*	6.22	9.74	12.03	10.61	10.12	9.53	9.14	10.12
MnO	0.11	0.18	0.21	0.19	0.19	0.17	0.18	0.20
MgO	8.81	5.86	7.50	7.54	7.97	7.69	7.63	7.31
CaO	11.22	9.06	9.72	9.68	8.48	8.44	10.21	9.16
Na ₂ O	2.68	2.94	2.99	3.13	2.67	2.73	2.51	3.35
K ₂ O	0.69	1.61	0.44	0.48	0.69	1.18	0.72	0.62
P ₂ O ₅	0.03	0.37	0.21	0.18	0.13	0.11	0.19	0.20
CO ₂	-	-	0.74	0.77	0.41	0.37	0.24	0.20
H ₂ O	-	-	2.98	3.45	4.05	3.30	1.76	1.82
Σ	99.60	99.86	99.59	99.94	99.33	99.13	99.04	99.20
X _{Mg}	58.00	37.00	38.00	41.00	44.00	45.00	45.00	42.00
al ⁺	1.08	0.94	0.63	0.77	0.88	0.88	0.92	0.83

ნიმუშები №47-84, 57-84, 49-84, 50-84, 58-84, 59-84 აღებულია გ. ზაქარიადის და სხვ. (Закариадзе и др. 1998) შრომიდან.

II გენერაციის მეტაბაზიტებში პეტროქიმიურ-გეოქიმიური მონაცემების მიხედვით გამოიყოფა მეტაბაზიტების ორი ჯგუფი: 1 – იშვიათმიწა ელემენტებით შედარებით გამდიდრებული და შედარებით მაღალთიხამიწიანი და 2 – იშვიათმიწა ელემენტებით გაღარიბებული და საშუალოთიხამიწიანი (ცხრ. 2 და 3). აღნიშნულ ქანებში შედარებით მომატებულია Ti და Zr, რაც თვალსაჩინოა Zr/Y (3.65-4.54) და Ti/Zr (0.21-0.27) თანაფარდობებში, ხოლო Th/La (0.05-0.94), Th/Sm (0.17-0.36) და Th/Yb (0.6-0.76) თანაფარდობებში ამ ელემენტების შემცველობა ნორმულია. II გენერაციის მეტაბაზიტები დაბალმაგნიური რიგის ქანებია. I ჯგუფის მეტაბაზიტებში იშვიათმიწა ელემენტების ჯამი ტოლია 108.25, II ჯგუფისაში კი – 41.65. სპიდერგრამაზე ხაზების ოდნავი უთანხმოებაა, შედარებითი თანხმობა მხოლოდ Dy-Lu ინტერვალში შეინიშნება (ნახ. 5). II გენერაციის მეტაბაზიტებისთვის დამახასიათებელია Ba და U დადებითი მაქსიმუმები და Th, Nb და Sr დადებითი მინიმუმები. პეტროქიმიურ-გეოქიმიური მახასიათებლებით II გენერაციის მეტაბაზიტები შეესაბამება ბაზალტების ორ ჯგუფს: 1. შიდაფილაქურს და 2. შიდაფილაქურსა და ოკეანურს შორის გარდამავალს, რომელიც დაკავშირებულია MORB-თან. ოკეანურ შიდაფილაქურს ბაზალტებთან შედარებით II გენერაციის მეტაბაზიტები გაღარიბებულია CaO და გამდიდრებულია K₂O, ხოლო MORB-თან შედარებით უმნიშვნელოდ ამაღლებულია MnO და K₂O შემცველობა.

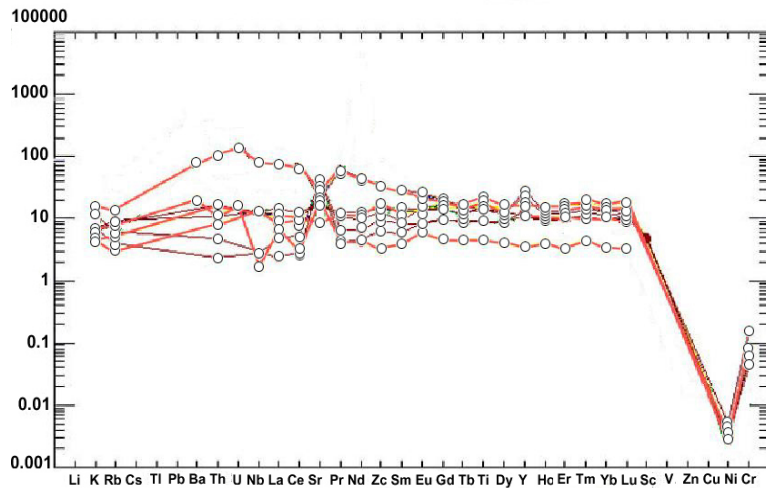
ცხრილი 2

I და II გენერაციის მეტაბაზიტების იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების ქიმიური შედგენილობა (ppm)
Composition of RE of I and II generation metabasites (ppm)

ელემ. Elem.	I გენერაციის მეტაბაზიტები I generation metabasites								II გენერაციის მეტაბაზიტები II generation metabasites	
	ამფიბოლიტები				მეტადიბაზები				ამფიბოლიტები	
№	03-33	03-37	47-84	57-84	49-84	50-84	58-84	59-84	02-22	03-53
Rb	27.01	47.35	0.10	17	14	22	32	28	34.80	22.77
Sr	238.64	336.88	108	230	495	490	202	210	367.87	97.73
Sc	-	-	38	44	41	44	40	43	-	-
Cr	-	-	230	310	180	180	600	260	-	-
Ni	-	-	60	59	53	50	85	46	-	-
Co	-	-	45	43	42	40	43	40	-	-
Zr	17.66	182.90	91	100	52	34	80	70	120.62	91.46
Y	8.01	25.05	39.0	35	24	30	50	64.0	26.52	25.01
Ba	67.94	255.75	-	-	-	-	-	-	316.06	88.90
La	2.45	28.90	3.20	3.98	1.80	0.88	5.34	4.27	17.15	6.08
Ce	3.04	63.16	9.00	10.80	5.10	2.77	12.0	10.30	38.48	7.84
Pr	0.60	7.56	1.40	1.60	0.87	0.53	1.70	1.45	4.81	1.18
Nd	2.96	30.80	8.3	7.9	4.7	3.33	8.9	6.9	23.06	6.41
Sm	0.88	6.18	3.27	2.76	1.93	1.34	3.23	2.14	4.58	2.03
Eu	0.53	1.88	1.23	1.17	0.71	0.73	1.25	1.24	2.41	1.21
Gd	1.43	5.97	4.90	6.10	2.84	3.00	4.30	4.40	6.26	3.34
Tb	0.26	0.86	0.86	0.98	0.54	0.52	0.70	0.69	0.90	0.68
Dy	1.55	5.07	5.8	6.0	3.4	3.2	4.7	4.5	4.70	4.47
Ho	0.35	0.94	1.30	1.37	0.80	0.77	1.0	1.09	0.90	1.02
Er	0.81	2.64	4.1	4.0	2.4	2.4	3.0	3.3	2.26	3.04
Tm	0.17	0.35	0.65	0.59	0.38	0.40	0.48	0.53	0.34	0.49
Yb	0.81	2.45	4.13	3.48	2.30	2.27	2.80	3.21	2.16	3.36
Lu	0.13	0.36	0.70	0.57	0.39	0.42	0.46	0.54	0.24	0.50
Ta	0.07	1.99	0.32	0.20	0.11	0.20	0.0	0.36	1.75	0.31
Th	0.48	4.47	0.35	0.66	0.10	0.20	0.45	0.7	1.66	0.36
Hf	0.64	4.43	2.03	3.13	1.05	0.41	2.0	2.83	2.79	2.71
Nb	0.62	29.79	5.0	-	1.0	-	-	-	26.70	4.78
U	0.20	1.66	-	-	-	-	-	-	1.75	0.27

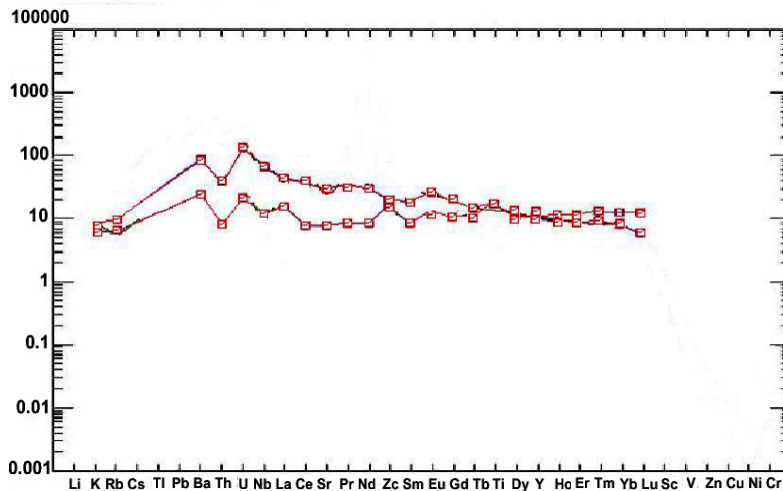
ნიმუშები №№ 47-84, 57-84, 49-84, 50-84, 58-84, 59-84 აღებულია გ. ზაქარიადის და სხვ. (Закариадзе и др. 1998) შრომიდან.

III გენერაციის მეტაბაზიტები უპირატესად მასიური, კატაკლაზებული, ძალიან შეცვლილი და ინტენსიურად გამიკროკლინებული ქანებია. მათი ქიმიური შედგენილობა და იშვიათი ელემენტების შემცველობები მოცემულია ცხრილებში 4 და 6. ამ ქანებში იშვიათი ელემენტების შემცველობის მიხედვით გამოიყოფა ორი ჯგუფი – ნორმული და ამ ელემენტებით ძლიერ გამდიდრებული. მოცემული დაყოფა ეფუძნება იშვიათი ელემენტების ჯამური შემცველობისა და $(La/Sm)_n$ (1.23-5.67) და $(La/Yb)_n$ (0.77-24.60) ფარდობების მონაცემებს. იშვიათი ელემენტების ჯამი მათ ნორმულ სახესხვაობებში იცვლება 100.66–133.49, ხოლო ძლიერ გამდიდრებულში კი ტოლია 554.2. მეტაგაბროებში, ნორმულ გაბროებთან შედარებით, მომატებულია Th და Zr, რაც გამოიხატება Th/La (0.19-0.30), Th/Sm (0.68-2.22), Th/Yb (1.39-8.98) და Zr/Y (3.33-11.22) მახასიათებელ ფარდობებში. III გენერაციის მეტაბაზიტები დაბალმაგნეზიური და მაღალთიხამიწიანი რიგის ქანებია. სპაიდერგრამაზე აღინიშნება Ba და Tb დადებითი მაქსიმუმები, Sr უარყოფითი მინიმუმები და Nb დადებითი მინიმუმი (სურ. 6). პეტროგენული და იშვიათი ელემენტების შემცველობით ისინი შეესაბამება იაპონიის ზღვის ენსიალურ კუნძულთარკალური ტიპის ბაზალტებს. ამ ქანებში MORB-თან შედარებით: ამადლებულია Al_2O_3 , CaO და იშვიათი და იშვიათი ელემენტების შემცველობა; შემცირებულია - TiO_2 და MgO; ხოლო Ta, Lu, Yb, Tm, Er, Py, Tb, Gd, Eu და Hf შემცველობა - ერთნაირია.



სურ. 4. I გენერაციის მეტაბაზიტების იშვიათი ელემენტების სპაიდერგრამა. სტანდარტიზებული ქონდრიტზე (Taylor, McLennan, 1985).

Fig. 4. Spidergrams of RE in the I generation metabasites. Standardized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985).



სურ. 5. II გენერაციის მეტაბაზიტების იშვიათი და იშვიათი ელემენტების სპაიდერგრამა. სტანდარტიზებული ქონდრიტზე (Taylor, McLennan, 1985).

Fig. 4. Spidergrams of RE in the II generation metabasites. Standardized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985).

II გენერაციის ამფიბოლიტების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)
Composition of II generation amphibolites (mas. %)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn O	Mg O	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Σ%	X _{Mg}	al'
03-53	51.37	1.99	14.10	13.64	0.27	7.52	6.62	2.41	0.67	0.34	0.16	100.09	35.00	0.66
02-22	51.72	1.99	17.30	10.03	0.36	3.62	6.02	3.5	0.92	0.65	-	98.51	26.00	1.2

III გენერაციის გაბროების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)
Composition of III generation gabbros (mas. %)

ელემ. Elem.	შროშის Shrosha		დუმალას Dumala	დედაბერას Dedabera	ლომისას Lomisa			
	№ ნიმ.	01-32	03-44	622	95	54	690	691
SiO ₂		50.11	48.71	48.03	50.52	50.96	48.96	48.82
TiO ₂		0.98	14.49	0.80	1.31	1.44	1.02	0.88
Al ₂ O ₃		18.38	16.01	19.42	20.03	15.31	17.05	18.44
Fe ₂ O ₃		10.04	8.73	0.78	6.31	7.12	4.72	4.99
FeO		-	-	2.48	4.60	6.66	8.10	6.84
MnO		0.18	0.17	0.14	0.19	0.14	0.04	0.03
MgO		5.05	5.03	5.79	2.51	4.42	5.29	5.21
CaO		8.65	8.55	9.17	8.42	8.92	9.86	9.97
Na ₂ O		1.81	3.05	2.0	2.27	2.28	2.28	2.89
K ₂ O		1.97	2.09	1.20	1.65	1.09	1.16	0.68
P ₂ O ₅		0.17	0.36	0.23	-	0.28	-	-
SO ₃		-	0.21	-	0.42	-	-	-
H ₂ O		-	-	0.15	0.31	-	0.12	-
Σ		100.27	100.77	99.94	99.49	99.97	99.68	99.99
X _{Mg}		33.00	36.00	64.00	19.00	24.00	29.00	30.00
al'		1.2	1.2	2.14	1.49	0.84	0.94	1.08

ნიმუშები №№622, 95, 54, 69 და 691 აღებულია ქ. ჩიხელიძის (Чихелидзе, 1998) შრომიდან.

IV გენერაციის გაბროების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)
Composition of IV generation gabbros (mas. %)

ელემ.	ცხეთაჯვრის / Tskhetijvari					გეზრულას / Gezrula								
	№	4-87	73-84	03-29	02-36	03-41	01-39	24	23	30	26	25	29	33
SiO ₂		53.10	51.60	50.10	49.84	49.50	47.19	43.14	43.73	44.66	46.53	47.46	48.54	48.8
TiO ₂		0.94	0.97	1.42	0.96	1.33	1.41	1.54	1.48	0.47	0.66	0.62	0.22	1.37
Al ₂ O ₃		20.30	16.50	15.59	20.37	15.27	18.84	45.87	15.76	14.63	17.88	17.44	16.18	15.2
Fe ₂ O ₃		-	-	11.15	6.76	10.13	10.73	0.97	0.47	0.08	2.89	2.28	0.85	1.85
FeO		6.00	7.91	-	-	-	-	13.74	14.72	12.76	7.36	8.18	8.17	8.13
MnO		0.11	0.15	0.20	0.15	0.12	0.16	0.12	0.12	0.16	0.16	0.14	0.11	0.18
MgO		4.00	6.52	6.51	4.58	7.97	5.38	9.30	8.91	14.59	6.06	6.45	8.54	8.37
CaO		8.30	9.63	8.54	8.93	8.02	8.14	10.26	9.92	7.22	11.76	11.91	11.10	10.3
Na ₂ O		1.60	2.29	3.01	2.86	3.01	2.81	2.55	2.47	2.79	3.59	3.30	3.16	2.79
K ₂ O		1.90	1.18	1.51	1.97	2.13	2.12	0.87	0.79	0.84	1.11	0.89	0.84	0.79
P ₂ O ₅		0.22	0.24	0.33	0.22	0.23	0.3	0.14	0.09	0.23	0.24	0.19	0.24	0.54
SO ₃		0.00	0.41	-	-	-	-	0.20	0.25	0.72	0.50	0.40	0.55	0.55
H ₂ O		0.00	1.65	-	-	-	-	1.20	1.25	1.40	1.20	0.70	1.45	0.96
Σ		99.72	99.05	100.8	96.81	100.5	99.93	99.96	99.96	99.96	99.94	99.95	99.96	99.9
X _{Mg}		40.00	45.00	37.00	40.00	44.00	33.00	39.00	37.00	53.00	37.00	38.00	48.00	45.0
al'		2.03	1.14	0.88	1.79	0.84	1.17	0.66	0.65	0.53	1.09	1.03	0.92	0.82

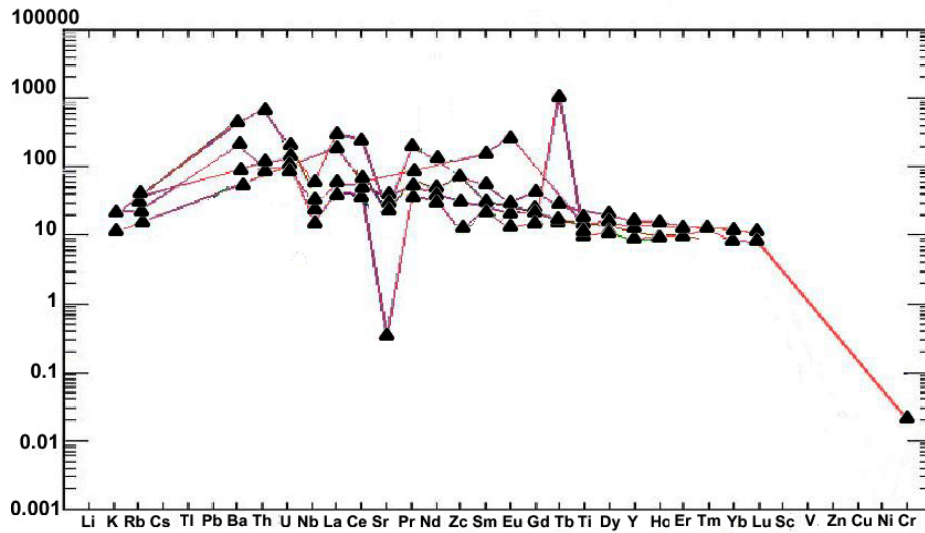
ნიმუშები №№ 4-87, 73-84 აღებულია გ. ზაქარიადის და სხვ. (Закариадзе и др., 1998), ხოლო №№ 24, 23, 30, 26, 25, 29 და 33 – ე. გამერელიძისა და დ. შენგელიას (Гамкრელიдзе, Шенгелиа, 2005) შრომიდან.

III და IV გენერაციის მეტაბაზიტების იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების ქიმიური შედგენილობა (ppm)
Composition of RE of III and IV generation metabasites (ppm)

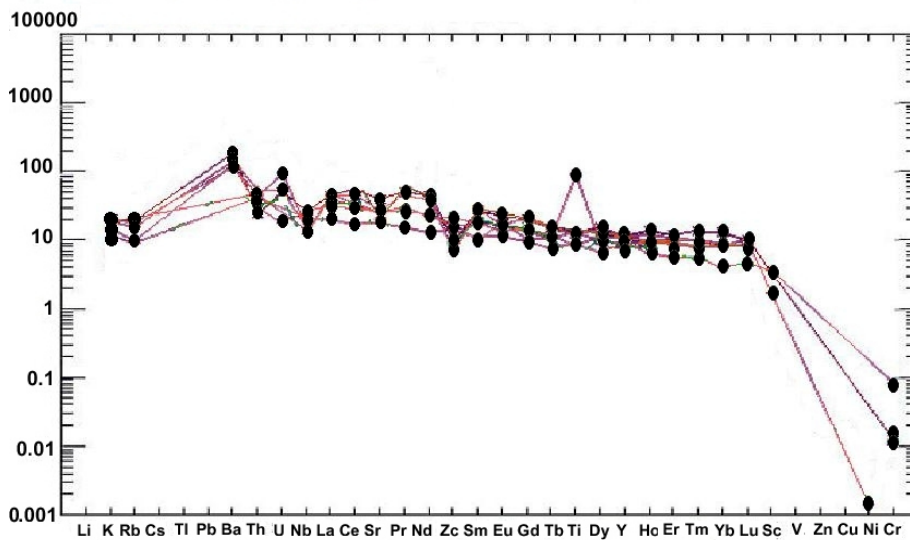
ელემ. Elem.	III გენერაციის მეტაბაზიტები Metabasites of III generation				IV გენერაციის მეტაბაზიტები Metabasites of IV generation					
	შროშის		ლომი- სას	რიკოთუ- ლას	გეზრუ- ლას	ცხეთიჯვრის				
№	01-32	03-44	54	34-99	01-39	4-87	73-84	02-36	03-29	03-41
Mg	33.5	36.5	-	-	33.4	0.54	0.60			
Rb	118.66	76.12	-	122.38	67.17	-	32	55.74	34.79	62.34
Sr	383.83	421.06	-	253.90	467.64	307	212	305.82	324.17	338.48
Ba	291.70	679.99	-	1444	653.83			499.04	436.06	402.61
Sc	-	-	-	-	-	15	32	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	64	330	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	24	15	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	22	31	-	-	-
Zr	61.50	162.61	-	381.60	54.69	120	80	99.87	87.10	37.78
Y	18.45	29.23	-	34.01	26.26	25.0	21.0	16.73	20.46	25.51
La	15.63	20.38	65	110.72	16.66	17.50	7.42	15.30	12.04	16.68
Ce	37.04	49.05	54	223.89	53.66	34.00	16.40	30.73	28.40	44.30
Pr	4.86	6.62	-	25.65	7.15	4.10	2.10	4.13	3.68	6.26
Nd	22.15	28.84	-	85.56	33.16	16.4	9.6	16.35	17.17	28.62
Sm	4.95	5.90	33	12.29	6.43	4.20	2.57	2.98	3.77	6.69
Eu	1.07	1.75	23	2.47	1.98	1.20	1.03	1.55	1.52	1.46
Gd	4.45	6.34	-	12.74	6.44	4.50	3.00	3.29	4.23	6.47
Tb	0.63	0.96	-	1.49	0.89	0.72	0.45	0.61	0.63	0.95
Dy	4.05	5.67	-	7.32	6.02	4.2	2.6	3.40	3.93	5.44
Ho	0.81	1.11	-	1.28	1.17	0.88	0.56	0.82	0.78	1.03
Er	2.31	3.13	-	3.29	3.06	2.5	1.4	2.27	2.31	2.78
Tm	0.41	0.45	-	0.44	0.50	0.36	0.20	0.29	0.31	0.36
Yb	2.01	2.88	18	3.04	3.24	2.00	1.01	1.99	2.14	2.36
Lu	0.29	0.41	16	0.39	0.38	0.35	0.18	0.40	0.33	0.33
Ta	0.44	0.70	-	1.26	0.53	0.49	0.31	0.48	0.31	0.33
Th	4.77	4.01	-	27.31	1.07	2.00	1.75	2.32	1.29	1.96
Hf	2.19	3.87	-	8.42	1.94	2.60	1.70	2.41	2.10	1.80
Nb	5.45	10.30	-	20.46	9.96	7.0	8.2	5.12	5.43	5.02
U	1.47	1.15	-	3.05	0.64	-	-	0.66	0.22	1.16

ნომ. №№ 4-87, 73-84 აღებულია გ. ზაქარიადის (Закариадзе и др., 1998) შრომიდან, ხოლო № 54 – ქ. ჩიხელიძის (Чихелидзе, 1998) შრომიდან.

IV გენერაციის მეტაბაზიტების ქიმიური შედგენილობა და იშვიათი ელემენტების შემცველობები მოცემულია ცხრილებში 5 და 6. მდ. გეზრულას ხეობის გაბრო უფრო გამდიდრებულია იშვიათმიწა ელემენტებით, ვიდრე სოფ. ცხეთიჯვრის გაბრო, რაც გამოიხატება იშვიათმიწა ელემენტების ჯამურ და $(La/Sm)_n$ (1.57-3.23) და $(La/Yb)_n$ (3.47-5.19) ფარდობით შემცველობებში. მათ შორის, ასევე აღინიშნება განსხვავება მცირედ შეუთავსებელი ელემენტების თანაფარდობების ვარიაციებში - Hf/Sm (0.27-0.80), Ti/Y (0.68-0.88), Ti/P (4.5-9.0), Ti/Eu (7.74-12.32). შეუთავსებელია მათი არაკოჰერენტული ელემენტების განაწილებაც La/Zr (0.14-0.44), La/Hf (5.73-9.26), Zr/Y (1.48-5.96), Ti/Zr (0.12-0.47). IV გენერაციის მეტაბაზიტები მაღალთიხამიწიანი ქანებია, ხოლო მათი მაგნეზიალობის კოეფიციენტი შედარებით დაბალია. აღნიშნულ მეტაბაზიტებში იშვიათმიწა ელემენტების ჯამი დიდ ინტერვალში ვარიირებს – 81.24-140.73. სპაიდერგრამაზე აღინიშნება Ba დადებითი მაქსიმუმი და Th, Nb, Sr და Zr დადებითი მინიმუმები (სურ. 7). IV გენერაციის მეტაბაზიტები პეტროგენული, დიდრადიუსიანი ლითოფილური ელემენტების – Rb, Sr, Ba, Zr, Th, U და იშვიათი ელემენტების – Co, Ni შემცველობით შეესაბამება ენსიალურ კუნძულთარკალურ კირტუტე ბაზალტებს.



სურ. 6. III გენერაციის მეტაბაზიტების იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების სპაიდერგრამა. სტანდარტიზებული ქონდრიტზე (Taylor, McLennan, 1985).
 Fig. 6. Spidergrams of RE in the III generation metabasites. Standardized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985).



სურ. 7. IV გენერაციის მეტაბაზიტების იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების სპაიდერგრამა. სტანდარტიზებული ქონდრიტზე (Taylor, McLennan, 1985).
 Fig. 7. Spidergrams of RE in the IV generation metabasites. Standardized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985).

დასკვნა

ძირულის კრისტალური მასივის ოთხი გენერაციის ალპურისწინა მეტაბაზიტების კვლევის შედეგები ყალიბდება შემდეგნაირად:

1. კამბრიულისწინა ასაკის I გენერაციის მეტაბაზიტებში დადგინდა ორი პეტროქიმიურ-გეოქიმიური ჯგუფი – იშვიათიწა ელემენტებით გაღარიბებული და ამავე ელემენტებით გამდიდრებული. შეესაბამისად, აღნიშნული მეტაბაზიტები მიეკუთვნება N- და T-MORB-ს;
2. კამბრიულისწინა ასაკის II გენერაციის მეტაბაზიტებში გამოიყოფა მეტაბაზიტების ასევე ორი პეტროქიმიურ-გეოქიმიური ჯგუფი: 1 - იშვიათიწა ელემენტებით შედარებით გამდიდრებული და შედარებით მაღალთიხამიწიანი და 2 - იშვიათიწა ელემენტებით გაღარიბებული და საშუალოთიხამიწიანი. ისინი შეესაბამება შიდაფილაქნურ და შიდაფილაქნურსა და ოკეანურს შორის გარდამავალ ოკეანურ ბაზალტებს, რომლებიც დაკავშირებულია MORB-თან. ოკეანურ შიდაფილაქნურ ბაზალტებთან შედარებით, II გენერაციის მეტაბაზიტები გაღარიბებულია CaO და გამდიდრებულია K₂O, ხოლო MORB-თან შედარებით მათში უმნიშვნელოდაა ამაღლებული MnO და K₂O შემცველობა;
3. კამბრიულისწინა ასაკის III გენერაციის მეტაბაზიტებშიც ორი პეტროქიმიურ-გეოქიმიური ჯგუფი დადგინდა – ნორმული და იშვიათიწა ელემენტებით ძლიერ გამდიდრებული. ისინი პეტროგენული, იშვიათი და იშვიათიწა ელემენტების შემცველობის მიხედვით შეესაბამება იაპონიის ზღვის ენსიალურ კუნძულთარკალური ტიპის ბაზალტებს. ამ ქანებში MORB-თან შედარებით, ამაღლებულია Al₂O₃ და CaO-ის და შემცირებულია TiO₂ და MgO-ის შემცველობა. MORB-სა და აღნიშნული გენერაციის მეტაბაზიტებში Ta, Lu, Yb, Tm, Er, Py, Tb, Gd, Eu და Hf შემცველობა ერთნაირია, ხოლო დანარჩენი იშვიათი ელემენტების შემცველობა მომატებულია;
4. კამბრიული ასაკის IV გენერაციის მეტაბაზიტები პეტროგენული და დიდრადიუსიანი ლითონული ელემენტების – Rb, Sr, Ba, Zr, Th, U და იშვიათი ელემენტების – Co, Ni შემცველობის მიხედვით შეესაბამება ენსიალურ კუნძულთა რკალურ კირტუტე ბაზალტებს.

ლიტერატურა

- Абесадзе М.Б., Цимакурдидзе Г.К. (1976). Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Сообщ. АН ГССР. Т.84. №1. С. 133-136.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д. (1985). Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Крупномасштабное геологическое картирование метаморфических формаций на примере Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.87. С. 58-74.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры //Геотектоника. №1. С. 60-72.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2004₁). Доальпийская геодинамика Кавказа, гранитоидный магматизм и региональный метаморфизм //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.119. С. 23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2004₂). Новые данные о возрасте и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.119. С. 406-423.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа //М.:Научный мир. 479 с. (English summary).
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. (1979). Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве //Сообщ. АН ГССР. Т. 96. №2. С. 381-384.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе //Геотектоника. №5. М. С. 23-33.

- Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К.К., Железяково-Панайотова М. Д., Данюшевский Л.Р., Соловьева Н.В., Колосов Г.М., Минин Г.А. (1993). Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов Восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массивы) //Петрология. Т.1. N 1. С. 50-87.
- Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Е., Соловьева Н.В., Ляликов А.В. (1998). Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива //Петрология. Т.6. №4. С. 422-444.
- Заридзе Г.М. (1970). О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа //Пробл. строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М.: Наука. №7. С. 185-189.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива //Тр. Геологического ин-та АН ГССР. Минер.-петрогр. сер. Т.3. С. 33-79.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1959). Магматизм Грузии и связанные с ним рудопроявления //М.: Госгеолтехиздат. 254 с.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф., Хмаладзе И.И., Дудаури О.З. (1965). Храмский массив. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 1. С. 135-144.
- Киласония П.Ф. (1944). Габброидные породы Дзирульского массива //Сообщ. АН ГССР. 5. №10. С. 983-993.
- Киласония П.Ф. (1950). Петрографический очерк Юго-Восточной части Дзирульского кристаллического массива //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. минер.-петрогр. Т.11. 59 с.
- Киласония П.Ф. (1973). К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива //Сообщ. АН ГССР. Т.70. №2. С. 377-380.
- Хмаладзе И.И., Чихелидзе К.С. (1987). Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Тр. ГИН АН ГССР. Вып. 94. С. 77.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента //Тр. ГИН АН ГССР. Вып.193. С. 154.
- Хуцишвили О.Д. (1993). Состав, строение и формирование Внутрикавказского массива. Автореф. докт. дисс. Тбилиси. 51 с.
- Одикадзе Г.Л. (1969). Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов //Автореф. докт. дисс. Тбилиси. 62 с.
- Одикадзе Г.Л. (1998). Гранитоиды Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 451 с.
- Чихелидзе К.С. (1998). Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Чихелидзе С.С. (1948). Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива//Тр. ГИН АН ГССР. Т. 4 (9). С. 214.
- Gamkrelidze I., Shengelia D.(1998). New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks //Bull. Acad. Sci. of Georgia. V. 158. N1. P. 93-96.
- Jensen L.S. (1976). A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Division of Mines.MP 66. 22p.
- Meschede M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology. Vol. 56. P.207-218.

**აღაზანგაღმა კახეთისკახეთის გვიანპლინსბახურ-ადრეტოარსული
ვულკანიზმი**

კ. აქიმძე

ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი,
უნივერსიტეტის ქ.13, 0186, საქართველო, ელ-ფოსტა: karloaqimidze@Rambler.Ru

აღაზანგაღმა კახეთის ტერიტორიაზე ქვედა-შუა იურული ფიქლების სერიის ფარგლებში გამოვლენილია ვულკანური აქტივობის სამი ეტაპი, რომელთაგან ყველაზე მნიშვნელოვანია გვიანპლინსბახურ-ადრეტოარსული ბაზალტური მაგმატიზმი. სტატიაში განსაზღვრულია გვიანპლინსბახურ-ადრეტოარსული ბაზალტური მაგმატიზმის ხასიათი, მისი დაიკური და ეფუზური ფაციესების სივრცობრივი განაწილების საკითხი, აგრეთვე მაგმური აქტივობის სტრატეგრაფიული და ლითოლოგიური საზღვრები რეგიონის ფარგლებში.

The Late Pliensbachian-Early Toarcian Volcanism of the Transalasan Kakheti. K. Aqimidze, Tbilisi State University, 13 Universitety st., 0186, Georgia, E-mail: karloaqimidze@Rambler.ru.

On the Transalasan Kakheti territory within the series of the Lower- Middle Jurassic schists there have been established three types of volcanic activity; the most significant is the Late Pliensbachian-Early Toarcian basaltic magmatism. The represented research work is dedicated just to the definition of character of the Late Pliensbachian-Early Toarcian basaltic volcanism in the Transalasan Kakheti, to the spatial distribution of dyke and effusive facies and to the establishment of stratigraphic and lithologic boundaries.

Позднеплинсбахско-раннетоарский вулканизм Заалазанской Кахети. К. Акимидзе. Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили. Университетская ул. 13, 0186 . Грузия, E-mail: karloaqimidze@Rambler.ru.

В ниже-среднеюрской сланцевой серии Заалазанской Кахети выявлены три этапа вулканической активности. Наиболее значительным из них является позднеплинсбахско-раннетоарский базальтовый вулканизм. В статье определены характер позднеплинсбахско-раннетоарского базальтового вулканизма, пространственное размещение его дайковой и эффузивных фаций, стратиграфические и литологические границы магматизма в регионе.

Abridged English Version

The lower-middle Jurassic magmatism of the Southern Slope of the Main Range of the Caucasus is widely represented by both dyke and effusive facies at the headwaters of the Bzipi river in Racha Khevi-Khevsureti and Transalasan Kakheti problematical is the establishment spatial distribution of the lower Middle Jurassic magmatism of the Southern Slope of the Greater Caucasus, the determination of stratigraphic levels and interrelations between effusive and dyke facies. The magmatic complex of the above mentioned period, represented by dyke and effusive facies in the series of the Southern Slope Middle Jurassic schists, is most completely manifested in the Transalasan Kakheti area where there are fixed three stages of magmatic activity.

Among the established three stages the Late Pliensbachian-Early Toarcian basaltic dyke and effusive complex is most completely represented in the Transalasan Kakheti area. We have been studying this volcanogenic-sedimentary complex for years applying both, surface observations and borehole researches. The analysis of the obtained factual material makes it possible to establish lithostratigraphic boundaries of volcanism, belonging to this stage, and the character of its activity and migration that is of great practical significance in prognostication of the pyrite mineralization in this region.

Pliensbachian-Toarcian effusive basaltic volcanism, as well as its dyke facies, is represented uninterruptedly in the southern limb of the Transalazani Kakheti anticline. It is fixed within Kvachadala-Lamasuri site in the Stori river basin and in the Kabali-Mazimchai interfluve.

Surface geologic observations carried out on the *Kvachadala-Lamazuri site* showed that the quantity of the manifested basaltic sheets varies between 3 and 4, the thickness of the volcanogenic-sedimentary bedding reaches 160-200m, along the strike it stretches over 3.5 km and in the lithostratigraphic column it is situated in Late Pliensbachian strata of aleurolite-bearing pelitolithes.

In the Stori river gorge the thickness of the Late Pliensbachian-Early Toarcian volcanogenic-sedimentary complex is about 500m and stretches over 2.5 km. Separate fragments of lava sheets are exposed in the basin of the Sviana river ravine, a big right tributary of the river Stori as well as in small left

tributaries of the same river. The principal observations were carried out in the Stori river main bed, on the Southern limb of the southward overturned anticline where we researched the upper part of the section in the №18/21 structural borehole of 736 m deep. The basaltic complex in the Stori river basin, as in case of the Kvachadala-Lamazuri site, is manifested only in Late Pliensbachian strata of aleurolite-bearing pelitolithes.

The Kabali-Mazimchai Interfluve. The most extended exposures of the Late Pliensbachian-Early Toarcian volcanism in the Transalasanı Kakheti site were fixed in the Kabali-Mazimchai interfluve. On the Kabali-Ninoskhevi section of this site the main outcrops of the researched complex are overlain by quarternary deposits and thus we had to apply borehole researches, while in the basins of the Shromiskhevi, Lagodekhishevi and Salesaviskhevi (right tributary of the Mazimchai) rivers the complex exposes on the surface and accordingly they are investigated by the surface, areal methods. The basaltic submarine volcanism turned out to be more widespread in the Kabali-Mazimchai interfluve than in the Kvachadala-Lamazuri site and the Stori river gorge. Besides, magmatic activity continues in the Early Toarcian as well, the quantity of sheets varies from 1 to 8 and their thickness varies within 3 – 250m. The thickness of volcanogenic-sedimentary bedding exceeds 500m.

On the Transalasanı Kakheti territory the basaltic *subvolcanic (dyke) facies* is more widespread in comparison with the effusive one. It spreads as a wide all-Caucasian stripe in the Kaheti anticline axial part and northern limb while in the southern limb the southern boundary of the dyke facies is distinctly fixed and coincides with the Kehnamedani deep falt. Its development along the strike has block character: dyke facies is widespread in the Pankisi suite (the Alasani-Chelta and the Shorokhevi-Mzimchai interfluve) while the Duruji suite (the Chelti-Shorokhevi interfluve) is practically sterile.

So, the obtained results of the researches show that in the Late Pliensbachian-Early Toarcian epoch on the Transalasanı Kakheti territory there have been distinguished three structural units differing from each other by activity of basaltic magma. The submeridional boundaries of the mentioned units are fixed by deep faults of anti-Caucasian strike. We distinguish them as the tectonic-magmatic blocks.

Within the boundaries of the first block (from the Iori-ALasani watershed mountain ringe to the meridian of the river Chelta) dyke facies is manifested all over the area while effusive facies (the Kvachadala-Lamazuri site and the river Stori basin) is represented by two isolated outcrops. Magmatic activity in this area is manifested in the upper part of the Late Pliensbachian and its products occur only in the bedded pelitolithes strata of aleurite.

In the Pliensbachian-Toarcian deposits of the second block (the Chelti-Shorokhevi interfluve) neither dyke nor effusive volcanism has been manifested. This block is free from magmatism.

In the third block (the Shorokhevi-Mazimchai interfluve) the dyke facies is manifested on all over the area; the effusive one nearly uninterruptedly continuous in the rivers Kabala and Mazimchai interfluve; so, magmatism starts in the upper part of the Late Pliensbachian and continuous in the Early Toarcian as well. The products of magmatic activity of this period occur in both, bedded pelitolithes strata of aleurite and flyschoid strata.

კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთი ფერდის ქვედა-შუა იურული მაგმატიზმი გეოლოგების ყურადღებას გასული საუკუნის დასაწყისიდანვე იქცევდა. სპელიანკინი იყო პირველი, რომელმაც მთავარი ქედის ხევსურეთის ზონაში გამოყო ალბიტანი (კოლოტანის) და ლაბრადორიანი (ასის) ტიპის დიაბაზები (Белянкин, 1914) შემდგომმა კვლევებმა დაადასტურეს როგორც ალბიტანი, ისე ლაბრადორიანი დიაბაზების არსებობა ალაზან-გარმა კახეთსა (Варданянц, 1932) და რაჭაში (Татришвили, 1941).

ფასდაუდებელია იურული ვულკანიზმის კვლევის შედეგები, რომლებიც გ. ძოწენიძის სახელთან არის დაკავშირებული (Дзоценидзе, 1948) მან, სამხრეთოსეთსა და რაჭაში, ბაიოსის ვულკანოგენური პორფირიტული სერიის შესწავლის შედეგად დაადგინა, რომ ბაიოსური ვულკანიზმი იწყება ალბიტანი პორფირიტებით (სპილიტებით), რომელთაც ზემოთ მოყვება ლაბრადორიანი (ნორმული) ვულკანიტები. ამავე დროს, გ. ძოწენიძის მიხედვით, ბაიოსური ვულკანიზმი კავკასიონის მთავარი ქედის ფიქლების სერიაში გამოვლინდა დაიკური ფაციესის სახით, სადაც კოლოტანის ტიპის დიაბაზები წარმოადგენენ ალბიტანი პორფირიტების დაიკურ ფაციესს, ხოლო ლაბრადორიან პორფირიტებს დაიკური ფაციესის სახით შეესაბამებინ ასის ტიპის დიაბაზები.

უფრო გვიანდელი კვლევების შედეგად დაგროვდა ფაქტიური მასალა, რომლის მიხედვითაც კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ადრე-შუა იურული ფიქლების სერიაში გამოვლინდა, არამარტო მძლავრი დიაბაზური სარტყელი, არამედ ეფუზური მაგმატიზმის

რამოდენიმე კვანძიც - მდ. ბზიფის სათავეებში (Беридзе, 1978), ხევი- ხევსურეთში (Чихраძე, 1976) და ალაზნანგაღმა კახეთში (Пруидзе, 1979, Акимидзе, 2004)

ამავედროს ჯერ კიდევ პრობლემატურია კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ქვედა- შუა იურული მაგმატიზმის სივრცობრივი განაწილების, სტრატეგრაფიული დონეების განსაზღვრის, ეფუზური და დაიკური ფაციესების ურთიერთ დამოკიდებულების საკითხები, რასაც თეორიულთან ერთად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. ეს ინტერესი უპირველეს ყოვლისა იმით აიხსნება, რომ მკვლევარები დღეს კოლჩედანურ მადანწარმოშობას უშუალოდ მაგმატიზმს უკავშირებენ და კოლჩედან-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოების მოძებნა გელურ-სულფიდური მასების წყაროდ სწორედ ბაზალტურ ვულკანიზმს მიიჩნევენ (Буадзе и др.1979). ამასთან, რადგან ეს მაგმური კომპლექსი არის მოსაპირკეთებელი ქვის საუკეთესო ნედლეული (Акимидзе, 2005) მათი შესწავლისადმი პრაქტიკული ინტერესი კიდევ უფრო მატულობს.

ამ პერიოდის მაგმური კომპლექსი, როგორც დაიკური, ისე ეფუზური ფაციესის სახით, სამხრეთი ფერდის ქვედა შუა იურული ფიქლების სერიაში, ყველაზე სრულად, ალაზნანგაღმა კახეთის ტერიტორიაზე გამოვლენილი (Пруидзе, 1979; კვიციანი, 2004) კახეთისა და მისი უშუალო მომიჯნავე აზერბაიჯანის ბელაქან-ზაქათალის რეგიონში დგინდება პირდაპირი განეტური კავშირი მაგმატიზმსა და სტრატეგორმულ კოლჩედანურ მადანგამოვლინებას შორის. აქ დადგენილია ქვედა-შუა იურული მაგმატიზმისა და მასთან განეტურ კავშირში მყოფი კოლჩედანური საბადოების ფორმირების სამი ეტაპი(Буадзе и др., 1979) ესენია: 1. სინემურულ-ადრეკლინსბახური მაგმატიზმი და მათთან განეტურად დაკავშირებული კაცდაგის სპილენძ-პირეოტინული საბადო; 2. გვიანპლინსბახურ-ადრეტურ-სული მაგმატიზმი და ფილიზნის კოლჩედან- პოლიმეტალური საბადო და 3. აალენ-ადრე-ბაიოსური მაგმატიზმი და კატეხის გოვირდ-კოლჩედან პოლიმეტალური საბადო.

გამოყოფილი სამი ეტაპიდან ალაზნანგაღმა კახეთის ტერიტორიაზე ყველაზე ფართოდ გვიანპლინსბახურ-ადრეტოარსული ბაზალტური დაიკური და ეფუზური კომპლექსია წარმოდგენილი. ჩვენ რიგი წლების განმავლობაში ვსწავლობდით ამ დანალექ-ვულკანო-გენურ კომპლექსს რეგიონში, როგორც ზედაპირული დაკვირვებების, ისე ჭაბურღილების გამოყენების გზით. მოპოვებული ფაქტიური მასალის ანალიზი საშუალებას იძლევა განისაზღვროს ამ ეტაპის ვულკანიზმის ლითოსტრატეგრაფიული საზღვრები და მისი აქტივობისა და მიგრაციის ხასიათი, რასაც დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს რეგიონში სტრატეგორმული გამადნების პროგნოზირების თვალსაზრისით.

მოკლედ დავახასიათოთ მაგმური პროდუქტების შემცავი პლინსბახ-ტოარსული დანალექი კომპლექსი. იგი აგებს კახეთის მეგანტიკლინის როგორც ჩრდილო, ისე სამხრეთ ფრთას. ამასთან ეფუზური მაგმატიზმი გამოვლენილია აღნიშნული ანტიკლინის მხოლოდ (სამხრეთისკენ გადმობრუნებულ) სამხრეთ ფრთაში, მაშინ როდესაც დაიკური ფაციესი ორივე ფრთაშია წარმოდგენილი.

ეფუზური ვულკანიზმი იწყება პლინსბახური ასაკის წიკლაურის წყებაში, რომელიც ფართოდ არის წარმოდგენილი, როგორც ალაზნანგაღმა კახეთისა და ზაქათალა-ბელაქანის რეგიონში, ისე მთლიანად კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ფიქლების სერიის გავრცელების ზონაში. წყება ფაუნისტურად არის დათარიღებული (Топчишвили, 1996). იგი მიმართებაზე საკმაოდ ერთგვაროვნებას ინარჩუნებს, ხოლო სიმძლავრეზე, ლითოლოგიური ნიშნით გამოიყოფა სამი დასტა, რომელიც ქვემოდან ზემოთ ასეა წარმოდგენილი:

1."სუფთა"პელიტოლითები; 2.პელიტოლითები მომატებული აუხარისხებელი ალევრიტული მასალით და 3.ალევროპელიტური-პელიტოლითები ალევროლიტის 0.3-2.0 სმ სიმძლავრის ზოლებით.

პირველი დასტა წყების ქვედა ნაწილს იკავებს და ფაუნისტურად ადრეტოარსული ასაკით ისაზღვრება. ალევრიტული მასალის მატება თავს იჩენს გვიანტურსულ ნალექებში, ჯერ პელიტურ მასაში გაბნეული, აუხარისხებელი კლასტური მასალის სახით, შემდეგ წყების ზედა ნაწილში ალევრიტული მასალა ფორმირდება უკვე ცალკეული, ლეიკოკრატული ზოლების სახით. პლინსბახური პელიტოლითური წყება ასევე ხასიათდება პირიტის მომატებული შემცველობით. თუმცა მისი რაოდენობა და ფორმირების ხასიათი განსხვავებულია სხვადასხვა დასტაში. პირველ დასტაში პირიტი ერთეული ჩანაწინწკლების სახით არის წარმოდგენილი, მეორეში - ჩანაწინწკლებთან ერთად პირიტის კონკრეციებიც ჩნდება, ხოლო ზედა მესამე დასტაში, კონკრეციებთან ერთად ჩნდება პირიტის 0.3-5.5 სმ სიმძლავრის ზოლები და ლინზები. წყებაში ალევრიტული მასალა, ძირითადად, კარგად

დამუშავებული ტერიტორიული კვარციტთა წარმოდგენილი, ნაკლებია სერიციტის ქერცლები და ბიოტიტის ფირფიტები, აღინიშნება აგრეთვე აპატიტისა და ცირკონის იშვიათი მარცვლებიც. პელიტური ნაწილი ზოლებიან ფიქლებში 60-65%-ს შეადგენს, ალევროპელიტებში 70-75%, ხოლო “სუფთა” პელიტოლითებში 90-98%. პელიტური მასა გაუმჭვირვალე თიხის მინერალებითა და ორგანული ნივთიერებითაა წარმოდგენილი, რომელშიც კარგად ფიქსირდება პოსტდიაგენეტური გარდაქმნის ხასიათი. რადგან წიკლაურის წყების საერთო სიმძლავრე 1 კმ-ს აჭარბებს, მისი პოსტდიაგენეტური გარდაქმნის ხასიათი საგრძნობლად იცვლება სახურავიდან საგებისკენ, რაც კარგად არის ასახული, როგორც ფიქლებრიობის სრულყოფაში, ისე თიხური და კლასტური მინერალების გარდაქმნაში (კ. აქიმძე, 2009).

პლინსბახური ფიქლების წყება სრული თანდითანობით გადადის ასევე ფაუნისტურად დათარიღებულ ტოარსულ ნალექებში, რომლებიც რეგიონში ორი-დურუჯისა (Чихрадзе, 1976) და პანკისის (Топчишвили, 1996) წყებებით არის წარმოდგენილი.

დურუჯის წყება უწყვეტლად გაიდევნება კახეთის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში – ჩელთი-შოროხევის შუამდინარეთში. მისი ქვედა ნაწილი ფლიშიოიდურია, ზედა- ქვიშაქვიანი. ფლიშიოიდური დასტა 1-5 სმ სიმძლავრის ალევრიტული და პელიტური შრეების მორიგეობით არის აგებული. მორიგეობა რიტმულია. როგორც წესი, დასტის ძირითად ნაწილში პელიტური შრეების სიმძლავრე აჭარბებს ალევრიტული შრეებისას. ალევრიტული მასალის რაოდენობა და შესაბამისად მათი შრეების სიმძლავრეც, მარცვლოვნებასთან ერთად, მატულობს დასტის სულ ზედა ნაწილში და ფლიშიოიდური დასტა, რომლის სიმძლავრე ჩელთი - შოროხევის შუამდინარეთში 450-500 მ-ია, გადადის ქვიშაქვიანში. ქვიშაქვები აქ წვრილი და საშუალომარცვლოვანია, უმთავრესად ცუდად ახარისხებული, ზოგჯერ კარბონატული, რომელთაც გამოფიტულ ზედაპირზე ყაყისფერი შეფერილობა ეძლევა. შეიცავს სიდერიტის, ზოგჯერ კალციტის კონკრეციებს. დურუჯის წყების ქვიშაქვის შრეები ზოლიანი ალევროპელიტებითაა გაყოფილი, რომელთა სისქე 2-5 სმ იშვიათად აღემატება, მაშინ როდესაც ქვიშაქვების შრეების სიმძლავრე 0.5-5.0 მ-სა და ზოგჯერ უფრო მეტს შეადგენს. დურუჯის წყების ქვიშაქვიანი ნაწილის სიმძლავრე 650-700 მ-ია.

პანკისის წყება რეგიონში ალაზანი-ჩელთისა და შოროხევი- მაზიმჩაის გამოსავლეთით არის წარმოდგენილი. წყების ქვედა ნაწილი დურუჯის წყების ანალოგიურია- ფლიშიოიდური, 1-5 სმ სიმძლავრის ალევრიტული და პელიტური შრეების კარგად გამოხატული რიტმული მორიგეობით. პანკისის წყების ზედა ნაწილი პელიტურ-ალევროპელიტურია, ქვიშაქვის შრეებით. ქვიშაქვები წვრილი და საშუალო მარცვლოვანია, ზოგჯერ კარბონატული, სიდერიტის კონკრეციებით. წყების ამ ნაწილში რიტმულობა არ ფიქსირდება. ფსამიტური მასალა ამ წყებაში, დურუჯის წყებისგან განსხვავებით პელიტურ, ალევროპელიტურთან შედარებით დამორჩილებულია. დურუჯის წყების ფსამიტური და პანკისის წყების ალევროპელიტული დასტები მდინარე ჩელთისა და მდინარე შოროხევის მერიდიანებზე სრული თანდითანობით გადადიან მიმართებაზე ერთმანეთში. პანკისის წყების საერთო სიმძლავრე 800- 850 მ-ს შეადგენს.

პოსტდიაგენეტური შეცვლა, როგორც პანკისის, ისე დურუჯის წყებაში სუსტია და აისახება მხოლოდ მის პელიტურ ნაწილში, სადაც პელიტის ხარჯზე ჩნდება ერთეული ჰიდროქარს-ქლორიტული დაკბილული ქერცლები, ორიენტირებული ფიქლებრიობისადმი.

პლინსბახ- ტუარსული ფფუზური ბახალტური ვულკანიზმი, ისე როგორც მისი დაიკური ფაციესი, ალაზანგაღმა კახეთის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში უწყვეტლად არ არის გამოვლენილი. იგი ფიქსირდება ქვაჩადალა-ლამაზურის უბანზე, მდ. სტორის აუზში და კაბალი-მაზიმჩაის შუამდინარეთში.

ქვაჩადალა- ლამაზურის უბანზე ბახალტური ლავური განფენები ყველაზე უკეთ მდ. ლამაზურის კალაპოტშია გაშიშვლებული. აქ, სინკლინური სტრუქტურის სამხრეთ ფრთაში, დაფიქსირებულია - 50, 12 და 15 მეტრი სიმძლავრის 3 განფენი. სხეულები სრული თანხმობითაა განლაგებული წიკლაურის წყების ზედა, მესამე ალევრიტის ზოლებიანი პელიტოლიტების დასტაში. ვულკანოგენურ-დანალექი შრენარის საერთო სიმძლავრე 160-165მ-ია. შემცავი ფიქლები შავი ფერისაა, ალევროლიტის ზოლებითა და პირიტის კონკრეციებით. განფენების საგებში, 10-12 სმ სიმძლავრეზე შეინიშნება ფიქლების გაუფერულება, სუსტი გადაკრისტალეზა-ადინოლიზაცია. სახურავში ფიქლები საღია.

პირველი სხეული საგებში (0.5-2.0 მ.) ტუფობრექჩითაა წარმოდგენილი. ეს არის ნატეხოვანი აგებულების ქანი, მუქინაცრისფერი და მწვანე ფერის ჩანართებით. ნაცრისფერი-შემცავი თიხაფიქლების მასალაა, მწვანე-ვულკანური წარმოშობის. ნაცრისფერი

ნატეხების კლებითა და მწვანე ფერის ნატეხების მატებით ტუფობრექჩიები განფენის ცენტრისკენ ლავაბრექჩიებში გადადიან. მათი სიმძლავრე 3-5 მ-ს ფარგლებში მერყეობს. ლავაბრექჩიებიც სახურავისკენ ნატეხოვან აღნაგობას კარგავენ და ბალიშა აგებულების ხდება. გარდა ბალიშებისა ფიქსირდება სფეროიდული და ელიფსოიდური ფორმებიც, რომელთაც ჭრილში კონცენტრული აგებულება ახასიათებთ. ბალიშებს შორის სივრცეს ერთგვაროვანი, მწვანე ფერის სუსტადგადაკრისტალბული ულკანური მინა ავსებს.

მდინარის კალაპოტში მეორე სხეული მწვანე ფერის, მარცვლოვანი, დიაბაზური აგებულებისაა. საგებში (0.3-1.0 მ.) მასაც ბრექჩიული ტექსტურა აქვს, რომელშიც როგორც ნატეხები (შემომღვალა კონტურებით), ისე ცემენტი, ვულკანური წარმოშობისაა/. მესამე, ზედა ბოლო განფენი მთლიანად ბალიშა აგებულებისაა, გამოფიტულ ზედაპირზე სფეროიდული განწევრებით.

ჭრილში ზემოთ, ბოლო განფენის შემდეგ მონოტონური თიხაფიქლების დასტა ალევროლიტის ზოლებით გრძელდება კიდევ 150 მ. სიმძლავრეზე, რომელსაც მოყვება ადრე ტუარსული ფლიშიოიდური წყება ვულკანური მასალის გარეშე.

აღწერილი ლავური განფენები მდ. ლამაზურის მარცხენა ფერდზე უწყვეტლად გაიდევნება-პირველი- 1250, მეორე -250 და მესამე - 260 მეტრზე, რის შემდეგაც განფენები ისოლებიან. მარჯვენა ფერდზე, მდინარის კალაპოტიდან 35-40 მ-ზე სამივე სხეული წაკვეთილია ნაწვეის ტიპის გვიანდელი რღვევით, რომლის ამპლიტუდა 30 მ-შეადგენს. რღვევის სამხრეთით ქვანადალა-ლამაზურის წყალგამყოფ ქედამდე და შემდეგ მდ. ქვანადალის მარცხენა ფერდზე, განფენები უწყვეტლად იდევნება -პირველი 1050, ხოლო მეორე და მესამე-350 მეტრზე. მეორე და მესამე სხეულების ძირითადი გამოსავლები მიმართებაზე გადაფარულია საკუთარი და პირველი განფენის ჰიფსომეტრიულად მაღლა განლაგებული გამოსავლების ლოდნართ (ნაყარის ფართით-70 ხ650მ, სისქე-0-20 მ.) ლოდნარის ნაყარის ქვეშ, ადგილ-ადგილ, თითქმის 500 მ-ზე ფიქსირდება მეორე და მესამე ლავური სხეულების ძირითადი გამოსავლების ფრაგმენტები, ხოლო ლოდნარის დასაწყისიდან 210 მეტრზე, პირველ და მეორე განფენს შორის, გამოვლინდა მეოთხე მთლიანად ბალიშა აგებულების სხეული, რომლის სიმძლავრე 30 მ-ია და მიმართებაზე თითქმის 600 მ-ზე გაიდევნება.

ამგვარად, ქვანადალა-ლამაზურის უბანზე გამოვლენილი ბაზალტური განფენების რიცხვი 3-სა და 4-ს შორის მერყეობს. ვულკანოგენურ-დანალექი შრენარის სიმძლავრე 160-200 მ-ია, მიმართებაზე დაახლოვებით 3.5 კმ-ზე გაიდევნება და ლითოსტრატოგრაფიულ სვეტში გვიან პლინსბახური ალევრიტიანი პელიტოლიტების დასტაში იკავებს ადგილს.

მდინარე სტორის ხეობაში გვიანპლინსბახურ-ადრეტოუარსული ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის სიმძლავრე თითქმის 500მ-ს აღწევს და მიმართებაზე 2.5 კმ-ზე იდევნება. ლავური განფენების ცალკეული ფრაგმენტები გაშიშვლებულია, როგორც მდ. სტორის მარჯვენა დიდი შენაკადის – სვიანას ხევის აუზში, ისე სტორის მარცხენა მცირე შენაკადებში. ძირითადი დაკვირვებები კი - მდ. სტორის ძირითად კალაპოტში, სამხრეთით გადაბრუნებული ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაშია შესრულებული, სადაც ჭრილის ზედა ნაწილი 736 მ. სიღრმის №18/21 სტრუქტურული ჭაბურღილით გვაქვს შესწავლილი. ვულკანოგენურ დანალექი დასტის დასაწყისი და შესაბამისად ლავური განფენების პირველი ორი 80 და 96 მ. სიმძლავრის გამოსავალი ჭაბურღილის ჩრდილოეთითაა გაშიშვლებული. ისინი სრული თანხმობით ზიან ზედა პლინსბახური (წიკლაურის) წყების ზედა მესამე დასტაში. განფენების პირველადი ტექსტურა მასიურია. რღვევის ზონაში ბრექჩირებული და გაკაუებული, ნაპრალების გასწვრივ დასერილი კვარცისა და კალციტის ძარღვაკებით. ჭაბურღილში, პირველი 30 მეტრიანი ალუვიურ- დელუვიური ნაყარის შემდეგ 30-320 მ. სიღრმეზე გადაკვეთილია ბალიშა ტექსტურის მქონე ბაზალტური განფენი - სიმძლავრით 120 მ. განფენს ჭაში 320-425მ. სიღრმეზე სრული თანხმობით მოყვება შავი, ალევრიტის ზოლებიანი 100 მ. სიმძლავრის თიხაფიქლების დასტა. ფიქლები გამდიდრებულია პირიტის ჩანაწინწკლებითა და კონკრეციებით. კიდევ ერთი ბალიშა ლავის განფენია გადაკვეთილი ჭაბურღილში 425-575მ სიღრმეზე. ამ განფენის ნამდვილი სიმძლავრე 90 მ-ს შეადგენს. განფენს სრული თანხმობით 575-660 მ-ზე მოყვება 42მ. სიმძლავრის ალევრიტის ზოლებიანი, პირიტის კონკრეციებით მდიდარი - გვიანპლინსბახური შავი ფიქლების დასტა. კიდევ ერთი 40 მ. სიმძლავრის ლავური განფენია გადაკვეთილი ჭაბურღილში 660-710 მ-ზე. უკანასკნელი განფენის პირველი 12მ, ტუფოლავითაა წარმოდგენილი, იგი ბრექჩიული ხასიათისაა. ნატეხებს ღია ნაცრისფერი, ფიქლებრივი, ზოგჯერ ზოლებრიობა შენარჩული, შეცვლილი პელიტოლიტები წარმოადგენენ, ცემენტი - ღია მწვანე,

სუსტად დაკრისტალელებელი ვულკანური მინაა. ნატეხების შემცირებით ტუფოლავა მასიურ ქანში გადადის, რომელიც ინტერვალის ბოლომდე გრძელდება. ჭაბურღილის ბოლო 710-736მ. კვლავ წიკლაურის წყების ალვერიტის ზოლებიანი თიხაფიქლებითაა წარმოდგენილი. კაბალი-მაზიმჩაის შუამდინარეთი. ალაზანგაღმა კახეთის გვიანპლინსბახ-ადრე ტო-არსული ვულკანიზმის ყველაზე გამწე გამოსავლები კაბალი-მაზიმჩაის შუამდინარეთშია დაფიქსირებული. ამ ზოლის კაბალი –ნინოსხევის მონაკვეთზე საკვლევი კომპლექსის ძირითადი გამოსავლები მეოთხეული ნალექებითაა გადაფარული და ამიტომ ჭაბურღილებით გვაქვს შესწავლილი, ხოლო შრომისხევის, ლაგოდენისხევისა და სალესავისხევის (მაზიმჩაის მარჯვენა შენაკადი) აუზებში კომპლექსი ზედაპირზე შიშვლდება და შესაბამისად მათზე ზედაპირული, ფართობული კვლევებია ჩატარებული.

დავიწყოთ ჭაბურღილებით. მდ. კაბალის აუზში გაბურღულია №65 ხოლო ნინოსხევის აუზში - №18/21 ჭაბურღილი. პირველის სიღრმეა 728 მ, მეორის-1200.5 მ. ორივე ჭა დადგმულია კახეთის მეგანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში, რომელიც სამხრეთისკენ არის გადმოწოდილი და შესაბამისად, ბურღილით სიღრმეში იკვეთება სტრატეგრაფიული ჭრის აღმავალი ნაწილი.

ჭაბურღილი №65 მდებარეობს მდ. კაბალის კალაპოტის ზედა პირველ ტერასაზე, სოფელ ხეჩილიდან ჩ. დ. 550 მ. სიმაღლეზე. მისი პირველი 45 მ. ალუვიურ-დელუვიურ ნაყარშია გაყვანილი. ძირითადი გამოსავლები იწყება ბაზალტური ლავური განფენით, რომელიც გრძელდება 83 მ-მდე. განფენის არაეროზირებული, ჭაში გადაკვეთილი, ნაწილის სიმძლავრე 25 მ-ია. იგი ერთგვაროვანი მომწვანონაცრისფერი, სფეროიდულ-ბალიშა ტექსტურის წარმონაქმნია, სადაც ბალიშები სუსტად გადაკრისტალელებული, მომწვანონაცრისფერი ვულკანური მინითაა შეცემენტებული. შემდეგი 88-108მ. ჭაში ალვერიტის ზოლებიანი, შავი, პირიტის კონკრეციებიანი, გვიანპლინსბახური დასტითაა წარმოდგენილი. მას მოყვება (108-218 მ.) თიხაფიქლებში თანხმურად განლაგებული 65 მ სიმძლავრის კიდევ ერთი ბაზალტური ლავური განფენი, რომელიც საგებში (108-112 მ.) იწყება ტუფობრექჩიებით და თანდითანობით გადადის, ჯერ (112-120მ.) ლავობრექჩიებში, შემდეგ ინტერვალის ბოლომდე ბალიშა ტექსტურის პილოუ ლავაში. ალვერიტის ზოლებიანი დასტა ჭაში 375 მ-მდე გრძელდება. თიხაფიქლებიან დასტას უფრო ღრმად, სანგრევამდე აგრძელებს ადრეტოარსული ფლიშიოიდური წყება, რომელიც მკვეთრად ზოლებრივია 2-5 სმ სიმძლავრის ღია ნაცრისფერი ალვერიტისა და იმავე სიმძლავრის მუქი ნაცრისფერი, თითქმის შავი პელიტოლითების მორიგეობით.

სწორედ ადრეტოარსულ ფლიშიოიდურ წყებაში ზის ჭაბურღილის 375-390: 406-412 და 400-490 მ სიღრმეებზე გადაკვეთილი, შესაბამისად 10; 8 და 23 მ. სიმძლავრის ბოლო სამი ლავური განფენი. ამ ვულკანური სხეულებიდან პირველი და მეორე სხეული მასიური აგებულებისაა, მესამე კი ბალიშა ტექსტურის. ისინი სრული თანხმობითაა განლაგებული ადრეტოარსულ, ზოლებიან ფლიშიოიდურ წყებაში. სამივე განფენის საგებში შემცავი ფიქლები გაუფერულებულია, განცილილი აქვთ ადინოლიზაცია. სახურავში ფიქლები საღია. ამგვარად №65 ჭაბურღილით დასტურდება, რომ გვიანპლინსბახურში დაწყებული ბაზალტური მაგმური აქტივობა ადრეტოარსულშიც გრძელდება.

ნინოს ხევი. ყველაზე ღრმა ჭაბურღილი რეგიონში, რომელმაც 8 ლავური განფენი გადაკვეთა, მდ. ნინოსხევის კალაპოტში, სოფ. ხიზაბავრასთან 580 მ. სიმაღლეზეა გაბურღული. მეოთხეული ალუვიურ-დელუვიური ნაყარის შემდეგ (0.0-60.5 მ.), ჭა 541 მ-დე გადაიკვეთა გვიანპლინსბახური პელიტური დასტა ალვერიტის ერთეული ზოლებითა და პირიტის კონკრეციებით, რომელშიც 5 ბაზალტური ლავური განფენია დაფიქსირებული. განფენები გადაკვეთილია 120-138; 185-200; 220-225; 400-420 და 480-538 მ. სიღრმეებზე. მათი ნამდვილი სიმძლავრე რიგითობის შესაბამისად შეადგენს 32; 15; 3; 14 და 35 მ-ს. თითქმის ყველა განფენის საგებში აღინიშნება შავი ფიქლების ადინოლიზაცია. პირველი და ბოლო განფენები ხასიათდებიან ბალიშა აღნაგობით, დანარჩენი სამი მასიური აგებულებისაა. სხვა ნიშნებით ეს სხეულები უკვე აღწერილი ლავური განფენებისაგან არ განსხვავდებიან.

ჭის 539-540 მეტრზე შეინიშნება ალვერიტული მასალის მკვეთრი მატება, ქანს ეძლევა მასიური ტექსტურა და იღებს უფრო ლეიკოკრატულ დიანაცრისფერ შეფერვას. შემდეგ 541-544 მ სიღრმეზე მასიური ტექსტურის ქანები თანდითანობით იღებენ ზოლებრივ აღნაგობას, ხოლო 548 მ-ს შემდეგ ყალიბდება ტიპური, მკვეთრად ზოლებრივი, ადრეტოარსული ფლიშიოიდური დასტა, რომელიც ჭის სანგრევამდე (1200.5 მ.) გრძელდება. ფლიშიოიდურ დასტაში 544-648; 880-900 და 950-960 მ. გადაკვეთილია 3.5; 7 და 7.3 მ. სიმძლავრის

ბაზალტური განფენები. პირველი 3,5 მ. სიმძლავრის განფენი მასიური აგებულებისაა, შემდეგი 2 – ბალიშა. შემცავი ფლიშიოდების სუსტი კონტაქტური შეცვლა სამივე განფენის საგებში აღინიშნება.

როგორც ავღნიშნეთ, ნინოსხევიდან აღმოსავლეთით- შრომის, ლაგოდეხისა და საღესთის ხეობის აუზებში- ბაზალტური ლავური განფენები უკვე ზედაპირზეა გაშიშვლებული. ისინი მთელ ამ ზოლზე, შემცავ დანალექ კომპლექსთან ერთად, დანაოჭებულია და ანტიკლინის სამხრეთი ფრთაში გამოვლენილი. სტრუქტურის ჩრდილო ფრთა, კენამედანის სიღრმული რღვევითაა წაკვეთილი და უფრო ძველი ნალექებით გადაფარული.

შრომის ხევის მარჯვენა ფერდზე სულ სამი განფენია დაფიქსირებული. პირველი ორი, სიმძლავრით 38 და 22 მ., ზის გვიანპლინსბახურ ალევრიტის ზოლებიან პელიტოლითურ დასტაში; მესამე, 27 მ. სიმძლავრის- ადრეტუარსულ ფლიშიოდურ ზოლებიან წყებაში. განფენები მიმართებაზე იდენებიან 300-500 მ. პირველი და მესამე განფენი ბალიშა აგებულებისაა, ზედაპირზე გამოფიტული-დაშლილი, ისინი ფერდობის გასწვრივ დელუვიურ ლოდნარ დანაგროვებებს იძლევიან. მეორე განფენი მასიური აგებულებისაა, ფარულკრისტალური, სხეულის შუა ნაწილში ზოგჯერ წვრილმარცვლოვანი.

საღესთის ხევი ერთი 85-95 მ. სიმძლავრის განფენია გამოვლენილი, რომელიც ფლიშიოდურ დასტაში ზის და მდინარის მარცხენა ფერდზე ვერტიკალურ კარნიზს აჩენს. გაიდენება 1,8 კმ-ზე მდ. მაზიმჩაის კალაპოტამდე. სხეულის აგებულება, როგორც მიმართებაზე, ისე დაქანებაზე უცვლელია და ერთგვაროვანი მომწვანო ნაცრისფერი ლავაბრექჩიებით არის წარმოდგენილი. ნარტეხები, რომელთა ზომა 2x5 სმ-დან 20x30 სმ-მდე იცვლება, უწყსრიგოდაა გაბნეული და ქანის საერთო მოცულობის 30-35 % შეადგენს. ნარტეხების სტრუქტურის მიხედვით იცვლება მათი ფერი: ფარულკრისტალური, ან წვრილმარცვლოვანი ნარტეხები - უმთავრესად მუქი ნაცრისფერია, მსხვილმარცვლოვანისა და პორფირულის - მომწვანო ღიანაცრისფერი. ბრექჩიების ცემენტი ბაზალტური ტიპის, დაუკრისტალებული, მუქი ნაცრისფერი ვულკანური მინაა.

ყველაზე უკეთესად ვულკანიტები მდინარეების შრომისხევისა და ლაგოდეხისხევის კალაპოტებს შორისაა გაშიშვლებული. ისინი შრომისხევის მარჯვენა ფერდზე გამოვლენილი განფენების მიმართებაზე, აღმოსავლეთით გაგრძელებას წარმოადგენენ, საგრძნობლად მომატებული სიმძლავრებით (50-200 მ-მდე). პირველი ზისგვიან პლინსბახურ ალევრიტის ზოლებიან პელიტოლიტურ დასტაში. მეორე უშუალოდ იმავე დასტის ზედა ნაწილში, რომლის სახურავიდანაც ფლიშიოდური ზოლებიანი ალევრიტული დასტა იწყება. მესამე კი მთლიანად ფლიშიოდურ დასტაში არის განლაგებული. სამივე განფენი შრომისხევის კალაპოტიდან, ლაგოდეხის ხევის კალაპოტამდე უწყვეტლად 1,5 კმ-ზე იდენება. ამასთან ზედა ორი აღმოსავლეთით ლაგოდეხისხევის ალუვიონის ქვეშ ისოლება, ქვედა ყველაზე მძლავრი განფენი კი ლაგოდეხისხევის მარცხენა ფერდზე სიმძლავრის შეუცვლელად კიდევ 250 მ-ზე გრძელდება და შემდეგ 100 მ-ზე კი თანდათან ისაოლება.

ეს სხეულები მასიური ან ბალიშა აღნაგობით ხასიათდებიან, ნაკლებად ფიქსირდება ბრექჩიული ტექსტურები. ტექსტურული სახესხვაობების ცვლა შეინიშნება ერთი სხეულის შიგნითაც: როგორც მიმართებაზე, ისე სიმძლავრეზე საგებიდან სახურავისკენ. მაგალითად, შრომისხევიდან ლაგოდეხის ხევიამდე (1,5 კმ.) მეორე ლავურ განფენში მასიური სტრუქტურა სფეროიდულში და პირიქით გადასულია 3-ჯერ. ამასთან ბალიშა ტექსტურის სახესხვაობები შეადგენენ მთელი განფენის მასის 65-70 %. ბალიშა ტექსტურის ქანებში გარდა ტიპური “ბალიშა” ფორმებისა აღინიშნება ოვალური, ლინზისებური და სხ. სფეროიდული, კონცენტრული შიდა აგებულების ფორმები, განსხვავებული (10x15 სმ-დან 120x180 სმ) ზომებით. სფეროიდები შეცემენტებულია ან თავისივე შეცხოების ქერქით, ან ვულკანური მინით, რომელიც კაუთ ან კარბონატითაა გამდიდრებული.

ამგვარად, კაბალი-მაზიმჩაის შუამდინარეთში ბაზალტური წყალქვეშა ვულკანიზმი ფართედ არის წარმოდგენილი. იგი კენამედანის სიღრმულ რღვევას უკავშირდება, საერთო კავკასიური გავრცელება აქვს; გვიან პლინსბახურში იწყება და ადრეტუარსულში მთავრდება. ამ ტერიტორიაზე როგორც განფენების რიცხვი(1-დან 8-მდე), ისე მათი სიმძლავრეები (3 მ-დან 250 მ-მდე) დიდ დიაპაზონში იცვლება.

ალაზანგაღმა კახეთის ტერიტორიაზე ბაზალტური სუბვულკანური (დაიკური) ფაციესი ეფუზურთან შედარებით უფრო ფართედ არის გავრცელებული. ის უწყვეტი ფართე საერთოკავკასიური ზოლის სახით ვრცელდება კახეთის ანტიკლინის დერძულ ნაწილსა და ჩრდილო ფრთაში, ხოლო სამხრეთ ფრთაში მკვეთრად ფიქსირდება დაიკური ფაციესის

სამხრეთი საზღვარი, რომელიც კეხნამედანის სიღრმულ რღვევას ემთხვევა. მიმართებაზე კი მის გავრცელებას წყვეტილი ხასიათი აქვს: დაიკური ფაციესი ფართოდაა გავრცელებული პანკისის წყებაში (ალაზანი - ჩელთისა და შოროხევი-მაზიმჩაის შუამდინარეთში), ხოლო დურუჯის წყება(ჩელთი- შოროხევის შუამდინარეთი) – პრაქტიკულად სტერილურია.

ღიაბაზების რაოდენობრივი თანაფართობა შემცავ ფიქლებთან მათი გავრცელების მთელ ზოლზე, საშუალოდ 25-30% შეადგენს; რღვევის ზონებში კი- 50-55% აღწევს. ცვალებადია მათი სიმძლავრეები, რომელიც რამოდენიმე სმ-დან 10-15 მეტრამდე მერყეობს. მათ შორის ჭარბობს 0.5-3.5 მ სიმძლავრის სხეულები. მიმართებაზე დაიკები რამოდენიმე ათეული მეტრიდან 0.5 კმ-მდე იდევნიებიან. მათ, როგორც წესი, დანალექი კომპლექსის მსგავსად, საერთოკავკასიური ორიენტაცია აქვს. განლაგებულია დანალექი ქანების შრეებრიობის თანხმურად (სიღები), ან მცირე კუთხით კვეთს შრეებრიობას (დაიკები). ფიქლებთან ერთად მონაწილეობს დანაოჭებაში, რაც მათ ბუდინირებასა და კლივაჟშია ასახული.

სტრუქტურული ნიშნის მიხედვით დაიკურ ქანებში გამოიყოფა ღიაბაზები, ღიაბაზ-პორფირიტები და გაბროღიაბაზები. ისინი, როგორც წესი, ცალკე სხეულებს წარმოქმნის, თუმცა აღინიშნება ერთი სხეულის ფარგლებშიც. მცირე სიმძლავრის სხეულები, როგორც წესი, ფარულკრისტალური, ან ღიაბაზური სტრუქტურისაა. მძლავრი სხეულები კი კიდევბში წვრილკრისტალურია, ცენტრისკენ კი ღიაბაზ-პორფირიტული, ან გაბრო-ღიაბაზური.

მთავარი პირველადი ქანმაშენი მინერალებია ანდეზინ-ლაბრადორის (№45-65) რივის პლაგიოკლაზი და მონოკლინური პიროქსენი. ეორადი - ამფიბოლი, ქლორიტი, ეპიდოტი, ალბიტი, ქცესორებიდან - ილმენიტი, სფენი, მაგნეტიტი.

ამგვარად, კვლევის მოპოვებული შედეგებით დგინდება, რომ გვიანპლინსბახურ- ადრეტოარსულ ეპოქაში ალაზანგაღმა კახეთის ტერიტორიაზე ბაზალტური მაგმური აქტივობით განსხვავებული სამი სტრუქტურული ერთეული გამოიყოფა, რომელთა სუბმერიდიანულ საზღვრებს, ანტიკავკასიური მიმართების სიღრმული რღვევები უნდა აფიქსირებდნენ (Пруидзе, 1979). მათ ჩვენ ტექტონო-მაგმური ბლოკების სახით გამოვყოფთ.

პირველი ბლოკის ფარგლებში (იორი-ალაზნის წყალგამყოფი ქედიდან—მდ. ჩელთის მერიდიანამდე) დაიკური ფაციესი მთელ ფართზეა გამოვლენილი. ეფუზური კი ორი (ქვანა-დალა-ღამაზურის უბანი და მდ. სტორის აუზი) იზოლირებული გამოსავლით არის წარმოდგენილი. ეფუზური მაგმური აქტივობა ამ ფართზე გვიანპლინსბახურის ზედა ნაწილშია გამოვლენილი და მისი პროდუქტები მხოლოდ ალევრიტის ზოლებიანი პელიტოლიტების დასტაშია განთავსებული.

მეორე ბლოკის (ჩელთი-შოროხევის შუამდინარეთი) პლინსბახ-ტოარსულ ნალექებში არც დაიკური და არც ეფუზური ვულკანიზმი გამოვლენილი არ არის. ეს ბლოკი მაგმატიზმისგან სტერილურია.

მესამე ბლოკში (შოროხევი-მაზიმჩაის შუამდინარეთი) დაიკური ფაციესი მთელ ფართზეა გამოვლენილი; ხოლო ეფუზური ფაციესი-მდ. კაბალისა და მდ. მაზიმჩაის შუამდინარეთში თითქმის უწყვეტლად გრძელდება. ამასთან, მაგმატიზმი იწყება გვიანპლინსბახურის ზედა ნაწილში და ადრეტოარსულშიც გრძელდება. ამ პერიოდის მაგმური აქტივობის პროდუქტები განთავსებულია, როგორც ალევრიტის ზოლებიანი პელიტოლიტების დასტაში, ისე ფლიშიოიდურ დასტაში.

თუ დავუბრუნდებით რეგიონის პერსპექტიულობის საკითხს კოლჩედანური ტიპის გამადნებაზე, მიღებული შედეგებიდან გამომდინარე, ალაზანგაღმა კახეთის ტერიტორიაზე პერსპექტიულია ალაზნის სათავეებიდან მდ. ჩელთის მერიდიანამდე - გვიანპლინსბახური ალევრიტის ზოლებიანი პელიტოლიტების, ხოლო შოროხევი - მაზიმჩაის შუამდინარეთში - გვიანპლინსბახური ალევრიტის ზოლებიანი პელიტოლიტებისა და ადრეტოარსული ფლიშიოიდების გავრცელების ზოლი. რაც შეეხება ჩელთი- შოროხევის შუამდინარეთს, ეს ტერიტორია ამ თვალსაზრისით პერსპექტიული არ არის.

გამოყოფილ პერსპექტიულ ფართებზე, კონკრეტული საბადოების გამოსავლენად, უნდა შესრულდეს შესაბამისი კომპლექსური გეოლოგიურ-გეოფიზიკური ძებნა-ძიებითი სამუშაოები.

ლიტერატურა

- აკიმიძე კ. (2009). კავკასიონის ქვედა-შუაიურული ფიქლებრივ-ტერიგენული წყებების მეტა-მორფიზმისათვის ალაზანგალმა კახეთის მაგალითზე. საქართველოს ნავთობი და გაზი. №23. 35-49გვ.
- Akimidze K. (2004). New Data on Late Pliensbachian-Early Toarcian Basaltic Volcanism in the Riverhead of Alazani. Bull.Georg.Acad. Sci 1970, 3.547-549.
- Akimidze K. (2005). On the Petrography of the Late Pliensbachian-Early Toarcian Subalkaline Basaltic Volcanism of the Riverhead of the Alazani. Bull.Georg.Acad. Sci, 1971,1. 90-93.
- Белианкин Д. С. (1914). К петрографии Архотского тоннеля//Изв. СПб Политех. Инст. Т. 21. Вып. 2.
- Беридзе М. А. (1978). Новые данные о раннеюрском вулканизме Центральной Абхазии//Сб Проблемы геологии Грузии. Тр.ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.59. с.51-60.
- Буадзе В. И., Бенидзе Г. М. и др. (1979). Генетические типы руд и условия их локализации в восточном сегменте Южного склона Большого Кавказа /Вкн. «Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа». Изд. Сакартвело, с.18-24.
- Буадзе В.И. Бенидзе Г.М. и др. (1979). Условия формирования медно-пирротиново-полиметаллических рудопроявлений Горной Кахетии (СВ Грузия) в свете геолого-минералогических исследований и изучения изотопного состава серы сульфидов//Вкн. «Материали по полезным ископаемым Кавказа». Изд. «Ганатлеба». с.5-54.
- Вардамянц Л. А. (1932).Очерки геологии реки Дидхеви в Кахетии. Изв. Всесоюзного Геол. Общества. Т. 51 Вып.98. с.1-12.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. А.Н.ГССР, Тб., 407с.
- Пруидзе М.П. (1979). Магматизм Заалазанской Кахетии. В сб. «Материали по полезным ископаемым Кавказа». Изд. Ганатлеба. С.267-288.
- Татришвили Н.Ф. (1941). Основные Черты петрографии Верхней Рачию//Сообщ. АН ГССР Т.2. № 4. с.95-99.
- Топчишвили М.В. (1996). Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. вып.108. 314 с.
- Чихрадзе Г. А. (1976). О литостратиграфии нижне и среднеюрских отложений Заалазанской Кахетии. Сообщ. АН ГССР Т. 82.№3. С.637-640.

UDC 548.52

**ცვრიუმით აქტივირებული ლუტეციუმის ოქსიდოთოსილიკატის
მონოკრისტალები ზრდა და მათი
ლუმინესცენტური თვისებების განსაზღვრა
ა. მიტაბერიძე, მ. ჯიბლაძე, ზ. რაზმაძე**

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო., სსიპ აღ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი. თბილისი 0171, მ.ალექსიძის 1/9. ე-ფოსტა: amikaberidze@mail.ru

ცვრიუმით ლევირებული ლუტეციუმის ოქსიდოთოსილიკატების – LSO:Ce მონოკრისტალების საფუძველზე მიღებული იქნა პერსპექტიული სცინტილაციური მასალები ბირთვული სპექტრომეტრისათვის (γ-გამოსხივების დეტექტორები) და პოზიტრონ ემისიური ტომოგრაფიისათვის. მონოკრისტალების გაზრდა ხორციელდებოდა ვერტიკალურად და ჰორიზონტალურად მიმართული კრისტალიზაციის მეთოდებით (მოდულირებული ბრიჯმენ-სტოკბარგერის მეთოდი). მიღებულ იქნა სხვადასხვა ზომების LSO:Ce მონოკრისტალები. შესწავლილია მიღებული ნიმუშების ლუმინესცენტური მახასიათებლები.

Growth of the Lutetium Oxyorthosilicate Single Crystals Activated with Cerium and Definition of their Luminescent Properties. A.Mikaberidze, M.Jibladze, Z.Razmadze. Ministry of Education and Science of Georgia. LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M.Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia.
E-mail: amikaberidze@mail.ru

Perspective scintillation materials for nuclear spectrometry (γ -radiation detectors) and positron emission tomography was obtained on the basis of the lutetium oxyorthosilicate single crystals doped with cerium – LSO:Ce. Growth of single crystals carried out by the vertically and horizontally directed crystallizations (modified Bridgman-Stockbarger method). LSO:Ce single crystals of various sizes was obtained. Luminescent characteristics of the obtained samples were studied.

Выращивание активированных церием монокристаллов оксиортосиликатов лютеция и определение их люминесцентных свойств. А. Микаберидзе, М. Джибладзе, З. Размадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А.Джанелидзе, Тбилиси 0171, ул. М. Алексидзе, 1/9, E-mail: amikaberidze@mail.ru

На основе монокристаллов оксиортосиликатов лютеция легированного церием были получены перспективные сцинтилляционные материалы для ядерной спектрометрии (детекторы γ -излучения) и позитронной эмиссионной томографии. Монокристаллы были выращены методами вертикально и горизонтально направленной кристаллизации (модифицированный метод Бриджмена-Стокбаргера). Были получены монокристаллы LSO:Ce разного размера. Изучены люминесцентные свойства полученных образцов.

Abridged English Version

Perspective scintillation materials for nuclear spectrometry (γ -radiation detectors) and positron emission tomography were obtained on the basis of the lutetium oxyorthosilicate single crystals doped with cerium - LSO:Ce. The most common method for growing crystals of high-melting-point oxide materials is the Czochralski technique. In our case growth of LSO:Ce single crystals was carried out by the vertically and horizontally directed crystallizations (modified Stockbarger-Bridgman method) from the melt, at the 2050 °C melting temperature and in the 0.8 N₂+0.2 He atmosphere conditions. The raw materials were high purity oxides of lutetium, silicium and cerium.

To determine optimal conditions of LSO:Ce single crystal growth the following parameters were modified: Ce - from 0.1 to 0.25 weight percent; homogenization time from 5 to 8 hours; growth speed - from 0.5 to 2.4 mm/hour; temperature gradient - from 20 to 80 °C/cm; gas pressure - from 1.15 to 1.25 10⁵ Pa.

Dependence of the single crystal quality from growth speed and temperature gradient has shown that more perfect crystals were obtained in the range of growth speed of 0.6-1.6 mm/h and as the temperature gradient increased the internal stress of growing crystal also increased but decreased number of captured admixtures. LSO:Ce single crystals up to 10x10x10 mm³ were obtained.

Emission on wavelength of 400 nm of crystals after x-ray and UV irradiation was studied. Differences only in intensity were shown in such spectra (i.e. radioluminescence and photoluminescence spectra).

Luminescence studies on various samples have shown that difference of Ce³⁺ emission and excitation spectra for high quality samples is small but for samples with defect high concentration it is more expressed.

X-ray excited Lu_{2-x}Ce_xSiO₅ crystal luminescence intensity dependence on cerium concentration shows maximum for concentrations of x=0.2-0.25 weight %. Farther increase of concentration causes decrease of luminescence intensity due to concentration quenching of luminescence.

Luminescence intensity is decreased as sample thickness increase. The curve width is decreased too, particularly, the short wavelength part of the curve shifts to the long wavelength direction. Shift of long wavelength part of the curve to right is insignificant.

It must be noticed, that our results are coincided with results obtained for LSO:Ce crystals grown by Czochralski technique.

სცინტილაციური მასალები გამოიყენებინ ფიზიკაში 100 წელიწადზე მეტ ხანს. მათი უმეტესობა გამოიყენება გამა (γ) გამოსხივების მარაგისტრირებელი დეტექტორებისათვის 15-დან 511-მდე კეე ენერგიების არეში ძირითადად იმიტომ, რომ ამ ენერგიების კვანტები შედარებით ადვილად მიიღებინ რენტგენის წყაროების და რადიაქტიური იზოტოპების მეშვეობით. რენტგენისა და γ კვანტების რეგისტრაციისათვის სცინტილატორების შერჩევისას დიდი მნიშვნელობა აქვს ამ რეგისტრაციის ეფექტურობას. ცერიუმით დოგირებული არაორგანული კრისტალური სცინტილატორები, თავიანთი თვისებების გამო, პერსპექ-

ტიულია სხვადასხვა სფეროში გამოყენების თვალსაზრისით. მათ შორის გამორჩეული სცინტილაციური თვისებები გააჩნიათ ლუტეციუმის ოქსიდოთოსილიკატის $\text{Lu}_{2-x}\text{Ce}_x\text{SiO}_5$ (LSO:Ce) კრისტალებს. პირველად ეს კრისტალები მიღებულ იქნა კრისტალების ზრდის ჩოხრალსკის მეთოდით (Melcher C.L., 1990). Ce-ით ლეგირებული ლუტეციუმის ოქსიდოთოსილიკატის მონოკრისტალები ჩვენს მიერ გაზრდილი იქნა განსხვავებული მეთოდით - ვერტიკალურად და ქორიზონტალურად მიმართული კრისტალიზაციის მეთოდით (მოდულიზებული სტოქობარგერ-ბრიჯმენის მეთოდი) ნადნობიდან, კრისტალიზაციის დანადგარებზე “Гранат-2М” და “Сапфир-2М” (Amaglobeli N.S. et al. 2004, Namtalishvili M.I. et al, 2004). კაზმი მზადდებოდა მაღალი სისუფთავის ძირითადი და მინარევი მასალების (ლუტეციუმის, სილიციუმისა და ცერიუმის) ოქსიდებისაგან.

LSO:Ce კრისტალების ზრდის ოპტიმალური პირობების განსაზღვრისას იცვლებოდა შემდეგი პარამეტრები: ცერიუმის კონცენტრაცია კაზმში 0,1-0,25 წონ.%; გომოგენიზაციის დრო - 5-8 საათი; კონტინერის გადაადგილების სიჩქარე - 0,5-2,4 მმ/სთ; ტემპერატურული გრადიენტი კრისტალიზაციის საზღვარზე 20-80 გრად/სმ; გაზის წნევა კრისტალიზაციის კამერაში - $1,15-1,25 \cdot 10^5$ პა

LSO:Ce-ის უფრო სრულყოფილი კრისტალების მიღების მიზნით იცვლებოდა ვოლფრამ-მოლიბდენის გამახურებლებისა და ეკრანების კონსტრუქცია. LSO:Ce-ის კრისტალების ვერტიკალურად მიმართული კრისტალიზაციის მეთოდით გაზრდისას გამოიყენებოდა მილაკისებური მოლიბდენის გამახურებლის კონსტრუქცია ორი დიაფრაგმით, რაც ტემპერატურის გრადიენტის რეგულირების საშუალებას იძლეოდა.

მონოკრისტალების ხარისხის ზრდის სიჩქარესა და ტემპერატურის გრადიენტზე დამოკიდებულების შესწავლამ გვიჩვენა, რომ უფრო სრულყოფილი კრისტალები მიიღება 0,6-დან 1,6-მდე მმ/სთ ზრდის სიჩქარეების დროს. გამოკვლევებმა აჩვენა, რომ ტემპერატურული გრადიენტის ზრდისას ზრდად კრისტალებში იზრდება შიგა დაძაბულობა, მაგრამ მცირდება ჩაჭერილი მინარევეების რიცხვი. ლუმინესცენციური ანალიზისათვის ნიმუშები მზადდებოდა გაზრდილი კრისტალიდან ერთგვაროვანი ნაწილების ამოჭრისა და მექანიკური დამუშავების საშუალებით. ოპტიკური თვისებების გაუმჯობესების მიზნით, ხდებოდა ნაწილი ამ ნიმუშების გამოწვა ($\text{Ar}+\text{H}_2$ ნაკადის) აღმდგენ ატმოსფეროში, 1200°C ტემპერატურის პირობებში 20 საათის განმავლობაში. მიღებულ იქნა LSO:Ce-ის ოპტიკურად სრულყოფილი ნიმუშები დაახლოებით $10 \times 10 \times 10$ მმ³-ის ზომამდე. პოლირებული სიბრტყეებიანი პარალელეპიპედები ზომით $5 \times 5 \times 2$ მმ³ გამოიყენებოდა ლუმინესცენციური გაზომვებისათვის.

ლუტეციუმის ოქსიდოთოსილიკატი მიეკუთვნება სილიკატებს, რომელთა სტრუქტურაში SiO_4 ტეტრაედრების კუთვნილი ჟანგბადის იონების გარდა არის ჟანგბადის “თავისუფალი” იონები. ეს “თავისუფალი” იონები დაკავშირებული არის ლუტეციუმის ზოგიერთ იონთან ე.წ. “ხიდური” კავშირებით, რომლებიც უფრო მოკლეა, ვიდრე ყველა სხვა კავშირები მოცემულ სტრუქტურაში.

ლუტეციუმის ერთი იონის - Lu^{1-} -ის გარშემო არის შვიდი ჟანგბადი: მისი კოორდინაციული პოლიედრი შექმნილია ხუთი ჟანგბადით, რომლებიც ეკუთვნიან SiO_4 ტეტრაედრებს და ორი “თავისუფალი” ჟანგბადით. ლუტეციუმის მეორე იონის Lu^{2-} -ის გარშემო იმყოფება ექვსი ჟანგბადი, რომლებიც ქმნიან სახეშეცვლილ ოქტაედრს, ამათგან ოთხი ეკუთვნის ტეტრაედრებს, ხოლო დანარჩენი ორი “თავისუფალია”. ამრიგად, Lu^{1-} -ისათვის საკოორდინაციო რიცხვი ჟანგბადით არის 7, ხოლო Lu^{2-} -ისათვის - 6.

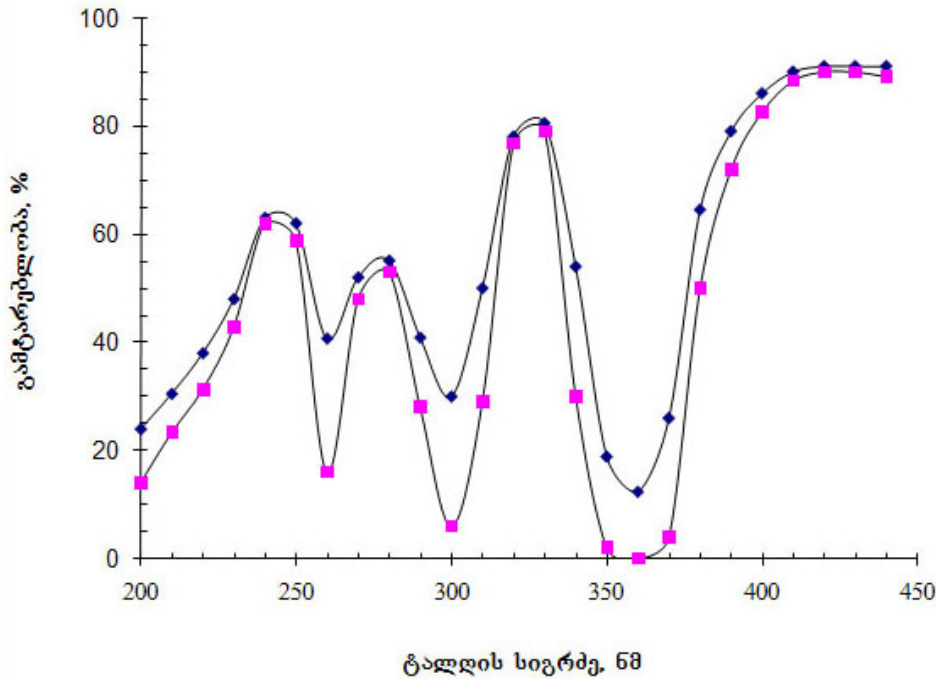
როდესაც ხდება LSO-ს ლეგირება ცერიუმით, იგი იკავებს ძირითადი იონების Lu^{+3} -ის პოზიციებს Ce^{+3} -ის სახით. ვინაიდან LSO-ს სტრუქტურაში ლუტეციუმის იონები იკავებენ ორ სხვადასხვა კრისტალოგრაფიულ პოზიციას, ცერიუმის იონებსაც ასევე გააჩნიათ ორი პოზიცია, და ამიტომ არსებობს ორი სახის გამოსხივების ცენტრები - C1 და C2 (Andriessen J. et. al.1994, Merenga H. et. al. 1995). C1 მდგომარეობას უკავშირებენ ჟანგბადის 6 ატომის გარემოცვას, ხოლო C2 მდგომარეობას - ჟანგბადის 7 ატომის გარემოცვას.

Ce იონების ენერგეტიკული დონეების გამარტივებული სტრუქტურა შეიცავს ადგზნებულ დონეს 5d, რომელიც ხუთ ხაზს მოიცავს დაახლოებით 0.35 ევ დაშორებით და ძირითადი მდგომარეობის 4f დუბლეტს ($^2\text{F}_{7/2}$ და $^2\text{F}_{5/2}$) დაშორებით 0,25 ევ.

სურ. 1-ზე მოცემულია ცერიუმის სხვადასხვა კონცენტრაციით ჩანაცვლებული $\text{Lu}_{2-x}\text{Ce}_x\text{SiO}_5$ კრისტალების გატარების სპექტრი. აქ წარმოდგენილია Ce-ის იონის ძირითადი 4f

მდგომარეობიდან გახლეჩილ 5d დონეებზე ელექტრონული გადასვლების შესაბამისი შთანთქმის ზოლები. სპექტრი შეიცავს Ce^{3+} -ის შესაბამის ფართო შთანთქმის ზოლებს პიკებით 260, 295 და 360 ნმ-ზე (გადასვლები $4f \rightarrow 5d$). გაზომვებისას Ce^{3+} -ის მძლავრ შტანთქმასთან დაკავშირებული გაჯერების თავიდან აცილებისათვის ნიმუშის სისქე უნდა 0,1 მმ-ზე ნაკლები იყოს, მაგრამ ასეთი ნიმუშის დამზადება დიდ სირთულესთან არის დაკავშირებული.

გამოკვლევულ იქნა კრისტალების გამოსხივება 400 ნმ ტალღაზე ულტრაიისფერი და რენტგენის სხივებით მათი დასხივების შემდეგ. ჩვენ ნიმუშებზე გაზომილ ასეთი სახის სპექტრებში (ე.ი. რადიოლუმინესცენციისა ან ულტრაიისფერი სხივებით აღზნებისას ფოტოლუმინესცენციისა) არ აღინიშნება რაიმე განსხვავება, გარდა განსხვავებისა ინტენსიობაში.



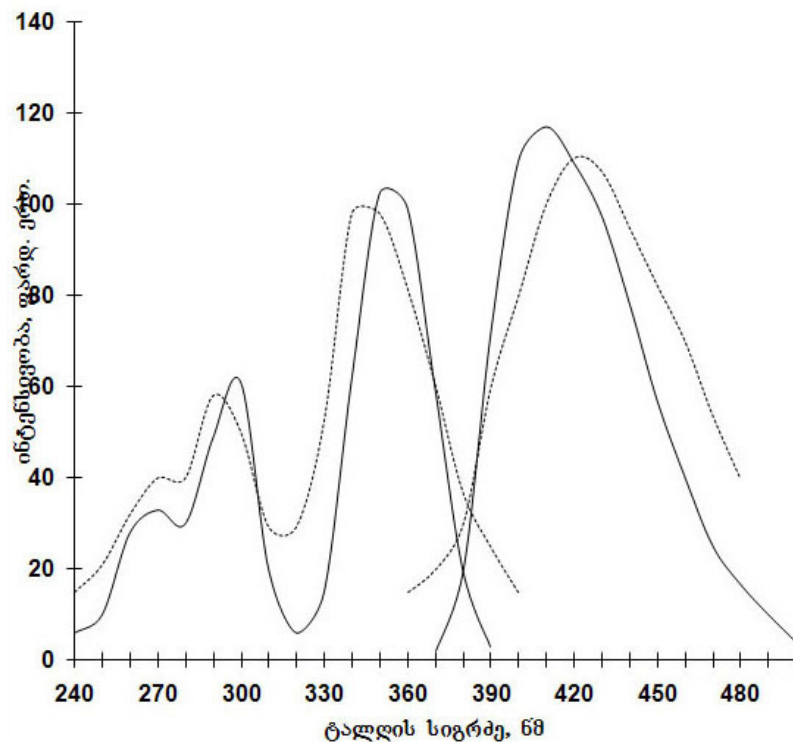
სურ. 1. $Lu_{2-x}Ce_xSiO_5$ კრისტალის გატარების სპექტრი ოთახის ტემპერატურაზე. კრისტალის ზომებია $5 \times 5 \times 1,5$ მმ³. 1 - $x=0,2$ წონ. %; 2 - $x=0,1$ წონ. %.

LSO:Ce-ის სხვადასხვა ნიმუშზე ჩატარებულმა ლუმინესცენციურმა გამოკვლევამ აჩვენა, რომ გაზრდილი კრისტალის უფრო სრულყოფილი ნაწილებიდან გამოჭრილი მაღალი ხარისხის ნიმუშებისათვის Ce^{3+} -ის ემისიისა და აღზნების სპექტრები მცირედაა განსხვავებული. ხოლო ნიმუშებში, სადაც აღინიშნება დეფექტების უფრო მაღალი კონცენტრაცია, Ce^{3+} -ის ემისიისა და აღზნების სპექტრები უფრო მკვეთრად განსხვავდება. სურ. 2 -ზე ნაჩვენებია გაზრდილი კრისტალის დეროს გასწვრივ აღებული სხვადასხვა ნაწილის სპექტრები. Ce^{3+} -ის ემისიის ზოლი ●=430 ნმ-ზე მაქსიმუმით, ეტეობა შეესაბამება კრისტალში Ce^{3+} იონის სხვა მდგომარეობებს. კრისტალში არატოლფასოვანი მდგომარეობები, ალბათ, წარმოიქმნება დეფექტების (Ce^{3+} იონების სხვადასხვა განაწილება, მარცვლების საზღვრების მსგავსი დეფექტები და ა.შ.) სიახლოვეს, რომლებიც კრისტალის ამ ნაწილებშია. ამ დეფექტების მახლობლობაში Ce^{3+} -ის არატოლფასოვან ცენტრებზე შესაძლებელია იმოქმედოს შეცვლილმა ლოკალურმა კრისტალურმა ველმა, რის შედეგადაც შესაძლებელია რომ წარმოიქმნას სხვადასხვა მდგომარეობები და მოხდეს Ce^{3+} -ის 5d ენერგეტიკული დონეების გახლეჩა.

კრისტალების დასხივება ხდებოდა დაბალი წნევის ვერცხლისწყლის ნათურის ულტრაიისფერი გამოსხივებით ან რენტგენის სხივებით. ამ შემთხვევაში ნიმუშები თავსდებოდა სპილენძის ანტიკათოდიანი (35 კვ, 10 მა) რენტგენის მილაკის ფანჯრის უშუალო სიახლოვეში. კრისტალების დასხივება ხდებოდა ოთახის ტემპერატურის პირობებში. რის-

ტალს ეცემოდა 10^3 ევ-ის ტოლი ენერგია წამში. რენტგენის სხივები შთაინთქმება ნიმუშის ზედა თხელი ფენის მიერ.

ლუმინესცენციის რეგისტრაცია მიმდინარეობდა მოდულაციური მეთოდის გამოყენებით სინქრონულ დეტექტირებასთან ერთად.



სურ. 2. ახლადგაზრდილი $\text{Lu}_{2-x}\text{Ce}_x\text{SiO}_5$ ($x=0,5$ წონ. %) კრისტალური ზოდის ცენტრალური (მრუდები 1, 3) და პერიფერიული (მრუდები 2, 4) ნაწილებიდან ამოჭრილი ფორფიტების ალგზნებისა (მრუდები 1, 2) და გამოსხივების (მრუდები 3, 4) სპექტრი ოთახის ტემპერატურაზე. კრისტალების სისქეა 2 მმ. ემისიის სპექტრი მიღებულია როდესაც ალგზნება ხდება $\lambda_{\text{ად}}=350$ ნმ., ხოლო ალგზნების კი $\lambda_{\text{ემ}}=420$ ნმ გაზომვისას.

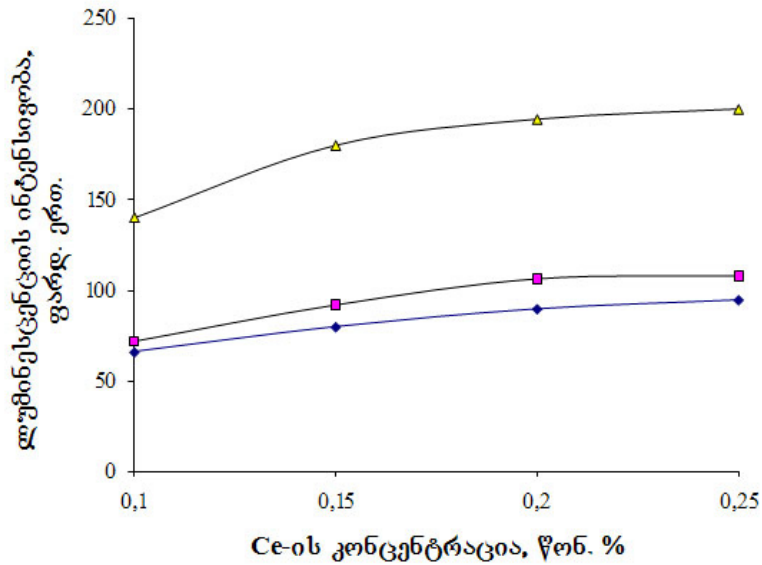
რენტგენის სხივებით აღძრული $\text{Lu}_{2-x}\text{Ce}_x\text{SiO}_5$ კრისტალების ლუმინესცენციის ინტენსივობის ცერიუმის კონცენტრაციაზე დამოკიდებულების შესწავლისას $x=0,2-0,25$ წონ. % -ის შემთხვევაში დაიმზირება ინტენსივობის მაქსიმუმი. კონცენტრაციის შემდგომი ზრდა ამცირებს ლუმინესცენციის ინტენსივობას. ეს მიუთითებს იმაზე, რომ იწყება ლუმინესცენციის კონცენტრაციული ჩაქრობა. ასევე იცვლება ლუმინესცენციის ინტენსივობა $\text{Lu}_{2-x}\text{Ce}_x\text{SiO}_5$ ($x=0,2$ წონ. %) კრისტალების სხვადასხვა აირის ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ. სურ. 3-ზე მოცემულია რენტგენის სხივებით გამოწვეული LSO:Ce კრისტალების ლუმინესცენციის ინტენსივობის დამოკიდებულება ნაღნობში ცერიუმის კონცენტრაციაზე (წონით %-ში) გამოწვამდე და აირის სხვადასხვა ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ. $0,9 \text{ Ar} + 0,1 \text{ H}_2$ ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ ინტენსივობა დაახლოებით ორჯერ იზრდება საწყის მდგომარეობასთან შედარებით. დამატებითი გამოწვის შედეგად O_2 ატმოსფეროში კი ინტენსივობა ნაკლებია საწყის მდგომარეობაში დაფიქსირებული ლუმინესცენციის ინტენსივობაზე. ეს მიუთითებს იმაზე, რომ გამოწვის შედეგად O_2 ატმოსფეროში მკვეთრად მცირდება კრისტალში აღძრული ლუმინესცენციის ცენტრები.

ჩვენს მიერ შესწავლილი იყო $\text{Lu}_{2-x}\text{Ce}_x\text{SiO}_5$ ($x=0,2$ წონ. %) კრისტალების ერთი და იგივე ზოდიდან გამოჭრილი სხვადასხვა სისქის ნიმუშების ლუმინესცენციის სპექტრი რენტგენის სხივებით დასხივებისას.

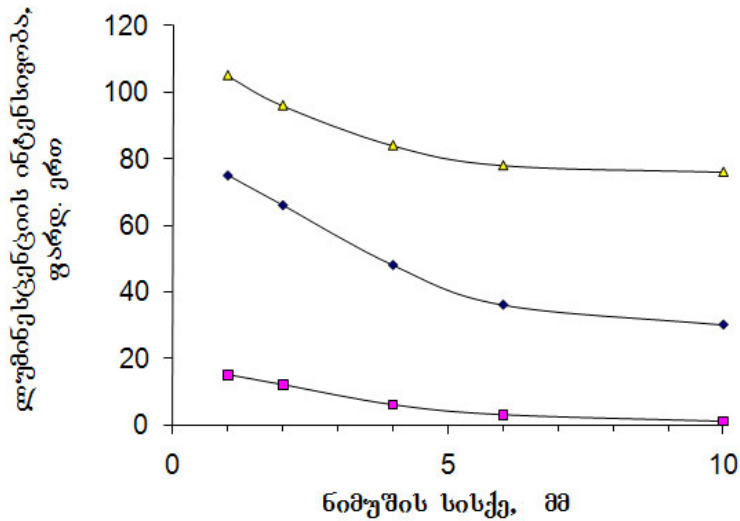
შედეგები მოცემულია სურ. 4-ზე. ნიმუშის სისქის გაზრდა ამცირებს ლუმინესცენციის ინტენსივობას. ასევე მცირდება მრუდის პიკის სიგანე. კერძოდ, მრუდის მოკლეტალ-

ლოვანი ნაწილი ინაცვლებს გრძელი ტალღების მხარეს. მრუდის გრძელტალღოვანი ნაწილიც ინაცვლებს მარჯვნივ, მაგრამ ეს წანაცვლება უმნიშვნელოა.

უნდა აღინიშნოს, რომ ჩვენი შედეგები თავსებადია მონაცემებთან, სადაც გაზომვები ჩატარებულია ჩოხრაღსკის მეთოდით გაზრდილ LSO:Ce ნიმუშებზე.



სურ. 3. რენტგენის სხივებით გამოწვეული LSO:Ce კრისტალების ლუმინესცენციის ინტენსივობის დამოკიდებულება ნადნობში ცერიუმის კონცენტრაციაზე (წონით %-ში) გამოწვამდე და აირის ხვადასხვა ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ. 1 – კრისტალების აირის სხვადასხვა ატმოსფეროში გამოწვამდე; 2 – 0,9 Ar + 0,1 H₂ ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ; 3 - 0,9 Ar + 0,1 H₂ ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ კიდევ დამატებით O₂ ატმოსფეროში გამოწვის შემდეგ



სურ. 4. Lu_{2-x}Ce_xSiO₅ (x=0,2 წონ.%) მონოკრისტალის ოთახის ტემპერატურაზე ლუმინესცენციის ინტენსივობის დამოკიდებულება ნიმუშის სისქეზე გამოსხივების სხვადასხვა ტალღისთვის.

1 – ლუმინესცენცია 380 ნმ-ზე; 2 – ლუმინესცენცია 400 ნმ-ზე; 3 – ლუმინესცენცია 420 ნმ-ზე.

ლიტერატურა

- Amaglobeli N.S., Namtalishvili M.I., Mikaberidze A.A., Nakaidze Sh.G., Jibladze M.I., Gabeskiria M.A., Razmadze Z.G. and Tsotskhalishvili N.V. (2004). Growth of the Scintillating Single Crystals of LSO:Ce by the Bridgman-Stockbarger Method //Georgian Engineering News, №2, pp.71-74.
- Namtalishvili M., Sanadze T., Basharuli N., Magalashvili P., Mikaberidze A., Razmadze Z., Gabeskiria M. (2006). Growth of Ce-Doped LSO Single Crystals by Stockbarger-Bridgman Modified Crystallization Method //Bull. Georg. Natl. Acad. Sc. V.174, N1. P.65-67
- Andriessen J, Dorenbos P., van Eijk C.W.E. (1994). Calculation of energy levels of cerium in inorganic scintillator crystals//Mat. Res. Soc. Symp. Pros. 348. P.355.
- Merenga H., Andriessen J, van Eijk C.W.E. (1995). Positions of 4f and 5d energy levels of Ce³⁺ in the bandgap of CeF₃, YAG, and LSO. Radiat. Meas. 24. P. 343.
- Melcher C. L. (1991). Lutetium orthosilicate single crystal scintillator detector. U.S. Patent No. 4.958.080. (1990) and 5.025.151 (1991).

UDC 552.3+550.42

კლიჩის გაბრო-დიორიტული ოროგენიზმის კმტროქიზია და გეოქიზია (კავკასიონი)

ქ. ვარდანაშვილი, ნ. მაისურაძე

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო, სსიპ ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი. თბილისი 0171, მაღაქსიძის 1/9. ელ. ფოსტა: qristinav@yahoo.com

კლიჩის ინტრუზივის შედგენილობა მერყეობს გაბრო-დიორიტებიდან კვარციან დიორიტებამდე და შეესაბამება სუსტადიფერენცირებულ დაბალკალიუმის სერიას, ხასიათდება K₂O\Na₂O ფარდობის დაბალი მნიშვნელობით. რიგი ნიშნით ინტრუზივი ფორმირებულია მცირე სიღრმეზე, ლითოსფეროს ნაოჭა სისტემების ენსიმატურ ზონაში, ხოლო სხვა ნიშნებით დეპლექტირებული მანტიის ზედა ნაწილში.

Petrochemistry and Geochemistry of Klich Gabbro-dioritic Orthogneisses (The Greater Caucasus). Q.Vardanashvili, N.Maisuradze. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: qristinav@yahoo.com

The composition of the Klich intrusive varies from gabbro-diorites to quartz-diorites and corresponds to weakly differentiated low potassium series; it is characterized by low K₂O\Na₂O ratios. According to some features the intrusive is formed at a little depth, in the ensimatic zone of the fold systems of the lithosphere, but by other features it is formed in the upper part of the depleted mantle.

Петро- и геохимия габбро-диоритовых ортогнейсов р. Клыч (Большой Кавказ). К. Г. Варданашвили, Н.И. Маисурадзе. Министерство просвещения и науки Грузии, ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе, 1/9. E-mail: qristinav@yahoo.com

Состав Клычского интрузива меняется от габбро-диорита до кварцевого диорита и соответствует слабо-дифференцированной, низкокалиевой серии, характеризуется низким соотношением K₂O\Na₂O. По некоторым признакам интрузив формировался на малой глубине в энсиматической зоне складчатых систем литосферы, а другими признаками - в верхней части деплетированной мантии.

Abridged English Version

The Klich gabbro-dioritic intrusive participates in the make-up of the crystalline core of the Greater Caucasus and is exposed in the limits of the Pass subzone of the Main Range zone. The exposure of the intrusive is fixed in the eastern part of mountainous Apkhazeti, in headwaters of the river Kodori, covering about 10km² (Fig.1). According to different authors the intrusive is represented by “eye-shaped” biotite-hornblende bearing and biotitic orthogneisses (Somin, 1971), or by gabbros and gabbrodioritic orthogneisses

(Javakhishvili, 1979). According to our data, the most widespread among the rocks composing the Klich intrusive are hornblende bearing and weakly biotitized gneissose diorites, and relatively less spread are their last marginal members – gabbros and especially quartz-diorites. The rocks including the intrusive are represented by the rocks of Gwandra suite of Buulgen series, which underwent regional metamorphism corresponding to the staurolite facies connected with the Late Baikalian orogenic cycle. In the Late Paleozoic time, the Gwandra suite rocks together with the rocks composing the Klich intrusive, underwent prograde regional metamorphism connected with the Bretonian phase of the Variscan orogeny, which corresponds to the andalusite-sillimanite pressure type and temperature conditions of biotite-muscovite bearing gneissic facies (Shengelia, Ketskhoveli, 1982; Shengelia, 2000). Moreover, in the contact zone of the Klich intrusive and the enclosing metapelitic crystalline schist the products of contact metamorphism, massive metamorphic rocks - felses are spread. U-Pb zircon age of quartz-dioritic orthogneisses yielded 320 Ma (Bibikova et al., 1991). M.Somin considers this age to be the age of crystallization of magmatic protolith of orthogneisses (Petrology of Metamorphic..., 1991) and thinks that the formation of the Klich intrusive formed during the Sudetian orogy. According to this author, the Klich orthogneisses are of mantle origin. I.Gamkrelidze and D.Shengelia connect forming of the Klich intrusive with the beginning of the Bretonian phase.

As mentioned above, Klich gabbrodioritic intrusive is more or less studied, but from the petrochemical and geochemical viewpoint, it required further researches. Below are given recent data obtained by the authors of the paper; based on these and already existing data diagrams (Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 and 9) are drawn and done their interpretations.

According to $K_2O/Na_2O - SiO_2$ diagram (Fig. 2) figurative points of the Klich gabbro-dioritic intrusive are disposed in Na-, K-Na- and Na-MORB series. In $FeO^*/MgO-SiO_2$ and AFM diagrams (Fig. 3) they occupy the calc-alkaline and tholeiitic fields, but in $Na_2O + K_2O - SiO_2$ diagram (Fig. 4) they correspond to the calc-alkaline series only.

According to ACM and AFM binary diagram (Fig. 5) figurative points of the studied rocks arranged predominantly near the fields of MAR and basic cumulates and in Ti/Cr-Ni diagrams they occupy a IAT field (Fig. 6).

In Ce/Pb-Ce, Sm/Yb-Ce/Sm diagrams the figurative points indicating the rocks composing the Klich intrusive occupied the MORB, IOB and MORB+IOB fields. According to Th/Y-Nb/Y, Th/Yb - Ta/Yb and La/Nb-Ti diagrams their content corresponds to the MORB. In the Th/Yb-Nb/Yb diagram the points are distributed in the area of the depleted mantle, but in the Rb/Y-Nb/Y diagram they correspond to the middle and lower crust formations (see Fig. 9).

Spider diagrams of the Klich gabbrodioritic intrusive rocks are characterized by low angle of inclination and positive Eu minima (Fig.10) that is indicative of typical mid-acidic rocks.

Thus, from petrochemical and geochemical study of the Klich gabbrodiorite gneisses it has been established that composition of the intrusive:

1. varies between gabbrodiorites and quartz diorites;
2. corresponds to weakly differentiated low potassium series;
3. is characterized by low ratio of K_2O/Na_2O .

It should be noted that, according to some features the intrusive belongs to the shallow magmatic chambers being formed in the ensimatic zone of lithosphere fold systems, but by other signs they are similar to the magmatites generated in the upper part of the depleted mantle.

კლიჩის გაბრო-დიორიტული ინტრუზივი მონაწილეობს კავკასიონის კრისტალური გულის აგებულებაში და შიშველდება მთავარი ქედის ზონის საუღელტეხილო ქვეზონის ფარგლებში. ინტრუზივის გამოსავალი დაფიქსირებულია მთიანი აფხაზეთის აღმოსავლეთ ნაწილში, მდ. კოდორის სათავეებში, დაახლოებით 10 კმ²-ზე (ნახ.1). სხვადასხვა ავტორის მიხედვით, ინტრუზივი წარმოადგენილია "თვალისებრი" ბიოტიტ-რქატყუარიანი და ბიოტიტიანი ორთოგნეისებით (Сомин, 1971), ან გაბროებით და გაბრო-დიორიტული გნეისებით (Джавახишвили, 1970). ჩვენი მონაცემებით, კლიჩის ინტრუზივის შემადგენელ ქანებს შორის ყველაზე ფართო გავრცელებით სარგებლობს რქატყუარიანი და სუსტად გაბიოტიტებული დაგნეისებული დიორიტები, ხოლო შედარებით დამორჩილებულ რაოდენობითაა გავრცე-

* Analytic definition of RE and REE was performed in NERC ICP-MS laboratory of Kingston University (UK) and Earth Science Department of National Taiwan University.

ლებული მათი უკიდურესი წარმომადგენლები – გაბროები და, განსაკუთრებით, კვარციანი დიორიტები. ინტრუზივის შემცავ ქანებს წარმოადგენს ბუულგენის სერიის გვანდრის წყების ქანები, რომლებმაც ადრეპალეოზოურ დროში განიცადა გვიანბაიკალურ ოროგენულ ციკლთან დაკავშირებული სტაეროლიტური ფაციესის შესაბამისი რეგიონული მეტამორფიზმი. გვიანპალეოზოურ დროში გვანდრის წყების ქანებმა, უკვე კლინის ინტრუზივის შემადგენელ ქანებთან ერთად, განიცადა ვარისკული ოროგენეზის ბრეტონულ ოროფაზასთან დაკავშირებული პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმი, რომელიც შეესაბამება ანდალუზიტ-სილიმანიტურ ბარულ ტიპს და ბიოტიტ-მუსკოვიტ-ანი გენეზის ფაციესის ტემპერატურულ პირობებს (Шенгелиა, Кецховელი, 1982; Шенгелиა, 2000). გარდა ამისა, კლინის ინტრუზივისა და შემცველი მეტაპელიტური კრისტალური ფიქლების შეხების ზონაში აღინიშნება კონტაქტური მეტამორფიზმის პროდუქტის, მასიური მეტამორფული ქანების – ფელსების გავრცელება.

კვარციანი დიორიტული ოროგენეზის დათარიღებულია ცირკონების მიხედვით (U-Pb მეთოდი) და მიღებულია კონკორდანტული ასაკი 320 მლნ. წელი (Бибикова и др., 1991). ამ ასაკს მიიხნევს მ.სომინი ოროგენეზის მაგმური პროტოლითის კრისტალიზაციის ასაკად (Петрология метаморфических..., 1991) და თვლის, რომ კლინის ინტრუზივის ჩამოყალიბება დანაოჭების სუდეტური ოროფაზისის თანადროულია. ამავე ავტორის აზრით, კლინის ოროგენეზის მანტიური წარმოშობისაა. ე. გამყრელიძისა და დ. შენგელიას (Гамყრელიძე, Шенгелиა, 2005) მიხედვით, კლინის ინტრუზივის ფორმირება უკავშირდება დანაოჭების ბრეტონულ ფაზის დასაწყისს.

როგორც ზემოთ აღნიშნეთ, კლინის გაბრო-დიორიტული ინტრუზივი მეტ-ნაკლებად შესწავლილია, მაგრამ პეტროქიმიური და გეოქიმიური თვალსაზრისით იგი დამატებით შესწავლას საჭიროებდა. ქვემოთ მოყვნილია ავტორთა მიერ მიღებული ახალი მონაცემები (ცხრ. 1-2)* და ამ და უკვე არსებული მასალის საფუძველზე აკრებული დიაგრამები (სურ. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 და 9) და მათი ინტერპრეტაცია.

როგორც $K_2O/Na_2O - SiO_2$ დიაგრამიდან ჩანს (სურ. 2) კლინის გაბრო-დიორიტული ინტრუზივის აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილები Na-, K-Na- და Na –MORB სერიებში განლაგდა. $FeO^*/MgO-SiO_2$ და AFM დიაგრამებზე (სურ. 3) ისინი კირ-ტუტე და ტოლეიტურ ველებში თავსდება, ხოლო $Na_2O+K_2O - SiO_2$ დიაგრამაზე (სურ. 4) – მხოლოდ კირ-ტუტე სერიას შეესაბამება.

ACM და AFM ორმაგ დიაგრამაზე (სურ. 5) შესწავლილი ქანების ფიგურატული წერტილები ძირითადად MAR-ის და ფუქე კუმულატების ველების მახლობლად განლაგდა, Ti/Cr-Ni დიაგრამაზე კი – IAT-ის ველში (სურ. 6). TiO_2-K_2O და $TiO_2 - FeO^*/MgO$ დიაგრამების მიხედვით (სურ. 7, 8), კლინის გაბრო-დიორიტული ინტრუზივის შედგენილობა კუნძულთა რკალების ბაზალტებს უპასუხებს.

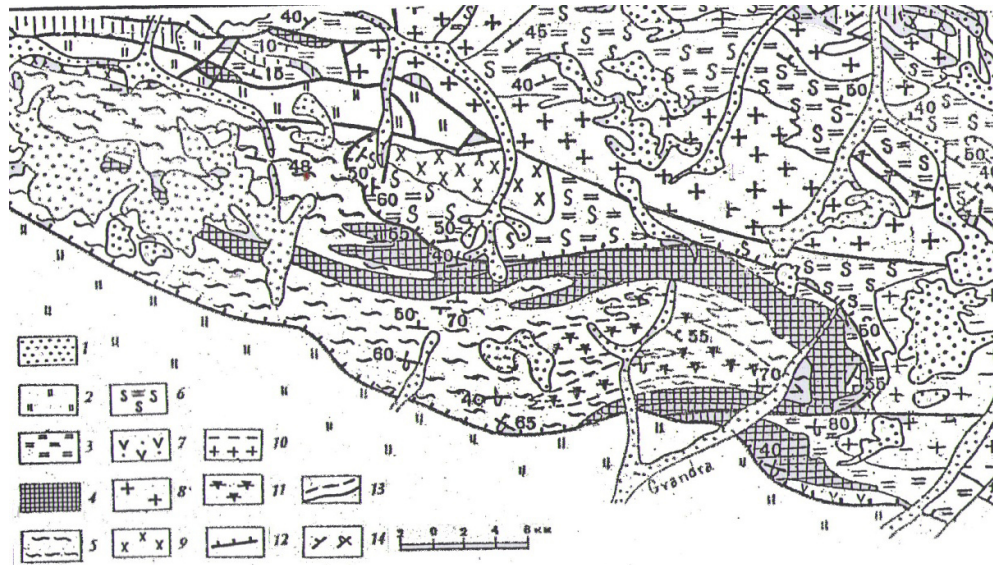
Ce/Pb-Ce, Sm/Yb-Ce/Sm, Nb/Th-Nb დიაგრამების მიხედვით კლინის ინტრუზივის ამგები ქანების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილები MORB, IOB და MORB+OIB ველებში განთავსდა. Th/Y – Nb/Y, Th/Yb-Ta/Yb და La/Nb-Ti დიაგრამების მიხედვით კი მათი შედგენილობა შეესაბამება MORB. Th/Yb-Nb/Yb დიაგრამაზე წერტილები დეპლექტირებული მანტის ველში განლაგდა, ხოლო Rb/Y-Nb/Y მიხედვით კი – შუა და ქვედა ქერქულ წარმონაქმნებს უპასუხებს, (იხ. სურ. 9).

კლინის გაბრო-დიორიტული ინტრუზული ქანების სპაიდერგრამები ხასიათდება დახრის მცირე კუთხით და დადებითი Eu-ის მინიმუმებით (სურ. 10), რაც ტიპური საშუალო მჟავიანობის ქანებისთვისაა დამახასიათებელი.

ამგვარად, კლინის გაბრო-დიორიტული ოროგენეზის პეტროქიმიური და გეოქიმიური შესწავლის შედეგად დგინდება, რომ ინტრუზივის შედგენილობა:

1. მერყეობს გაბრო-დიორიტებსა და კვარციან დიორიტებს შორის;
2. შეესაბამება სუსტადდიფერენცირებულ დაბალკალიუმიან სერიას;
3. ხასიათდება K_2O/Na_2O დაბალი შეფარდებით;

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ რიგი ნიშნით ინტრუზივი მიეკუთვნება მცირესიღრმულ მაგმურ კერებს, რომელთა ფორმირება ხდება ლითოსფეროს ნაოჭა სისტემების ენსიმატურ ზონაში, ხოლო სხვა ნიშნებით იგი მსგავსია დეპლექტირებული მანტიის ზედა ნაწილში გენერირებული მაგმატიტებისა.



სურ. 1. კავკასიონის მთავარი ქედის სქემატური გეოლოგიური რუკის ფრაგმენტი (გ. ჭიჭინაძის გამოუქვეყნებელი მონაცემების მიხედვით და ავტორების დამატებით)

1-თანამედროვე მყინვარები და მეოთხეული ნალექები; 2-ქვედაიურული თიხა-ფიქლები და ქვიშაქვები; 3-6 - ზედაპალეოზოურამდელი მეტამორფული კომპლექსის ბუულგენის სერია: 3-სისინის წყება, 4-კლინის წყება, 5-გვანდრის წყება; 6-იალბუზის ქვეზონის ინფრასტრუქტურის მიგმატიტები; მაგმური ქანები: 7-შუაიურული დიაბაზები და დიაბაზ-პორფირიტები; გვიანვარისკული კომპლექსი: 8-ორქარსიანი და ბიოტიტისანი გრანიტები; 9-პლაგიოგრანიტები; 10-ბიოტიტისანი და ბიოტიტისან-რქატყუარიანი კვარციანი დიორიტები, პლაგიოგრანიტები, პლაგიოგრანოდიორიტები; 11-კლინის გაბროდიორიტული ორთოგნეისები (ადრებრეტონული?); 12-შეცოცება, 13-რღვევები, 14-ქანების წოდის ელემენტები.

ცხრილი 1

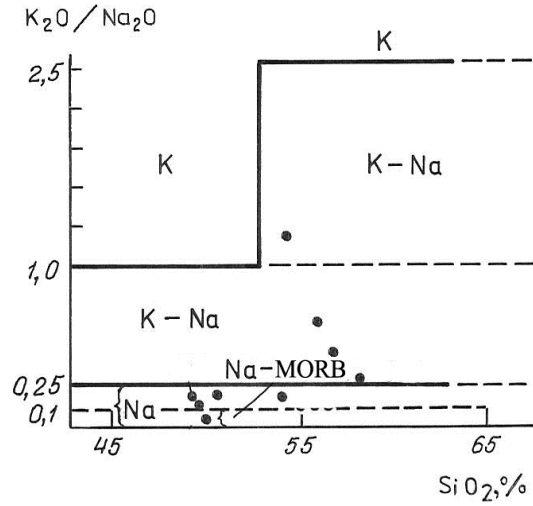
კლინის ინტრუზივის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების ქიმიური შედგენილობა (მას.%-ში)

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe O	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TOTAL
K-2	54.87	1.11	16.92	9.91	0.15	4.46	5.67	2.31	2.51	0.64	98.56
K-13	57.59	0.86	17.17	6.66	0.10	3.80	5.84	2.04	3.84	0.19	98.96
K-14	49.75	1.11	20.57	9.80	0.14	5.02	8.50	3.12	0.69	0.27	98.96
K-20	56.97	1.05	17.53	9.32	0.15	3.80	6.43	2.45	1.40	0.26	99.96
515	48.55	0.21	20.19	5.29	0.09	8.26	14.38	1.52	0.21	0.02	100.32
527	49,60	1,02	20,74	8,91	0,10	5,10	9,45	2,60	0,45	0,25	99,50
529	49,50	1,20	18,02	11,73	0,14	6,80	8,30	2,10	0,50	0,17	99,71
530	54,05	1,05	19,05	8,54	0,10	4,05	8,40	2,60	0,60	0,16	99,60
531	57,40	0,85	17,85	6,98	0,07	3,60	7,30	3,00	1,20	0,16	99,68
532	58.60	0.9	17.0	7.20	0.07	3.50	7.30	2.70	0.70	0.15	99.82

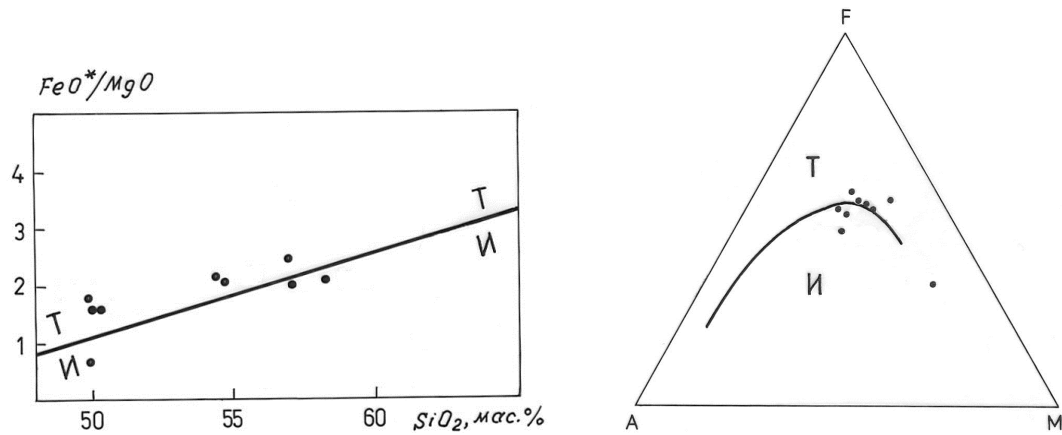
იშვიათი ელემენტების შემცველობა (ppm) კლიჩის
გაბრო-დიორიტულ ორთოგნეისებში

N	K-2	K-13	K-14	K-20	515
P	2809	985	1304	1265	1591
Sc	24.9	20.2	22.7	31.5	24.8
Ti	6703	5330	6598	6179	1300
V	87.0	103	160	120	118
Cr	75.0	298.3	66.1	30.2	117.3
Mn	1165	826	1047	1103	1035
Co	23.6	20.1	27.3	24.3	23.8
Ni	22.1	45.4	20.6	13.5	25.4
Cu	6.71	13.8	9.32	31.6	15.35
Zn	128	88.4	120	109	111
Ga	20.1	19.9	22.9	21.1	21
Ge	1.17	0.850	1.15	1.13	1.07
As	0.656	2.01	0.574	0.605	0.961
Se	0.0498	0.0396	0.0340	0.0483	0.0428
Rb	92.7	170	13.7	62.5	6.88
Sr	323	265	546	313	368
Y	7.34	26.8	13.5	16.1	5.22
Zr	152	163	142	223	21.98
Nb	9.47	9.53	5.90	8.62	0.57
Mo	—	—	—	—	—
Ag	0.0603	0.0693	0.0572	0.0773	0.0665
Cd	0.0607	0.0596	0.0560	0.0625	0.0592
Sn	—	2.52	0.120	0.173	0.702
Sb	0.260	0.280	0.170	0.0992	0.0673
Te	0.0046	0.0067	0.0033	0.0045	0.0048
Cs	0.779	0.364	0.214	0.763	0.53
Ba	1153	1062	248	687	48.91
La	20.9	20.2	12.2	14.9	2.98
Ce	45.6	46.4	27.5	33.3	4.55
Pr	5.86	6.30	3.89	4.53	0.72
Nd	23.0	26.0	17.3	19.0	2.83
Sm	3.95	5.83	3.97	4.09	0.63
Eu	1.50	1.40	1.46	1.31	0.45
Eu	1.77	1.61	1.55	1.466	0.47
Gd	3.52	5.72	3.71	3.98	0.85
Tb	0.330	0.800	0.478	0.524	0.18
Gd	2.75	5.38	3.59	3.76	0.89
Dy	1.45	4.84	2.73	3.05	0.98
Ho	0.249	1.01	0.537	0.621	0.23
Er	0.662	2.67	1.35	1.56	0.63
Tm	0.0860	0.382	0.189	0.219	0.08
Yb	0.575	2.41	1.14	1.37	0.57
Lu	0.0901	0.354	0.168	0.203	0.09
Hf	3.74	4.38	3.57	4.88	0.18
Ta	0.0101	0.0172	0.0076	0.0097	0.09
W	0.135	0.441	0.220	0.142	0.234
Tl	1.40	3.29	0.193	0.977	1.465
Pb	4.01	15.2	5.00	4.84	7.26
Th	0.633	1.16	0.219	0.298	0.22

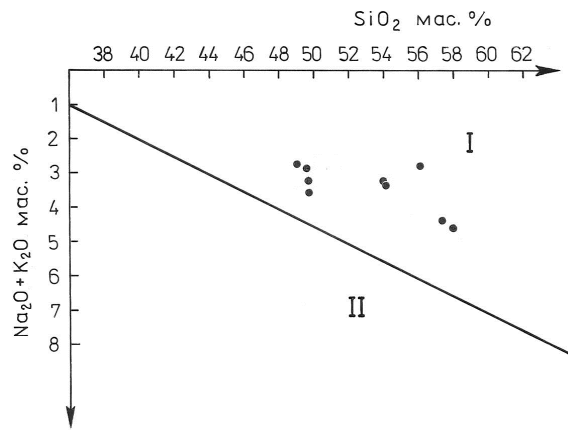
U	0.278	0.443	0.151	0.220	0.09
---	-------	-------	-------	-------	------



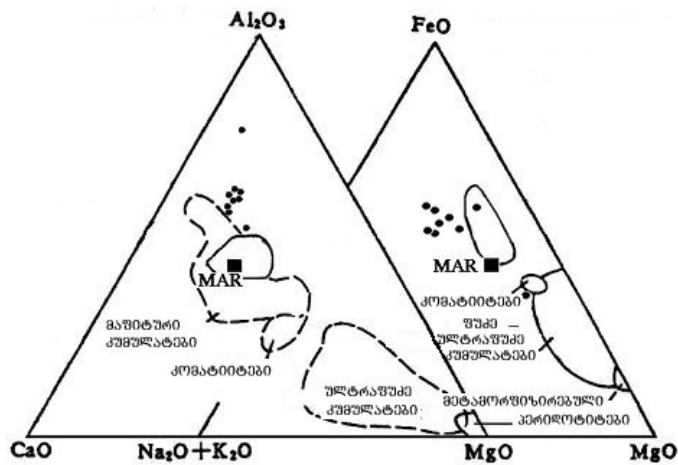
სურ. 2. კლიჩის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილების განლაგება $K_2O/Na_2O - SiO_2$ დიაგრამზე
 პეტროქიმიური სერიები: Na- ნატრიუმიანი, Na-MORB – შუაოკეანური ქედების ნატრიუმიანი, K-Na-კალი-ნატრიუმიანი, K-კალიუმიანი; პუნქტორით ნაჩვენებია მოსაზღვრე ხაზების მოსალოდნელი მდებარეობა (O.A. Богатиков и др. 1987).



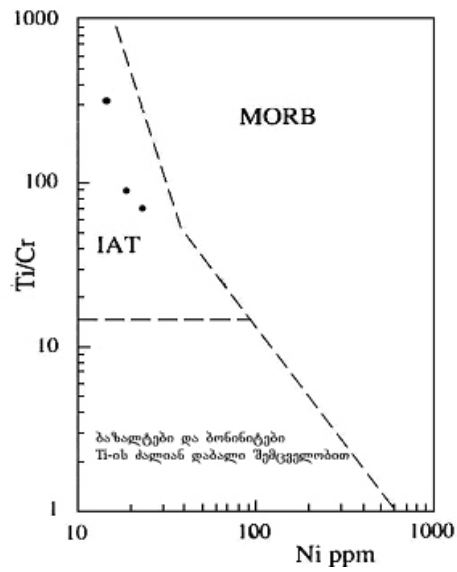
სურ. 3. კლიჩის ინტრუზივის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილების განლაგება $FeO^*/MgO - SiO_2$ (Miyashiro, 1974) და AFM (Колман, 1979) დიაგრამებზე; T- ტოლეიტური ბაზალტები; I- კირტუტე ბაზალტები.



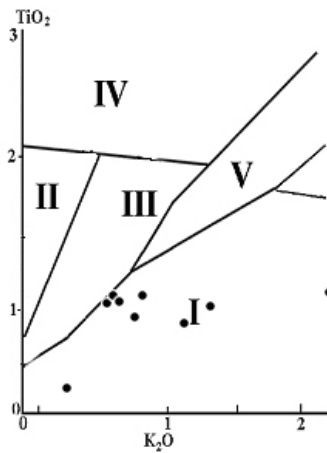
სურ. 4. კლიჩის გაბრო-დიორტული ორთოგნეისების აღნიშნული ფიგურატული წერტილების განლაგება $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ დიაგრამაზე. სერიები: I – ტოლეიტური, II – კირ-ტუტე. (Колман, 1979).



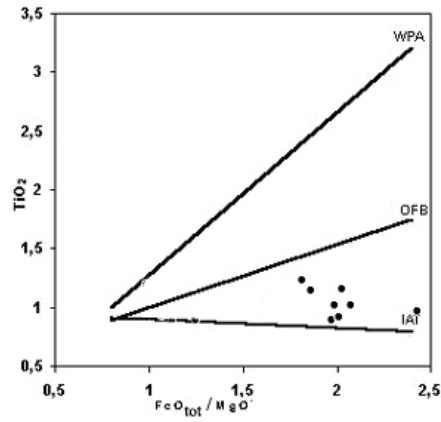
სურ. 5. კლიჩის გაბრო-დიორტული ორთოგნეისების აღნიშნული ფიგურატული წერტილების განლაგება ACM და AFM დიაგრამებზე (Колман, 1979).



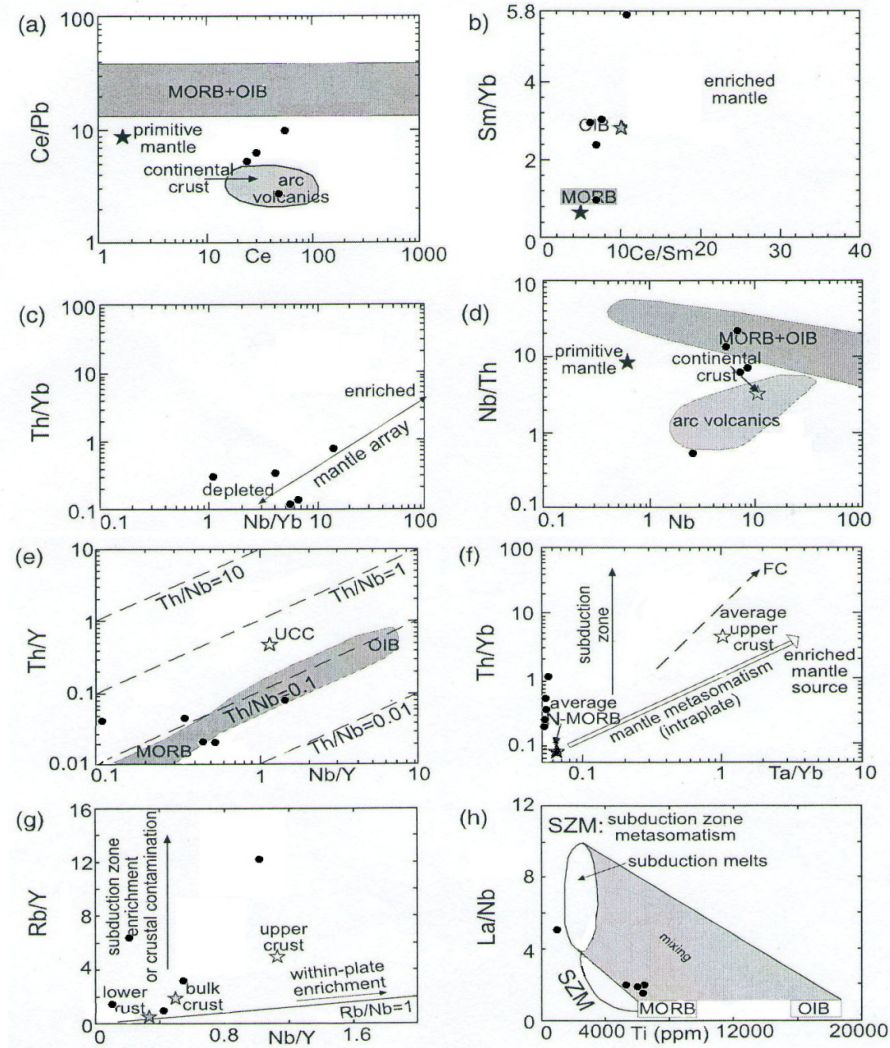
სურ. 6. IAT - კუნძულთარქალური და MORB - შუაოკეანური ქედების ბაზალტების Ti/Cr – Ni დიაგრამა (Beccaluva et al., 1983).



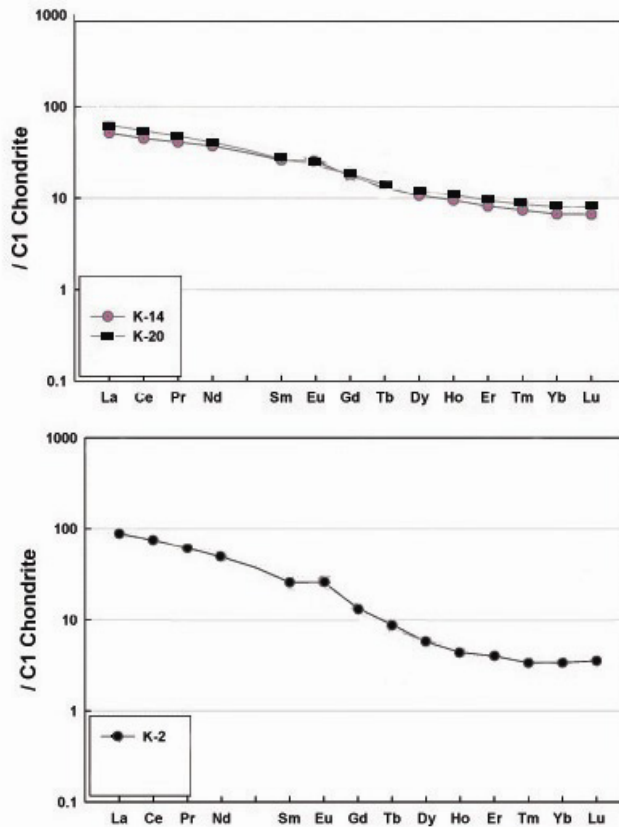
სურ. 7. კლინის გაბრო-დიორიტული ორთგონეისების ადმნიშვნელი ფიგურატული წერტილების განლაგება TiO_2 – K_2O დიაგრამაზე I – კუნძულთარქალური ბაზალტები; II – შუაოკეანური ქედების ნორმალური ტოლეიტური ბაზალტები; III – შუაოკეანური ქედების გამდიდრებული ბაზალტები; IV – შიდაფილაქნური ბაზალტები; V – ბაქნების აქტივიზაციის ზონების ბაზალტები. (Миронов).



სურ. 8. კლიხის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილების განლაგება $TiO_2 - FeO^*/K_2O$ დიაგრამაზე. IAT - კუნძულთარკალური, OFB - შუა-ოკეანური და WPA - შიდაფილაქნური ბაზალტების დისკრიმინაციული ხაზები (Myiashiro, Shido, 1975).



სურ. 9. კლიხის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების აღმნიშვნელი ფიგურატული წერტილების განლაგება $Ce/Pb-Ce$, $Sm/Y-Ce/Sm$, $Th/Yb-Nb/Yb$, $Nb/Th-Nb$, $Th/Y-Nb/Y$, $Th/Yb-Ta/Yb$, $Rb/Y-Nb/Y$, და $La/Nb-Ti$ დიაგრამებზე (Boztung D. et al, 2007).



სურ. 10. კლინის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების იშვიათი ელემენტების სპაიდერგრამები. სტანდარტიზებულია ქონდრიტზე (Taylor, McLennan, 1985).

ლიტერატურა

- Alan R. Woolley et.al. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names //The Canadian Mineralogist. Vol.35. P.219-246.
- Boztung D, Arehart G.B., Platevoit B.,Harlavan Y.Bonin B. (2007). High-K, calc-alkaline I-type granitoids from the composite Yozgat batholith generated in a post-collision setting following continent-oceanic island arc collision in the central Anatolia, Turkey //Mineralogy and Petrology. Vol. 91. P. 191-223.
- Miyashiro A. (1974). Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins //Am. G.Sci. V.274. P.321-330.
- Myiashiro A.,Shido F. (1975). Tholeiitic and calc-alkaline relation to the behavior of titanium, chromium and nickel //Amer. J. Sci. V.275.P.249-281.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа //Млсква: Научный Мир. 479 с.
- Джавахишвили Ш.И. , (1970). Кристаллические сланцы Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН СССР. Вып.24, 194 с.
- Колман Р.Г. (1979). Офиолиты //М.:Мир, 261 с.
- Магматические горные породы (кислые и средние породы) //М: Наука, 1987. 374 с.
- Сомин М.Л.(1971). Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа //М.: Наука, , 245 с.
- Тейлор С.Р.,Мак-Леннан С.М.(1988). Континентальная кора,ее состав и эволюция //М.: Наука, 379 с.
- Шенгелиа Д.М., Кецховели Д.Н. (1982). Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии //Тр. ГИН АН СССР, Вып.78, с.206.
- Шенгелиа Д.М. (2000). Моно- и полициклический региональный метаморфизм кристаллического основания Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115, с.282-299.

**ჯალოვჩატის გაბროიდული ინტრუზივის პეტრო-გეოქიმიური მახასიათებლები
(კავკასიონი)**

ნ. მაისურაძე, ბ. ჭიჭინაძე

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო, სსიპ ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის
ინსტიტუტი. თბილისი 0171, მ.ალექსიძის 1/9. ელ-ფოსტა: Nik.mais@yahoo.co

ჯალოვჩატის რქატყუარიანი გაბროიდული ინტრუზივის პეტროგეოქიმიური მახასიათებლები შუაოკეანური ქედების ბაზალტებს (MORB) შეესაბამება. გამოთქმულია მოსაზრება, რომ ინტრუზივის პროტოლითის გენერირება მოხდა დეპლექტირებულ მანტიაში სუბდუცირებული წყლით მდიდარი MORB-ის ქანთა ღღობის ხარჯზე.

Petro-geochemical Characteristics of Jalovchat Gabbroid Intrusive (The Caucasus). N. Maisuradze, G. Chichinadze. Ministry of Education and Science of Georgia, LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology, 1/9 M. Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: Nik.mais@yahoo.co

Petro-geochemical characteristics of the Jalovchat hornblende gabbroid intrusive corresponds to the basalts of mid-oceanic ridges (MORB). There is suggested, that the intrusion protolith generation took place at the expense of the subducted, water rich MORB type rock melt in the depleted mantle.

Петрогеохимические характеристики габброидов Джаловчатского интрузива (Кавказ). Н. Маисурадзе, Г. Чичинадзе. Министерство просвещения и науки Грузии, ЮЛОП Институт геологии им. А. Джanelidze, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе, 1/9. Nik.mais@yahoo.co

Петрогеохимические параметры роговообманковых габброидов Джаловчатского интрузива соответствуют базальтам срединно-океанских хребтов. Высказывается мнение, что формирование протолита интрузива произошло за счет плавления субдуцированных в деплетированной мантии богатых водой пород (MORB).

Abridged English Version

The Jalovchat gabbroid intrusive is exposed on the northern and southern slopes of the axial part of the Greater Caucasus Main range, on about 25km² area. It predominantly comprises hornblende gabbro, gabbro-norites and norites. In the intrusive vein bodies of gabbro-pegmatites, anorthosites and micro-gabbro of low thickness are widespread (Fig. 1-2). Most remarkable are the veins of gabbro-pegmatites with the gigantic hornblende crystals; in length they often exceed 0.5m (Fig.3).

Amphiboles, according to the data of Woolley's diagnostic diagram (Woolley et al., 1997) correspond to magnesiohastingsite and magnesiohornblende (Fig. 4). In hastingsite and hornblende has been increased Mg content, where it substitutes Fe²⁺ through isovalent isomorphism.

The Jalovchat gabbroid intrusive has no analog neither in the Main Range zone of the Greater Caucasus nor in the Caucasia overall. Despite this fact, it is still insufficiently studied from the petrologic and geochemical viewpoint. It is suggested that the Jalovchat intrusive was formed in deep horizons of the crust as a result of crystallization of water-saturated Bajocian basalt magma (Chichinadze, 1977).

On AMF and Na₂O+K diagrams (Fig. 5) most of the points are in the field of tholeiitic basalts or close to it.

Only one of the studied samples gets into the field of calc-alkali basalts. This sample was obtained in direct contact with xenolith of metapelitic composition, apparently causing its aberrant behavior on the diagram. Moreover, this sample is an exception in case of other diagrams as well.

According to ACM-AMF double diagram (Fig.6) the samples distributed in the fields of mid-oceanic ridges and alkali cumulates.

In TiO₂/FeO+Fe₂O₃, Zr/Y-Zr and Ti-Cr/Ni diagrams and Ti-Cr-Y triangular diagram figurative points are arranged in the fields of island-arc and mid-oceanic basalts or along the trends reflecting mid-oceanic ridges or island arcs (Fig. 7).

In K₂O/ TiO₂ diagram (Fig. 8) figurative points occupy the fields of normal and enriched type mid-oceanic ridges.

According to Th/Nb/Y ratio the Jalovchat intrusive corresponds to the field of depleted mantle, but by Sm/Y-Ce/Sm - to the MORB area.

Th/Y and Nb/Y ratios correspond to the MORB composition, Th/Yb-Ta/Yb and La/Nb-Ti ratios - to N MORB, and Rb/Y and N/Y correspond to the lower crust formations. Exceptional are Ce/Pb-Ce and Nb/Th-Nb diagrams, where the figurative points occupy the area of primitive mantle (Fig. 9).

Spidergrams are characterized by almost horizontal trend, weakly expressed Eu minimums and by a slight depletion of light REE (Fig. 10).

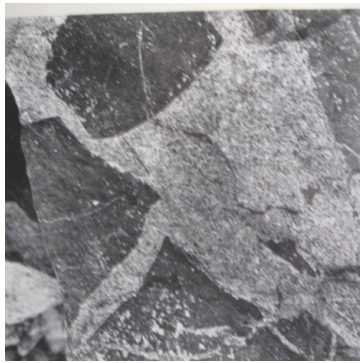
Similar Spidergrams, according to S. Taylor and S. McLennan (1988) are characteristic of typical tholeiitic basalts. For comparison, we are adducing the spidergrams for the Archaic tholeiitic basalts published by these authors. In comparison to MORB spidergrams they are characterized by depletion of light REE. Their correlation to the spidergrams of Jalovchat intrusive proves that they are more depleted. The above cited points to the gradual depletion of mantle with the above-mentioned elements in geological time.

The represented RE and REE diagrams reveal unexpected regularity. In particular petro-geochemical characteristics of Jalovchat gabbroid intrusive predominantly correspond to MORB – i.e. to basalt formations of mid-oceanic ridges. At first sight, it is an anomalous phenomenon, since in a well-known “ophiolitic” section – pillow lavas, parallel dikes, normal and cumulate gabbros and in the subjacent ultrabasites, magmatic formations represented mainly by huge prismatic hornblende-bearing gabbros and gabbro-pegmatites are not fixed.

On the basis of petro-mineralogic and petro-geochemical data analysis, we propose the following pattern of Jalovchat intrusive formation: the intrusive belongs to the subduction geodynamic type. In the depleted mantle has subducted the MORB rock system, which as is known is rich in water. In the magmatic chamber for the development of hornblende and especially for its gigantic crystals is necessary presence of water-rich reservoir, conditioned with melting of the subducted MORB rocks (pic.11).

Our point of view is adduced schematically in future there should be carried out isotope study of Jalovchat intrusive.

ჯალოვჩატის გაბროიდული ინტრუზივი გაშიშვლებულია კავკასიონის მთავარი ქედის ღერძული ნაწილის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდებზე დაახლოებით 25 კმ² ფართობზე. ის უპირატესად წარმოდგენილია რქატყუარიანი გაბროებით, ასევე რქატყუარიანი გაბრონორიტებით და ნორიტებით. ინტრუზივში ფართოდ არის განვითარებული მცირე სიმბლავრის გაბრო-პეგმატიტების, ანორთოზიტების და მიკრო-გაბროების ძარღვული სხეულები (სურ. 1-2).



სურ. 1. ანორთოზიტები ჯალოვჩატის გაბროიდულ ინტრუზივში ქმნიან ერუპტიულ ბრეჩიებს.



სურ. 2. მიკროგაბროს დაიკა.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია გაბრო-პეგმატიტების ძარღვები რქატყუარის გიგანტური კრისტალებით, რომელთა სიგრძე ზოგჯერ 0.5 მეტრს აღემატება (სურ.3)



სურ. 3 გაბრო-პეგმატიტი. რქატყუარის გიგანტური კრისტალები ანორთოზიტულ მასაში

ქვემოთ მოცემულია ახალი პეტროგეოქიმიური მონაცემები ინტრუზივის შემადგენელი ქანებიდან (ცხრ. 1-2).

ამფიბოლები, ავულის დიაგნოსტიკური დიაგრამის მონაცემებით (Alan R. Woolley at.all, 1997) მაგნეზიოჰასტინგსიტსა და მაგნეზიორქატყუარას უპასუხებს (სურ. 4)

ჰასტინგსიტსა და რქატყუარაში, მომატებულია Mg-ის რაოდენობა სადაც ის ანაცვლებს Fe^{2+} -ს იზოვალენტური იზომორფიზმის გზით.

ჯალოვჩატის გაბროულ ინტრუზივს ანალოგი არ გააჩნია არა მხოლოდ კავკასიონის მთავარი ქედის ზონაში, არამედ საერთოდ კავკასიაში. მიუხედავად ამისა, იგი პეტრო-გეოქიმიურად არ არის სათანადოდ შესწავლილი. გამოთქმულია მოსაზრება, რომ ჯალოვჩატის ინტრუზივის ფორმირება ხდებოდა ქერქის ღრმა ჰორიზონტში წყლით მდიდარი ბაიოსური ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციის შედეგად (Чичинадзе,1977).

AFM და Na_2O+K_2O/Si – დიაგრამებზე (სურ.5) წერტილთა უმრავლესობა ტოლეიტურ ბაზალტთა ველში ან მის მახლობლად არის განლაგებული.

შესწავლილი ნიმუშებიდან მხოლოდ ერთი მოხვდა კირტუტე ბაზალტთა ველში. ეს ნიმუში აღებულია მეტაპელიტური შედგენილობის ქსენოლითთან უშუალო კონტაქტში, რამაც, როგორც ჩანს განაპირობა მისი ანომალური ქცევა დიაგრამაზე. აქვე აღვნიშნავთ, რომ ეს ნიმუში ასევე გამონაკლისია სხვა დიაგრამების შემთხვევაშიც.

ACM-AFM ორმაგი დიაგრამის მიხედვით (სურ.6) ნიმუშები შუაოკეანური ქედების და ფუქე კუმულატების ამსახველ ველებში გადანაწილდა.

K_2O/ TiO_2 – დიაგრამაზე (სურ.8) წერტილები შუაოკეანური ქედის ნორმალურ და გამდიდრებული შემცველობის ველებშია მოქცეული.

Th/Nb/Y – მიხედვით ჯალოვჩატის ინტრუზივი დეპლექტირებული მანტიის ველს, ხოლო Sm/Y-Ce/Sm – შუაოკეანურ ბაზალტთა ველს უპასუხებს.

Th/Y და Nb/Y-ის ფარდობა MORB-ის, Th/Yb-Ta/Yb და La/Nb-Ti –ისა N MORB-ის შედგენილობას შეესაბამება, ხოლო Rb/Y და N/Y – ქვედა ქერქულ წარმონაქმნებს პასუხობს. მოულოდნელი გამონაკლისია Ce/Pb-Ce და Nb/Th-Nb – დიაგრამები, სადაც ფიგურული წერტილები პრიმიტიულ მანტიის ველში განლაგდა (სურ.9).

ჯალონების ინტრუზიების ქიმიური შედგენილობა (მას.%-ში)

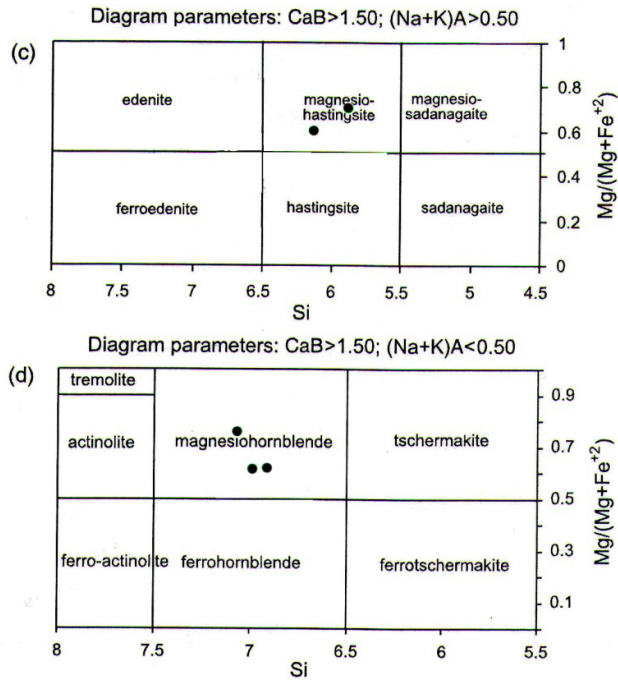
N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ბურ. ღაბ	Σ
6015	44.02	1.10	18.13	4.95	8.64	0.14	7.68	11.69	2.00	0.20	0.12	0.68	0.44	99.79
6025	45.32	1.10	17.79	4.76	6.12	0.14	7.96	12.21	2.40	0.42	0.08	0.62	0.78	99.70
6029	47.15	0.77	13.30	5.10	7.08	0.17	11.15	10.93	1.91	0.20	0.07	-	1.86	101.12
6032	48.03	0.82	17.35	5.11	7.56	0.21	8.29	2.89	2.00	-	0.09	0.22	0.84	99.91
6040	44.67	0.75	15.34	4.53	7.92	0.21	10.24	13.30	2.00	-	0.08	0.29	0.37	99.70
6053	44.55	0.66	19.43	4.10	6.09	-	8.56	12.94	2.30	0.50	-	-	1.12	100.25
6057	50.65	0.63	13.77	4.26	8.64	0.21	9.27	9.34	2.20	-	0.05	0.32	0.38	99.73
6093	47.63	1.00	20.50	3.50	5.08	-	5.83	12.13	2.60	0.50	-	-	1.36	100.18
6095	43.60	1.50	13.77	7.65	9.36	0.21	10.26	10.48	2.10	-	0.11	0.75	0.45	99.86
6905	46.72	1.44	18.64	3.45	6.73	0.27	6.58	11.30	2.96	0.58	-	0.46	1.08	100.21
6906	46.83	0.62	19.85	3.69	7.92	0.14	5.60	10.02	2.40	0.50	-	0.10	1.66	99.95
6908	48.81	0.92	14.71	3.00	7.82	0.25	10.09	10.03	2.56	0.36	-	0.37	1.51	100.37
6909	46.01	0.88	17.08	4.04	7.36	0.33	9.86	11.00	1.92	-	0.09	0.09	1.61	100.27
6940	66.16	0.36	15.50	3.03	1.62	0.19	1.82	5.22	4.10	1.10	0.11	0.36	0.42	99.99

ანალიტიკური კვლევები შესრულებულია საქართველოს გეოლოგიის დეპარტამენტის ლაბორატორიაში.
ანალიტიკოსები – ნ. ჯაბუა, ი. ვაშაკიძე.

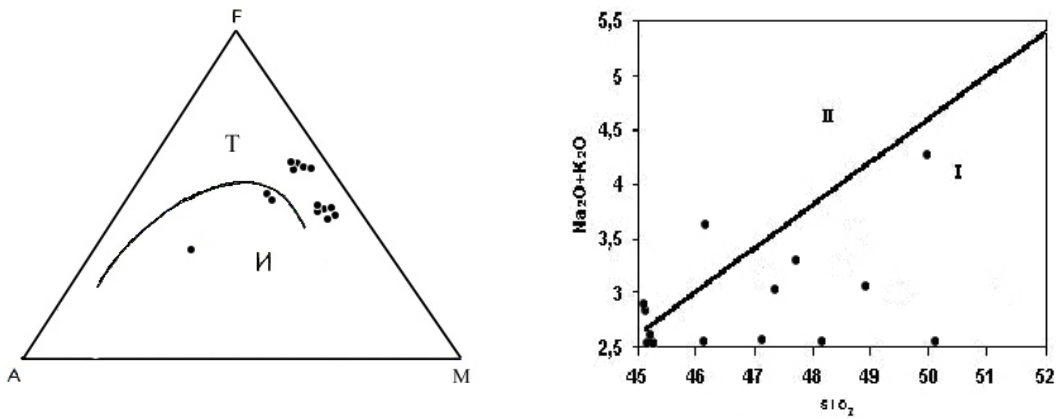
იშვიათ და იშვიათი ელემენტების შემცველობა ჯალფანის ინტრუზივის ქანებში (ppm)

	6025	6056	6906	6912	6913	6092
P	399	281	465	1050	589	374
Sc	32.0	60.0	27.6	39.0	11.5	56.7
Ti	8910	15240	6871	11000	2874	10380
V	343	625	261	365	53.5	473
Cr	145	45.6	20.2	27.5	13.9	93.5
Mn	1130	1181	1335	1460	1102	1446
Co	36.9	59.9	32.0	35.2	15.1	51.8
Ni	31.3	84.4	13.7	15.9	8.39	58.9
Cu	21.1	72.4	43.1	46.4	11.5	33.4
Zn	67.6	80.4	85.7	84.0	57.2	84.5
Ga	16.9	16.2	20.8	19.4	15.8	16.1
Ge	1.24	1.60	1.49	1.75	0.919	1.63
As	0.476	0.544	0.439	1.89	0.402	0.518
Se	0.0334	0.0449	0.0524	0.0109	0.0262	0.0589
Rb	14.7	3.13	24.3	4.18	11.5	22.4
Sr	154	159	202	276	175	76.8
Y	31.6	37.2	30.2	7.47	20.3	37.0
Zr	34.8	35.6	47.2	50.9	90.3	77.5
Nb	1.86	3.11	3.10	11.0	2.90	3.48
Mo	—	—	—	1.48	—	—
Ag	0.0221	0.0198	0.0248	0.0310	0.0421	0.0338
Cd	0.0256	0.0270	0.0308	0.0273	0.0281	0.0415
Sn	1.01	1.11	0.793	—	0.640	1.76
Sb	0.266	0.0857	0.168	0.184	0.0954	0.0605
Te	0.0016	0.0035	0.0047	0.0099	0.0023	0.0034
Cs	0.443	0.144	0.819	0.423	0.540	1.17
Ba	35.2	25.5	102	28.7	75.3	74.0
La	2.60	2.29	6.31	11.7	8.41	5.78
Ce	7.44	8.12	16.5	25.4	18.1	15.8
Pr	1.34	1.60	2.58	3.38	2.36	2.42
Nd	7.74	9.60	12.6	14.4	10.1	11.6
Sm	3.08	3.95	3.92	2.98	2.58	3.92
Eu	1.05	1.25	1.20	1.17	0.834	1.20
Eu	1.10	1.29	1.25	1.23	0.860	1.28
Gd	4.05	5.06	4.44	2.62	2.96	4.95
Tb	0.746	0.929	0.754	0.294	0.461	0.874
Gd	4.53	5.67	4.75	2.41	2.96	5.38
Dy	5.43	6.68	5.21	1.48	3.13	6.26
Ho	1.21	1.46	1.14	0.301	0.703	1.38
Er	3.21	3.81	3.07	0.790	2.00	3.78
Tm	0.465	0.539	0.463	0.113	0.319	0.554
Yb	2.88	3.25	2.87	0.770	2.17	3.46
Lu	0.428	0.466	0.428	0.125	0.357	0.513
Hf	1.31	1.47	1.74	1.32	2.63	2.39
Ta	0.0039	0.0063	0.0062	0.0211	0.0096	0.0086
W	0.127	0.118	0.141	0.307	0.0537	0.231
Tl	0.226	0.0802	0.374	0.123	0.149	0.355
Pb	2.40	1.33	2.67	2.56	3.76	1.85
Th	0.360	0.118	1.15	1.08	2.38	1.05
U	0.124	0.0518	0.310	0.309	0.716	0.425

იშვიათი ელემენტების განსაზღვრა შესრულებულია ტაივანის ნაციონალურ უნივერსიტეტში



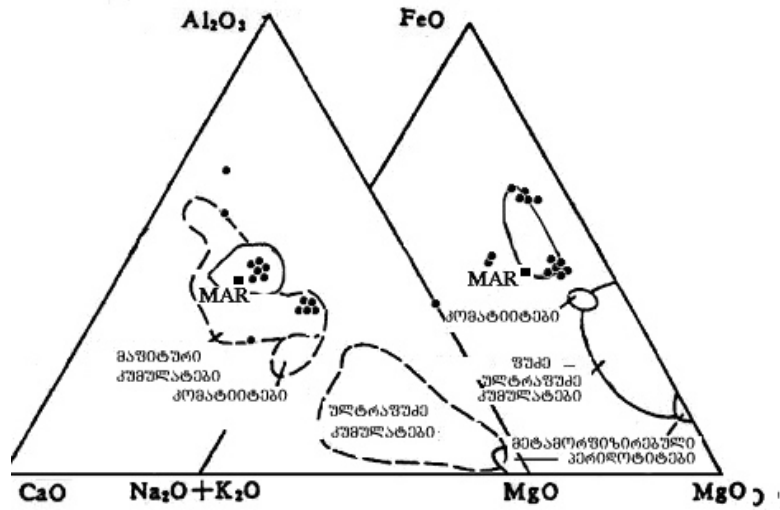
სურ. 4. ამფიბოლების დიაგნოსტიკური დიაგრამები (Alan R. Woolley at.all, 1997)



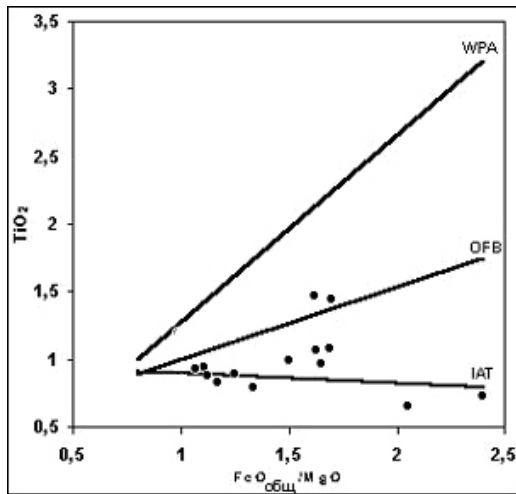
T - ტოლეიტური ბაზალტები
H - კირტუტე ბაზალტები

ნორმალური (I) და გაზრდილი (II)
ტუტიანობის ველები ბაზალტებში

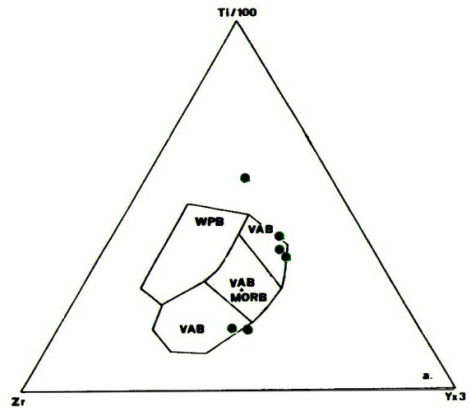
სურ. 5 ჯალოფხატის ინტრუზივის ამგები ქანების ფიგურატული
წერტილების განლაგება. AFM და Na_2O+K_2O/Si დიაგრამებზე



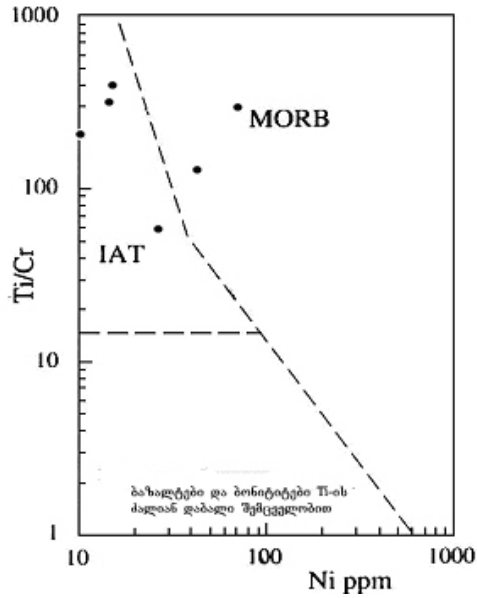
სურ. 6 ჯალოვანის ინტრუზიის ამგები ქანების ფიგურალური წერტილების განლაგება ACM და AFM დიაგრამებზე (Колман,1979)



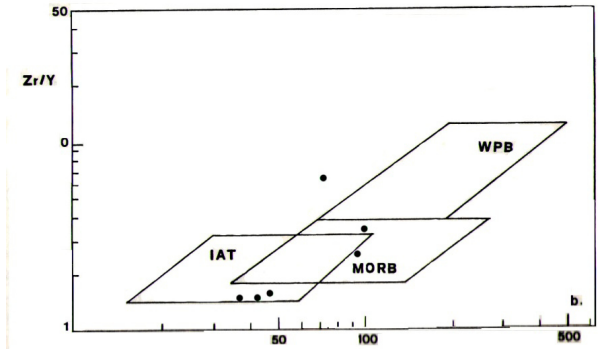
კუნძულთარკალური (IAT), შუაოკეანური (OFB) და შიდაფილაქნური (WPA) ბაზალტების დისკრიმინაციული ხაზები (Myiashiro, Shido, 1975)



WPB-შიდაფილაქნური ბაზალტები VAB+MORB-კუნძულთარკალური და შუაოკეანური ქედების ბაზალტები VAB-კუნძულთარკალური ბაზალტები

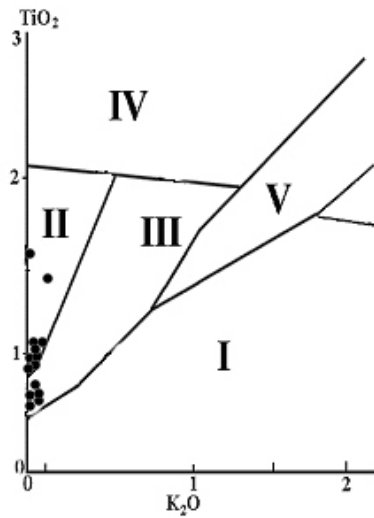


IAT- კუნძულთარკალური და MORB შუაოკეანური ქედების ბაზალტები (Beccaluva et al., 1983)

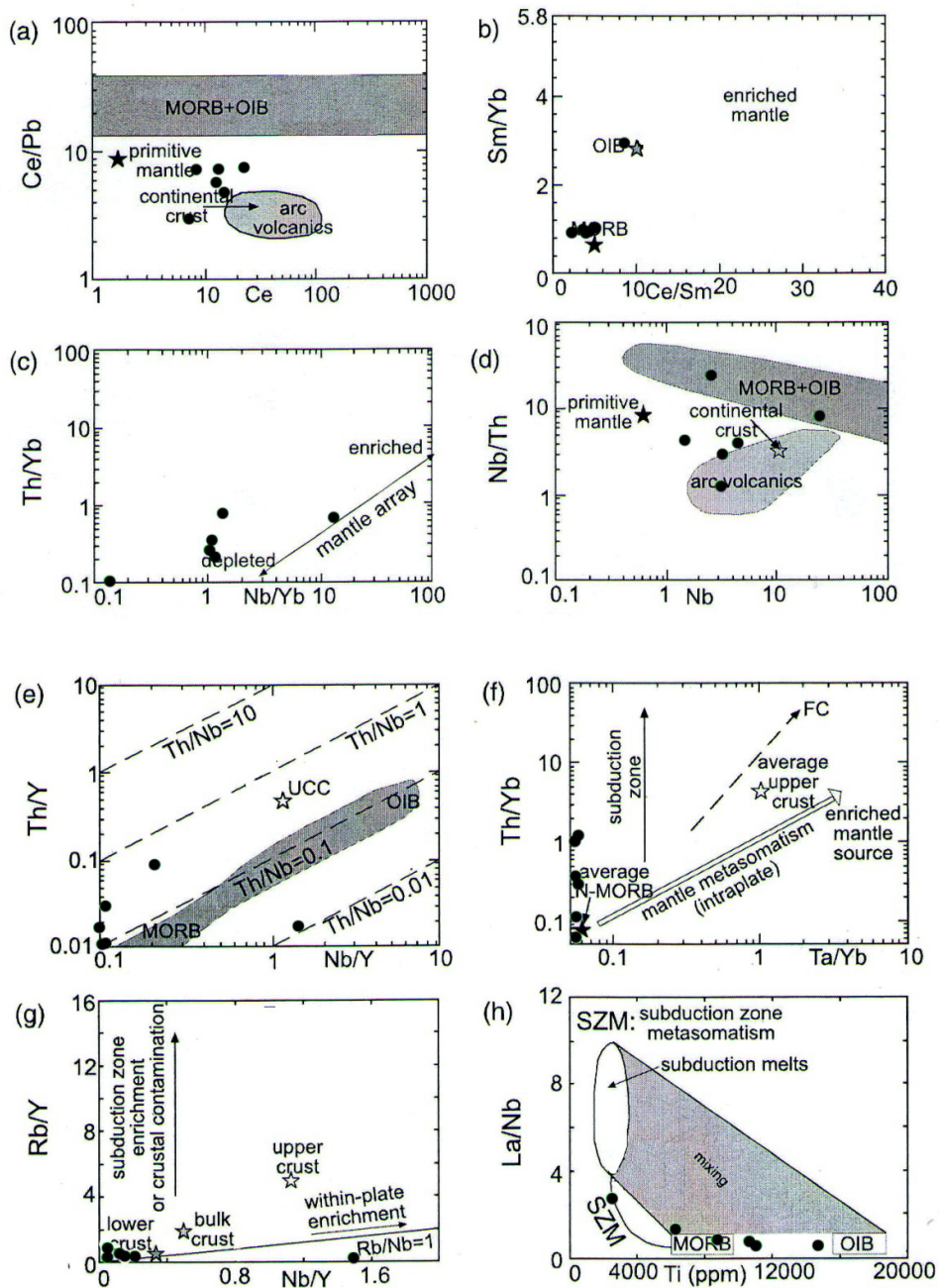


IAT- კუნძულთარკალური, MORB შუაოკეანური და WPB შიდაფილაქნური ბაზალტები (Hatzipanagiotou k. Pe-Pier 1994)

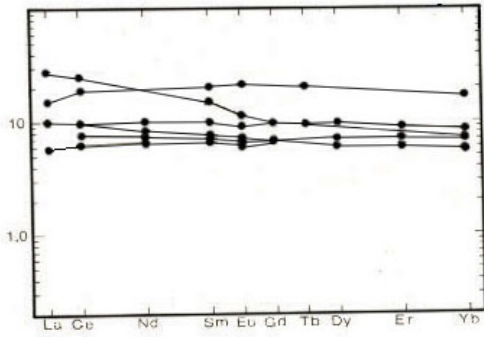
სურ. 7. ჯალოვანტის ინტრუზივის ამგები ქანების ფიგურული წერტილების განლაგება $TiO_2/FeO+Fe_2O_3$, $Zr/Y-Zr$, $Ti-Cr/Ni$ და $Ti-Cr-Y$ ტრიანგულარულ დიაგრამებზე



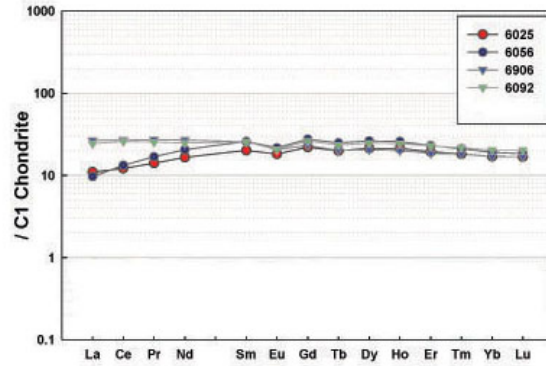
სურ.8. ჯალოვანტის ინტრუზივის ამგები ქანების ფიგურული წერტილების განლაგება K_2O/ TiO_2 - დიაგრამაზე. I – კუნძულთარკალური ბაზალტები; II – შუაოკეანური ქედების ნორმალური ტოლეიტური ბაზალტები; III – შუაოკეანური ქედების გამდიდრებული ბაზალტები; IV – შიდაფილაქნური ბაზალტები; V – ბაქნების აქტივიზაციის ზონების ბაზალტები.



სურ. 9. ჯალონატის ინტრუზივის ამგები ქანების ფიგურული წერტილების განლაგება. Th/Nb/Y, Sm/Y-Ce/Sm, Th/Y, Nb/Th-Nb, Th/Yb-Ta/Yb, La/Nb-Ti, Rb/Y, N/Y, Ce/Pb-Ce და Nb/Y დიაგრამებზე.



სურ. 10. REE განაწილების სპაიდერგრამა ტოლერიური ბაზალტებისათვის



REE განაწილების სპაიდერგრამა ჯალოვნატის ინტრუზივში

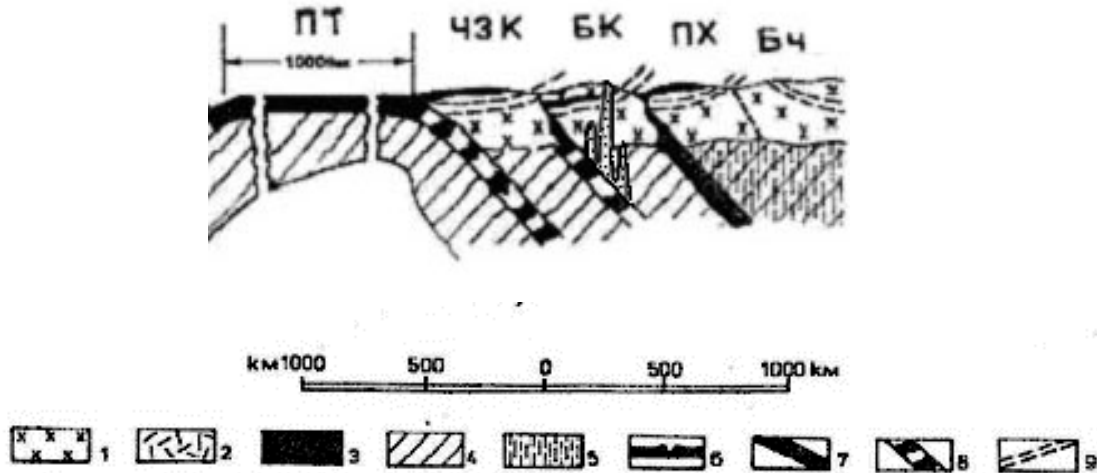
სპაიდერგრამები ხასიათდება თითქმის ჰორიზონტალური მიმართულებით, სუსტად გამოხატული Eu-ის მინიმუმებით და მსუბუქი იშვიათმიწა ელემენტებით ოდნავ გაღარიბებით (სურ.10).

მსგავსი სპაიდერგრამები ს. ტეილორისა და ს. მაკ-ლენანის (Taylor, McLennan, 1988) მიხედვით დამახასიათებელია ტიპური ტოლერიტური ბაზალტებისთვის. შედარებისთვის მოგვყავს ამ ავტორების მიერ გამოქვეყნებული სპაიდერგრამები არქაული ასაკის ტოლერიტური ბაზალტებისათვის. MORB – ის სპაიდერგრამასთან შედარებით მათ ახასიათებთ მსუბუქი იშვიათმიწა ელემენტებით გაღარიბება. ამ უკანასკნელის შედარება ჯალოვნატის ინტრუზივის სპაიდერგრამებთან მოწმობს მათ კიდევ უფრო გაღარიბებაზე მსუბუქი იშვიათმიწა ელემენტებით. ყოველივე ეს აშკარად მიუთითებს მანტიის თანდათანობით გაღარიბებაზე ზემოაღნიშნული ელემენტებით გეოლოგიური დროის განმავლობაში.

ჩვენს მიერ წარმოდგენილი მთავარი, იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების ამსახველი დიაგრამები მოულოდნელ კანონზომიერებაზე მიუთითებს. კერძოდ – ჯალოვნატის გაბროული ინტრუზივის პეტრო-გეოქიმიური მახასიათებლები უპირატესად MORB-ს – ანუ შუაოკეანური ქედების ბაზალტურ წარმონაქმნებს უპასუხებს. ერთი შეხედვით, ეს ანომალური მოვლენაა, რადგან საყოველთაო ცნობილ ე.წ. “ოფიოლიტურ” ჭრილში – ბალიშა ლავები, პარალელური დაიკები, ნორმალური და კუმულატური გაბრო და მათ ქვემოთ მომყოლ ულტრაბაზიტებში ფიქსირებული არ არის მაგმური წარმონაქმნები, წარმოდგენილი უპირატესად გიგანტურპრიზმული რქატყუარიანი გაბრო და გაბრო-პეგმატიტებით.

პეტრომინერალოგიური და პეტრო-გეოქიმიური მონაცემების ანალიზის საფუძველზე გთავაზობთ ჯალოვნატის ინტრუზივის ფორმირების შემდეგ მოდელს: ინტრუზივი მიეკუთვნება სუბდუქციურ გეოდინამიკურ ტიპს. დეპლექტირებულ მანტიაში სუბდუქცირებულია MORB-ის ქანთა სისტემა, რომელიც როგორც ცნობილია მდიდარია წყლით. მაგმურ კერაში რქატყუარის და მითუმეტეს მისი გიგანტური ზომის კრისტალების განვითარებისთვის აუცილებელია წყლით მდიდარი მაგმური რეზერვუარის არსებობა, რასაც განაპირობებდა სუბდუქცირებული MORB-ის ქანების ღღობა. ჩვენი შეხედულება სქემატურად წარმოდგენილია (სურ. 11).

აუცილებელია შემდგომში ჯალოვნატის ინტრუზივის ქანების იზოტოპური კვლევების ჩატარება.



სურ. 11. სმელთაშუა ზღვის მოძრავი სარტყლის კავკასიის კვეთის სქემატური პალინსპასტური პროფილი (Гамკრელიძე, Шенგელია, 2005). 1 – კონტინენტური ქერქი; 2 – სუბკონტინენტური ქერქი; 3 – ოკეანური ქერქი და ობდუცირებული ოფიოლიტები; 4 – ზედა მანტია; 5 – მანტიის სითბური, ფლუიდური და მაგმატური ნაკადები; 6 – შუაოკეანური ქედები; 7 – სუბდუქციის ზონები; 8 – სუბდუქციის უძრავი ან მცრელ მოძრავი ზონები; 9 – დედამიწის ქერქის ტექტონიკური განშრევების ზედაპირები.

ლიტერატურა

- Гамკრელიძე И.П., Шенგелиა Д.М. (2005). Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа //М.: Научный Мир. 479 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора,ее состав и эволюция //М.:Наука, 379 с.
- Чичинадзе Г.Л. (1977). Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия(Большой Кавказ).Канд.дисс.154с.
- Alan R. Woolley et.al. (1997). Nomenclature of amphiboles:report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association,commission on new minerals and mineral names //Canadian Mineralogist. Vol.35. P.219-246.
- Boztung D, Arehart G.B., Platevoit B.,Harlavan Y.Bonin B. (2007). High-K,calc-alkline I-type granitoids from the composite Yozgat batholith generated in a post-collision setting following continent-oceanic island arc collision in the central Anatolia, Turkey //Mineral. and Petrology. Vol. 91. P.191-223.
- Hatzipanagiotou k Pe-Pier G. (1994). Ophiolitic and sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Vatera area, Southern Lesbos(Greece) //Geochemistry and geochronology. P.17-29.

**ყაზბეგის მოსაპირკეთებელი ქვის
ბრექჩიული ბაზალტის შეღებნილობა და ბენეზისი**

კ. ლობჯანიძე

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტროს სსიპ ალექსანდრე ჯანელიძის
გეოლოგიის ინსტიტუტი, 0171 თბილისი, მ. ალექსიძის ქ. 1/9. ელ.ფოსტა: klobzhanidze@posta.ge

ყაზბეგის მოსაპირკეთებელი ქვა წარმოადგენს მწვანე ფერის, ბრექჩიული აგებულების, კარგი დეკორატიული იერსახისა და მაღალი ფიზიკურ-მექანიკური თვისებების მქონე ქანს. ბრექჩიის ნატეხები წარმოდგენილია ბაზალტით, ხოლო ცემენტი – ეპიდოტით, იშვიათად კვარცით და კალციტით. ბრექჩიული ბაზალტის ძირითადი საბადო მდებარეობს ყაზბეგის რაიონის ტერიტორიაზე მდ. დევდორაკის სათავეში, სადაც იგი მოქცეულია მყინვარის ქვეშ. ამ მოსაპირკეთებელი მასალის წარმოება დაამყარებულია მდ. დევდორაკის ქვემო წელში არსებული ლოდნარის დამუშავებაზე. ანალოგიური წარმონაქმნები გვხვდება აგრეთვე პირიქითა ხევისურეთის ტერიტორიაზე (არხოტში). ეს წარმონაქმნები არ არის შესწავლილი და საჭიროა მათი გამოკვლევა.

Composition and Genesis of Breccia-Basalt – Kazbegi Facing Stone. K. Lobzhanidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology. 1/9 M.Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia. E-mail: klobzhanidze@posta.ge

Kazbegi facing stone is a rock of green color, with breccia makeup, good decorative pattern and high physico-mechanical features. Fragments of breccia are represented by basalt, and cement – by epidote, rarely quartz and calcite. The main deposit of breccia basalt is located in the Kazbegi district territory, in headwaters of the river Devdoraki and is located under the glacier. Manufacturing of this facing material is based on the exploitation of block field situated in the lower reaches of the river Devdoraki. Similar formations spread on the territory of Pirikita Khevsureti (in Arkhoti), are not studied yet and should be investigated in future.

Состав и генезис Казбекского облицовочного камня – брекчиевого базальта. К. Лобжанидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. ЮЛОП Институт геологии им. А.Джанелидзе, Тбилиси 0171, ул. М.Алексидзе 1/9. E-mail: klobzhanidze@posta.ge

Казбекский облицовочный камень - зеленого цвета, брекчиевого строения, с хорошим декоративным видом и высокими физико-механическими свойствами. Обломки брекчии представлены базальтом, а цемент эпидотом, и редко, кварцем и кальцитом. Основное месторождение брекчиевого базальта расположено в Казбекском районе в верховьях р. Девдораки под ледником. Производство данного облицовочного камня основано для обработки валунов находившихся в нижнем течении р.Девдораки. Аналогичные породы распространены на территории Хевсурети (Архоти), которые не изучены и требуют дальнейшего исследования.

Abridged English Version

Breccia basalt is a facing stone of green color and good decorative pattern, which is quarried in the Kazbegi region.

The main deposit of breccia basalt is located in headwaters of the river Devdoraki (left tributary of the river Tergi) covered with glacier. Its development is handicapped with complicated relief and lack of roads.

Block field (boulder, till) in the lower reaches of the river Devdoraki is considered to be a deposit of the above-mentioned facing stone; it is of glacial-alluvial origin and does not exceed 3-4% of total rock mass, and its reserves amount 61 300 m³.

Similar formations are widespread on the territory of Pirikita Khevsureti (in Arkhoti), in the volcano-gene complex, which is known under the name of Chinghis Klde.

The mentioned facing stone has a fine decorative pattern as the large fragments of breccias are cemented with green fine-breccia matrix including fine crystals of epidote, rarely quartz and calcite.

Chemistry of the Kazbegi and Arkhoti breccia-basalts establish that fragments of massive rock compositionally correspond to basalt, and the epidote-bearing stripes have similar chemistry indicative of their identical mineral content.

Age of volcanic formations present in the Liassic sediments of the Kazbegi region is not determined with isotope dating method, but according to stratigraphic position of the volcanic rocks, the facing stone deposit is of the Upper Liassic age.

This deposit is formed by cementation of tectonic clastic material of Liassic pillow lavas, where the cement is represented by epidote, partially calcite and quartz of hydrothermal genesis.

Mainly small buildings have been decorated with the breccia basalt in Stepantsminda, Dusheti and Tbilisi. A nice decorative pattern of this stone makes possible to produce decorative wares of high quality and thus to develop its industry.

ყაზბეგის რაიონში გვხვდება ბრექჩიული აგებულების მწვანე ფერის მოსაპირკეთებელი ქვა, რომელიც ცნობილია ყაზბეგის ქვის სახელწოდებით. მწარმოებლები და მომხმარებლები ამ ქვას სრულიად არასწორად “ლიაბაზს” უწოდებენ. ამ ქანის დეტალურმა გეოლოგიურ-პეტროგრაფიულმა შესწავლამ მიგვიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ ეს არის ბრექჩიული აგებულების ბაზალტი. ჩვენ მას შემოკლებულად “ბრექჩიული ბაზალტი” ვუწოდეთ.

აღნიშნული მოსაპირკეთებელი მასალის პეტროგრაფიულ-მინერალოგიური შესწავლა ადრე არ ჩატარებულა და არც გენეზისის საკითხი იყო გარკვეული. მოცემული სტატია შეიცავს ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევის შედეგებს.

ბრექჩიული ბაზალტის ძირითადი საბადო მდებარეობს მდ. დევდორაკის (მდ. თერგის მარცხენა შენაკადის) სათავეში მყინვარის ქვეშ, სადაც ეს ქანები ზედაპირზე გამოჩენილია მცირე უბნების სახით (სურ. 1). ძირითადი საბადოს დამუშავება შეუძლებელია, არა მხოლოდ მყინვარის მიერ დაფარულობის, არამედ რთული რელიეფისა და უგზობობის გამო.

ბაზალტური ვულკანოგენები განლაგებულია ღიასურ ნალექებში და წარმოადგენს თანადროულ წყალქვეშა ვულკანიზმის პროდუქტებს. ბაზალტები ბალიშისებრი აგებულების ლავებით არის წარმოდგენილი.

ბაზალტის ღოდები საკმაოდ ბევრია მდ. ჩხერის გაშლილ ხეობაში, რომელშიც კარგად ჩანს მათი ბალიშისებრი აგებულება.

აღნიშნული მოსაპირკეთებელი ქვის საბადოდ მიჩნეულია მდ. დევდორაკის ქვემო წელში, მის მარჯვენა ნაპირზე არსებული ლოდნარი, რომელიც მყინვარულ-ალუვიური წარმოშობის არის (სურ. 2).

გეგმაში ამ საბადოს სამკუთხედის ფორმა აქვს, რომლის ფუძე მდ. დევდორაკის მდ. თერგთან შესართავის ახლოს მდებარეობს, ხოლო სიმაღლე მდ. დევდორაკის ხეობის გასწვრივ არის მიმართული (სურ. 3). ფ. ჭიპაშვილის მიხედვით მისი ფართობი დაახლოებით 1,5 კმ²-ს შეადგენს და ზღვის დონიდან 1500 -1600 მეტრზე მდებარეობს. მოსაპირკეთებელი ქვის მასალის რაოდენობა მთლიან სამთო მასაში 3 - 4 %-ს არ აღემატება, ხოლო მარაგი 61300 მ³ შეადგენს.

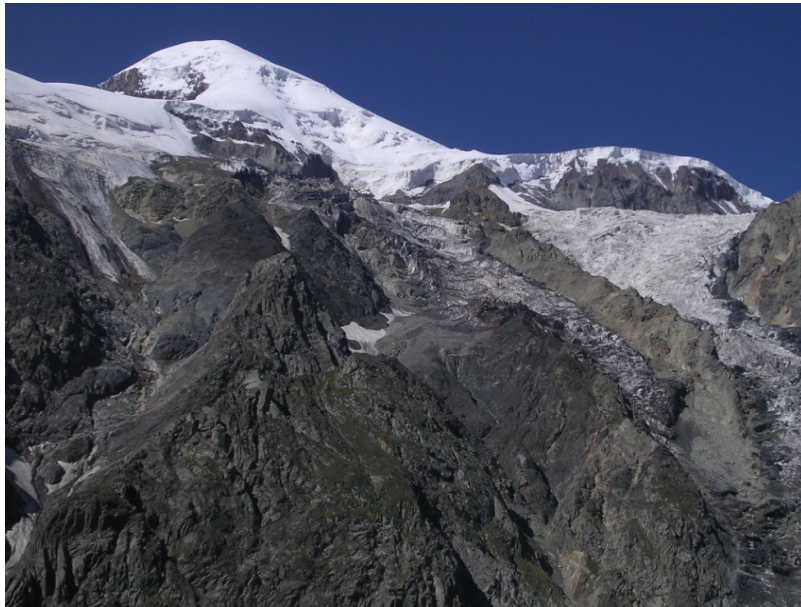
ანალოგიური წარმონაქმნები გავრცელებულია აგრეთვე პირიქითა ხევსურეთის ტერიტორიაზე (არხოტში), სადაც ეს ქანები მონაწილეობს ვულკანოგენური კომპლექსის შემადგენლობაში, რომელიც ჭიმღის კლდის სახელწოდებით არის ცნობილი.

ერთგვაროვანი ნატეხებისთვის დამახასიათებელია აფირული სტრუქტურა. ქანის ძირითადი მასა წარმოდგენილია ვულკანური მინით, რომელიც ზოგჯერ სუსტად არის განკრისტალებული. ამ მასისთვის დამახასიათებელია ჰიალოპილიტური სტრუქტურა. მინებრივ მასაში პლაგიოკლასის მიკროლითები თანაბრადაა განაწილებული, მაგრამ უწესრიგოდ არის განლაგებული. ქანი ხშირად საღია, მაგრამ ზოგჯერ ლეისტები და მთლიანად ქანიც ჩანაცვლებულია სერიციტით, ან პრენიტით. მიკროსკოპში ჩანს ქანის ფოროვანი აგებულება, რომელიც შევსებულია ძირითადად ქლორიტით, ეპიდოტით, კალციტით და კვარცით. ხშირად ფორების ცენტრალურ ნაწილში მოთავსებულია ქლორიტი კარბონატთან ერთად, ხოლო გარშემო მას შემოვლებული აქვს ეპიდოტის არშია.

შესწავლილ მოსაპირკეთებელ ქვას ბრექჩიული აგებულება აქვს. ნატეხების ზომები ფართო საზღვრებში მერყეობს – რამდენიმე მმ-დან 40 – 50 სმ-მდე. ბაზალტის მსხვილი ნატეხები შეცემენტებულია მწვანე ფერის წვრილბრექჩიული მასალით. ეს მასალა წარმოდგენილია ეპიდოტით და მასში ჩართული ქანის მცირე ზომის ნატეხებით (სურ. 4, 5).

ზოგ შლიფში ჩანს ქანის გაკვეთა ეპიდოტ-ციოზიტ-ქლორიტის მცირე ზომის ძარღვებით, რომელთა სიგანე 2–2.5 მმ-ს არ აღემატება.

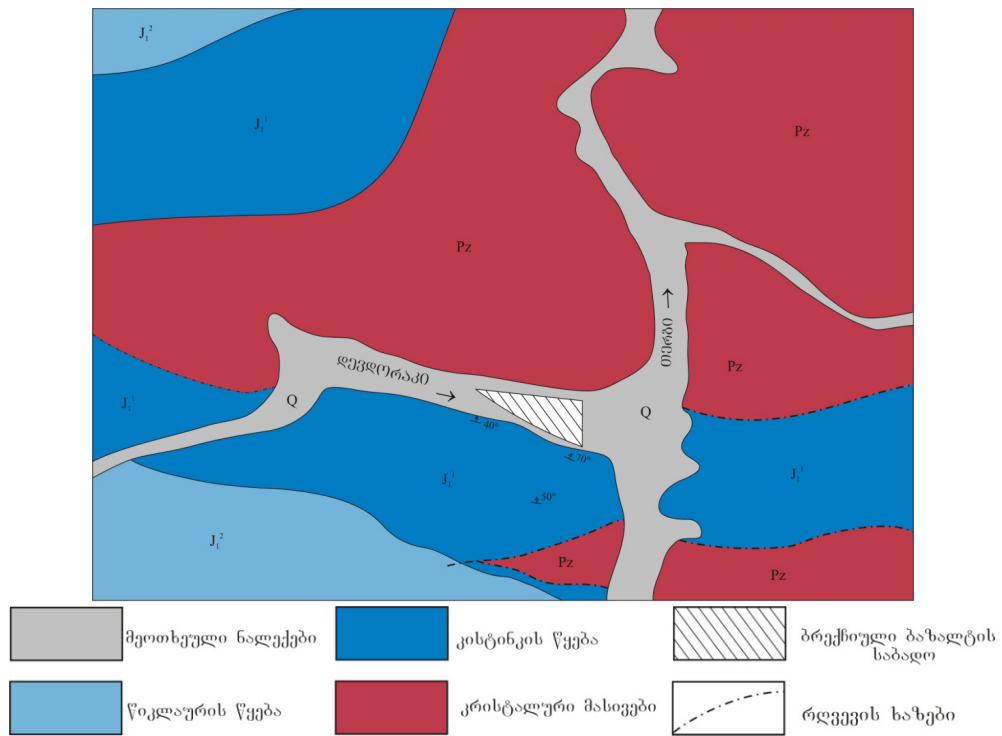
როგორც აღვნიშნეთ ბრექჩიის მოზრდილი ნატეხები შეცემენტებულია წვრილბრექჩიული ზოლებით და უბნებით, რომელსაც ხასხასა მწვანე ფერი აქვს. ეს ზოლები და უბნები აგებულია ეპიდოტით და მის მიერ შეტაცებული ქანის წვრილი, დაკუთხული ნატეხებით. მათში იშვიათად შედის კვარცი და კალციტი. სწორედ ეს უბნები და ზოლები აძლევს მოსაპირკეთებელ ქვას ეგზოტიკურ და დეკორატიულ იერსახეს.



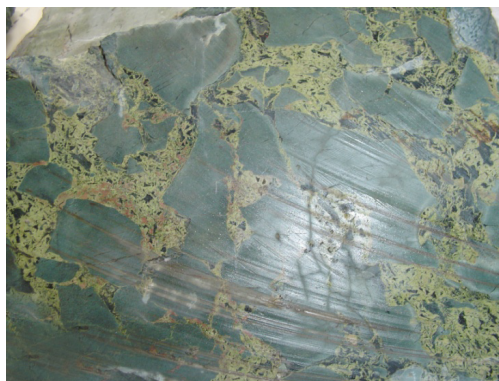
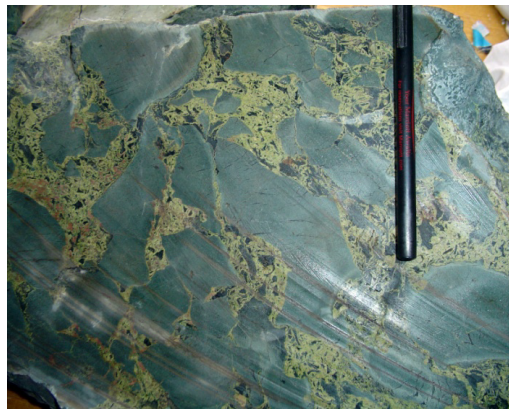
სურ. 1. ბრეჭიული ბაზალტის ძირითადი გამოსავლები მყინვარ დეველორაკის ქვეშ



სურ. 2. ბრეჭიული ბაზალტის საბადო მდ. დეველორაკის ქვემო წელში



სურ. 3. ყაზბეგის რაიონის ჩრდილოეთი ნაწილის სქემატური გეოლოგიური რუკა ფ. ჭიპაშვილის მიხედვით.



სურ. 4, 5. ბრექჩიული ბაზალტი.

ბრექჩიული ბაზალტის ქიმიური ანალიზების შედეგები

სიხშირი №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	სინესტქ	ხურ. დან.	ჯამი
1	50.60	1.76	6.70	1.92	7.14	0.17	4.67	8.20	4.20	0.20	0.24	<0.10	0.22	3.48	99.5
2	48.10	1.33	6.50	5.97	4.35	0.16	12.40	3.91	2.50	0.10	<0.10	<0.10	0.20	4.20	99.72
3	49.70	0.72	4.90	7.37	3.00	0.16	16.10	2.52	0.20	0.20	0.13	<0.10	0.20	4.36	99.56
4	47.60	1.47	7.80	4.72	5.21	0.15	8.26	6.58	3.30	0.80	0.13	<0.10	0.16	3.44	99.62
5	45.70	0.98	5.70	8.38	3.71	0.16	16.50	2.62	0.10	0.20	<0.10	<0.10	0.30	5.30	99.65
6	49.06	1.36	5.70	5.38	6.37	0.31	8.95	6.17	3.11	1.52	0.45	–	1.62		100

- №1, 2 –მასიური ქანი ბრექჩიიდან, ყაზბეგი;
- №3 –ეპიდოტიანი ზოლი ბრექჩიიდან, ყაზბეგი;
- №4 –მასიური ქანი ბრექჩიიდან, არხოტი;
- №5 –ეპიდოტიანი ზოლი ბრექჩიიდან არხოტი;
- №6 –ბაზალტის საშუალო ანალიზი დელის მის.

ჩვენს მიერ აღებული ბრექჩიული ბაზალტის ნიმუშების კოლექციიდან ქიმიური ანალიზებისათვის შევარჩიეთ ერთგვაროვანი ნატეხების და ეპიდოტის ზოლების მასალა. ამასთან ერთად ორი ნიმუში შევარჩიეთ არხოტის თემის ტერიტორიაზე აღებული ანალოგიური ბრექჩიიდან. ერთი არის მასიური ქანის ნიმუში, ხოლო მეორე ეპიდოტიანი ზოლიდან. ქიმიური ანალიზები ჩატარდა კავკასიის მინერალურ ნედლეულთა ინსტიტუტში (ცხრ. 1).

ყაზბეგის რაიონის ღიასურ ნალექებში არსებული ვულკანური წარმონაქმნების ასაკი გეოქრონოლოგიური მეთოდებით დადგენილი არ არის.

ბრექჩიული ბაზალტის ფიზიკურ-მექანიკური მახასიათებლები

მოცულობითი წონა გ/სმ ³	წყალ-შთანთქმა %	სიმტკიცის ზღვარი შეკუმშვაზე კგ/სმ ²			ღარბილების კოეფიციენტი	ყინვაგამძლეობის კოეფიციენტი
		მშრალ მდგომარეობაში	სველ მდგომარეობაში	გაყინვის შემდეგ		
2950	0.08	1920	1825	1660	0.97	0.92
2870	0.09	1880	1840	1705	0.91	0.80
2895	0.07	1906	1885	1669	0.94	0.89
2916	0.08	1874	1842	1618	0.96	0.91
2858	0.08	1863	1801	1733	0.95	0.90
2941	0.09	1932	1902	1742	0.91	0.88
2912	0.07	1871	1805	1672	0.90	0.91

ეს არის ბაზალტური შედგენილობის, ძირითადად ბალიშისებრი ლავეები, რომელიც მოქცეულია წიკლაურის წყებაში, რომელიც გ. ჩიხრაძის (1972) მიხედვით პლინსბახურს მიეკუთვნება, ხოლო მ. თოფჩიშვილის (1996) მიხედვით პლინსბახურია და ტოარსულის ქვედა პორიზონტებსაც უნდა მოიცავდეს. ვულკანოგენური ქანების სტრატეგრაფიული მდებარეობის მიხედვით უნდა დავასკვნათ, რომ ვულკანიზმი ტერიგენულ ნალექდაგროვებასთან ერთად მიმდინარეობდა და მაშასადამე ვულკანოგენები ლიასური ასაკის არის. ჭიმღის კლდის ანალოგიური წარმონაქმნები მ. ბერიძის მიერ (1991) პლინსბახურ-ქვედატოარსულად არის დათარიღებული.

მოსაპირკეთებელი ქვის საბადო წარმოშობილია ლიასური ბალიშა ლავეების ტექტონიკური მსხვერვისა და ჰიდროთერმული ხსნარებიდან გამოყოფილი ეპიდოტით, ნაწილობრივ კალციტითა და კვარცით შეცემენტების გზით.

ყაზბეგის მოსაპირკეთებელი ქვის ძირითად საბადოს ხაზობრივი გავრცელება აქვს, რაც აგრეთვე ადასტურებს ამ უბანში რღვევის არსებობას. როგორც ჩანს ამ რღვევას ლოკალური გავრცელება აქვს, რადგან აღმოსავლეთით არსებულ მდ. ჩხერის ხეობაში ბრექჩიული ბაზალტის მასალა არ ჩანს და მყინვარული ლოდნარი წარმოდგენილია მხოლოდ ბალიშა ლავეებით. მსგავსი არაბრექჩიული წარმონაქმნები გვხვდება აგრეთვე ჭიუხებში, სადაც ბაზალტის ბალიშებს შემოვლებული აქვს ეპიდოტის არშიები, აგრეთვე ეპიდოტით არის ამოვსებული ბალიშთაშორის არეები (სურ. 6).

ბრექჩიული ბაზალტის წარმოება დამყარებულია მდ. დევდორაკის და მდ. თერგის ხეობებიდან ამოღებული ლოდების დამუშავებაზე.

საბადოს შეზღუდული მარაგის გამო ბრექჩიული ბაზალტი დიდი ნაგებობების მოსაპირკეთებლად არ არის გამოყენებული. ამ ქვით მოპირკეთებულია შედარებით მცირე ზომის ნაგებობები სტეფანწმინდაში, დუშეთსა და თბილისში.

ბრექჩიული ბაზალტის წარმოების გაფართოება შესაძლებელია იმ შემთხვევაში თუ მას გამოვიყენებთ არა მხოლოდ მოსაპირკეთებლად, არამედ როგორც სანახელავო-დეკორატიულ მასალას. ეს მასალა შეიძლება გამოვიყენოთ სხვადასხვა ფორმის და ზომის სუვენირების, სამკაულების დასამზადებლად და შენობების ინტერიერის მოსაპირკეთებლად, აგრეთვე შეიძლება გამოყენებულ იქნას მოზაიკაში.

არხოტის საბადოს დამუშავება ჯერჯერობით შეუძლებელია უგზოობისა და მის შენახვებ ინფორმაციის სიმცირის გამო.

დასკვნა

ყაზბეგის მოსაპირკეთებელი ქვის საბადო წარმოადგენს ბრექჩიული აგებულების ბაზალტს. ამ ქანის მიმართ სახელწოდება “ლიაბაზის” ხმარება სრულიად გაუმართლებელია. ბრექჩიული ბაზალტის ძირითადი საბადო მდებარეობს მყინვარ დევდორაკის მიდამოებში, სადაც ეს ქანი მხოლოდ ნაწილობრივ არის ზედაპირზე გამოჩენილი. საბადოდ მიჩნეულია მდ. დევდორაკის ქვემო წელში მდ. თერგის შესართავთან არსებული მორენულ-ალუვიური წარმოშობის ლოდნარი. ბრექჩიული ბაზალტი არის მწვანე ფერის, კარგი დეკორატიული იერისა და მაღალი ფიზიკურ-მექანიკური თვისებების მქონე ქანი, რომელშიც ბრექჩიის ნატეხები შეცემენტებულია ეპიდოტის, იშვიათად კალციტისა და კვარცის მასალით.

აღნიშნული მოსაპირკეთებელი ქვის საბადო წარმოშობილია ლიასური ბალიშა ლავეების ტექტონიკური მსხვერვისა და ჰიდროთერმული ხსნარებიდან გამოყოფილი ეპიდოტით შეცემენტების გზით.

ანალოგიური წარმონაქმნები გავრცელებულია აგრეთვე არხოტის თემის ტერიტორიაზე, სადაც ეს ქანები მონაწილეობს ვულკანური ქანების კომპლექსში, რომელიც ჭიმღის კლდის სახელწოდებით არის ცნობილი.

კარგი დეკორატიული იერსახის გამო ბრექჩიული ბაზალტი შეიძლება გამოყენებულ იქნას, როგორც სანახელავო დეკორატიული მასალა. მისგან შეიძლება დამზადდეს სხვადასხვა ზომისა და ფორმის სუვენირები, სამკაულები და სხვ.



სურ. 6. ბაღიშა ლავეები ჭიუხებში.



სურ. 7. მაგიდა სამების ტაძარში



სურ. 8. შენობის ფასადი თბილისში რუსთაველის გამზირზე.

ლიტერატურა

- Беридзе М.А. (1991). Ранне- и среднеюрский базальтовый вулканизм//В кн. Геологическое строение Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР.Нов.сер. Вып.102. С.66-82.
- Топчишвили М.В. (1996). Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии //Тр. ГИН. Нов. сер. Вып. 108.216 с.
- Чихрадзе Г.А. (1979). Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа// Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 62. 202с.

ს ა რ ჩ ე შ 0

CONTENT

თ. წუწუნავა. ნინო თათრიშვილი და გიორგი ზარიძე - ქართული პეტროლოგიური სკოლის ფუძემდებლები (ეძღვნება დაბადებიდან 100 წლისთავს)5

D. Shengelia, T. Tsutsunava, G. Chichinadze, N. Maisuradze, Q. Vardanashvili. Petro- and Geochemistry of Early Variscan (Bretonian) Granitoids of the Greater Caucasus.....8

ო. დუდაური, მ. ტოგონიძე, გ. ვაშაკიძე. საქართველოს მეზოზოური მაგმატიზმის განვითარების ზოგადი ანონზომიერებანი.....24

მ. კეკელია, ს. კეკელია, გ. ასათიანი, ნ. სადრაძე, ნ. გაგნიძე. პალეო-კუნძულთა რკალების ფერადი ლითონების ვულკანოგენური საბადოების გეოლოგიური პოზიცია და ფორმირების პირობები.....40

დ. შენგელია, თ. დუდაური, ქ. ჩიხელიძე. ძირულის კრისტალური მასივის ალპურის-წინა წარმონაქმნების ცირკონების U-Pb იზოტოპური გეოქრონოლოგია51

თ. წუწუნავა. ზოგიერთი მინერალური გარდაქმნა ანქიმეტამორფიზმის პროცესში.....62

ა. ოქროსცვარიძე, დ. ბლუაშვილი. საკენის მადნიანი ველი (კავკასიონი, სვანეთი): ფორმირების ძირითადი ფაქტორები და პერსპექტივები.....73

V. Gugushvili, N. Popkhadze, T. Beridze, S. Khutsishvili, T. Chkhotua, G. Tsimakuridze. Phanerozoic Evolution of the Tethys Ocean Expressed in Metallogeny of the Caucasus and Pontides.....81

გ. გვახარია, ნ. მაჩიტაძე, მ. სტამატელი, ნ. გელაშვილი, ნ. ბენაშვილი, ც. ხუხუნია, ლ. ხომერიკი ლითონებისა და ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობა და განაწილება შავი ზღვის საქართველოს სექტორის ზღვის ფსკერულ ნალექებში (2008 წლის მონაცემების მიხედვით)89

ბ. თუთბერიძე, მ. ახალკაციშვილი. ჯავახეთის ზეგნის თანამედროვე რელიეფის ფორმირების ძირითადი ეტაპები.....107

N. Poporadze, Kh. Gachechiladze. Peculiarities of the Chemical Composition of the Georgian Native Copper and “Colkhuri Tetri” Coins113

გ. გელეიშვილი, რ. კვატაშიძე. საქართველოს სასარგებლო წიაღისეულის გამოყენების შესახებ122

N. A. Aslanikashvili, A. I. Suladze. Volcanism and Evolution of Hominids126

G. Chichinadze. About the Geological Structure of the Buulgen Series (the Greater Caucasus) 135

გ. მაისურაძე, ს. ყულღოშვილი. მტკვრისა და არაქსის შუამდინარეთის გვიან-კაინოზოური ვულკანიზმი.....141

ე. ვარსიმაშვილი. კავკასიონის კიდურა ზღვის “ადმოსავლეთი აუზის” ზედა-იურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაციის ტერიგენული მინერალოგია (საქართველოს ფარგლებში)149

გ. გელეიშვილი. საქართველოს ბუნებრივი მოსაპირკეთებელი ქვები.....160

თ. წუწუნავა, ლ. შუბითიძე, ქ. ჩიხელიძე, ქ. თედლაშვილი. ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მეტაბაზიტების პეტროქიმიურ-გეოქიმიური თავისებურებები.....	165
კ. აქიმიძე. ალაზანგაღმა კახეთის გვიანპლინსბახურ-ადრეტოარსული ვულკანიზმი	178
ა. მიქაბერიძე, მ. ჯიბლაძე, ზ. რაზმაძე. ცერიუმით აქტივირებული ლუტეციუმის ოქსი-ორთოსილიკატის მონოკრისტალების ზრდა და მათი ლუმინესცენტური თვისებების განსაზღვრა.....	186
ქ. ვარდანაშვილი, ნ. მაისურაძე. კლიჩის გაბრო-დიორიტული ორთოგნეისების პეტროქიმია და გეოქიმია (კავკასიონი)	192
ნ. მაისურაძე, გ. ჭიჭინაძე. ჯალოენატის გაბროიდული ინტრუზივის პეტრო-გეოქიმიური დახასიათება (კავკასიონი)	202
კ. ლოზუნაძე. ყაზბეგის მოსაპირკეთებელი ქვის ბრექჩიული ბაზალტის შედგენილობა და გენეზისი.....	213

შრომათა კრებული შედგენილია ალექსანდრე ჯანელიძის
გეოლოგიის ინსტიტუტში

ტექნიკური მენეჯერი – გ. ფრანგულაშვილი
ქართული ტექსტის კორექტორი – მ. ტოგონიძე
ინგლისური ტექსტის კორექტორი – ე. ახმეტელი

The proceedings are prepared at Alexandre Janelidze Institute of Geology

Technical Manager - G. Prangulashvili
Correction of Georgian text – M. Togonidze.
Correction of English text – E. Akhmeteli

Труды подготовлены в институте геологии им. Ал. Джanelidze

Технический менеджер – Г. Прангулашвили
Корректор Грузинского текста – М. Тогонидзе
Корректор Английского текста – Е. Ахметели

aleqsandre janeliZis geologiis instituti
madlobas uxdis saqarTvelos teqnukur universitets
SromaTa krebulis gamocemaSi mxardaWerisTvis

იგეგმება ავტორთა მიერ წარმოდგენილი სსსით

გადაეცა წარმოებას 09.11.2010. ხელმოწერილია დასაბეჭდად 30.11.2010. ქალაქის ზომა 60X84 1/8. პირობითი ნაბეჭდი თაბახი 13. ტირაჟი 100 ეგზ.

საგამომცემლო სახლი „ტექნიკური უნივერსიტეტი“, თბილისი, კოსტავას 77



Verba volant,
scripta manent