

ბიბლიოტეკა
1948-213

საქართველო

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები

გეოლოგიური სერია

ტომი IV (IX)₃

ს. ჩიხელიძე — გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-
აღმოსავლეთ ნაწილში.



АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ACADÉMIE DES SCIENCES DE LA RSS GÉORGIENNE

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
TRAVAUX DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE

Сер. геолог. IV(IX)3 Sér. géolog.

С. С. Чихелидзе—Геологические наблюдения в юго-восточной части
Дзирульского массива

Издательство Академии Наук Грузинской ССР
Édition de l'Académie des Sciences de la RSS Géorgienne

Тбилиси

1948

Tbilissi

შინაარსი

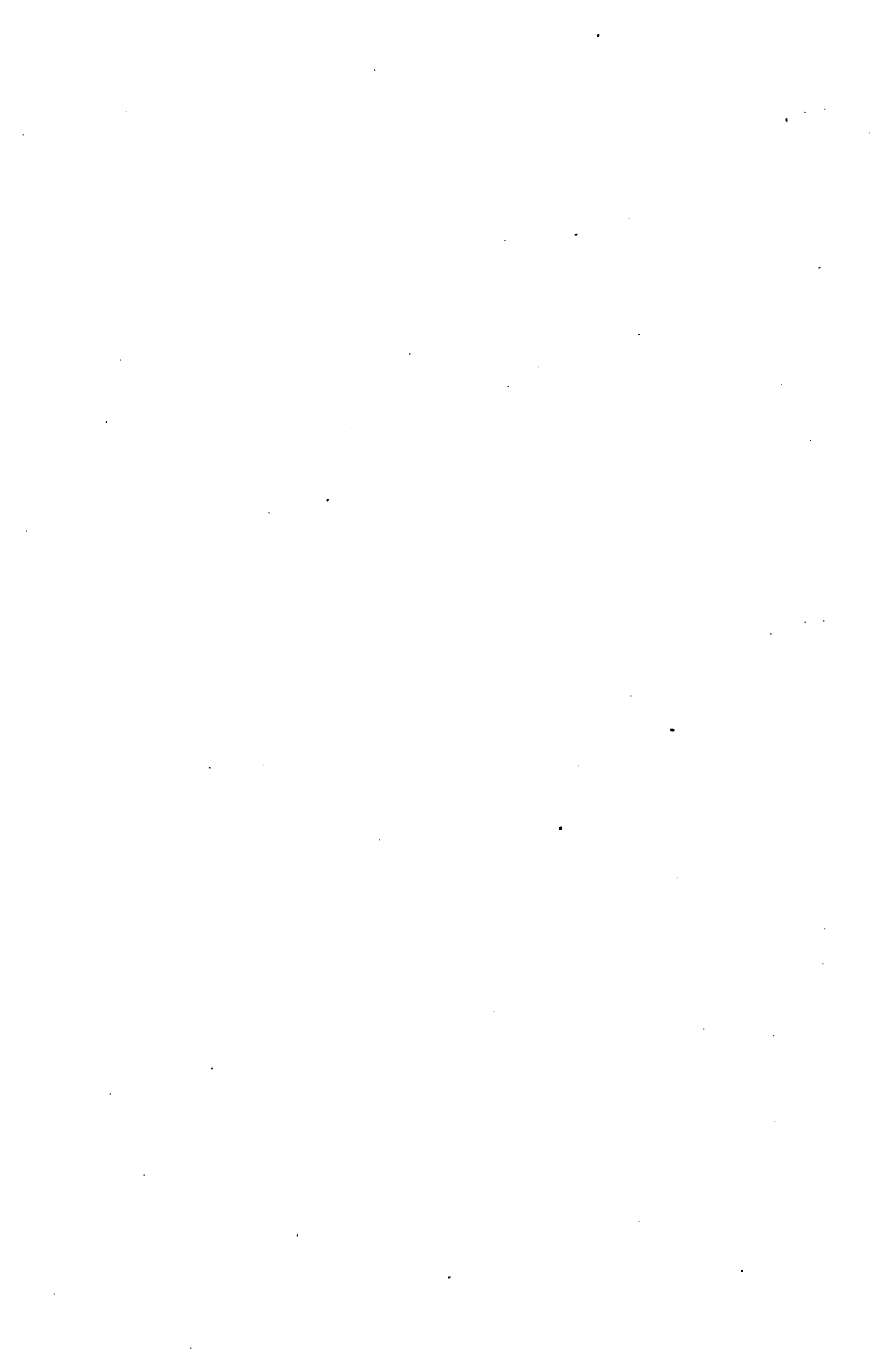
წინასიტყვაობა	88-1
შენახვალი	3
ლორე-შიდროგრაფია	3
კვლევის ისტორია	8

ნაწილი პირველი

მეზოზოოურისწინა ფორმაციები	13
I. მეთამოკრფული კომპლექსი	13
1. ფილიტების წყება	
ა) ხაერთო ცნობები	13
ბ) ფილიტების წყების პეტროგრაფია	16
ნორმალური ფიქლები	16
ინიექციური ფიქლები	29
მარმარილო, კვარციტი და სხვა ქანები	38
მეტამორფიზებული ძველი მაგმური ქანები	43
ფილიტების წყების და გრანიტის კონტაქტი	54
გ) წყების ასაკი	58
2. კრისტალური ფიქლები	59
3. ფილიტების წყების და კრისტალური ფიქლების ურთიერთობის საკითხი	67
II. კვარციანი დიორიტები	
(რუხი გრანიტოიდები)	73
III. ვარდისფერი გრანიტოიდების ინტრუსიული კომპლექსი	82
IV. ფუჟე ინტრუსივები	100
სერპენტინიტები	101
სერპენტინიტის და ვარდისფერი გრანიტის ურთიერთობა	105
გაბროული ქანები	137
V. დასკვნები	148

ნაწილი მეორე

მეზოზოური და კაინოზოური ფორმაციები	153
I. ლიასი	153
II. ბაიოსი	
პორფირიტული წყება	158
III ნეონტროსივი	172
III. ცარცი	181
IV. მესამეული	187
V. ტაქტონიკა	190
VI. გეოლოგიური ისტორია	197
Резюме	204
გამოყენებული ლიტერატურა	210



წინასიტყვაობა

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის თემატური დავალებით და ზოგჯერ პრაქტიკულ ამოცანებთან დაკავშირებით მომიხდა სხვადასხვა დროს (1931—1936 წლ.) გეოლოგიური კვლევის ჩატარება ძირულის კრისტალური მასივის აღმოსავლეთ და სამხრეთ ნაწილებში. შეგროვილ იქნა საკმაოდ მდიდარი მასალა, რომლის დამუშავებას შემდეგ წლებში ვაწარმოებდი. შრომა აღნიშნული საველე და კამერული მუშაობის შედეგს წარმოადგენს. მასში მთავარი ყურადღება პეტროგრაფიულ მხარეს აქვს მიქცეული.

უკვე ველზევე მიღებულ შედეგებს ზოგი რამ სიახლე და დაზუსტება შექმნდათ მასივის ამ ნაწილის აგებულების საკითხში. მითი გაზიარება ჩვენი გეოლოგიური საზოგადოებრიობისთვის ინსტიტუტის საჯარო სხდომებზე გაკეთებული მოხსენებებით მიხდებოდა. ისინი გამოხატულებას პოულობდნენ აგრეთვე ხელნაწერ (საფონდო) ანგარიშებში. მასალის დამუშავების შემდეგ შეჯამებული ნარკვევის წერისას საშუალება მომეცა ამ წინასწარი შედეგების დაზუსტების და მასთან ზოგიერთი ახალი საკითხის დაყენების. შრომა დაწერილია 1942—43 წ.

ხელნაწერთან შედარებით, რომელიც საქ. მეცნ. აკ. გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტის ბიბლიოთეკაში ინახება, გამოქვეყნებისას, ზოგიერთი რედაქციული ცვლილების გარდა, რამდენადმე შემცირებულია მიკროსკოპიული მასალის მოცულობა, კერძოდ, მთლიანად არის ამოღებული თავი „პორფირიტული წყების პეტროგრაფია“, რომლის გამოქვეყნება განზრახულია ცალკე შრომად.

ძირულის მასივის სუსტად გარკვეულ თუ სადავო საკითხთა რიგიდან შრომაში ვკმაყოფილდებით ძირითადად ორი მომენტის შედარებით სრულად გარჩევით დოკუმენტაციური მასალის საფუძველზე: ფილიტების წყების მიკროსკოპიული ბუნების, კრისტალურ ფიქლებთან ამ წყების დამოკიდებულების გარკვევის ცდით, და ვარდისფერი გრანიტის და სერპენტინიტების ურთიერთობის გაშუქებით. საამისო მასალა ჩემს კოლექციაში საკმაო სისრულით იყო წარმოდგენილი.

შრომაში გამოყენებული ლიტერატურული მასალა 1944 წლამდე არსებული წყაროებით განისაზღვრება.

როგორც ველზე, ისე მასალის დამუშავების დროს, აგრეთვე გამოსაქვეყნებლად შრომის გამოზადებისას მუდამ ვსარგებლობდი საქ. მეცნ. აკად. ნამდვილი წევრის პროფ. ალ. ჯანელიძის დაუზარელი რჩევა-მითითებებით. გულწრფელი მადლობით აღვნიშნავ პატივცემული მისწავლებლის ამ დახმარებას. განსაკუთრებული მადლობით უნდა მოვიხსენიო აგრეთვე მეცნ. დამსახურებული მოღვაწის პროფ. გ. სმირნოვის დაუფასებელი დახმარება სისტემატური კონსულტაციის სახით პეტროგრაფიული მასალის დამუშავების დროს.



შეხაზალი

ორთ-ჰიდროგრაფია

ძირულის კრისტალური მასივი, როგორც ცნობილია, მდინარეების ღრმა მეანდრული ხეობებით უხვად დასერილ ზეგანს წარმოადგენს. მდინარეთა წყალგამყოფები ვაკეა და ხშირად საკმაოდ გაშლილი. მათი ზედაპირი თითქოს ერთ სიბრტყეშია მოკვეთილი დასავლეთისაკენ სუსტი დაქანებით. მხოლოდ სამხრეთ-აღმოსავლეთი პერიფერიული ზოლი ჰქმნის ამ მხრივ გამოწკლის: მაშინ როდესაც დასავლეთისაკენ მასივი თანდათანობით იძირება და შეუმჩნევლად შეიცვლება არგვეთის მესამეულიანი აუზის ბორცვებიანი დაბლობით, ხოლო ჩრდილოეთისაკენ მორფოლოგიურად აგრეთვე თანდათანობით მას ცარცული და მესამეულის ნალექების ზოლი სცვლის (ცხადია, ცარცული კირქვების თავისებური ლანდშაფტის ელემენტების ჩარევით), სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ ის შედარებით მაღალი, მთიანი ზოლია მთავრდება, რომელიც ქართლ-იმერეთისა და ლიხის მთების სახელწოდებით არის ცნობილი. თუ მდ. ძირულის მარჯვენა მხარეზე ვაკემადლობის აბსოლ. ნიშნული 800—900 მეტრის ფარგლებს თითქმის არ სცილდება, ხოლო შედარებითი 400—500 მეტრს არ აღემატება, დასახელებულ მთიან ზოლში ქედის ნიშნული 1200—1300 მეტრს აღწევს, კალკეული მწვერვალებისა კი—1400—1500 მეტრს; შედარებითი ნიშნული კიდევ 600—700 მეტრამდე ადის. მასთან ქედები გაცილებით ვიწროა და ციცაბოკალთებიან მაღალმწვერვალებიანი; ულრანი წიფლართი ხშირი შემოსვა აქ ლანდშაფტის სიმკვეთრეს კიდევ უფრო აძლიერებს.

ქართლ-იმერეთის ქედი მორფოლოგიურად მასივის NO და O შემომრკავლავ, იურული ქანებისგან შემდგარ ოსეთის მთებს უფრო უკავშირდება, ვიდრე საკუთრივ მასივის ზეგანს.

ძირულის მასივის გეომორფოლოგიის თავისებურება, კერძოდ სამხ.-აღმოსავლეთი ნაწილის განსხვავებული, მთიანი ხასიათი, გეოლოგიური პირობებით—ძირითადად მიოცენური ზღვის აბრაზიული მოქმედებით და შემდგომი ტექტონიკური პროცესით—არის გამოწვეული: ჩოკრაკულ დროში დაწყებული, ხოლო სარმატულში მაქსიმუმამდე მიღწეული ზღვის შემოტევა, როგორც ჩანს, ძირულის მასივის მთელ ფართობს ვერ შეხებია,—მიოცენურ ზღვაში ხმელეთად დარჩენილა სამხ.-აღმ. პერიფერიული ზოლი, რომელიც N და NO არსებული ხმელეთის (ოსეთის და რაჭა-ოსეთის მთები) SW გაგრძელებას წარმოადგენდა. პოსტსარმატულ დროში ზღვის უკანდახევის შემდეგ ეს ნახევარკუნძული თავისი მთიანი რელიეფით, ცხადია, მასივის დანარჩენი მოსწორებული ნაწილისაგან განსხვავებული რჩება. შემდგომი ეპიროგენული მოძრაობა, რის შედეგად ძირულის მასივს საგრძნობლად მაღლა ამოუწვია, და თანმომყოლი ეროზიული

პროცესები მასივის ამ ნაწილის შედარებით ამალღებულ რელიეფს არსებითად არ სცვლიან.

მასივის მთიანი პერიფერიული ზოლი, რომელზეც ლაპარაკი გვაქვს, ჩრდილოეთიდან მდ. ძირულით იფარგლება; საბუთი გვაქვს ვიდექროთ, რომ ამ მდინარეს თავდაპირველად კალაპოტი სწორედ მესამეულის ნალექებისა და კრისტალური ქანების საზღვრის გასწვრივ, ყოფილი ნახევარკუნძულის ფერდობის ძირში, გაუმართავს. აღნიშნულ ზოლს სამხრეთით ჯერ მდ. ჩხერიმელა საზღვრავს, ხოლო შემდეგ, ლიხის ქედის აღმოსავლეთით, ქართლის ველის ჩრდ.-დას. პერიფერია. O.NO მიმართულებით მასივის მთიანი ზოლი უშუალოდ გადაებმის ოსეთის მთების ტოტს, იურული ქანებისგან აგებულ პერანგა-ლოხონის ქედს. დასავლეთისკენ ის დაახლოებით სოფ. საქასრია-ჩხერის ხაზზე მთავრდება, მაღლა დაჰყურებს რა აქ ცარცული ქანების გავრცელების რაიონს, —ხარაგოულის ტაფობისებურ-სინკლინური დეპრესიის O.NO ფრთას.

სურამის დასავლეთით ქართლ-იმერეთის ქედს მორფოლოგიურად ებმის ცარცის ქანებისგან შემდგარი ლიხის მერიდიანული ამალღება, რომელიც მას თრიალეთ-ახალციხის ქედის წინაკალთებთან აკავშირებს. ეს ტოტი აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოს მიჯნას წარმოადგენს.

მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთი მთიანი ზოლის დახასიათებისას დასავლეთი ნაწილი რიკოთის უღელტეხილამდე ცალკე უნდა გავარჩიოთ, აღმოსავლეთი გაგრძელება კიდეც ცალკე.

უკანასკნელის მიმართულება ჩრდილო-ჩრდილო-აღმოსავლეთურია. შედგება ის ძველი ინტრუზივებისა და მეტამორფული კომპლექსისაგან, რომლებიც სამხრეთ-სამხრეთაღმოს. ფერდობებზე, ქართლის ველისკენ, მიოცენური წყების ან მის ქვეშ წყვეტილ ზოლად გაშიშვლებული ცარცული ნალექების ქვეშ იძირებიან.

ალაგ ცარცის ქვეშ მცირე ფართზე იურული ფორმაციებიც მზიურდებიან. ასეთი უბნები მორფოლოგიურად მასივის რელიეფის საერთო ხასიათს საცხებით უთანხმდებიან და მის მოხაზულობაში მათ რაიმე თავისებურება მხოლოდ მიკრო-რელიეფური მასშტაბისა თუ შეაქვთ.

ამასვე ვერ ვიტყვით ცარცის და განსაკუთრებით მესამეულის ნალექებზე; მათი საზღვარი ძველ კომპლექსთან რელიეფისა და ლანდშაფტის მკვეთრი გადატეხის მაჩვენებელია: ქართლ-იმერეთის მთების საკმაოდ ციცაბო, წვრილი ხშირი ტყით შემოსილი ფერდობები ზემო ქართლის სუსტად დაქანებული, გაშლილი, დაბალბორცვებიანი, უხვად დასახლებული მინდვრებით შეიცვლება. ეს გარემოება მიოცენური ნალექების სუსტი დისლოკაციით და შედარებით სირბილით აიხსნება. ლანდშაფტი შედარებით ერთფეროვნდება. მაღალფერდობებიანი ვიწრო ხეობები ჩქარი მდინარეებით, განიერ, რბილფერდობებიან ხეობებად გაიშლებიან; რელიეფი სამხრეთისკენ თანდათან დაბლდება და რბილდება; ბორცვებიანი, თხელი ელუვიონ-დელუვიონით დაფარული ადგილები, მტკვრისკენ ქართლის ველის ტერასული მოვაკებებით შეიცვლებიან.

NO მიმართულებით, ლიასური ქანების მიერ შექმნილი ადგილობრივი უნაგირული ჩადაბლების შემდეგ, კრისტალური მასივის ქანთა მთიანი ზოლს

აგრძელებს შუაიურული პორფირიტული სერია. ამ ადგილიდან მთების სიმაღლე, დასერილობა, ფერდობებს დაქანება და ხეობების სიღრმე საგრძნობლად მკვეთრად იზრდება, რაც მასივი პორფირიტული ქანების გავლენას უნდა მიეწეროს.

ქართლ-იმერეთის მთები რიონისა და მტკვრის აუზების წყალგამყოფია. მტკვრის შენაკადებიდან აღსანიშნავია მდ. ლოპანის-წყალი, ქერათხევი, შუალეღე და ორხევი (ეს ორი შეერთების შემდეგ მდ. სურამულას ქმნის). მათ თითქმის ყველას დაახლოებით მერიდიანული მიმართულება ახასიათებთ. ყველაზე დიდი მდინარეა ლოპანის-წყალი, თუმცა ის მხოლოდ მცირე მანძილზე, არა უმეტეს 3 კილომ., მოედინება მასივზე, — მის წყალშემკრებ აუზს პორფირიტული სერიისაგან შემდგარი პერანგის მთის კალთები წარმოადგენენ; მასივზე გავლისას და ქვემოთ მესამეულიან ველზე დინებისას მას მხოლოდ მცირე ღელები თუ ერთვის. ქერათხევის დიდი ნაწილი, თითქმის სათავეებიდან სოფ. ზემო ალამღე (საკირეები), მასივზე მოედინება. ქართლ-იმერეთის მთების კალთებიდან, რომელიც კრისტალური ქანებით არიან აგებული, ჩამომდინარე ნაკადებს შორის მთავარ არტერიას სწორედ ეს მდინარე წარმოადგენს. მარჯვენა მხრიდან მას ერთვის მთავარ წყალგამყოფ ქედთან მომდინარე შენაკადები: ლომისის-ღეღე, ქეშორის-წყალი, ნინისის-წყალი და უწლევის-წყალი, რომლებიც შუა და ბოლო ნაწილში დაახლოებით განედური მიმართულებით მოედინებიან; ამ გარემოების გამო მთავარი მერიდიანული ქედიდან ერთმანეთის პარალელური გარდიგარდმო ტოტები გამოიყოფა.

აღსანიშნავია მდ. ქერათხევის ხეობის თავისებური ხასიათი: მასივზე მომდინარეობისას, უწლევის-წყლის შეერთებამდე, მიხი დინება შედარებით ნელია, ხეობა გაშლილი, მდინარის მოხვეულებში ტერასული მოგაკებებია განვითარებული. ეს გარემოება ზემო ქართლის ამ ნაწილის ახალგაზრდა ოროგენული მოძრაობით უნდა აიხსნებოდეს.

ქერათხევის დასავლეთით მომდინარე ნაკადებიდან უნდა დავასახელოთ მრავალი ტოტისაგან შემდგარი ბრილის-წყალი, შუალეღე და ორხევი. ესენიც დინების იმ ნაწილში, რომელიც მასივზე მოდის, ვიწრო და ღრმა ხეობებს ქმნიან წყლის ჩქარა დინებით. ხეობების ზემო ნაწილი ჩანჩქერებიანი და ჭორომიანია.

ქართლ-იმერეთის ქედის W და SW კალთების მორფოლოგია ქართლისკენ მიქცეული ნაწილის ანალოგიურია სავსებით: ძირულის მარცხენა შენაკადების ზემო ნაწილების ღრმა და ვიწრო ხეობებით, რომელთაგან მთავარია რიკოთის-წყალი მდ. საკბულათი, ლოდურულა, ლაშიათხევი, ხვანის-წყალი და სხვა, ის უხვად არის დასერილი დასავლეთისკენ მიმართულ ტოტებამდე.

მთავარ წყალგამყოფ ქედზე უმაღლესი მწვერვალების აბსოლ. სიმაღლე 1200 — 1300 მეტრის ფარგლებში მერყეობს. ქედის დასავლეთით მდინარეების ქალის ნიშნული საგრძნობლად მცირეა აღმოსავლეთთან შედარებით. ამ ნიადაგზე ქედის პირველი მხარე გაცილებით ღრმად არის დასერილი, ვიდრე მეორე. როგორც მთავარ ქედზე, ისე გამოყოფილ ტოტებზე, გამჩნევთ ამაღლებულ უბნების, ბორცვების მორიგეობას ჩადაბლებებთან (უნაგირებთან). ჩვეუ-

ლებრივად უნაგირების ფერდებზე ხევეების სათავეები იწყება. ბორცვები აძლევენ დასაბამს ფერდობებზე გამობურთულ ამაღლებულ ზოლს, რომელიც ხეობის ქალაში ჩვეულებრივ კონცხისებური წამონაწევით მთავრდება. რელიეფის ამგვარი მორფოლოგიური ბუნება საერთოდ საკმაოდ კანონზომიერად უთანხმდება მასივის მთავარ გაბატონებულ ინტრუზიულ სხეულებში გარკვეულად ორიენტებული, გამკვეთი, შედარებით წვრილმარცვლოვანი და გამძლე ძარღვითი სხეულების მორიგეობას. გამოფიტვას და ეროზიას პირველი უფრო ადვილად დაუმორჩილებია, რის გამო ძარღვების გასწვრივ რელიეფი თვალსაჩინოდ ამაღლებული და მკვეთრი გამხდარა.

რიკოთის უღელტეხილის და აქედან მერიდიანულად N-კენ მიმდინარე რიკოთის-წყლის დასავლეთით ქართლ-იმერეთის მთების გაგრძელებას მოლითის მთა წარმოადგენს. ქედი სიგანედური მიმართულებისა არის. მის აგებულებაში ძველი კრისტალური კომპლექსის გარდა იურული პორფირიტული წყება და ნეოინტრუზივი იღებენ მონაწილეობას.

ქედის გადაღმა მდინარეები ჩრდილოეთისკენ მიედინებიან თითქმის ერთმანეთის პარალელურად და მდ. ძირულას ერთიან. ამ უკანასკნელის დინება აქ, რიკოთისწყლის შეერთების შემდეგ, განედურია. მარჯვენა მხრიდან მას მოზრდილი შენაკადი მეჩხეთურა და უფრო მცირე — ვაშლეულა ერთვის.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ძირულის მარცხენა და მარჯვენა მხარეები მორფოლოგიურად ერთმანეთისგან თვალსაჩინოდ განირჩევიან. მოლითის ქედი შედარებით მაღალია. მისი უმაღლესი პუნქტებია ნიკორაგული (1438 მ) და ტყემთა (1527 მ). ორივე მწვერვალი პორფირიტული ქანებისაგან შედგება. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ტყემთის როლი ქედის მორფოლოგიაში: უღრანი ტყით შემოსილი ციცაბო კალთებით ის ბატონობს ადგილის რელიეფზე.

მასივის მთიანი პერიფერიული ზოლის ამ ნაწილის საზღვრად მდ. ჩხერი-მელის განედური ხეობა უნდა მივიღოთ.

ჩხერიმელის სათავეებში, — სურამის უღელტეხილთან, როგორც ვთქვით, ცარცული ქანებისაგან შემდგარი მერიდიანული ამაღლება — ბელღეთის სერი იწყება. პიდროგრაფიული როლის მიხედვით ეს მაღლობი ქართლ-იმერეთის ქედის გაგრძელებას წარმოადგენს: ის მტკვრისა და რიონის წყალშემკრებ აუზებს ერთმანეთისაგან ჰყოფს. მორფოლოგიურადაც ბელღეთის სერი უფრო ქართლ-იმერეთის მთებს უახლოვდება. ის ერთგვარი ხილია თრიალეთ-ახალციხის მთებსა და ძირულის მასივის სამხრეთ მთიან ზოლს შორის.

მორფოლოგიურად ბელღეთის სერს ებმის და მას დასავლეთისკენ აგრძელებს ჩხერიმელის ხეობის მარცხენა მხარეზე წარმოდგენილი განედური მიმართულების ამაღლებული ზოლი, რომელიც ამ მდინარის მარცხენა შენაკადების მიერ ცალკეულ მაღლობებად იყოფა. ეს უკანასკნელნი სოფ. ჩდილამდე ზედაცარცული ნალექებისაგან შედგებიან. დასავლეთისკენ მათში ჯერ სპორადულად, პატარა კუნძულებად, შემდეგ კი უფრო ხშირად და ბოლოს ფართო მთლიან ზოლად მიოცნურ, შედარებით სუსტად დისლოცირებულ და სუსტად შემკვრივებულ ნალექებს ვხვდებით. ეს გარემოება რელიეფზე შესაფერ გავლენას ახდენს: ჩნდებიან მოჯაკებული, ტერასებრივი უბნები, რომელნიც შემდეგ

დასავლეთისკენ თანდათანობით მკაფიოდ გამოსახულ ვაკემალლობს ჰქმნიან და არგვეთის სამხრეთ ნაწილს (მდ. ყვირილის გაშლილი ხეობა) შეუმჩნევლად უერთდებიან. ჩხერიმელის ხეობის ზემო და ნაწილობრივ შუა ნაწილში მიოცენური კუნძულების სამხრეთით ამართული, ზედაცარცული ქანებისაგან შემდგარი, მაღლობები მორფოლოგიურად ხშირად უფრო ახალციხის მთებს უკავშირდებიან და თავისუფლად შეიძლება მათ წინაკალთებად მივიღოთ. საგულისხმოა ის გარემოება, რომ ამ ნაღვეების ფაციესური ბუნება აქ გარდამავალი ხასიათისაა, — ისინი მცირე კავკასის გეოსინკლინური ზოლის ტიპიურ ელემენტებს საგრძნობლად შეიცავენ.

მაგრამ შეიძლება მაინც ითქვას, რომ, საერთოდ, ვაკემალლობის ზოლს სამხრეთით საკმაოდ რელიეფურად ესაზღვრება ინტენსიურად დანაოჭებული პალეოგენისაგან შემდგარი, მაღალი, ციცაბოფერდობებიანი მთები, რომელნიც აჭარა-ახალციხის ქედის ჩრდილო კალთებს წარმოადგენენ და სულ სხვა გეომორფოლოგიურ ერთეულს ეკუთვნიან. ეს საზღვარი ამავე დროს დიდი გეოტექტონიკური მოვლენის გამომხატველია: ჩრდილოეთისკენ გადაწოლილი ანტიკავკასიონის ნაოჭთა სისტემა შეცოცებულია საქართველოს ბელტის ნაღვეებზე.

მდ. ჩხერიმელის ხეობა ზემო და შუა ნაწილში საკმაოდ ვიწროა; განსაკუთრებით შევიწროვებულია ის იმ უბნებში, სადაც შუა ცარცის ვულკანოგენ ქანებს, პორფირიტულ მასივ წყებას, ან კიდევ ძველ კრისტალურ კომპლექსს ჰკვეთს. მდინარე მიუყვება დაახლოებით ცარც-მესამეულისა და ძველი ფორმაციების საზღვარს. სწორედ აქედან წარმოსდგება ხეობის კალთების სხვადასხვა გეომორფოლოგიური ხასიათი: მარცხენა მხარე, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ხეობით დაღარულ ვიწრო ვაკემალლობს წარმოადგენს შედარებით რბილი რელიეფით. მარჯვენა მხარე კი შედგება ძველი, ლითოლოგიურად მკვეთრად განსხვავებული ფორმაციებისაგან; აქ წარმოდგენილია იურული და პალეოზოური მაგმური ქანები კრისტალური ფიქლებით (მხოლოდ მცირე ფართობზე ლიასის დანაღვეი წყებით). ამ მხარეს, გეოლოგიური პირობების მიხედვით, მიოცენური ზღვის ტრანსგრესია თითქმის არ შეხებია.

ეს ორი გარემოება, — შემადგენელი ქანების მკვეთრად განსხვავებული ლითოლოგია და, რაც მთავარია, ძირითადად განსხვავებული გეოლოგიური ისტორია თავისებურ ტექტონიკასთან ერთად, — განსაზღვრავს სწორედ ჩხერიმელის მარჯვენა მხარის გეომორფოლოგიური ხასიათის სხვაგვარობას ისევე, როგორც საერთოდ ძირულის მასივის მთელი სამხრეთ-აღმოსავლეთი მთიანი ზოლის ინდივიდუალობას.

მოლეთის ქედის ორივე მხარე დაახლოებით ერთნაირი მორფოლოგიისაა. შეიძლება მხოლოდ აღინიშნოს, რომ ჩრდილოეთით ფერდობების დაქანება და გადასვლა მდინარის შედარებით გაშლილ ხეობაში უფრო თანდათანობითია, ვიდრე სამხრეთ ნაწილში, — ჩხერიმელის ხეობისაკენ. აღსანიშნავია მასთან ის გარემოება, რომ ტყემთა-ნიკორაგულის კალთებზე, ქანების ლითოლოგიურ ბუნებასთან დაკავშირებით, ვამჩნევთ შედარებით რბილ-რელიეფიან დიდ უბანს. ეს უბანი წიფის ნეოინტროუზივას გავრცელების ადგილია; აქ, დაბალ, მორგვალო-

ფერდობებიან, შედარებით სუსტად დაღარულ ადგილს გარსერტყმინან რკლად-ვიწრო თხემები მალალი მწვერვალებით და ციცაბო ფერდობებით, შემდგარნი მკვრივი, გამოფიტვის აგენტების ზემოქმედების მიწართ უფრო გამძლე პორფირიტული ქანებისაგან. ეს გარემოება, რაც განსაკუთრებით კარგად ჩანს მდინარე გოლათუნის-ღელისა და უხედურის აუზებში, ამალღებული, მთიანი ზოლის ამ ნაწილებს ტაფობისებურ სახეს აძლევს.

მორფოლოგიის ახლო გაცნობით მოლითის (ტყეშთა-ნიკორაგულის) ქედის კალთებზეც შევამჩნევთ, მტკიცე და შედარებით სუსტი ქანების შენაცვლებებით გამოწვეულ, ამალღებული ბორცვებისა და უნაგირების კანონზომიერ მორიგეობას. ქართლ-იმერეთის მთებთან შედარებით, აქ ქედის სამხრეთი კალთა, განსაკუთრებით პორფირიტული მასივის გავრცელების უბნებში, მეტი შედარებითი სიმალლით, ფერდობების უფრო ძლიერი დაქანებით და ხეგების სივიწროვით გამოირჩევა. მდინარეების დინება ჩქარია; შენაკადების კალაპოტი ჩანჩქერებიან-კლდოვანი, ზოგჯერ პირდაპირ გაუვალი. მთავარი ხეობის (ჩხერიმელის) აბსოლ. ნიშნული გაცილებით უფრო მცირეა, ვიდრე ქერათხევის.

საგულისხმოა, რომ მთავარ მდინარეებს, ჩხერიმელას და ძირულას, მასივის მთიანი ზოლის ამ ნაწილში განედური, დაახლოებით ერთმანეთის პარალელური მიმდინარეობა აქვთ, მათ შენაკადებს კიდევ აგრეთვე ერთმანეთის პარალელური მერიდიანული მიმართულება ახასიათებთ. უნდა ვიფიქროთ, რომ პიდროგრაფიული ქსელის ამგვარი ხასიათი უთუოდ ტექტონიკური პირობებით არის განსაზღვრული, — მდინარეების მიმართულება ალბათ დისლოკაციურ ხაზებს ემთხვევა. მდ. ჩხერიმელისათვის და მის ერთ შენაკადისათვის (წიფის-ღელე) ამგვარი კავშირი ტექტონიკურ გარღვევასთან ექვს გარეშეა.

ყურადღებას იპყრობს მდ. ძირულის მეანდრული ხასიათი, მაშინ როდესაც მდ. ჩხერიმელას ეს თითქმის არ ემჩნევა.

აღსანიშნავია კიდევ ერთი გარემოება: ტყემთის დასავლეთით მთიანი ზოლი კრისტალური ფიქლებისა და მათი უხვად გამკვეთი ძარღვითი სხეულების კომპლექსისაგან შედგება. ძარღვებს მეტწილად O_2NO მიმართულება ახასიათებს. თითქმის ასეთივეა ფიქლებრივობის საერთო მიმართულებაც კრისტ. ფიქლებში. პირველნი, ბუნებრივია, რელიეფის ამალღებულ ადგილებს ჰქმნიან, მეორენი კი — უნაგირებსა და ჩადაბლებებს. დინების ზემო ნაწილში აქაურ მდინარეებს — ბჟინეურას, ქვადაურას, ყორნებას და ლაფრანას — ყველას ერთმანეთის პარალელური $NO-SW$ ური დინება ახასიათებს. ეს გარემოება, აშკარაა, უნდა აიხსნებოდეს აქ ამგვარივე მიმართების ძარღვითი სხეულების განვითარებით: წყალს, ჩანს, გზა გაუკაფავს სუსტი წინააღმდეგობის, კრისტალური ფიქლების, ზოლების გასწვრივ.

კვლევის ისტორია

ძირულის კრისტალური მასივი საქართველოს გეოლოგიის მკვლევართა განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობდა მუდამ.

პირველ გეოლოგიურ ცნობებს მის შესახებ ვხვდებით აკად. აბიხის (1,2) და შემდეგ სიმონოვიჩისა და სოროკონის (67,76,77) ნაშრო-

მებში. აღსანიშნავია, რომ, მიუხედავად სიძველისა, ეს ცნობები დღესაც არ არიან ინტერესს მოკლებული. ისტორიული თვალთახედვით ხომ მათი მნიშვნელობა უაღრესად დიდია. სიმონოვიჩის და სოროკინის რუკაზე ძირულის მასივი საკმაოდ ზუსტად არის შემოკონტურებული. საყურადღებოა მათი შედარებით დეტალური ნაშრომი ჩხერიმელის ხეობის შესახებ, რომელსაც დღემდე არ დაუქარგავს სტრატეგრაფიული მნიშვნელობა. აღსანიშნავია აგრეთვე ფურნიეს (83) და ოსვალდის (61) შრომები, რომელშიდაც ძირულის მასივს საკმაოდ დიდი აქვს დათმობილი.

მკირეოდენ ცნობებს ძირულის მასივის შესახებ ვხვდებით ბოგაჩოვის წერილში; ის 1913 წ. აწარმოებდა ქიათურის შავიქვის საბადოს რაიონში გეოლოგიურ გამოკვლევას (10).

ძირულის მასივის დეტალური კვლევა 1926 წლიდან დაიწყო. ამ დროიდან ის, სხვადასხვა პრაქტიკულ ამოცანებთან დაკავშირებით, არაერთგზის და არა ერთი მკვლევარის ყურადღების საგანი გამხდარა.

1926—28 წლ. მასივის შესწავლას აწარმოებდნენ აკად. ა. თვალჭრელიძე და პროფ. გ. სმიტნოვი. პირველი მდ. ძირულის მარჯვენა მხარეს იკვლევდა, მეორე კი მარცხენას.

1929 წ. ზაფხულში მასივის სამხრეთ-დასავლეთი პერიფერია, ცეცხლგამძლე თიხის ძიებასთან დაკავშირებით, შეისწავლეს პ. გამყრელიძემ და ს. ჩიხელიძემ. მუშაობის შედეგები გამოქვეყნებულია (14). იმავე წელს ს. ბუინევის მიდამოებს დამატებით იკვლევდა პროფ. გ. სმიტნოვი. მუშაობის შედეგად მიღებული დასკვნები გამოქვეყნებულია პატარა წერილის სახით 1931 წ. (68).

1930 წ. ჩხერიმელის ხეობის დასავლეთი ნაწილის დანალექი წყებები შეისწავლა პ. გამყრელიძემ (15). შემდეგ წლებში (1931—32 წ.) მან გამოიკვლია ჩხერიმელის ხეობის დანარჩენი ნაწილი და სურამის რაიონი. პარალელურად ჩვენ მოვიხდა ძირულის მასივის დასავლეთი პერიფერიის სტრატეგრაფიული და ტექტონიკური შესწავლა (ჩხარ-აჯამეთის შავქვიანი ზოლის კვლევასთან დაკავშირებით). ამ მუშაობის შედეგებიც შემოკლებული სახით გამოქვეყნებულია (88).

1929—30 წლიდან მოყოლებული 1937—38 წლამდე თითქმის ყოველწლიურად მასივის სხვადასხვა ნაწილში ერთდროულად რამდენიმე ჯგუფი აწარმოებდა მუშაობას.

ექსპედიციების უმრავლესობას პრაქტიკული ამოცანების გადაჭრაზე უხდებოდა მუშაობა. კვლევის სფეროში მასივის აგებულების და პეტროგრაფიის საერთო საკითხების მოქცევა დაკისრებული ამოცანების საჭიროების ვიწრო მისწრაბით იფარგლებოდა მეტწილად და ჩვეულებრივ წინა კვლევების შედეგად მიღებულ სქემებს თითქმის არ სცილდებოდა. ზოგ შემთხვევაში კი, ხელმძღვანელთა პირადი ინიციატივით, მუშაობა შედარებით ფართოდ წარმოებდა და ახალი მასალის დაგროვება-შესწავლაში გამოიხატებოდა.

მაგალითად, იმავე 1930 წ. მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, კერატხევლოპანის-წყლის ხეობებში, კვლევას აწარმოებდნენ გ. ბარსანოვი და ა.

ფლორენსკი. შედეგები გამოქვეყნებულია საკმაოდ ვრცელი წერილის სახით (5,82).

შემდეგ ამკვარი კვლევა-ძიებებიდან აღსანიშნავია: ე. კუზნეცოვას მუშაობა 1930 წ. პეგმატიტური ძარღვების შესწავლაზე (41). ჩხერიმელის ხეობის მარმარილოების დაზვერვა პროფ. გ. სპირნოვის და მ. როყვას ხელმძღვანელობით (74). ავტორის მუშაობა 1931—32 წლ. მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ტალკის საბადოების ძებნა-ძიებასთან დაკავშირებით; ამ დროს ხელახლად იქნა აგეგმილი მასივის ეს ნაწილი 1 : 42000 მასშტაბში (89)

აღსანიშნავია აგრეთვე ბ. ვოლჟენკოვის, გ. ლოლობერიძის (21), ა. დემჩუკის (25), ნ. კანდელაკის (39), შ. აზიზბეკოვის (3,4), ი. მარკოზიას და სხვ. მუშაობა ძებნა-ძიებითი ხასიათის ამოცანებთან დაკავშირებით.

პრაქტიკულ საკითხებზე მუშაობის პარალელურად მიმდინარეობდა საკუთრივ გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული საკითხების კვლევაც. ორიოდ შემთხვევაში მუშაობა ცენტრიდან მოვლინებულ პირთა მიერ ჩატარდა და საერთოდ ზოგადი დაზვერვის ხასიათს ატარებდა. ასეთი იყო მუშაობა ი. კუზნეცოვის—1930 წ. (42,43) და დ. ბელიანკინისა—1935 წ. (8). მეტ შემთხვევაში კი მიმართული იყო გარკვეული უბნების დეტალური აგებულების გარკვევისაკენ და ადგილობრივ მკვლევართა მიერ ტარდებოდა. ამ მუშაობამ ფართო და გეგმიანი ხასიათი მიიღო თ. ს. უნივერსიტეტთან გეოლოგიური ინსტიტუტის მუშაობის განახლებისა და საკ. მეცნ. აკადემიის საქ. ფილიალის დაარსების შემდეგ—1934 წ. ზაფხულიდან. ამ დროიდან მასივის ჩრდილო ნაწილის (მდ. ძირულის მარჯვენა მხარე) სისტემატური კვლევა გააგრძელა პროფ. ა. თვალჭრელიძემ პ. თოფურიას თანამონაწილეობით (79). მასივის ერთი ნაწილი—რკვიის გრანიტები—პ. თოფურიამ შედარებით დაწვრილებით გამოიკვლია და შესაფერი მასალის სათანადოდ დამუშავების შემდეგ მოგვცა ნაშრომი (81), რომელიც თავისი ხასიათით, —საკითხების დასმით და გადაჭრით ფაქტურ მასალაზე დაყრდნობით, პირველია ძირულის მასივზე გამოქვეყნებულ ნაშრომთა შორის. მართალია, ეს შრომა მასივის ერთ-ერთ პატარა უბანს ეხება, მაგრამ შიგ ალბრული და გარჩეული ზოგიერთი საკითხის მიხედვით მისი მნიშვნელობა რკვიის გრანიტების ვიწრო ფარგლებს გარკვეულად სცილდება.

1934—35 წლებში ჩატარდა მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთი რაიონის (ორხევის და შუაღელის ხეობები, რიკოთის-წყლის, საკბულას, ლოდურულას და სხვ. აუზები) დეტალური კვლევა პროფ. გ. სპირნოვის ხელმძღვანელობით. მუშაობის შედეგები გამოქვეყნებულია (71,72).

შემდეგში პროფ. გ. სპირნოვმა მის მიერ წინა წლებში დეტალურად დაზვერილი მასივის ნაწილების შესახებ დამატებით შემოკლებული ნაკრებბ სტატიაც გამოაქვეყნა (73).

მასივის სამხრეთი ნაწილის შესწავლა—რიკოთის უღელტეხილიდან ხარაგოულამდე, ხოლო ჩრდილოეთით მდ. ძირულის მარჯვენა მხარემდე—წილად

ხვდა ამ შრომის ავტორს და ჩატარდა 1934—36 წლებში (90).

ამგვარად, 1934—37 წლ. პერიოდში ძირულის მასივის მთელი ფართობი დეტალური კვლევით დაიფარა. მუშაობის შედეგების საერთო კოორდინირებას, კერძოდ მასივის მთლიანი რუკის შედგენის ხელმძღვანელობას, აწარმოებდა გეოლოგიური ინსტ-ის მიერ გამოყოფილი ძირულის კომისია; სამწუხაროდ, ამ კომისიის მუშაობა ბოლომდე არ ყოფილა მიყვანილი.

ჯერ 1934 წ. ამ ნაშრომის ავტორთან ერთად, ხოლო 1935 წ. დამოუკიდებლად, მასივს სამხრეთ ნაწილში გავრცელებული იურული ნეონტრუზიკის დეტალურ შესწავლას აწარმოებდა გ. ზარიძე (იპ დროს მეცნ. აკად. საქ. ფილიალის ასპირანტი), რომლის ნაშრომი 1938 წ. გემოქვეყნდა (37).

მასივის აღმოსავლეთი ნაწილის ფუძე ქანების პეტროგრაფია დეტალურად შეისწავლა 1938—40 წლ. პ. კილაძის (40).

არსებობს მასივის შესახებ ზოგადი რეგიონალური ხასიათის ნაშრომები, ნაწილობრივ ავტორთა საკუთარ დაკვირვებებზე, ნაწილობრივ სხვათა მასალაზე აგებული. ილსანიშნავია ამ მხრივ აკად. ა. ჯანელიძის მოხსენებები და წერილები (26,29), აკად. ბელიანკინის (7), პროფ. გ. სპირნოვის (70), ი. კუზნეცოვის (43) და სხვ. წერილები.

ძირულის მასივის ჩრდილო პერიფერიების ნალექების შესწავლა სამხრეთ-ოსეთთან გადაბმით ამ ბოლო ხანებში ჩატარეს ი. კახაძემ, გ. ძოწენიძემ და ნ. კანდელაკმა (46,33).

მასივის ნალექი წყებების პალეონტოლოგიურ-სტრატეგრაფიული ხასიათის გამოკვლევებიდან საყურადღებოა ა. ვოლოგინის (12), ი. კახაძის (45,47,50), ი. რუხაძის (64,65), ა. ცაგარლის (85,87) და სხვ. ნაშრომები.

ამგვარად, ლიტერატურა ძირულის მასივის და მისი პერიფერიების შესახებ ამჟამად საკმაო რაოდენობით არის დაგროვილი. ნაწილი ამ მასალებისა გამოქვეყნებულია, მეტი წილი კი გამოუქვეყნებელი არის. უნდა ითქვას, რომ გამოქვეყნებულ მასალებს შორის მთლიან დეტალურ ნაშრომს, დამყარებულს უშუალოდ ფაქტიური მასალის შესაფერ დამუშავებაზე, ვერ ვხვდებით. ეს წერილები ან მასივის ცალკე უბნების გეოლოგიურ-პეტროგრაფიულ აღწერას შეიცავენ, ან მხოლოდ დანალექების სტრატეგრაფია-ტექტონიკას.

საკუთრივ მასივის აგებულების შესახებ მკვლევარები ზოგადი სტრუქტურის გადმოცემით კმაყოფილებიან დოკუმენტაციური საფუძვლის ანალიზის გარეშე. ამ მხრივ უკანასკნელ ხანებში გამოქვეყნებული თემატური ხასიათის შრომები რამდენადმე გამოჩაქის წარმოადგენენ. განსაკუთრებით საყურადღებოა ამ შემთხვევაში პ. თოფურიას ნაშრომი რკვიის რაიონის გრანიტების შესახებ (81).

ასე რომ, ლიტერატურული მასალის სიმრავლის მიუხედავად ძირულის მასივის ჩამოყალიბების და შემდგომი ისტორიის ზოგიერთი საკითხი, კერძოდ ინტრუზიული პროცესების ხასიათი და თანმიმდევრობა, ჯერ კიდევ მტკიცედ გადაწყვეტილი არ არის.

საკუთრივ ჩვენს ობიექტს—მასივის აღმოსავლეთ და სამხრეთ ნაწილს—ახალი კვლევებიდან ეხება უმთავრესად შრომები: პ. გამყრელიძის და ს.

ჩიხელიძის (14), პ. გამყრელიძის (15,16,17,18), პროფ. გ. სმირნოვის (68,73,74), ს. ჩიხელიძის (89,90), ა. ბარსანოვის და ა. ფლორენსკის (82), ა. დემჩუკის (25), გ. სმირნოვის, ნ. თათარიშვილის და თ. ყაზახაშვილის (71,72), ი. კახაძის და ნ. კანდელაკის (46,48), შ. აზიზბეკოვის (3), შ. აზიზბეკოვის და მ. კაშკაის (4), გ. ზარიძის (37) და პ. კილასონიასი (40).

მკვლევართა მუშაობის შედეგებზე და დასკვნებზე ქვემოთ ცალკეული გეოლოგიური ფორმაციების გარჩევისას მოგვიხდება გზადგზა შეჩერება.

ნაწილი პირველი

მეზოზოურისწინა ფორმაციები

I. მეთამოროფული კომპლექსი

ძირულის მასივის სამხრეთი და აღმოსავლეთი ნაწილის გეოლოგიური აგებულების გარჩევა მეტამოროფული კომპლექსის დახასიათებით უნდა დავიწყოთ. ეს ჯგუფი უძველეს ფორმაციებს შეიცავს. ამჟამად ის მასივის ერთგვარი ჩონჩხია, რომელიც პალეოზოური ერის ინტრუზიული ქანებით არის ხორცშესხმული და კრისტალური სუბსტრატის ერთ-ერთ ძირითად ელემენტს წარმოადგენს.

ძირულის მეტამოროფულ კომპლექსში ჩვეულებრივ ორ ფორმაციას გამოჰყოფენ: 1) ე. წ. ფილიტების წყებას და 2) კრისტალურ ფიქლებს. თუმცა ამგვარი გაყოფა არსებითად უფრო ტერიტორიულ საფუძველს გმყარება, ვიდრე გეოლოგიურს, მაინც მოხდენილი იქნება ამ დამკვიდრებული სახელწოდებების, ჯერხნობით მაინც, ძალაში დატოვება.

პირველი წყება, შიგ ნაპოვნი ფაუნის მიხედვით, კამბრიულად თარიღდება (იხ. ქვემოთ). კრისტალური ფიქლების სტრატეგრაფიული მდებარეობა არ არის საბოლოოდ გამორკვეული, თუმცა ამ საკითხს თითქმის ყველანი, ფილიტების წყებასთან დაპირისპირების გზით, ერთგვარად სწყყეტენ: აღნიშნავენ, რომ კრისტ. ფიქლები მეტამოროფიზმის გაცილებით მაღალი ხარისხის გამო, კამბრიულსწინა დროინდელ, უძველეს ფორმაციას უნდა წარმოადგენდნენო.

ფილიტების წყების დამოკიდებულება კრისტალურ ფიქლებთან იგულისხმება უთანხმო, დროის დიდი ხარვეზით. ასეთი შეხედულება ჯერჯერობით, როგორც ლიტონი, ფაქტიური მასილით დაუმტკიცებელი დებულება ვერ არის საფუძვლით დამაჯერებელი მით უფრო, რომ ძირულის მასივში (და, როგორც ჩანს, კავკასიონზედაც) ფილიტების წყებისა და კრისტ. ფიქლების უშუალო შეხება არსად არ გვაქვს. ლითოლოგიური დაპირისპირება კიდევ აუცილებლად მოითხოვს ქანების დეტალურ პეტროგრაფიულ გარჩევა-დახასიათებას შედარების გზით, რასაც არსებულ შრიზებში სამწუხაროდ ვერ ვხვდებით.

როგორც ქვემოთ დავინახავთ, ნამდვილად საკმაო საფუძველი არსებობს დასახელებულ ფორმაციათა შორის უთანხმოებაში და ასაკის მხრივ შევეთრ ვინსხვაებაში ძლიერი ეჭვი შევტიანოთ.

1. უნიტარის წყება

ა) აერთო ცნობები

მეტამოროფული კომპლექსის დახასიათება უფრო მოხერხებული იქნება ფილიტების წყებით რომ დავიწყოთ.

ძირულის მასივში ფილიტების წყება ორ უბანშია ცნობილი: სოფ. ბჟინევის მიდამოებში (მდ. ძირულის დინების შუა ნაწილი, მარცხენა მხარე) და ჩორჩანა-უწლევის ზოლში (ქართლ-იმერეთის მთები).

პირველში ის მცირე ვაკრცელებით სარგებლობს: შემოფარგლული ჩრდილო მხრიდან გრანიტებით, ხოლო სამხრეთიდან იურული ნალექებით, წყება მხოლოდ მდ. ბჟინეურის ღრვა ხეობაში შიშვლდება — მდინარის გასწვრივ 500-დე მეტრზე, ფერდობებზე კი ვიწროვდება და მალე ქედებზე თითქმის მთლიანად ისოლება, მხოლოდ მცირე ქსენოლითური უბნები-ლა ჩანს გრანიტოიდებს შორის. კონტურს რუკაზე უწესო ოთხკუთხედის ფორმა აქვს.

მეორე რაიონში ფილიტების წყება გრძელი ზოლის სახითაა წარმოდგენილი, სიგრძით 14 კილომეტრამდე, დაწყებული ლოპანის-წყლის ხეობიდან გათავებული მდ. შუალელის მარცხენა ფერდამდე. მაქსიმალური სიმაღლარე ამ ზოლს ლოპანის-წყლის ხეობაში აქვს — დაახლოებით 1,5 კილომეტრამდე. ხეობის მარცხენა მხარეზე წყება მიოცენური ნალექების ქვეშ იძირება. სამხ.-დასავლეთი მიმართულებით ის თანდათან ვიწროვდება და ბოლოს შუალელის ხეობაში თითქმის სრულიად ისოლება (იხ. რუკა).

არის მითითებები ფილიტური ქანების ნაფლეთების არსებობაზე სხვა ადგილებშიაც: ქვდაურის ხეობაში (14,15), ძირულის შენაკად საპანელას-ხევში (72), ჭარტალის ღელის სათავეებში (90) და სხვ. აქ ისინი, როგორც ჩანს, კრისტალური ფიქლების ფორმაციის შემადგენელ, შედარებით სუსტად მეტამორფიზებულ ქანებს წარმოადგენენ.

ბჟინევის ფილიტები მიკროსკოპიულად ჯერ შესწავლილი არ არის. მაკროსკოპული შთაბეჭდილებით კი ისინი სუსტად მეტამორფული ფიქლებისაგან — ტიპური ფილიტებისაგან (ვიწროპეტროგრაფიული მნიშვნელობით) შედგებიან.

უფრო მრავალფეროვანია პეტროგრაფიულად, და მასთან მეტამორფიზმის თვალსაზრისით საინტერესო, ჩორჩანა-უწლევის ფილიტების წყება.

ზოლს მტკიცედ დაცული ჩრდილო-აღმოსავლეთური მიმართება აქვს. სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით ზოლის თანდათან შევიწროება უმთავრესად აიხსნება, გრანიტული მაგმის შრეების გასწვრივი შემოჭრის შედეგად. წყებიდან ფიქლების დასტის ხშირი მოწყვეტით და გრანიტებში იზოლირებულ, წაგრძელებულ-ლინზებრივ ქსენოლითებად მოქცევით. ზოგჯერ პერიფერიულ ნაწილებში მიკროგრანიტების შრეძარღვებისა და ფილიტების მონახლეი ლინზების ისეთ მორიგეობას აქვს ადგილი, რომ ძნელდება კიდევ ფიქლების ზოლის საზღვრის გავლენა.

წყების შემადგენელი ქანები მეტწილად ინტენსიურად არიან დაფიქლებული. იშვიათი გამონაკლისების გარდა ფიქლებრივობა შრეებრივობას თანხვდება. მიმართულია ის ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ საშუალოდ 30°—40° აზიმუტის ფარგლებში. ფიქლები ძლიერ არიან აშუშვნილი; ხშირია დაწვრილნაოქება, წყვეტები, შეცოცებები, მიკრონაოქები და სხ. შრეები სხვადასხვა მხარეს ეცემიან, დახრის კუთხე 60°—90°-ს ფარგლებში ცვალებადობს. მთელი წყება კი საერთოდ დაქანებული უნდა იყოს NW-კენ ძლიერ ციცაბო კუთხით.

ფილიტების წყება მრავალფეროვანია; მასში ფიქლების თითქმის ყველა სახეობას ვარჩევთ, დაწყებული სუსტად სახლშეცვლილი თიხოვანი და ნახშიროვანი ფიქლებით და გათავებული ინტენსიურად მეტამორფიზებული ნამდვილი ქარსფიქლებით. უკიდურეს ტიპებს შორის—შუალედი ქანების მრავალრიცხოვანი წარმომადგენლების მეშვეობით—სრულ თანდათანობითს გადასვლას აქვს ადგილი.

წყების საერთო ხასიათი მოწმობს, რომ მეტამორფიზმი რეგიონული ხასიათისა უნდა იყოს.

ფუძე და მკავე მაგმის მეტ-ნაკლები სიძლიერით მომხდარ შრეებრივ ინიექციას (რაც ჩორჩანის რ-ში 1931 წ. ჩემს მიერ პირველად იქნა შენიშნული (89), იმ დროისათვის უკვე მეტამორფიზებული წყების შემადგენელი ქანების შემდგომი შეცვლა და გამრავალფეროვნება გამოუწვევია.

მკავე მაგმის შრეებრივი, მეტად მჭიდრო, ე. წ. „ინტიმური“ ინიექციის გზით შექმნილა გაკვარცხულ-ფელდშპატიზებული გნეისური ტიპის მიგმატიტური ფიქლები, დაწყებული მიკროგნეისებიდან და გათავებული ტიპიური გნეისებით. ამგვარი ქანები სრული თანდათანობით გადადიან ერთი მხრივ ნორმალურ ფილიტებში და მეორე მხრივ—აპლიტ-მიკროგრანიტების სხვადასხვა ზომის შრეძარღვებში. ზოგ შემთხვევაში ინიექციას ქანის ბუნება მთელ სისქეზე თანაბრად შეუცვლია, რის შედეგად საკმაოდ ერთგვაროვანი, გარკვეული სიმძლავრის მიგმატიტური ქანი ჩამოყალიბებულა პერიფერიებზე დედა-ქანში ან ინტრუდირებულ შრეებრივ მასაში (როცა ამგვარი მასა გარკვეულად ინდივიდუალიზებულია) თანდათან გადასვლით; ზოგჯერ კიდევ ინიექციებულ ფიქლის მთელ სისქეზე, მოტანილი გრანიტული მასალის და სუსტად შეცვლილი დედა-ქანის მიკროზოლების მჭიდრო მორიგეობას აქვს ადგილი.

ინიექციებულ მიგმატიტურ ქანებში დედა-ფიქლის პირველადი ბუნება თითქმის მულამ მულაგნდება ამა თუ იმ რელიქტური ნიშნით,—ან ტექსტურით, ან კიდევ ფიქლის თავდაპირველი შემადგენლობის თითქმის შეუცვლელი პარალელურ ლინზებრივი მიკროზოლების არსებობით. ამგვარ ქანებში პარალელურ-გნეისური ტექსტურა თითქმის ყოველთვის ფიქლის რელიქტურ თვისებას წარმოადგენს.

ქანის პირველადი ბუნების, ინიექციის სიძლიერის და დედა-ქანის რელიქტურ ელემენტთა რაოდენობრივი როლის სხვადასხვაობასთან დაკავშირებით მკავე მაგმით ინიექციებულ ქანებში საკმაო მრავალფეროვნებას ვხედავთ.

კიდევ უფრო რთულდება ქანის ბუნება ფუძე და ულტრაფუძე მაგმის შემოჭრის შემთხვევაში. როგორც ამ მაგმით ინიექციებულ ქანი, ისე ნაწილობრივ ძარღვად შემოჭრილი ბაზიტის მასაც, შემდეგში პოსტმაგმური პროცესებით ინტენსიურად შეცვლილა და სხვადასხვა მწვანე (ქლორიტოვან) ფიქლებში, სერპენტინოვან ფიქლებში, ამფიბოლიტებში და სხვ. გადასულა. მათი პირველადი ბუნების აღდგენა ზოგჯერ ადვილად ხერხდება, ზოგ შემთხვევაში კი თითქმის შეუძლებელი ხდება.

მაინც შედარებით მკაფიო, დამოუკიდებელ სხეულებად გამოიყოფა ფილიტების წყებაში სერპენტინიტების, გაბრო-ამფიბოლიტების, აპლიტ-მიკროგრა-

ნიტების და სხვ. მეტ-ნაკლები სიმძლავრის ძარღვები, თითქმის მუდამ—იშვიათი-საეკუო გამონაკლისების გარდა—შრეებრივ-ლინზებრივი ფორმის.

ქანების კომპლექსს აესებს წყების სამხრეთ-აღმოსავლეთი პერიფერიის გასწვრივ წყვეტილ ლინზებად წარმოდგენილი გამარმარილოებული კირქვები. მათი ლინზებრივი ფორმა ნაწილობრივ ტექტონიკური ხასიათისა არის, ნაწილობრივ კი მაგმური პროცესების ზემოქმედებით უნდა იყოს გამოწვეული.

ბ) ფილიტების წყების პეტროგრაფია

ფილიტების წყების პეტროგრაფიული კვლევა დღემდე არავის არ ჩაუტარებია, მხოლოდ ბარსანოვს (82) აქვს მოცემული სამიოდე წარმომადგენლის ზოგადი აღწერა, რაც, რა თქმა უნდა, სრულებით არ არის საკმარისი. ამ ხარვეზის რამდენადმე შევსებას შევეცადე, 1931—32 წლ. საკმაოდ დეტალურად დაგროვილი, მასალის დამუშავებით.

ნორმალური ფიქლები

1. ფილიტების წყების სუსტად მეტამორფული ფიქლების ჯგუფში ფერის მიხედვით ვარჩევთ რუხ-მომწვანო, რუხ-ფოლადისფერ და მუქმოშავო-რუხ, თითქმის შავ, ფიქლებრივ ქანებს. შემადგენელი მინერალების გამოყოფა მიკროსკოპის გარეშე თითქმის არ ხერხდება. ფიქლებრივობის სიბრტყეზე მეტ-ნაკლები, საერთოდ კი სუსტი, ელვარება ახასიათებთ, ზოგჯერ აბრე-შუმისებური პეწით (განსაკუთრებით რუხ-მომწვანო და ფოლადისფერ სახეობებს).

მომყავს ამ ჯგუფის რამდენიმე ტიპური წარმომადგენლის მიკროსკოპიული დახასიათება.

ერთ-ერთ ტიპად შეიძლება მივიღოთ თეთრი-მინდორის ღელეში—შესართავიდან 200-250 მეტრზე—გამიშვლებული ქანი (ნიმ. № 355). მაკროსკოპიულად მორუხო-მომწვანო, ვერცხლისებრ-ლითონისებური ელვარების ფურცელაქანია. გამადიდებელი შუშით აქა-იქ სერიციტის და ქლორიტის მიკროქერცლები შეიძლება გავარჩიოთ.

მიკროსკოპქვეშ ჩანს მკაფიოდ გამოხატული შრეებრივ ფიქლებრივი ტექსტურა; ადგილი აქვს მუქი-მომწვანო და ღია-მოთეთრო ზოლების მორიგეობას. ზოლებს სიგანის ცვლა და დაზნექვა ემჩნევათ.

ქანი შედგება კვარცის, პელიტური ნივთიერების და ორგანული, განახშირებული პიგმენტის მეტად წვრილი აგრეგატებისაგან. მათ ემატება რკინის ქანგის ლაქებრივი და უფორმო გამონაყოფები. ამგვარი შედგენილობის მთავარ მასაში სპორადულად ქლორიტის მიკროქერცლები სხედან. ალაგ სერიციტის ქერცლებიც ჩანან; მეტწილად კი ეს უკანასკნელი მხოლოდ ჯვარედინ ნიკოლებში შლიფის რუხ-მოშავო ფონზე ნათელი წერტილების სახით იჩენს თავს. ქანში ალბიტის მიკრომარცვლებიც შეიძლება იყოს, მაგრამ მარცვლის სიმცირის გამო შემოწმება არ ხერხდება. ზოგჯერ კვარცის შედარებით მოზრდილი კრისტალებიც გვხვდება, ზომით 0,02—0,05 მილიმეტრამდე; ასეთი

ინდივიდები საკმაოდ იშვიათია; რამდენიმე ერთეული 0,05—0,1 მმ-საც აღწევს. ღია შეფერვის ზოლები კვარციით არის მდიდარი, მუქი კი—პელიტურ-ნახშიროვანი ნივთიერებით და, როგორც ეტყობა, —ქლორიტითაც. ქანის ბუნებას ასპიდური ფიქლის წოდება შეეფერება.

აღწერილი ქანი საკმაოდ გავრცელებულია, მაგრამ ის გაბატონებულ ქანს მაინც არ წარმოადგენს.

ახლოს დგანან ამ ქანთან გრაფიტიზებული, ორგანული ნივთიერებით კიდევ უფრო მდიდარი მუქი-რუხი და მოშავო სახეობანი. ასეთი ქანები ცვალებადი სისქის დასტად არიან მოქცეული ფილიტების წყებაში და უწყვეტ ზოლს ჰქმნიან ლოპანის-წყლიდან უწყვეტამდე. მათი კარგი ზენაჩენებია მდ. ლოპანის-წყლის ნაპირებზე, ჩორჩანა-თეთრიმინდორის და ჩორჩანა-კეშორის გზებზე, კერათხევში, ნინისის-წყლეს ხეობაში და სხვ.

ნიმ. № 162—აღებული რცხილაპოგირას ღელეში, ე. წ. „კვარცის“ ღელე-სა და პირველის შეერთებიდან 100—120 მეტრით ქვემოთ, დასახელებული დასტის ერთ-ერთი კომპონენტია. ის ამავე დროს მთელი წყებისთვისაც საკმაოდ დამახასიათებელი არის.

მაკროსკოპიულად ქანს უფრო სუსტად ემჩნევა დაფიქლება, ვიდრე № 355-ს; მუქი რუხი ფერისაა, ფიქლებრივობის სიბრტყეზე მოლურჯო ელფერი გადაჰკრავს—ტყვიისებრ-ლითონური ელვარებით. ხშირია ამ სიბრტყეზე პირიტის ბრტყელი, ფურცლებრივი აგრეგატები. ძნელი სათქმელია—ეს ფურცლები წნევის დროს პირიტის მარცვლების გაბრტყელების შედეგი არის, თუ შემდეგში ფიქლებრივობის სიბრტყეზე ხსნარებიდან ბრტყელი ფორმით გამონაყოფი.

უნდა ითქვას, რომ პირიტის ამგვარი აგრეგატები ამ რაიონში საერთოდ დამახასიათებელია ფილიტების წყების ფურცელა ფიქლებისათვის, სერპენტინიტისთვის გრანიტთან კონტაქტის ზოლში და ნაწილობრივ ინიექცი-ებული ქანებისათვისაც.

ახლოს დგანან აღნიშნულ ქანებთან ფიქლები № 336, № 332 და სხვ., აღებული წყების ცენტრულ ნაწილში. ზოგი მათგანი იდეალურად ფიქლებრივია, ისე როგორც პირველად აღწერილი ქანი, ზოგიც შედარებით სუსტად არის დაფიქლული.

მიკროსკოპში პარალელურ-ფიქლებრივი აგებულება ზოგჯერ (№ 336) მკრთალად ჩანს.

სტრუქტურა მონო-მიკროგრანოზლასტურ-ლეპიდობლასტურია, პირველის ელემენტების შედარებითი რელიეფურობით, შემადგენელი მარცვლების სადიდე სჭარბობს № 335-სას.

ქანი შედგება უმთავრესად ფელდშპატის, კვარცის და სერიციტის პაწაწა მარცვლებისაგან. პლაგიოკლაზის განსაზღვრა მარცვლის სიმცირის გამო არ ხერხდება; სხივტების მაჩვენებელი ბალზამის მაჩვენებელთან ახლოს დგას, რის მიხედვით პლაგიოკლაზი ალბიტის ან ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგისა უნდა იყოს. კვარცი სპორადული (ზოგჯერ პრობლემატური) ძლიერ პატარა მარცვლების სახითაა; მტერიანია, სერიციტი ჩვეულებრივ წვრილი და თხელი

ნემსისებური, სხვადასხვაგვარად ორიენტებული ქერცლების სახით არის; ზომა იშვიათად აღწევს $0,01 \times 0,02-0,04$ მმ, მეტწილად უფრო მცირეა.

ქანში შედარებით დამორჩილებულ მდგომარეობაშია, მაგრამ მაინც საგრძნობი რაოდენობითაა ნახშიროვანი (გაგრაფიტებული) ნივთიერება. უფრო მცირე როლს ასრულებენ: ქლორიტი, პირიტი, პელიტური ნივთიერება, ეპიდოტი და მავნეტიტი.

აქცესორული მინერალის სახით არის რამდენიმე პატარა მარცვალი, არ ირკვევა — აპატიტია თუ ანდალუზიტი. ორიოდე მარცვალი ცირკონისაც უნდა იყოს. არის ცოტაოდენი რუტილიც.

დამახასიათებელია ლაქებრივ-ბუჩქებრივი, მიწისებური, უსწორმასწორო მოხაზულობის რელიეფური გროვები, ზომით ხშირად $0,5$ მმ-დე (მუქი-მომწვანო და მოშავო (ზოგჯერ თითქმის შავი) შეფერვა აქვს; ანარეკლ სინათლეზე მკრთალი მოთეთრო-მოყვითალო, ან მორუხო ელფერისაა. პოლარიზებულ სინათლეზე სუსტად მოქმედებს, მაგრამ ზოგჯერ ჩანს შიგადაშიგ მაღალი ფერები (უთუოდ ეპიდოტური მინერალის). ეს გროვები, როგორც ეტყობა, ქლორიტ-ეპიდოტის აგრეგატების და ორგანულ-პელიტური ნივთიერების მჭიდრო ნარეგებს უნდა წარმოადგენდნენ. მათში ზოგჯერ ორგანული პიგმენტი გარკვეულად სჭარბობს. ზოგჯერ შიგ პირიტის, იშვიათად მავნეტიტის, აგრეგატებიცაა.

ორგანული ნივთიერება არის რამდენიმე მტკრისებური აგრეგატების დანაგროვების სახით.

პირიტი ქანში გაფანტულია პაწაწა იდიომორფული მარცვლების სახით; არის მიკროძარღვის სახითაც; ძირღვებში პირიტთან ერთად შავი ნივთიერება (ორგანული მასა?) არის.

შლიფში კვარცის მიკროძარღვებიც ჩანს. ქლორიტი და ეპიდოტი უმთავრესად ზემოხსენებულ გროვებშია.

ქლორიტის უდავო დამოუკიდებელი ქერცლები შლიფში, შეიძლება ითქვას, რომ არ მოიპოვება.

მაკრო და მიკროსკოპიული ბუნებით ქანი უფრო ასპიდურ მიკროფიქლებს მიეკუთვნება.

ეს ქანი გ. ბარსანოვის მიერ № 29-თ აღწერილი ქანის ანალოგი უნდა იყოს (იხ. 82, გვ. 35).

მეტამორფიზმის შედარებით მაღალ ხარისხს ვამჩნევთ ნიმ. № 333-ში, რომელიც № 162-დან 20-დე მეტრის დაშორებით არის აღებული.

მაკროსკოპიულად ხასიათდება თავვისფერ-რუხი შეფერვით და მკრთალი ელვარებით — სუსტი აბრეშუმული პეწით. ფიქლებრივობა კარგად მელაგნდება ჩაქუჩით დარტყმის დროს. ემჩნევა სუსტი ზოლებრივობა.

მიკროსკოპიულად შრეებრივ-ფიქლებრივი აგებულება მკაფიოდ ჩანს. აღსანიშნავია, რომ ფიქლებრივობა შრეებრივობას არ თანხვედება: მარცვლის სიდიდით ცხადად განსხვავებული ზოლები იკვეთებიან მეორეგვარი ზოლებით, რომლებსაც მინერალების ხაზებრივი დაჯგუფება ჰქმნის. პირველი შრეებრივ-

ბის გამომხატველი უნდა იყოს, მეორე კი, ცხადია, ფიქლებრივობის გამომსახველია (შლიფის კვეთი დაახლოებით ფიქლებრივობის გარდიგარდმოა).

სტრუქტურა ლეპიდობლასტური. სერიციტიან-ქლორიტიანი ზოლება მორიგეობენ კვარციან ზოლებთან.

სერიციტიან ზოლებში მთავარ შემადგენელს სერიციტის წაგრძელებული, თხელფირფიტებრივი და ქერცლებრივი, ერთი მიმართულებით ორიენტებული ფურცლები წარმოადგენენ. ზოგჯერ მკრთალად არის შეფერილი. მას თან ახლავს ისეთივე მორფოლოგიის მომწვანო, პლეოქრული, ქარსული (მაღალი ფერები) მინერალი. მათთან დამორჩილებულ მდგომარეობაშია, აგრეთვე ქერცლებრივ-ფირფიტებრივი (ზოგჯერ მოზრდილი) ქლორიტი, — როგორც ჩანს, მწვანე ქარსის ხარჯზე წარმოშობილი. კვარცი ამ ზოლებში პაწაწა იზოლირებული მარცვლების სახით არის.

კვარციან ზოლებში სავარძნობლად გაბატონებულია კვარცი; მხოლოდ აქა-იქ ჩანან სხვა მინერალების სპორადული აგრეგატები. კვარცს ჩვეულებრივ ლინზებრივ-ოვალური ფორმა ახასიათებს, შლიფის კვეთში ელიფსური მოხაზულობის, რომლის გრძელი ღერძი ფიქლებრივობის გასწვრივ არის მიმართული. ხშირად კვარცი იზოლირებულ მარცვლებად, გარშემოკრული სერიციტის და მწვანე ქარსული მინერალის აგრეგატების თხელი რკალით. ასეთი მარცვლები შედარებით დიდებია და პორფირობლასტების შთაბეჭდილებას სტოვებენ. მათი სიდიდე საშუალოდ 0,05—0,1 მმ გარშემო ქანაობს. კვარციან უბნებში ვამჩნევთ წმიდა და შედარებით მოზრდილ-მარცვლიანი ზოლების მორიგეობას. უკანასკნელი საკუთრივ კვარცს უფრო მეტი რაოდენობით შეიცავს, ვიდრე წმიდამარცვლიანი. ეს ზოლები სწორედ პირველად შრეებრივობას უნდა გამოხატავდნენ.

კვარცის აგრეგატები მარცვლის სიდიდის და სიწმინდის მხრივ სერიციტიან და კვარციან ზოლებში ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან, — სერიციტიანში ის უფრო მტვრიან-ქუჩუიანი ჩანს.

შლიფში არის უფრო, მაღალი ინტერფერენციული ფერებიანი ქარსის მოზრდილი ფურცლებიც, თითქმის ტიპური მუსკოვიტია.

ფიქლებრივობის გასწვრივ არის ლინზებრივი გროვები გაგრაფიტებული ორგანული ნივთიერების. შესამჩნევია პელიტური ნივთიერებაც (უმთავრესად სერიციტიან ზოლებში).

გარდა ამისა აქცესორული შემადგენლების სახით წარმოდგენილია: პირიტის პაწაწა მარცვლები (ზოგჯერ რკინის უანგში გადასული), ფელდშპატი, — უთუოდ ალბიტის რიგის — ერთგან მრჩობლური აგებულების, ცირკონი და აპატიტი (ორიოდე პატარა მარცვალი).

ქანი კვარციან-სერიციტიან მიკროფიქლებს მიეკუთვნება. შეიძლება უფრო მოხდენილიც იყოს მისთვის ქარსოვანი მიკროფიქლის წოდება. ის ფილიტების წყების დამახასიათებელი ქანია.

ამ ქანში შემადგენელი მინერალებს მარცვლის სიდიდე გარკვეულად გაზრდილია. მასთან დანახასიათებელია საერთო წმიდამარცვლოვან მომწვანო

ფონზე კვარცის ბუდებრივ-ლინზებრივი, შედარებით მოზრდილი მარცვლების არსებობა.

აღწერილი ქანები შეიძლება ერთ ჯგუფში გავაერთიანოთ, რომელსაც სუსტად მეტამორფიზებული ფიქლები, ანუ მიკროფიქლები, როგორც ამას ლოდოჩნიკოვი გვიჩვენებს (სხვაგვარად—საკუთრივ ფილიტები, ცნების ვიწრო პეტროგრაფიული მნიშვნელობით), უნდა ვუწოდოთ. ეს ჯგუფი, მართალია, ფილიტების წყების არსებითი შემადგენელია, მაგრამ შეიძლება ითქვას, რომ ის უმთავრეს, გაბატონებულ კომპლექსად მაინც ვერ ჩაითვლება. რაოდენობრივი მხრივ მას დანარჩენი ჯგუფები, რომლებზეც ქვემოთ გვექნება საუბარი, თითქმის არ ჩამოუვარდებიან. აღსანიშნავია, რომ ამგვარი ქანების როლი აღმოსავლეთ ნაწილში—ჰერათხეე-ლოპანისწყლის მონაკვეთზე—გაცილებით ძლიერია, ვიდრე უწლევის მიდამოებში. მასთან შეიძლება კიდევ შევნიშნოთ, რომ თვით წყების გასწვრივ ისინი უფრო ცენტრულ და ჩრდილო-პერიფერიულ ზონებში არიან გავრცელებული. მიუხედავად ამისა, სრულიად გარკვეულად უნდა ითქვას, რომ ეს ჯგუფი რაიმე განსაზღვრულ ჰორიზონტს მაინც არ ჰქმნის, — აღწერილი ტიპის ქანები ხშირად მორიგეობენ უფრო მეტამორფიზებულ ფიქლებთან, რომელსაც ქვემოთ აღვწერთ.

2. მეტამორფიზმის ინტენსივობის თანდათან ზრდის მიხედვით გამოიყოფა საშუალო ბუნების ქანები, შუალედი ტიპური მიკროფიქალსა და კრისტალურ ფიქალს შორის.

ერთ-ერთ ასეთ ტიპს წარმოადგენს ქანი № 335, აოებული იმავე ლელეში, სადაც № 333, მხოლოდ 50—60 მეტრით უფრო ქვემოთ—ლოპანის-წყლისაკენ.

მაკროსკოპულად რუხ-მწვანე, ტალღებრივი ფიქლებრივობის მქონე ქანია. საკმაოდ მკვრივია. მოხლეჩის უსწორმასწორო სიბრტყეზე მომწვანო-მოლურჯო ელფერი გადაჰკრავს.

მიკროსკოპიკულად ფიქლებრივ-ზოლებრივი ტექსტურა. სტრუქტურა ცალკე უბნებში შიგადაშიგ ჰეტერო-გრანობლასტური, დანარჩენ ნაწილში—ლეპიდობლასტური, ლინზებრივი პორფირობლასტებით.

შლიფში მორიგეობაა სერიციტ-მუსკოვიტიანი, კვარციით შედარებით ლარიბი, ზოლებისა კვარციან-ქლორიატიანთან (აქ სერიციტი აშკარად დამორჩილებულია).

კვარცი კონცენტრირებულია წვრილ ზოლებად. ის პატარა, წაგრძელებული, ხშირად დაკბილული მარცვლების სახითაა: ტალღებრივია, ჯვარედინ ნიკოლებში აგრეგატთა ერთობლიობას ღრუბლისებური ზედაპირი აქვს. ინდივიდების ზომა ძალიან იშვიათად თუ აღემატება 0,15—0,2 მმ (გრძელი ღერძის მიმართულებით), ჩვეულებრივ გაცილებით მცირე ზომისა არის. კვარცის უბნები ხშირად შემოკრულია სერიციტის, უფრო იშვიათად ქლორიტის ქერცლებით.

კვარცთან მჭიდრო ასოციაციაშია, მხოლოდ დამორჩილებული რაოდენობით, პლაგიოკლაზი. ამ უქანასკნელს ზოგჯერ მრჩობლური აგებულება აქვს, ზოგჯერ კიდევ მარტივ ფორმებშია. ზომები კვარცის ანალოგიურია. მიეკუთვნება

ალბიტის რიგს; სნიეტების მაჩვენებელი თითქმის არ განსხვავდება ბალზამის მაჩვენებლისაგან.

კვარცი და ალბიტი სუფთა, სრულიად გამჭვირვალე არიან; ჩანართებს უმნიშვნელოდ შეიცავენ. ერთმანეთისაგან მათი გარჩევა ხშირად ძალიან ძნელია.

სერიციტი თხელი, წვრილი, ფურცელა, სხვადასხვაგვარად ორიენტებული აგრეგატების სახით არის. ხშირად ასოცირებულია პელიტური ნივთიერებით.

მუსკოვიტი უფერო, გამჭვირვალე, ზოგჯერ ტკეჩვადობის მკაფიო ხაზებით, წაგრძელებული ფირფიტებრივი ფორმისაა; მისთვის ჩვეული მაღალი ინტერფერენციული ფერებით ხასიათდება, ინდივიდების საშუალო ზომა $0,1 \times 0,25$ მმ გარშემო ქანობს.

ქლორიტი სუფთა მწვანე ფერისაა. ახასიათებს საკმაოდ მკვეთრი პლეოქროიზმი—მუქ მწვანედან (Ng-ზე) ღია მოყვითალო-მოთეთრომდე (Np-ზე).

ინტერფერენციული ფერები—რუხი, სუსტად ანომალური. სერიციტიან ზოლებში უმნიშვნელო რაოდენობით არის, კვარციანში შედარებით მეტია. ფორმა ქერცლებრივი და წაგრძელებული, ზოგჯერ დატოტვილ-როხეტებიანი. ფირფიტებრივი. ხშირად გარს ეკვრის კვარცს.

ქარსის და ქლორიტის ფურცლებს დაზნექვა-ტალღებრივობა ახასიათებთ.

ქანში არის ტურმალინი, მისთვის დამახასიათებელი განივი კვეთებით, ფერებით და ტიპური ტურმალინური აბსორბციით. მკაფიო პლეოქროიზმი: Ng-ზე ღია მოყვითალო-მოვარდისფრო, თითქმის უფერო, Np-ზე—მუქი მურა-მოყავისფრო, ან მღვრიე-მწვანე. შეფერილია არათანაბრად. საშუალო და პატარა მარცვლების სახითაა. არის ერთი მოზრდილი, წაგრძელებული, გოგრისებური მარცვალი, ზომით $0,2 \times 0,35$ მმ. ჩვეულებრივ უფრო მოკლე პრიზმების სახითაა. გვხვდება, როგორც სერიციტიან, ისე კვარციან ზოლებში.

დანარჩენი მინერალებიდან აღსანიშნავია: 1) პირიტი,—პატარა მარცვლების გროვების სახით. არის წვრილ, იზოლირებულ კრისტალებდაც. როგორც ეტყობა, თუ მთლიანად არა, მეტწილად მაინც, მაგნეტიტის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი, რადგან ზოგჯერ ამ უკანასკნელის რელიქტებს შეიცავს. 2) მაგნეტიტის პატარა მარცვლები. 3) გაგრაფიტებული ორგანული მასა, დაქსაქსული ფიქლებრივობის გასწვრივ, ხშირად პელიტური ნივთიერების თანამგზავრობით. 4) აპატიტი—ზომით საშუალოდ $0,05$ მმ. 5) ცირკონის რამდენიმე პაწაწა მარცვალი. 6) ეპიდოტური მინერალი (კლინოკოიზიტი?) და ცოიზიტი.

შლიფში უბნა-უბნად მიმოფანტულია ლაქებრივ-მიწური წმიდააგრეგატული გროვები. მათი ერთი ნაწილი კალციტის და ცოიზიტ-ეპიდოტური მინერალის ნარევეს წარმოადგენს, მეორე კიდევ (მურა-მწვანე, ჭუჭყიანი, ზოგჯერ თითქმის შავი)—უმთავრესად ქლორიტისა და ეპიდოტური მინერალისაგან უნდა შედგებოდეს.

ქანი გარდამავალი ბუნების კვარციან ქლორიტ-სერიციტ-მუსკოვიტიან ფიქალს წარმოადგენს.

აღწერილი ქანის მსგავსი მეტამორფული ფიქლები მრავლად არის სხვა პუნქტებშიც: ამავე ლელეში (№ 334), ფილიტების წყებისა და სერპენტინიტების საზღვართან, თეთრი-მინდორის ლელეში და სხვ.

ზოგიერთ ქანში ერთ-ერთ მთავარ შემადგენელს კარბონატი წარმოადგენს.

საგრძნობია აგრეთვე მიკროკლინის მონაწილეობა. საყურადღებოა მასთან თავისებური მორფოლოგია. ასეთია მაგალითად ნიმ. № 357, აღებული იეთრი-მინდორის ლელეში, შესართავიდან 200 მეტრის დაშორებით. გავრცელებულია აქ ამგვარი ქანი ხევის გასწვრივ 10—15 მეტრის მანძილზე.

მაკროსკოპულად ის შედარებით ღია ფერისა არის, გამოფიტულ ზედაპირზე რკინის ქანვით ინტენსიურად შეფერილი. ემჩნევა ზოლებრივობა. ფიქლებრივობის სიბრტყეზე დახორკვლა ახასიათებს; ალაგ კვარცის მარცვლები ჩანან.

ეს ქანიც ფიქლებრივ-ზოლებრივი აგებულებისაა, ჰეტერო-ლეპიდობლასტური სტრუქტურით. მარცვლის სიდიდის მიხედვით № 335-ს ჩამორჩება.

მთავარ შემადგენლებს წარმოადგენენ კვარცი და სერიციტი (ეს უკანასკნელი 30—35%—დეა). შედარებით დამორჩილებულ როლში, მაგრამ მაინც საგრძნობი რაოდენობით გვაქვს: ალბიტური პლაგიოკლასი, კარბონატი, ეპიდოტ-ციოზიტური მინერალები, მიკროკლინი.

კვარცი პატარა მარცვლების გროვების სახით არის, იშვიათად პორფირობლასტურიც, ახასიათებს დაკბილვა და ტალღებრივ-დაღრუბლული ზედაპირი, ჩანართებით ღარიბია; უდიდესი მარცვლის ზომა 0,5 მმ აღწევს. კვარცისაგან ძნელად გასარჩევი ხდება სუფთა, გამჭვირვალე, უფერო ალბიტი, ზოგჯერ მრავალმრჩობლური და მაშინ ადვილად გამოსაცნობი. არის შლიფში კალიშპატიც, მიკროპერტიტული მიკროკლინის სახით; შედარებით იდიობლასტურია. მიკროკლინის ერთი დიდი მარცვალი გარს ერტყმის სერიციტით უხვად ჩართულ ალბიტს (სერიციტი სწორედ რომ შეტაცებულ ჩანართებს უნდა წარმოადგენდეს და არა ალბიტის დაშლის შედეგს). ზომა ამ მარცვლისა 1,5×2 მმ. ერთი ორჯან თითქოს კვარცის და მიკროკლინის პეგმატიტური შენაზრდი გვაქვს. სერიციტი უფეროა, ალაგ პელიტური ნივთიერებით სუსტად დამტვერილი.

ყურადღებას იპყრობს მეტნაკლებად შეფერილი (მურა-ყვითელი, ყავისფერ-რუხი) კარბონატის (უთუოდ რკინიანის) მიწისებური გროვები; ცივი HCl არ მოქმედებს. გავრცელებულია ან წვრილი ძარღვისებური ზოლების სახით ფიქლებრივობის გასწვრივ, ან კიდევ—იზოლირებულ ბუჩქებრივ და უფორმო გროვებად. ხშირად მკიდრო კავშირშია ეპიდოტთან, ზოგჯერ ნახშიროვან ნივთიერებასთანაც.

აქცესორული მინერალების როლში: აპატიტი და ცირკონი (საკმაოდ მრავლად) საშუალო სიდიდის იდიობლასტურ პრიზმულ მარცვლებად; პირიტი—შედარებით ნაკლებად, ჩანს მის მიერ მაგნეტიტის ჩანაცვლებები; შემდეგ სფენი და მაგნეტიტი.

დამახასიათებელია პორფირობლასტების გარშემორტყმი სერიციტ-კვარ-

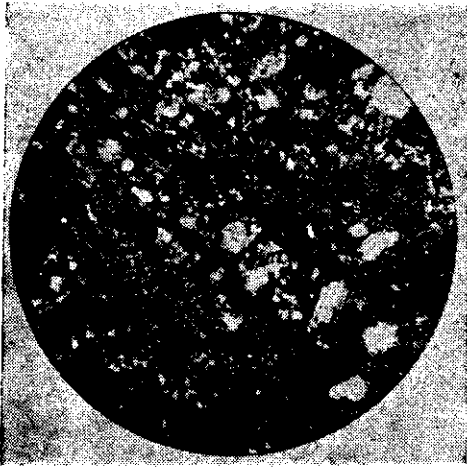
ციანი (სჭარბობს პირველი) „ძირითადი მასით“. აღსანიშნავია აგრეთვე ქლორიტის თითქმის არარსებობა.

მიკროკლინი, ნაწილობრივ ალბიტი და კვარციც; მოტანილი—ინიექციური მასალა უნდა იყოს. ქანი კვარციან კარბონატ-სერიციტიან ფიქალს წარმოადგენს.

ჯგუფის ზოგიერთ წარმომადგენელში პლაგიოკლაზის როლის ზრდა და პორფირობლასტური აგებულების სიძველეთრე დიდ სიდიდეს აღწევს. მათ ტიპად შეიძლება ჩავთვალოთ ქანი, წარმოდგენილი ქვაშავის სერზე გზის პირად, გრანიტის აპოფიზიდან 12 ნაბიჯის დაშორებით (ნიმ. № 70).

მომწვანო-რუხი ფერის სუსტად ფიქლებრივი ქანია. ფიქლებრივობა დარტყმის დროს კარგად მულავნდება. მოხლეჩის სიბრტყეზე თეთრი ქარსის ქერცლები ელვარებენ.

შლიფში სტრუქტურა მიკროპორფირობლასტურ-ლეპიდობლასტური, გრანობლასტური ხასიათის უბნებით. დამახასიათებელია ზოლების არასიმკვეთრე, რითაც ის განსხვავდება ზემოაღწერილი ქანებისაგან. ხშირია ოვალური „ჩანაწინწყლები“ კვარცის და პლაგიოკლაზის წაგრძელებული პორფირობლასტების სახით (სურ.1).



სურ 1.

შეასელებს იშვიათად სცილდება. აღსანიშნავია, რომ ზოგჯერ სერიციტიანი უბანი პლაგიოკლაზის ლეისტის მოხაზულობას იძლევა და უნდა წარმოადგენდეს ინტენსიურად სერიციტიზებულ-პელიტიზებული პლაგიოკლაზის ონიდივის; ამგვარი მარცვლების გარჩევა მთავარი მასისგან ძალიან ძნელი ხდება.

კვარცის პორფირობლასტური მარცვლების ზომა 0,5 X 1 მმ-დე აღწევს. პლაგიოკლაზის ინდივიდები შედარებით პატარაა. კვარცი ზოგჯერ შავ წერტილებრივ ჩანართებს შეიცავს. ზოგჯერ კიდევ, განსაკუთრებით წვრილმარცვლოვანი, ძალიან სუფთა ჩანს. ზოგჯერ ის დაკბილული არის. ხშირად დამსხვრეულია—ნამდვილ მოზაიკად არის ქცეული.

ძირითადი მასა სერიციტის (ხშირად რკინის ეანგიტ შეყვითლებულ-შეფერილი) მიკროქერცლების, კვარცის პაწაწა მარცვლების (დამორჩილებულად) და, ორგანული პიგმენტით შეზავებული, პელიტური ნივთიერებისაგან შედგება. სერიციტის ქერცლებს შორის, უთუოდ ქლორიტის, მოყვითალო-მომწვანო, სუსტად პლეოქროული, აგრეთვე ქერცლებრივი მაკროაგრეგატები მოჩანან; რაოდენობით სერიციტს ჩამორჩება. მარცვლების სიდიდე მილიმეტრის

პლაგიოკლაზი ალბიტით არის წარმოდგენილი (ი ერთ მდგომარეობაში ოდნავ ნაკლებია ბალზამის II-ზე, მეორეში კი თითქმის მისი ტოლია). იშვიათად თუ ძლიერ დაშლილი. არის ზოგჯერ მიკროტინული ინდივიდები, ერთი მათგანი მრავალმრჩობლორი აგებულებისაა. ჩაქრობის კუთხე სიმეტრიულ ზონაში მცირე აქვს. მიკროტინულ უბნებიანი ალბიტი ხშირად სერიციტის ჩანართებს შეიცავს. მრავლადაა, თუმცა რაოდენობით ის კვარცს მაინც ჩამორჩება. ზოგიერთი მარცვალი ანტიპერტიტული ხასიათისაა.

შლიფში მიკროკლინიც ჩანს, ერთგან მკაფიო მიკროკლინური ბადით; ზოგჯერ პერტიტულია; ემჩნევა პელიტიზაცია.

აქცესორული შემადგენლების სახით: აპატიტი, ცირკონი, მწვანე ქარსის ორიოდე არამკაფიო ქერცლი, ქლორიტოიდის მარცვალი (მურა-მწვანე, მოლურჯო, პლეთორული, მალალრელიეფიანი), რკინის ელვარა, გრაფიტული ნივთიერება და პრობლემატური კარბონატი.

ქანი კვარციან-ალბიტის სერიციტულ ფიქალს წარმოადგენს.

ამ ქანში კვარცის და ალბიტის ორი გენერაცია უნდა გვექნოდეს: 1) ძირითადი მისის შემადგენლების სახით და 2) მოტანილი გრანიტული მაგმის შემოჭრის დროს.

საერთოდ ეს ჯგუფი ხასიათდება უმთავრესად ლეპიდობლასტური სტრუქტურით, ზოგიერთ უბნებში გრანობლასტურის ელემენტების ჩარევით (№ 70, 335); ზოგჯერ მკაფიო მორიგეობაა ლეპიდობლასტური ზოლებისა გრანობლასტურთან. მარცვლების სიდიდე გარკვეულად გაზრდილია. მეტწილად (თითქმის მუდამ) ჰეტერობლასტურია: შედარებით წვრილმარცვლოვან ფონზე მეტ-ნაკლები რაოდენობით პორფირობლასტური ინდივიდები გამოიყოფა. ეს უკანასკნელნი ჩვეულებრივ კვარცით და ალბიტით, იშვიათად კალიშპატით ან მუსკოვიტით არიან წარმოდგენილი. მთავარ შემადგენლებს მუდამ კვარცი, სერიციტი და ალბიტი (უკანასკნელი ზოგჯერ გარკვეულად დამორჩილებულია) შეადგენენ. ზოგჯერ მათ საგრძნობი რაოდენობით ემატება ქლორიტი (№ 335), ზოგჯერ კიდევ კარბონატი (№ 357). ქანში ხშირად ეპიდოტ-ცოიზიტური მასაც აგრეთვე საგრძნობ მონაწილეობას იღებს. აქცესორული მინერალებიდან აღსანიშნავია: ტურმალინი, აპატიტი, ცირკონი, პირიტი, მაგნეტიტი, ეპიდოტ-ცოიზიტური მინერალები და მეორადი რკინის ენგები. დამახასიათებელია ტურმალინის არსებობა. ქარსი ზოგიერთში ხშირად დიდი ზომისაა და ტიპურ მუსკოვიტს წარმოადგენს (№ 335); მეტ შემთხვევაში კი სერიციტის ზომებს არ სცილდება. აღსანიშნავია მწვანე ქარსის მონაწილეობა (შეიძლება პარაგონიტი იყოს). ამ ჯგუფის ქანები ბუნებით ძირითადად კვარციან-სერიციტიან ფიქლებს წარმოადგენენ ხშირად ალბიტის, უფრო იშვიათად სერიციტიან-ქლორიტოვანს, ან კარბონატიანს. ზოგიერთში მიკროკლინის პორფირობლასტური მარცვლები იღებენ მონაწილეობას. მიკროკლინით უთუოდ მუდამ ინიექციურია. ზოგ შემთხვევაში (საქმოდ ხშირად) აგრეთვე კვარცი და ალბიტის ნაწილობრივ მოტანილი უნდა იყვნენ. ქანების ტექსტურა ფიქლებრივ-ზოლებრივია. დამახასიათებელია კვარცით მდიდარი ზოლების მორიგეობა ქარსისთან.

ეს ჯგუფი ტიპური ფილიტებისაგან გარკვეულად განსხვავდება მეტამორფიზმის სიძლიერით, რაც მარცვლის სიდიდის გაზრდაში, ტურმალინის არსებობაში და სხ. ნიშნებში მკაფიოდ გამოიხატება. მაგრამ მკვეთრი საზღვარი მათ შორის, ცხადია, არ არსებობს, — კავშირი სრულიად თანდათანობითია. როგორც პირველ ჯგუფში გვხვდება შედარებით სრულკრისტალური სახეობანი, ისე აქაც გამოიყოფა წმიდამარცვლოვანი ტიპები, რომელნიც ამ ჯგუფებს ერთმანეთთან აკავშირებენ (მაგალითად, № 70 და ნაწილობრივ № 357-ც).

ასეთივე თანდათანობით ეს ჯგუფი შემდეგ ჯგუფს უკავშირდება, რომელიც თითქმის ტიპურ ქარსფიქლებს შეიცავს.

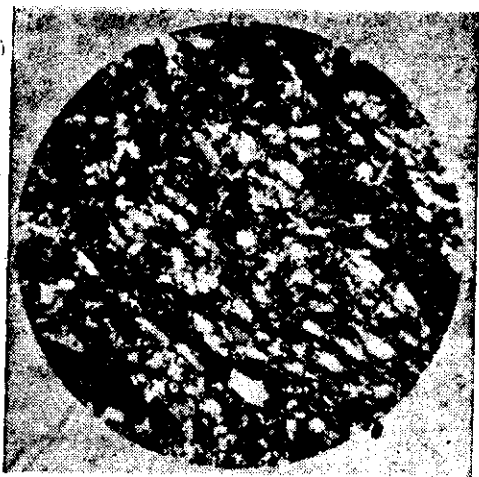
აღწერილი ქანები ფილიტების წყებაში მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობენ.

3. მესამე ჯგუფში ვათავსებთ ფილიტების წყების იმ ქანებს, რომელნიც მიკროსკოპიული ბუნებით, უმთავრესად მარცვლის სიდიდის მიხედვით, ძალიან ახლოს დგანან ტიპურ კრისტალურ ფიქლებთან (კვარციან-ქლორიტიან ფიქლებთან).

ამ ჯგუფის ერთ-ერთი წარმომადგენელი იქნება ნიმ. № 341, აღებული რცხილა-ბოგირას ლელეში კვარცის-ლელის შეერთებიდან დაახლოებით 320 მეტრზე (ქვევით). ლელეში მისი ზენაჩენი რამდენიმე მეტრზე ჩანს. ქანი ჰაბიტუსით ფიქლებს უახლოვდება, რაც ძალიან საგულისხმოა.

მაკროსკოპულად ქანი იდეალურად ფიქლებრივია. ფერით რუხ-მომწვანო, არათანაბარი შეფერვის. ფიქლებრივობის სიბრტყეზე ცხიმოვან-აბრეშუმული ელვარება ახასიათებს; თვალთ თავისუფლად გაირჩევა თეთრი ქარსი.

მიკროსკოპქვეშ ტექსტურა ფიქლებრივი, გრეზილ-ზოლებრივი. სტრუქტურა ძირითადად ლეპიდობლასტური, კვარციან ზოლებში პორფირობლასტურ-გრანობლასტური ელემენტების სიკარბით (სურ. 2).



სურ. 2.

მთავარი შემადგენლებია: კვარცი, ალბიტი, სერიციტ-მუსკოვიტი და ქლორიტი (სერიციტ-მუსკოვიტის ნაწილი შეიძლება პარაგონიტი იყოს). აქცესორული მინერალების სახით მონაწილეობენ: აპატიტი, ტურმალინი, ცირკონი, პირიტი, მაგნეტიტი, რკინის ელვარა და გრაფიტი.

შლიფში კვარციანი და ქარსიანი ზოლების მორიგეობა გვაქვს. ეს ზოლები შლიფის ერთ ნაწილში წყვეტილ-კლაკნილია, მეორეში — შედარებით წესიერი.

კვარციანი ზოლები ძირითადად წარმოადგენენ ქლორიტის ქსელში ჩასმული კვარცის (უთუოდ ალბიტის მონაწილეობით) წმიდამარცვლოვან მასას

რომლის ფონზე გამოირჩევა კვარცის შედარებით მოზრდილი, წაგრძელებულ-ოვალური, საშუალოდ 0,1—0,15 მმ სიგრძის მარცვლები.

კვარცი დაკბილულგვერდებიანია, ზოგჯერ დამსხვრეული—მოზაიკური, საკმაოდ სუფთაა, ჩანართებს იშვითად შეიცავს. ⊥ ნიკოლებში ტალღებრივ-დაღრუბლული ზედაპირი შედარებით იშვითად იჩენს თავს.

კვარცს ახლავს ალბიტი, რომელიც მისგან ხშირად ძნელი გასარჩევია, მხოლოდ ლერძიანობაზე გასინჯვით ან n-თ მჟღავნდება, ზოგჯერ კიდევ ბუნდოვანი (შეცვლილი, პელიტიზებული) ზედაპირით აშკარავდება. ალბიტი ქანში შედარებით იდიობლასტურია.

ქარსი წაგრძელებული თხელ-ფირფიტებრივი ფურცელა აგრეგატების სახით არის. სიგრძე აღწევს 0,2—0,3 მმ, ზოგჯერ 0,6-საც; განი იშვითად აღემატება 0,1 მმ. ზოგიერთ ფურცელს წესიერი სწორკუთხედური ფორმა აქვს; ხშირად დაღვერილ-დაზნექილია; ზოგჯერ ძაფებრივი აგებულებისაა. გაბატონებული მდგომარეობა წვრილ თხელფურცლებრივ აგრეგატებს უჭირავთ. მეტწილად ორიენტებულია გარკვეული მიმართულებით. არის უფერო (სერიციტ-მუსკოვიტი) და შეფერილი. უკანასკნელი პლეოქროულია—თითქმის უფეროდან მკაფიო სუფთა მწვანემდე (ბიოტიტი?). ინტერფ. ფერები: მოყვითალოდან და რუხიდან მწვანემდე და წითელ-იისფერამდე.

ქლორიტი ფირფიტა-მარცვლებრივი და ქერცვლებრივი აგრეგატების სახით არის; რუხი-მოშავო, ხშირად ანომალური ინტერფერენციული ფერით; სუსტად პლეოქროულია. პენინის ჯგუფს უნდა ეკუთვნოდეს.

გრაფიტი უფერო მიკროაგრეგატული გროვების სახითაა, გრაფიტით და რკინის ჟანგით უფრო მდიდარია ქარსიანი ზოლები.

ტურმალინი საკმაო რაოდენობით არის. მურა-მწვანე და მურა-ყავისფერი შეფერვისაა, უდიდესი მარცვლის ზომა 0,15 × 0,5 მმ აღწევს. ჩვეულებრივ კი პატარა, იდიობლასტური კრისტალების სახით არის, ხასიათდება ტიპიური ტურმალინური აბსორბციით.

არ არის უარყოფილი კალიშპატის არსებობა, თუმცა გაზომილ ინდივიდებში ის არ აღმოჩნდა. ქანს კვარციან-ალბიტთან ქარსოვანი ფიქალი უნდა ვუწოდოთ. თავისი ბუნებით ის გარდამავალია ტიპიურ კვარციან-ქარსიან ფიქლებსა და ჩვენ მიერ მეორე ჯგუფში მოთავსებულ ფიქლებს შორის; შედარებით ახლოს ის სწორედ პირველთან უფრო დგას.

საკმაოდ ტიპიურია ამ ჯგუფისათვის აგრეთვე ნიმ.-№ 345, აღებული იმავე ლეღეში ფილიტების წყების სამხრეთ პერიფერიულ ზოლში. მაკროსკოპიულად მორუხო-მწვანე ფერის ქანია, რკინის ჟანგით შეფერილ-აჭრელებული. ცხადად ფიქლებრივია. ფიქლებრივობის სიბრტყე სუსტად ხორკლიანი და მოელვარე აქვს (ცხიმოვან-აბრეშუმული პეწით).

მიკროსკოპიულად ტიპური ქარსიანი ფიქალია (გარდამავალი ბუნების). ტექსტურა მკაფიო ფიქლებრივი. სტრუქტურა ლეპილობლასტური. მთავარ შემადგენლებს წარმოადგენენ: სერიციტ-მუსკოვიტი (აგრეგატების ზომა საშუალოდ 0,05—0,1 მმ); ქლორიტი—მწვანე, პლეოქროული, წაგრძელებულ-წვრილფირფიტებრივი, იშვითად 0,05—0,1 მმ სიდიდის; კვარცი და ალბიტი.

კვარცი ქანის გასწვრივ კვეთში ღრუბლებრივია, მასთან ხშირად დაკბილული კონტურებით. ფორმით წაგრძელებულ-მობრტყელო (ლინზებრივი). არის შლიფში ალბიტის დიდი პორფირობლასტი.

ქანს ემჩნევა კვარცით შედარებით მდიდარი ზოლების ქარსიანთან მორიგეობა.

მეორე რივის მინერალების სახით გვაქვს: ტურმალინი; პირიტი—ხშირად გაბრტყელებული ფორმის, გადადის ზოგჯერ რკინის ჰიდროქსიდში; ცირკონი (?). შლიფში ჩანს შავი-მურა მიწისებური გროვები—უთუოდ ორგანული მასალის და პელიტური ნივთიერების ნარევი.

ზოგიერთ ქანში კიდევ უფრო მაღალია კრისტალურობის ხარისხი. ასეთია მაგალითად ქანი № 16, აღებული იმავე ლეღეში, დედაკალის ხევის შეერთების მახლობლად. ის ძალიან ახლოს დგას ტიპიურ კრისტალურ ფიქლებთან, სრულიად თავისუფლად შეიძლება მისთვის ქარსფიქლის წოდება.

ქანი მუქი რუხი ფერისაა, სუსტი მომწვანო ელფერი. მკვრივია. ფიქლებრივობა არ არის სავსებით მკვეთრი; ის კარგად მუდგანდება მხოლოდ დარტყმის დროს. უხვად შეიცავს თეთრი ქარსის მოელვარე აგრეგატებს. შეუიარაღებელი თვალთ ჩანს აგრეთვე რუხ-მოშავო მინერალის აგრეგატები, —უთუოდ ქლორიტოიდა.

მიკროსკოპქვეშ—მკაფიო ფიქლებრივი აგებულება. სტრუქტურა ლეპილობლასტური. მთავარი შემადგენლებია: მუსკოვიტი, სერიციტი და კვარცი; შედარებით დამორჩილებულ როლში, მაგრამ მაინც არსებითი კომპონენტის სახით, ქლორიტი და ფხვიერი ქარსი—ქლორიტოიდი.

აქცესორული შემადგენლები: ცოიზიტი, მწვანე—მურა-მოყავისფრო ბიოტიტური ქარსი, მაგნეტიტი, პირიტი, წითელი რკინა, გრანატი, ალბიტი (?) და კაოლინი (?).

კვარცი წვრილაგრეგატულია; სუფთა გამჭვირვალე, იშვიათად დამტვერილი; ტალღებრივია; ზომები 0,05—0,1 მმ ფარგლებში ქანაობს, იშვიათად მეტი ან ნაკლები.

მუსკოვიტი გრძელი და წვრილი ფირფიტებრივი სახით, ჩვეულებრივ $0,15 \times 0,3$ მმ სიდიდის. მეტწილად ორიენტებულია ფიქლებრივობის გასწვრივ, ზოგჯერ ამ უკანასკნელთან მცირე კუთხეს ჰქმნის. ტკეჩვადობის ხაზები მოხრილია, ზოგჯერ დაწყვეტილიც. შეიცავს კვერცის და მადნეული მინერალის ჩანართებს. უფრო, ზოგჯერ მომწვანო ელფერი გადაჰკრავს. ხშირად ასოცირებულია მწვანე ქლორიტით.

სერიციტის ფურცელა და ქერცლებრივ-ბოჭკოვანი აგრეგატები შლიფში ბლომად არის. ხშირად დამტვერილია პელიტური ნივთიერებით. შედარებით დაბალი ინტერფერენციული ფერებით ხასიათდება (უთუოდ შლიფის კვეთის მიზეზით).

ქლორიტი მწვანე ფერის; პლეოქროიზმი—თითქმის უფეროდან ღია მწვანემდე. ინტერფერენციული ფერები—სუსტი მურა-ყვითელი, მოშავო. ხშირად წესიერი ოთხკუთხი ფირფიტებრივი ფორმა აქვს ტკეჩვადობის მკაფიო ხა-

ზებით. საერთოდ ზომები და ფორმები მუსკოვიტის მსგავსია. ქლორიტში ზოგჯერ შედარებით მუქი უბნები ჩანს; ემჩნევა პლეოქროული კარებიც. შეიცავს ხშირად მადნის მინერალების წვრილფენოვან ჩანართებს; ზოგჯერ ცალკეული ზოლები და უბნები რკინის უნაგით ოქროსფერ-ყვითლად არის შეფერილი. ლოკალიზებულია ცალკეულ ზოლებში სერიციტ-მუსკოვიტთან ერთად. დასახელებული ნიშნების მიხედვით მეტწილად (თუ მთლიანად არა) ბიოტიტის ფსევდომორფოზებს უნდა წარმოადგენდეს. ზოგიერთი ინდივიდი ამაში თითქმის არავითარ ექვს არ სტოვებს.

შლიფში გარკვეულად ჩანს კვარციტ და ქარსით შედარებით მდიდარ-ღარიბი ზოლების მორიგეობა. ორი ზოლი ქლორიტს საგრძნობი რაოდენობით შეიცავს, — თითქმის თეთრი ქარსის თანაბრად. ეს ზოლები ვიწროა.

სერიციტიან ზოლში არის ფხვიერი ქარსის კრისტალები, დაჯგუფებულნი ფიქლებრივობის გასწვრივი მიმართულებით ორად გატოტილი ზოლის სახით. ინდივიდების ორიენტაცია სხვადასხვაგვარი — გასწვრივიდან მის მართობულამდე. ერთმანეთს თითქმის უწყვეტლივ ებმიან, მხოლოდ რამდენიმე მარცვალა იზოლირებულად. ერთ ადგილას ორი ინდივიდი X-სებურ მრჩობლს ჰქმნის. ემჩნევა დამსხვრევა. სიდიდე საშუალოდ $0,25 \times 0,5$ მმ გარშემო ქანაობს; ამაზე მცირე ძალიან იშვიათია. უდიდესი კრისტალის ზომა $0,7 \times 1,2$ მმ აღწევს. დამახასიათებელია პოლისინთეზური მრჩობლები ტყეჩადობის მსხვილი ხაზებით; მათ გარდიგარდმო, ზოგჯერ ირიბად, ბზარებია განვითარებული. ემჩნევა სუსტი პლეოქროიზმი — ღია მოლურჯოდან (მოვარდისფრო ელფერით) შედარებით მკაფიო ცისფერ-ლურჯამდე. საერთოდ ნოცისფრო შეფერვა დამახასიათებელია ყველა მარცვლისათვის. ინტერფერენციული ფერები დაბალი, არა უმეტეს ყვითელი და ყვითელ-ნარინჯი ფერისა. რელიეფი ძალიან მალალი. ოპტიკურად დადებითია; $2Y$ — პატარა. ოპტიკური თვისებების მიხედვით უნდა ქლორიტოიდს წარმოადგენდეს.

ფხვიერი ქარსი გადადის ხშირად ქლორიტში, რომლის თვისებები ზემოაღწერილის ანალოგიურია (სუსტი პლეოქროიზმი, ტყეჩადობის ხაზები, მურამოშავო-რუხი ინტერფ. ფერები და სხვა). ამგვარ ქლორიტში ხშირად დედამინერალის რელიქტები ჩანს. შესაძლებელია ზემოაღწერილი ქლორიტის ნაწილი ნამდვილად ფხვიერი ქარსის გარდაქმნის შედეგი იყოს და არა ბიოტიტის.

ამგვარად, ფილიტების წყების კრილში ჩვენ სრული კომპლექსი გვაქვს, დაწყებული ნორმალური სუსტად სახეშეცვლილი მიკროფიქლებით და გათავებული თითქმის ტიპური ქარსფიქლებით. მათ შორის სრული თანდათან გადასვლაა. უკანასკნელი ტიპის ქანები, მართალია; რაოდენობით გარკვეულად ჩამორჩებიან დანარჩენებს, მაგრამ მათი მონაწილეობა ფილიტების წყებაში მაინც საგრძნობია. ეს გარემოება ფრიად საგულისხმოა. მასთან აღსანიშნავია ის, რომ ამგვარი ქანები ჯერხნობით ფილიტების წყების მხოლოდ სამხრეთ პერიფერიულ ზოლში გვაქვს შეხვედრილი. ჩრდილო ნაწილში მათი არსე-

ბობის შესაძლებლობის უარყოფა, ცხადია, არ შეიძლება, მაგრამ ჯერჯერობით ამ ტიპის ქანი იქ არ არის ნახული.¹

ინიექციური ფიქლები

ზემოაღწერილი ქანებიდან ზოგიერთში ჩვენ სრული საფუძვლით შეიძლება ვიგულისხმოთ შემადგენელი მასალის ნაწილის—ძირითადად კვარცის, ალბიტის და კალიშპატის (მიკროკლინის)—შემდგომი მოტანა. ეს მოვლენა ე. წ. „ინტიმური“ ინიექციის ხასიათს ატარებს.

კიდევ უფრო მკვეთრად ჩანს ინიექციური მოვლენები ქვემოაღწევანოვ ქანებში, რომლებსაც პროცესის თანდათან გაინტენსიფიკაციის თანმიმდევრობით აღვწერთ.

ინიექციის სურათი მაკროსკოპიულად ხშირად ძალიან მკვეთრად არის გამოხატული. ველზე ჩემ მიერ სწორედ ამ გზით იყო პირველად გამოყოფილი ასეთი ქანები (1931 წ) ფილიტების წყების ზოგადი დაზვერვის დროს. გ. ბარსანოვის მიერ № 30-თ აღწერილი ტიპი, კვარცის და პლაგიოკლაზის ბუნების მიხედვით, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ უთუოდ ინიექციებული ქარსოვანი ფიქალი უნდა იყოს.

ადგილზე ჩვეულებრივ ასეთი სურათი გვაქვს: ფილიტების წყებაში ხშირად შექრილია შრეებრივობის თუ ფიქლებრივობის გასწვრივ აპლიტ-მიკროგრანიტის ცვალებადი სისქის შრეძარღვები. ისინი წარმოადგენენ მეზობლად არსებული ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზივის აპოფიზებს. ზოგჯერ ქანი ტიპიურ აპლიტს ან მიკროგრანიტს წარმოადგენს, ზოგჯერ კიდევ (საერთოდ იშვიათად)—ნორმალურ წვრილმარცვლოვან გრანიტს. მარცვლის სიდიდის მიხედვით ამგვარი ვარიაციები ერთგვარ კავშირშია ძარღვის სიმძლავრესთან. სხვადასხვა ტიპების გავრცელებაში გარკვეული კანონზომიერების ტენდენცია ჩანს: ქერათხევის აღმოსავლეთით, განსაკუთრებით ლოპანის-წყლის ხეობაში, ტიპიური აპლიტები სკარბობენ, გრანიტული ჰაბიტუსის ძარღვები აქ ძალიან იშვიათად გვხვდება; დასავლეთით კიდევ, პირიქით, გაცილებით ხშირია წვრილმარცვლოვანი ნორმალური გრანიტის ლინზებრივი შრეძარღვული სხეულები. ეს გარემოება ერთ-ერთი მაჩვენებელი უნდა იყოს ლოპანის-წყლის ხეობაში გრანიტული ინტრუზივის კიდური ბუნებისა, მაშინ როდესაც დასავლეთით ამ ინტრუზივის შედარებით ღრმა პორიზონტები უნდა შიშვლდებოდნენ. უკანასკნელი მოსაზრება სხვა ფაქტიური მასალითაც დასტურდება,—ამ ნაწილში ფილიტების წყების უფრო ძლიერი მეტამორფიზმი და მასთან გრანიტული მასივის შედარებით თანაბარმარცვლიანობა სწორედ ამგვარი პირობების გამომხატველი უნდა იყოს.

გრანიტის აპოფიზებს მეტამორფულ წყებაში გვერდით თითქმის მუდამ ცვალებადი ბუნების და სისქის ინიექციური ფიქლები აქრავს. ამ ქანებში მეტნაკლები სისრულით ხშირად დაცულია პირველადი ფიქლებრივობა, ძირითადი მასის ფერი, სტრუქტურა და მინერალური შემადგენლობა. ქანში ჩვე-

¹) მხედველობაშია მხოლოდ ჩორჩანის მიდამოები, როგორც ქვემოთ იქნება აღნიშნული, შედარებით ძლიერ მეტამორფიზებული ფიქლები უწლავის მიდამოებში თითქმის გაბატონებულ მდგომარეობას აღწევენ წყების მთელ კრილში.

ულებრივ განვითარებულა, პარალელურ ზოლებად დალაგებული, მიკროლინზე-ბრივ-ცერცვისებური უბნები, წარმოდგენილი კვარც-ალბიტ-მიკროკლინით. ზოგჯერ ამგვარ ლინზებს (გასწვრივ კვეთში თითისტარის ფორმისას) ერთი ინდივიდი ავსებს, ზოგჯერ კიდევ — რამდენიმე მარცვლის ასოციაცია; შესაძლებელია, რა თქმა უნდა, ცალკეული ლინზების დამარცვლა, განსაკუთრებით ეს ითქმის კვარცზე, მეტწილად კატაკლაზის შედეგი რომ იყოს და არა პირველადი მოვლენის გამომსახველი (სურ. 3).



სურ. 3. გრანიტული მანძით ინიექციებულ მიკროფიქალი. $1 \times 0,75$



სურ. 4. $1 \times 0,75$

ინიექციური ფიქლები საკმაოდ თანდათანობით გადადიან ერთი მხრივ ნორმალურ, ფილიტების წყებისთვის დამახასიათებელ ფიქლებში და, მეორე მხრივ — გრანიტის შრეძარღვებრივ აპოფიზებში, როცა კი ეს უკანასკნელნი მკაფიოდ გამოიყოფიან. ფიქლებში ინიექციებულ მასალა ზოგჯერ, უმთავრესად ქანების დასტის პერიფერიულ ნაწილებში, წმიდა და წვრილმარცვლოვანი ბუნების არის. ზოგჯერ კიდევ შედარებით მსხვილმარცვლოვანია.

როდესაც მოტანილი მასალა გარკვეულად სჭარბობს ფიქლის პირველად კომპონენტებს, მაშინ ჩვეულებრივ აპლიტისებურ ქანთან გვაქვს საქმე, რომელშიაც პირველადი ქანის ბუნება მუდამ თავს იჩენს მაინც კარგად დაცული პარალელურ-ფიქლებრივი ტექსტურით და ფიქლებრივობის გასწვრივ სერიციტ-ქლორიტის ქერცლების რელიქტური მიკროზოლების არსებობით.

უფრო ხშირად წვრილმარცვალა ინიექციური ფიქლები იქ გვაქვს, სადაც გრანიტული აპოფიზის მკაფიო ინდივიდუალური სხეული ან სრულებით არ ჩანს, ან კიდევ თხელი, წვრილი (სან-

ტიმეტრების ფარგლებში) ძარღვის სახით არის მხოლოდ წარმოდგენილი.

ზოგჯერ ინიექციური პროცესი შედარებით ფართო ხასიათს იღებს. მოტანილი მინერალის ინდივიდები დიდ განვითარებას აღწევენ. ერთ-ერთ ასეთ ქანში რელიეფურად გამოიყოფა მომწვანო-მორუხო წმიდამარცვლოვან ფონზე ვარდისფერი მიკროკლინის ოვალური აგრეგატები ზომით 0,5 სანტიმეტრამდე (სურ. 4); ქანს ჭორფლა გენისის სახე აქვს მიღებული. საერთოდ ინიექციური ფიქლები ტექსტურით, მინერალური შედგენილობით და მარცვლის სიდიდით გენისურ ქანებს შეიძლება მივაკუთვნოთ. ცხადია, მათი გენეზისი ამ შემთხვევაში თავისებურია და ტიპური გენისების წარმოშობისაგან არსებითად განსხვავებული არის.

ზოგ შემთხვევაში დედა-ქანის მასა გარაგავიკებას გვიჩვენებს—უთუოდ შემოჭრილი ძარღვის ზემოქმედების შედეგად, მაგრამ მეტწილად ქანის რელიქტური ნაწილი დამოუკიდებელია ინტრუდირებული მასის შესამჩნევი გავლენისაგან და თავის პირველად ხასიათს ინარჩუნებს. ასე მაგალითად, თეთრი-მინდორის და სალორე-ლეღის (იგივე რცხილა-ბოგირა) ხევებში გვაქვს სუსტად მეტამორფული წმიდამარცვლოვანი ფილიტური ქანების ზენაჩენები გრანიტული მასალის მიკროკლინზებრივ-ზოლებრივი ინიექციებით; მიკროსკოპქვეშ თავს იჩენს მკვეთრი განსხვავება პირველადი ქანის რელიქტურ ზოლებსა და მეორად უბნებს შორის; საერთო ლინზებრივ-ზოლებრივი აგებულების ჰეტერობლასტურ ფონზე მკაფიოდ გამოირჩევა პირველის ლეპიდობლასტური წმიდამარცვლოვანი მასა, მეორის, შედარებით მსხვილმარცვალა, გრანობლასტურისაგან.

ნინისის-წყლის ხეობაში ფილიტების წყებაში შეჭრილია ნორმალური გრანიტის სქელი ძარღვი. ამ შემთხვევაშიც თანდათანობითი გადასვლა გვაქვს ძარღვის შემცველ მეტამორფულ ფიქლებში: ტიპურ გრანიტს, სუსტად დაფიქლულს, როგორც ეს საერთოდ ჩვენს გრანიტებს ახასიათებს, გვერდით გენისური ქანი აკრავს, რომელიც გრანიტისაგან მოშორებით თანდათანობით ფიქლის რელიქტური მასალით მდიდარ შუალედი ბუნების ქანში გადადის. ეს უკანასკნელი შემდეგ ასეთივე თანდათანობით კრისტალურ ფიქლებთან ახლომდგომი ქარსოვანი ფიქლით შეიცვლება.

ინიექციური ფიქლების ცალკეული დასტების სიმძლავრე დიდ ფარგლებში მერყეობს—ათეული მეტრებიდან ერთეულამდე, ზოგჯერ უფრო ნაკლებიცაა. ხშირია დასტებში ცვალებადი ბუნების, სხვადასხვა ინტენსივობით ინიექციებული ფიქლების მორიგეობა; შეგადაშიგ ჩანს ხოლმე შედარებით უცვლელი, ყოველ შემთხვევაში ძალიან ღარიბი მოტანილი მასალით, ზოგჯერ თითქმის სრულიად ხელუხლებელი მიკროფიქლების შრეებიც.

ინიექციებული ქანები ფილიტების წყების შემადგენლობაში დიდ როლს თამაშობენ. შეიძლება ითქვას, რომ ისინი საერთო ჯამში მთელი წყების არანაკლებ 30%-ს შეადგენენ.

მომყავს ინიექციური ფიქლების ზოგიერთი ტიპური წარმომადგენლის აღწერა.

ერთ-ერთ ასეთ ტიპს წარმოადგენს ქანი გაშიშვლებული საღორე-ღელეშ-კვარცის-ღელის შეერთებიდან 300 მ ქვემოთ (ნიმ № 340). მიკროინიექციური, რაგავიკისებური ქანია.

მაკროსკოპიულად მწვანე-მორუხო ელფერისაა, მკვრივია, დარტყმის დროს ფიქლებრივობა კარგად მჟღავნდება. ფიქლებრივობის სიბრტყე ხორკლიანია, მოფენილია კვარცის და მოთეთრო ფელდშპატის სპორადული, შედარებით მოზრდილი კვერცხისებური მარცვლებით და თეთრი ქარსის მიკროქერცლებით.

მიკროსკოპქვეშ სტრუქტურა (შლიფის კვეთში) საკმაოდ უახლოვდება გრანობლასტურს, სუსტად გამოხატული ჰეტერობლასტურობით და ლეპიდობლასტური აგებულების ცალკე ზოლებით. ტექსტურა ფიქლებრივ-ზოლებრივი.

მთავარ შემადგენლებს წარმოადგენენ: კვარცი, პლაგაიოკლაზი, ცოიზიტი, მწვანე ქარსი, სერიციტი და ქლორიტი (სამი უკანასკნელი შედარებით დამორჩილებულ მდგომარეობაში).

აქცესორულ მონაწილეთა სახით გვაქვს: ეპიდოტი, კლინოციოზიტი, სფენი (?), აპატიტი, ცირკონი, მაგნეტიტი, გრაფიტული ნივთიერება და ორი-ოდენ პრობლემატური მცირე მარცვალი, უთუოდ კალიშპატის ($n < 1,54$ ზე, ყავრიანობა და ტექჩვადობა არ ემჩნევა, ტალღებრივი ჩაქრობისაა).

სტრუქტურული თვალსაზრისით დამახასიათებელია არათანაბარი მარცვლიანობა და წაგრძელებული ლინზებრივი უბნების არსებობა.

კვარცი წვრილ და მსხვილმარცვლოვანია. რაოდენობით უნდა სპარბობდეს ფელდშპატს. წვრილი აგრეგატების ერთობლიობა კვარციან უბნებს მოზაიკურ-რაგავიკული აგებულების სახეს აძლევს. კვარცთან ერთად ქანში შეიძლება ქალცედონიც იყოს, — ზოგი ღრუბლებრივი მარცვალი სფეროკრისტალის შთაბეჭდილებას სტოვებს. პლაგაიოკლაზი ალბიტის რიგს მიეკუთვნება; ისიც ცვალებადი ზომისა.

სერიციტი პარალელურ-ხაზებრივად დალაგებული ჩვეულებრივი მიკროქერცლების სახითაა, მჭიდროდ არის დაკავშირებული ისეთივე მორფოლოგიის მწვანე პლეოქროულ ქარსულ მინერალთან. ქლორიტი აგრეთვე ქერცლებად და მარცვლებრივ ბრტყელ აგრეგატებად; ინტერფერენციული ფერი მუქი მოშავო.

ცოიზიტიც ფიქლებრივობის გასწვრივ წაგრძელებული მარცვლების სახითაა.

შემადგენელი მარცვლების სიდიდე საშუალოდ 0,1 მმ არ აღემატება. სპორადული პორფირობლასტების ზომა აღწევს ზოგჯერ 0,4 მმ-დღე. ქანი ბუნებით რაგავიკისებური, კვარც-ფელდშპატი ინიექციებული, კვარციან-ქარსოვანი ცოიზიტის მიკროფიქალია.

ისეთი ქანების ტიპად, რომელშიაც შედარებით ძლიერად ჩანს ინიექციური მოვლენები და ქანის გამიგმატიტება, შეიძლება მივიღოთ ნიმ. № 344 (საღორე-ღელედან; აღებულია ალბიტის ძარღვიდან 50—60 მეტრის დაშორებით; მოთავსებულია ნორმალურ ფილიტებს შორის) და № 298 (კვარცის-ღელის პირველ მარჯვენა შენაკადიდან).

№ 344 მაკროსკოპიულად პარალელურ-ფიქლებრივი, ზოლებრივი, მკვრივი ღია მომწვანო-რუხი ქანია. ფიქლებრივობის სიბრტყე ხორკლიან-კუნძოვანი აქვს; კუნძებს მოვარდისფერო ფელდშპატი ჰქმნის. დასერილია კვარცის წვრილი ძარღვებით. ჩანს პირიტის პაწაწა ჩანაწინწყლები.

მიკროსკოპქვეშ—მარცვლოვანი ჰეტერობლასტური ქანია, გნეისური ტექსტურის. ემჩნევა ზოლებრივობა. ქანი შედგება დაკლაკნილი, თხელი, წმიდა-აგრეგატული სერიციტიანი ზოლებისაგან, რომელთა შუა მოქცეულია კვარცის ა) პორფირობლასტების ოვალური კვანძები და ბ) წვრილაგრეგატულის ლინზებრივი უბნები. ხშირად კვანძებში კვარცის ნაცვლად შედარებით მოზრდილი და იდიომორფული კალიშპატის კრისტალები სხედან; ერთგან მიკროკლინური ბადე შეაფიოდ ჩანს. არის შლიფში ალბიტიც, ერთგან პოლი-

სინტეტურ-მრჩობლური (სურ 5).

მიკროკლინის პორფირობლასტების ზოგიერთი ინდივიდი პერტიტულია. გვხვდება მარტივ მრჩობლებში; მეტწილად კი არა-მრჩობლურია. პელიტიზებულია მეტ-ნაკლები ინტენსივობით, რის შედეგად მის კვეთს შლიფში მურა-ქანგისფერი მტვრიანი სახე აქვს. ზოგჯერ პორფირობლასტის სახით ალბიტიც გვაქვს; ეს უკანასკნელი გამოირჩევა შედარებით მაღალი სხეცტებით და მეორად პროდუქტებში სერიციტის სიქარბით.

დამახასიათებელია სერიციტიანი ზოლების აგებულება: მიკროქერცლებრივი ხასიათისა არის, \pm ნიკო-

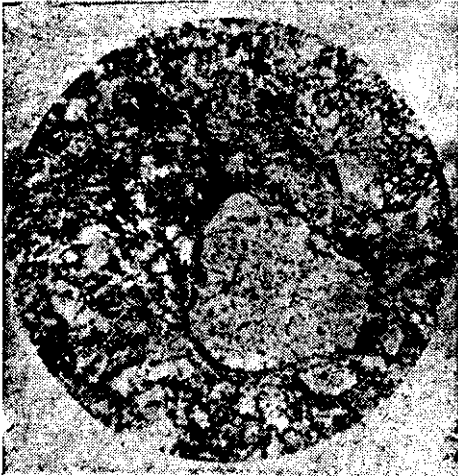
ლებში ჩაქრობას ვერ ვღებულობთ, ვხედავთ მხოლოდ მაღალი ფერების კომბინაციას; ინტერფერენციული ფერების მიხედვით ამ ზოლებში კარბონატიც უნდა მონაწილეობდეს. შიგადაშიგ გამოიყოფა სერიციტ-მუსკოვიტის პატარა ფირფიტებრივი კრისტალები.

აქცესორულ მინერალებს შეადგენენ: პირიტი და უთუოდ მაგნეტიტიც, აპატიტი, ცირკონი, გრაფიტული ნივთიერება და სფენი. მეორად პროდუქტებს ეკუთვნიან პელიტური ნივთიერება (ნაწილი პირველადიცი შეიძლება იყოს) და რკინის ქანგი.

შლიფს ჰკვეთს კვარცისა და კარბონატისაგან (სქარბობს მეორე) შემდგარი დატოტვილი ძარღვი. კარბონატი გაუჭყყიანებულია მაღნის მინერალით და პელიტური ნივთიერებით.

შემაღვენელი მასალის დაახლოებით ნახევარი შემდგომია, ინიექციის გზით მოტანილი. ამგვარი წარმოშობისა არის მიკროკლინი და კვარცის დიდი მარცვლები. დედა-ქანის, მიკროფიქლის მასა კრისტალურ-წმიდამარცვლოვანია.

3. გეოლოგიის ინსტ. შრომები, ტ. IV (IX).



სურ. 5

ქანი გაგნისებულ, ინიექციურ კვარციან-მიკროკლინიან სერიციტიან ფიქალს წარმოადგენს. შეიძლება ვუწოდოთ კვარციან-მიკროკლინიანი მიგმატი-ტური ფიქალიც.

ნომ. № 289-ში ფელდშპატიზაცია შედარებით ძლიერი ჩანს.

მთავარი მასა წარმოდგენილია წვრილაგრეგატული (0,01—0,1 მმ) კვარციით და ალბიტით. პორფირობლასტებში რაოდენობით მიკროკლინი სჭარბობს.

მიკროკლინის ზომები აღწევს $1 \times 1,5$ მმ; ლეისტურ ფორმებშია; იკვეთება ზოგჯერ წვრილმარცვალა კვარცის ძარღვით. ხშირად პერტიტულია. არის ბადებრივი ინდივიდები. პელიტიზებულია; პელიტური ნივთიერება ზოგჯერ ზოლებად და ბუდეებად. საერთოდ მინც საკმაოდ სალია.

ალბიტი აგრეთვე დიდი ზომისაა—1 მმ-დე. ხშირად დაცხრილულია სერიციტით; სერიციტის აგრეგატები ძარღვებრივადაც არიან კონცენტრირებული. შეიცავს დედა-ქანის (მიკროფიქლის) ნივთიერების ჩანართებს. როგორც დიდი, ისე პატარა ინდივიდები, ხშირად პოლისინთეზურ-მრჩობლურია.

კვარცი ბლომადაა, შედარებით პატარა მარცვლების სახით არის, ხშირად წაგრძელებულია.

შლიფში გვხვდება პირიტი 0,2 მმ სიგანის ძარღვებრივი გროვების სახით, ხშირად ასოციაციაშია კვარცთან. აშკარად ჩანს, რომ ორივე შემდგომი, ეპიგენეტური წარმოშობის არიან.

ქანს კარბონატის წვრილი ძარღვებიც ჰყვითს.

მთავარი შემადგენელია აგრეთვე სერიციტი. წარმოდგენილია წვრილი, ფირფიტებრივ-ბოჭკოვანი აგრეგატებით. ხშირად ლოკალიზებულია ლინზებრივი და თხელზოლებრივი უბნების სახით.

ამ გრანიტიზებულ-გაგნისებულ მიკროფიქალს ადგილზე, ქვემოთ ხევში, ალიასკიტური მიკროგრანიტი შეცვლის, რომელიც შემდეგ მალე ნორმალურ გრანიტში გადადის.

ინიექციური ზეგავლენის მეტად საგულისხმო სურათს იძლევა გრანიტთან კონტაქტის ზოლი. მაგალ., ქანი № 116, აღებული ქეშორის-წყლის მარჯვენა სერზე გრანიტისა და ფილიტების წყების კონტაქტის მახლობლად, ინიექცი-ებული მიკროფიქალია. როგორც ეტყობა, აქ დედაქანი ტიპური ფილიტი ყოფილა.

თხელფიქლებრივი ღია-რუხი ფერის ქანია; ფიქლებრივობის სიბრტყე საკმაოდ სწორი აქვს. გარდიგარდმო კვეთში გამოირჩევა ძალიან თხელი (მილიმეტრის მეთათედი ნაწილების ფარგლებში) შედარებით თეთრი ან მუქი-შო-მწვანო ლინზებრივი ზოლები. აქა-იქ ჩანს ოვალური ფელდშპატის სპორადუ-ლი მარცვლები სიდიდით 2—3 მმ-დე და უფრო მორჩილი, აგრეთვე ოვალუ-რი ან თითისტარისებური ფორმის კვარცის აგრეგატები.

მიკროსკოპქვეშ (სურ.6) მკაფიო ფიქლებრივ-შრეებრივი ტექსტურა. ფიქლებრივობა შრეებრივობას ემთხვევა. წმიდა-და წვრილმარცვლოვანი ზოლები ერთმანეთს ენაცვლებიან. მათი მთავარი შემადგენლებია: კვარცი, ალბიტი, პელიტური ნივთიერება, სერიციტი და მტკრისებურ მიწისებუ-რი მიკროაგრეგატული მასა (უთუოდ ქლორიტის, რკინის ჟანგის და ორჯა-ნული პიგმენტის ნარევი).

შლიფში შიგადაშიგ უფრო მსხვილმარცვლიანი მასალისაგან შემდგარი ლინზებრივი უბნები გვხვდება; მათ ძირითადად კვარცი ავსებს, ზომა ამ უკანასკნელისა საშუალოდ 0,05 მმ გარშემო ქანაობს.

ფიქლებრივობის გასწვრივ ხშირია ინიექციური გზით შემოტანილი კვარცის და ფელდშპატის მოზრდილი ინდივიდები. უდიდესი მარცვლის ზომა 0,5—1 მმ-დე აღწევს, ჩვეულებრივ კი უფრო მცირეა. მარცვლებს ოვალურ-კვერცხისებური ფორმა აქვთ, ზოგჯერ საგრძნობლად წაგრძელებული. კვარცის კვეთის ზედაპირი წყლისებრ სუფთაა. კვარცი ჩვეულებრივ დამსხვრეულია (მოზაიკა). ინიექციური ფელდშპატი ალბიტით და მიკროკლინით არის წარმოდგენილი. საკმაოდ იდიობლასტურია, ალბიტი ხშირად სერიციტიზებულია; კალიშპატი კი პელიტიზაციით არის შეპყრობილი. მიკროკლინური ბადე არ ჩანს, მაგრამ ზუსტი გაზომვები ამტკიცებენ მიკროკლინურ ბუნებას.

რაოდენობით კვარცი და ალბიტი თითქმის თანაბრად არიან; მიკროკლინი დამორჩილებულ მდგომარეობაშია. დამახასიათებელია პორფირობლასტური



სურ. 6

მარცვლების გარშემოკერა სერიციტის თხელი ქერქით.

სერიციტი შლიფში ზოგჯერ მწვანე შეფერვისაა და მაშინ პლეოქრულია.

ჩანს ქარსით მეტნაკლებად მდიდარი ზოლების მორიგეობა. აღსანიშნავია, რომ ქარსით მდიდარი ზოლები შედარებით წმიდამარცვლოვანი ბუნებისა არიან.

ხშირად კონტაქტშია შედარებით ძლიერია ინიექციური პროცესი. მაგალითად, ასეთია № 73, რომელიც ქვაშავის სერზე სერპენტინიტის მახლობლად არის აღებული.

ქანი ვარდისფერი შეფერვისაა, აქრელებული ღია მორუხო-მომწვანო ზოლებით (ფილიტის რელიქტები). ამგვარ ზოლებს გასწვრივ კვეთში ვერცხლისებური ელვარება ახასიათებთ—სერიციტის ქერცლების სიუხვის გამო. ფიქლებრივია, თუმცა არასავსებით კარგად.

სტრუქტურით და მინერალოგიური შედგენილობით № 198-ს ანალოგიურია. განირჩევა მისგან შედარებით ინტენსიური გრანიტიზაციით. ძალიან ხშირია პორფირობლასტები—თითქმის მარტო ფელდშპატის. ალბიტის და მიკროკლინის ზომები 2—2,5 მმ-დე აღწევს. „ძირითადი“ მასა შედარებით მსხვილკრისტალურია. სერიციტის ზოლები წვრილ ლინზებადაა. მინერალებს წაგრძელებული ფორმა ახასიათებს.

ინიექციური მინერალებიდან მთავარია ალბიტური პლაგიოკლაზი; ეს უკანასკნელი ხშირად ანტიპერტიტულია; ასევე ხშირია პოლისინთეზური მრჩობლები; ახასიათებს მეტ-ნაკლები ინტენსივობით სერიციტიზაცია, განაცდის ცალკეულ უბნებში აგრეთვე პელიტიზაცია; ერთი დიდი მარცვალი დასერილია კვარცით. მიკროკლინი დამორჩილებულ მდგომარეობაშია, შეიძლება ითქვას რომ ცოტაა. პერტიტულია; ხშირად ანტიპერტიტული ალბიტისაგან გარჩევა ძნელდება. ერთ უბანში ის თითქოს პეგმატიტურად არის შეზრდილი კვარცთან.

თუ როგორ ტიპიურ გრანიტ-გნეისამდე მიყვებათ მკვეთრად გამოხატულ ინიექციას, ამის კარგ მასალას იძლევიან ნიმ-ბი 166, 167, 168 და სხ., რომელნიც ნინისის-წყლის ხეობაში. ფილიტების ცენტრული ნაწილის დასავლეთ პერიფერიულ ზოლში არიან აღებული. აქ ვარდისფერი მიკროგრანიტის და ნორმალური მორუხო გრანიტის 2 თუ 3 შრეძარღვია წარმოდგენილი; სწორედ მათ გვერდით დაახლოებით 40—50 მეტრზე არიან განვითარებული დასახელებული ტიპის ქანები.

ფიქლებრივ-ლინზებრივი ტექსტურის ქანებია. ზოგიერთ ნიმუშზე შეიძლება ითქვას, რომ თითქმის ნამდვილ ფიქლებრივ, ე. ი. გნეისებრივ გრანიტს წარმოადგენს. მარცვლიანობის სიდიდე და პირველადი ქანის რელიქტების რაოდენობა ძალიან ცვალებადობს. წვრილმარცვალა ინიექციებული ტიპიდან (№ 166. ანალოგი № 344-ს) გვაქვს თანდათან გადასვლა შედარებით მსხვილმარცვლოვან ტიპიურ გნეისურ ქანში (№ 166). ერთ ნიმუშში (№ 167) აპლიტურ-მიკროგრანიტული ვიწრო, თხელი (მილიმეტრებიანი სიმძლავრის) ზოლები მკვეთრად მორიგეობენ დედა-ქანის რელიქტურ ზოლებთან. ფიქლებრივობის სიბრტყე ძლიერ ხორკლიანია; გამოირჩევა მოვარდისფრო ფელდშპატის და კვარცის (შედარებით მცირე ზომის) ოვალური ფორმის მარცვლები. საერთოდ გრანიტული მასალის ინიექცია ამ ქანებში ძლიერია. № 168 მდიდარია მუქი მინერალით და მასთან გრანიტული პაბიტუსით ხასიათდება. № 167-ს აპლიტური ბუნების ვარდისფერი ზოლები შეიცავენ მაკროსკოპიულად გასარჩევ ტურმალინს. მსხვილმარცვლოვანი ქანი პერიფერიულ ნაწილში წვრილმარცვლოვანი ხდება.

მიკროსკოპში—№ 166 სუსტად გამოხატული ფიქლებრივი აგებულების პორფირობლასტურ-გრანობლასტური სტრუქტურის ქანია. ძირითად მასას შეადგენენ ალოტრიომორფული კვარცი და—შედარებით იდიომორფული—ალბიტი და მიკროკლინი. ალბიტი ზოგჯერ პოლისინთეზურ-მრჩობლური არის; მიკროკლინი ხშირად პერტიტულია, მარცვლების სიდიდე ცვალებადი, იშვიათად 0,1 მმ-ზე ნაკლები. ფელდშპატები სუსტად პელიტიზებული არიან; ალბიტი ზოგჯერ ინტენსიურად არის სერიციტიზებული და მდიდარია აგრეთვე ეპიდოტ-ციოზიტური ნივთიერებით. კვარცს ეტყობა, რომ ის ორი გენერაციისა უნდა იყოს; ერთი ჯგუფი უფრო წვრილმარცვლოვანია, ალბათ პირველადი—მეტამორფული ფიქლის რელიქტურ მასალას უნდა წარმოადგენდეს; მეორე ხშირად ძარღვებრივად არის გავრცელებული, \perp ნიკოლებში ცალკეულ მო-

მრგვალო მარცვლებად იშლება (კატაკლაზი?). სუსტად ტალღებრივია; ხშირად ძალიან სუფთაა; ზოგჯერ შეიცავს ხაზებრივად კონცენტრირებულ შავ წერტილებს. სიწმიდით განსაკუთრებით მეორე გენერაციის კვარცი გამოირჩევა.

დიდი მარცვლები—პორფირობლასტები—თითქმის მარტო მიკროკლინით არიან წარმოდგენილი; უკანასკნელი ხშირად პერტიტულია; ემჩნევა მეტ-ნაკლები ინტენსივობით პელიტიზაცია ¹.

ქანში არის ქარსული მინერალი ბიოტიტის ჯგუფიდან; ძირითად მასას უნდა მიეკუთვნოს; პლეოქროულია—მოყვითალო-მომწვანოდან მუქ-მწვანემდე; ქლორიტიზებულია მეტ-ნაკლები სიძლიერით; გვხვდება იზოლირებული, წაგრძელებული მეტწილად უფორმო ნაფლეთების და ქერცლების სახით; უწყვეტ ზოლებს არ იძლევა, მაგრამ შაინც ემჩნევა ხაზებრივი დაჯგუფება.

მეორე რივის შემადგენლებს ეკუთვნიან: სერაციტი (ძირითად მასაში, უფროდ დედა-ქანის რელიქტია), ქლორიტი, ცირკონი და აპატიტი (ძალიან ცოტა).

ფილიტების წყების ქანების ლინზებრივი, ქსენოლითების სახის ზოლები მრავლად გვხვდება გრანიტისა და ფილიტების შეხების ზოლის გასწვრივ. მათი სიმძლავრე ერთეულიდან ათეულ მეტრამდე ქანაობს.

ამგვარ უბნებში მეტამორფული ფიქლის პირველადი ბუნება ზოგჯერ კარგად არის დაცული, ზოგჯერ კიდევ (ასეთი შემთხვევები უფრო ხშირია) შავმის კონტაქტური ზეგავლენით, კერძოდ ინიექციური პროცესით, ქანის ბუნება გართულებულია.

სახეცვლის უკიდურეს გამოხატულებას ვხედავთ ზოლებრივ-ფიქლებრივი აგებულების გნეისებრივ-მიკროგრანიტული ქანის წარმოშობაში. უკიდურეს ტიპებს შორის სრულ თანდათანობითი გადასვლას აქვს ადგილი.

ერთ-ერთი ასეთი პატარა ქსენოლითური უბანი (ვარდისფერ გრანიტებში) არის სოფ. ნინისთან, მდინარის პირად (ნიმ. № 224).

ღია-რუხი, ფიქლებრივი აგებულების ქანია, მოხლეჩის სიბრტყეზე ძლიერი ვერცხლისებურ-აბრეშუმნაირი ელვარებით.

მიკროსკოპში—პარალელურ-ზოლებრივი ტექსტურა; სტრუქტურა უფრო გრანობლასტურს ემსგავსება ლეპიდობლასტურის ელემენტებით (სურ. 7). მთავარი შემადგენლებია: კვარცი, ალბიტის რივის პლაგიოკლაზი, თეთრი ქარსი, ბიოტიტი, ქლორიტი (შედარებით დამორჩილებულად). აქცესორული სახით: აპატიტი, ცირკონი, რუტილი, ილმენიტი, პირიტი და მაგნეტიტი (?).

თავისი ხასიათით ქანი დაფიქლებული აპლიტის ბუნებისაა. კვარცი მორგვალო, უფრო შემთხვევითი ფორმის მარცვლების სახით, ჩვეულებრივ სუფთაა, — კვეთში წყლისებრ გამჭვირვალე ზედაპირით, იშვიათად წერტილებრივი ჩანართებით; სუსტად ტალღებრივია. აგრეგატების ერთობლიობა რაგავიკულსურათს იძლევა.

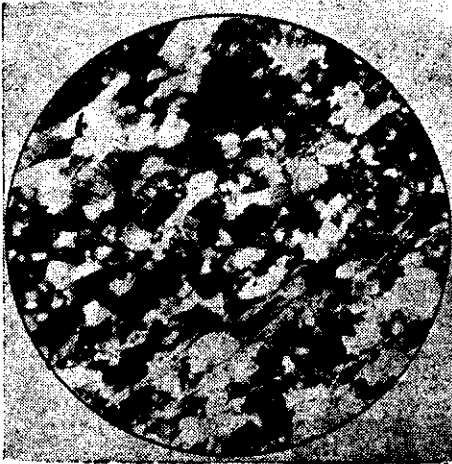
*) აღსანიშნავია ერთი მარცვლის პარალელურ-ხაზებრივი პერტიტული ბუნება, რის გამო პოლისინტეტურ-მრჩობლური აგებულების ყალბი შთაბეჭდილება იქმნება.

ალბიტი საკმაოდ მრავლად; ზოგჯერ მიკროტინული ბუნების და მაშინ კვარცისაგან თითქმის არ განირჩევა თუ არა ლერძიანობაზე გასინჯვით, მაგრამ მეტწილად ყვითელ-მურა პელიტური ნივთიერებით არის უბნა-უბნა ან მთლიანად გაჭუჭყიანებული. სხივების მაჩვენებელი (n) თითქმის ტოლია ბალზამის n-ს (ერთ მდგომარეობაში ცოტათი ნაკლებია). შედარებით კვარცთან—იდიომორფულია. იშვიათად მრჩობლური აგებულების.

ზომები კვარცის და ალბიტის საშუალოდ 0,25—0,3-0,4 მმ. შლიფში უდავო კალიშპატი არ ჩანს, მაგრამ მისი უარყოფაც არ შეიძლება, —ზოგიერთი მარცვალი მას ძალიან ჰგავს.

ქარსი თეთრი, ძლიერ წაგრძელებული, უსწორო ფირფიტების სახით, მაღალი ინტერფ. ფერებით, —მუსკოვიტია. არის მცირე რიცხვი მურა-მწვანე შეფერვის, —ბიოტიტს წარმოადგენს; ეს უკანასკნელი ქლორიტში გადადის, მეტი ნაწილი მთლიანად გადასულია სუფთა მწვანე ფერის ქლორიტში, რომელიც პლეოქროულრგოლიანი ცირკონის ჩანართებს შეიცავს. აღსანიშნავია, რომ გასწვრივ შლიფში ქლორიტი სჭარბობს ბიოტიტს, გარდიგარდმოში კი —პირიქით თუ ბიოტიტს და ქლორიტს. ერთად ვიანგარიშებთ, ქანში თეთრი და მუქი ქარსის რაოდენობა თანაბარი გამოდის.

ქარსი ზოგჯერ ჩანართის სახითაა კვარცში და ალბიტში. ჩვეულებრივ კი ის მათ შორის არის მოთავსებული წვრილი, გრძელი, ფურცელა და ფირ-



სურ. 7

ფიტებრივი აგრეგატების სახით. ტყეჩადობა გარდიგარდმო შლიფში მკაფიოდ ჩანს.

აღსანიშნავია მადნის მინერალის მიკრომარცვლები (მაგნეტიტი და პირიტი) ჩანართების სახით. ზოგჯერ ამგვარი სახით მწვანე ეპიდოტური მინერალიც არის.

ქანი გრანიტიზებულ, კვარციან-ალბიტიან ორქარსოვან ფიქალს წარმოადგენს. სხვა ინიექციურ ქანებთან შედარებით, დედა-ქანის მასა ამ ტიპში უფრო მსხვილმარცვლოვანი არის.

მარმარილო, კვარციტი და სხვა ქანები

ჩორჩანის ფილიტების წყების შემადგენელ სხვა ქანებს შორის, მწვანე და ამფიბოლიტურ ფიქლებს გარდა, რომლებსაც ცალკე ჯგუფად გამოვყოფ

და ქვემოთ აღწერ, აღსანიშნავია მარმარილო, კვარციტები, ლისტენიტური ქანი, სერპენტინიტული ფიქლები და სხ.

მარმარილო წარმოდგენილია წყების სამხრეთ ზოლში. მას ჩვენ ვხვდებით ერთმანეთისაგან განცალკევებული წყვეტილ-ლინზებრივი სხეულების სახით მდ. ლოპანის-წყლისა და ნინისის-წყლის შუა. პირველი ასეთი სხეული ლოპანის-წყლის ხეობაში გვაქვს სოფ. წნელისის ზემოთ (აბოეთის საბადო), მეორე კი— პატარა ხევის „დედაკალიას“ მარჯვენა ფერდობზე; ამ ორ საბადოს შორის უშუალო კავშირი არ არსებობს, ისინი ცალკე ლინზებს წარმოადგენენ. შემდეგ, მარმარილოს ზენაჩენებს სოფ. ჩორჩანის დასავლეთით, მადნის-ღელეში ვხვდებით. როგორც ეტყობა, ის აქაც იზოლირებული სხეულის სახით არის წარმოდგენილი. ასეთივე ლინზებრივ-ბუდებრივი გამოსავლები ქერათხევის მარცხენა მხარეზედაც (ნასერალას ფერდზე) არის შეხვედრილი და, ბოლოს—მცირე ზენაჩენი ნინისის-წყლის მარჯვენა ფერდობზეა გამომზეურებული. მარმარილოების დასტის მაქსიმალური სიმძლავრე (ლოპანის-წყალზე) 15 მ არ აღემატება.

ყველა ეს გამოსავლები ცვალებადი ბუნების სხეულებს წარმოადგენენ. ლითოლოგიური ხასიათის ცვალებადობა ზოგჯერ პატარა მონატენშიაც კი საკმაოდ იჩენს თავს. სხვადასხვაობა უმთავრესად ორგანული პიგმენტის, რკინის ქანგების და სილიკატური მინერალების (ძირითადად ქლორიტის და სერპენტინის) მეტ-ნაკლებ რაოდენობრივ მონაწილეობაზეა დამოკიდებული. ჩვეულებრივ წვრილ და საშუალომარცვლოვან, მკვრივ, ზოლებრივ ქანებს წარმოადგენენ; მოთეთრო და სხვადასხვა ელფერის მორუხო, ზოგჯერ მოლურჯო-მომწვანო, უფრო იშვიათად კიდევ სხვადასხვაგვარი შეფერვის დაკლაკნილი, ცვალებადი ზომის ზოლები ერთმანეთს ენაცვლებიან; ზოგიერთ უბნებში მათი ერთობლიობა ლამაზ სურათებს ჰქმნის, რის გამო მარმარილო კარგი დეკორაციული ქანის სახეს იღებს. ზოლებრივი აგებულება ზოგჯერ მიკროსკოპშიც კარგად ჩანს. მთავარ ვაბატონებულ მასას მუდამ კალციტი წარმოადგენს, რომელიც ჩვეულებრივ ცვალებადი ზომის, ერთი მიმართულებით წაგრძელებული აგრეგატების სახით არის განვითარებული. მას ურევია რკინის ქანგების მტკრისებური აგრეგატები (უფრო ხშირად Fe_2O_3 , იშვიათად მაგნეტიტი), ორგანული პიგმენტი და ზოგჯერ სილიკატური მინერალები. ეს უკანასკნელი მრავლად გვხვდებიან პორფირიტ-დიბაზების კონტაქტურ უბნებში.

ყველაზე უკეთ შესწავლილია ლოპანის-წყლის და დედაკალიას უბნები; აქ 1929—31 წ. გ. ბარსანოვის და შემდეგ გ. ლოღობერიძის მიერ ჩატარებული იყო ძიება ქანის გეოლოგიური პირობების, ტექნიკური თვისებების და სამრეწველო ღირებულების გასარკვევად. ძველად—დაახლოებით 50—55 წლის წინათ—ამ უბნებში საექსპლოატაციო კარიერებიც იყო გახსნილი (ამოღებას აწარმოებდა ანდრიოლეტი). კარიერების ექსპლოატაცია განახლდა 1929—30 წ.

ზენაჩენების დაწვრილებითი აღწერა, კერძოდ მარმარილოების როგორც პეტროგრაფიული, ისე ტექნიკური თვისებების დეტალური დახასიათება, მოცემული აქვს გ. ბარსანოვის (82). ამ საკითხებს არ შეეხები. აღვნიშნავ მხოლოდ, რომ დედაკალიას საბადოში მარმარილო შედარებით მდიდარია სი-

ლიკატური მინერალებით; აქ ის შეიცავს გასკარნებულ უბნებს დიაბაზ-პორფირიტული ბუნების ქანის კონტაქტური ზეგავლენის შედეგად. სკარნული ზოლების გვერდით ქანი ჩვეულებრივ გამდიდრებულია სილიკატებით.

მარმარილოს განლაგების წყვეტილ-ლინზებრივი ფორმა, რაც ძიებით არის დადასტურებული და კარიერებში ნათლად ჩანს, ძირითადად ტექტონიკური პროცესებით უნდა აიხსნებოდეს: ფილიტების წყების ინტენსიური დანაოჭების დროს გრანიტის სხეულებს შუა მოქცეულ ფიქლებში, ბუნებრივია, წყვეტები და შრეებრივ-ცოცვითი მოძრაობა გაჩენილა. ამ პროცესის დროს კირქვის კომპაქტური ფენები დაწყვეტილა და დაქსაქსულა; ცალკეულ ნატებებს უთუოდ მეტ-ნაკლები ინტენსივობით განუცდიათ გადაადგილება და ამგვარად იზოლირებული ლინზებრივი უბნები შექმნიათ. ალბათ ეს მოვლენა გახდა მარმარილოს უბნების თავისებური ხასიათის და განლაგების პირობების ძირითადი ფაქტორი. მაგრამ ეს არ უნდა იყოს ერთადერთი, — არ არის გამორიცხული ორი გარემოების გავლენაც: ფაციესური პირობების და მაგური მოქმედების; განსაკუთრებით პირველის როლი უნდა იყოს ძლიერი. საბუთი გვაქვს ვიფიქროთ, რომ გამარმარილოებული ქანების პირველადი ფაციესური ბუნება სწრაფად ცვალებადი ყოფილა. ეს ჩანს მადნის-ლეღის და კიდეც უფრო კარგად ნინისის-წყლის გამოსავლებში: აქ ჩვენ გვაქვს მორიგეობა ფილიტისებური, კარბონატანი მიკროქარსოვანი ზოლებისა საკუთრივ კალციტიანთან; ეს გარემოება პირველადი ქანის შედარებით განსხვავებულ ფაციესზე მიგვითითებს. ნინისის-წყლის ზენაჩენში ეს მოვლენა იმდენად რელიეფურია (მასთან აქ მარმარილოს ფენი შედარებით თხელია), რომ შესაძლებელია აქ კირქვიანი ზოლის მთლიანად გამოსოფლასთანაც კი გვექნოდეს საქმე. სხვათა შორის, მიკროფიქლის რამდენიმე თხელი შრე დედაკალას კარიერშიც არის შენიშნული მარმარილოს ფენებს შუა.

აღსანიშნავია, რომ მარმარილოს გავრცელების ზოლში მადნის-ლეღის დასავლეთით (ე. წ. ნასერალას სერზე) შავი გაკაყებული ქანია, მაგნეტიტის და უფრო იშვიათად ქალკოპორიტის ჩანაწინწყლებით. ქვემოთ ფერდობზე, ქერათხევისკენ, ნაპოვნია მალახიტის ქერქით გადაკრული სულფიდური მადნეულის გამოსავლები. ნინისის-წყლის ხეობაშიც ჩვენ მიერ 1931 წ. ნაპოვნი იყო ქალკოპირიტანი ($\text{Cu } 0,5\%$ -დე) მაგნეტიტის მრავალი ნამტვრევი. მადნის-მკვიდრი გამოსავალი, მართალია, არ ყოფილა აღმოჩენილი, მაგრამ, მდინარის პირად ფერდობის დელუვიონში მადნის გავრცელების მიხედვით, მისი ადგილმდებარეობა საკმაოდ შემოიფარგლა და სწორედ მარმარილოს გამოსავლის უბანში მოხვდა. უნდა ვიფიქროთ, რომ ეს გამადნება, უთუოდ, კირქვებზე კონტაქტური ან ჰიდროთერმული (უფრო მეორე) მეტასომატური პროცესების მოქმედების შედეგი არის. საინტერესო იქნება ამ თვალსაზრისით აღნიშნული მადნების შესწავლა. თუ მათი ამგვარი წარმოშობა დადასტურდება, მაშინ შესაფერი ძიების ჩატარება სავსებით მიზანშეწონილი გახდება, რადგან პერსპექტივას შედარებით საიმედოს დასახავს.

კვარციტული ქანის წარმომადგენელი იქნება ნიმ. № 17, აღებული სალორა-ლეღეში № 16-ს (იხ. ზემოთ) მეზობლად.

მკვრივი, მასივი ქანია; ფერით მორუხო-მოთეთრო, ცისფერი ელფერით; გამოფიტულ ქერქს მოყავისფრო-მოყვითალო ფერი მიუღია. შეიცავს პირიტის მიკროჩანაწინწყლებს.

სტრუქტურა ჰეტერო-გრანობლასტური ხასიათის არის. ძირითადი მასა წმინდამარცვლოვანია, \pm ნიკოლებში ღრუბლებრივი. მასში მოჩანს კვარცის შედარებით მოზრდილი, ტალღებრივი, დაკბილული მარცვლები.

ძირითად მასას ემჩნევა პელიტური მასალით (შესაძლებელია ორგანულიც იყოს) დამტვერვა, შეიცავს აგრეთვე მადნის მინერალის (პირიტის) პაწაწა აგრეგატების მინარევს. წარმოდგენს შედარებით განსხვავებული სხივთვითიანი აგრეგატების ქსელს, — უთუოდ კვარცთან ერთად ამ მასაში ფელდშპატიც (ალბათ ალბიტი) არის; პირველი გარკვეულად გაბატონებულია; დამახასიათებელია კვარცისათვის მტკრისებური ჩანართების სიუხვე. პირიტის მარცვლების ზომა აგრეთვე ცვალებადია, აღწევს ზოგჯერ 0,1 მმ; ჩვეულებრივ უფრო პატარაა; ძირითად მასაში ის პაწაწა (0,01 მმ-დე) აგრეგატების სახით არის. პირიტი მაგნეტიტის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი, რადგან ყვითელ მოელვარე ზედაპირზე ხშირად შავი წერტილები გამოიყოფა (უთუოდ მაგნეტიტის რელიქტი). ზოგჯერ დაჟანგულია, გადასულია რკინის ჰიდროქსიდებში.

ძირითადი მასა ხშირად დასერილია კვარცის და ფელდშპატის მილიმეტრის მეთაფებთან სიმძლავრის ძარღვებრივი ზოლებით. ძარღვის კვარცი შედარებით მოზრდილი და სუფთაა; ალბიტიც სალი, წყლისებრ სუფთა, გამჭირვალე არის, ზოგჯერ პოლისინთეზურ-მრჩობლურ აგებულებას იჩენს, ი ბალზამის μ -ზე ნაკლებია; რაოდენობით კვარცს თითქმის არ ჩამოუვარდება.

შლიფში კვარციან-ალბიტთან წვრილმარცვლოვან ფონზე გამოირჩევა ალბიტის 3 დიდი იდიომორფული კრისტალი ზომით 0,5 \times 2, 0,75 \times 1,75 და მესამე 0,5 \times 1 მმ. პირველი პელიტურ-მტკრიანია, პოლისინთეზურ-მრჩობლური (ალბიტური და კარლსბადური კანონებით); ჩაქრობის მაქსიმალური კუთხე სიმეტრიულ ზონაში უდრის 14, რაც შეეფერება ალბიტური რივის (№ 5) პლაგიოკლასს; ემჩნევა შიკრონაწევები; მარცვლის ერთი ბოლო გაწყვეტილია ძირითადი მასის „ძარღვით“ (უფრო მოსალოდნელია უკანასკნელის ჩანართული ხასიათი). მეორე მარცვლი არამრჩობლურია და მასთან შეიცავს კვარცის და ქლორიტის ჩანართებს (ჩანს აგრეთვე ცირკონის ერთი პატარა კრისტალი); შეიძლება კიდევ ითქვას, რომ უფრო მეტად არის პელიტიზებული. ფელდშპატის მესამე პორფირობლასტური ინდივიდი თავისი ხასიათით კალიშპატს ჰგავს, მაგრამ რელიეფის მიხედვით უთუოდ ესეც ალბიტია.

აქცესორული მინერალის სახით შლიფში გვხვდება ქლორიტის ქერცლებრივი აგრეგატები.

ქანის პირველადი ბუნება არ არის მთლიანად ნათელი. ამჟამად ალბიტისანი კვარციტი, ის თავდაპირველადვე შეიძლება კვარციანი ალბიტოფირი ყოფილიყო, მაგრამ, საერთო მიკროსკოპიული ბუნების მიხედვით, ეს ქანი უფრო გაკვარციტებულ ქვიშაქვას უნდა წარმოადგენდეს, რომელიც შემდეგში ჰიდროთერმული ან ინიექციური გზით დამატებით კვარცით და ალბიტით გამდი-
რებულია.

აღწერილი ტიპის კვარციტული ქანები ფილიტების წყებაში საერთოდ უმნიშვნელო როლს თამაშობენ; მათი ხვედრითი მონაწილეობა დაახლოებით მარმარილოების ანალოგიური თუ იქნება.

უწლევის მიდამოებში, ე. წ. „ველების სერზე“, სერპენტინიტის და ფილიტების წყების დაზვერვისას ყურადღება მიიპყრო მათი შეხების ზოლში ზოგიერთმა ქანმა, რომელიც შემდეგ მიკროსკოპიულად შევისწავლე (ნიმ. № 187, № 8/უ და № 151/უ). ერთი მათგანი (№ 187) ქლორიტოიდიანი ფიქალი აღმოჩნდა, სხვები კი—ფხვიერქარსიანი სერპენტინიტული ფიქალი.

№ 8 და № 151 (პირველი თითქმის შავი, ხოლო მეორე ღია რუხი ქანი) შეიცავენ მაკროსკოპიულად გასარჩევ, 2—3 მმ-დე სიდიდის, სადაფის ელვარებიან ფხვიერ ქარსს. ფიქლებრივობა არ ემჩნევათ.

მიკროსკოპიულად—კრისტალურ-პორფირობლასტური ბუნების ქანებია. № 151-ს ემჩნევა შემადგენელი მინერალების ხაზებრივი დალაგება. ძირითადი მასის მთავარი შემადგენლებია: ქლორიტი, სერპენტინი, ცოიზიტი და კლინო-ციოზიტი. № 8-ს ძირითადი მასა თითქმის მარტო პირველი ორი მინერალისაგან შედგება. ორივე ქანი ერთნაირად მდიდარია (თითქმის 50%/მდე) კარგად განვითარებული, მოზრდილი, იდიობლასტური ფხვიერი ქარსით. ეს უკანასკნელი ხშირად ჯვარედინ მრჩობლებს იძლევა, ხშირია აგრეთვე ჩვეულებრივი მრჩობლებიც. უფრო, ზოგჯერ სუფთა, ზოგჯერ კი კუჭყიანია. უხვად ისერება ტყეჩვადობის ხაზებით. ინტერფერენციული ფერები ყვითელ-ნარინჯისფერ-წითლამდე. ჰავს ჰაბიტუსით და თვისებებით რომმულ პიროქსენს, მაგრამ, ცხადია, ის არ არის. ჩვეულებრივ გრძელი პრიზმულ-ფირფიტებრივი კრისტალების სახით არის. $Ng-Np$ (№ 8-ში) აღმოჩნდა 0,015-ს ტოლი (შლიფის სისქე შონის მეთოდით); $Nm=1,640$, $Np=1,628-1,630$; α ქრომა=10°—12°; $2V=-65^\circ$ (ორი გამოსავლით). ოპტიკური თვისებების მიხედვით მარგარიტს უნდა წარმოადგენდეს.

მიკროსკოპიული მონაცემების მიხედვით № 8 ფხვიერქარსიან (მარგარიტიან) ქლორიტ-სერპენტინიტულ ფიქალს წარმოადგენს, ხოლო № 151 კი—ციოზიტიან ფხვიერქარსიან სერპენტინიზებულ ქანს.

ამ ქანების გენეზისი ისახება, როგორც შედეგი სერპენტინიტის დეამაგმის ინიექციური შეჭრისა მოსახლვრე მეტამორფული ფიქლების ზოლში. ფხვიერი ქარსი შეიძლება ამ მაგმის კონტაქტის შედეგად წარმოიშვა, მაგრამ ამ შემთხვევაში უფრო ბუნებრივი იქნება აქ მისი წარმოშობა ისე, როგორც ნიმ. № 16-ში (იხ. ზემოთ), რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესებს რომ დავეუ-კავშიროთ.

ქანი № 187, აღებული იქვე წინა ნიმუშების მახლობლად, თითქმის მონომინერალურ ქლორიტოიდიან ფიქალს მიეკუთვნება. გარეგნულად მწვანე-მორუხო, მოთეთრო, წყვეტილზოლებიანი ფიქლებრივი აგებულების ქანია; გასწვრივ მონატეხში ხორკლიანი, ნახევრად მოელვარე ზედაპირი ახასიათებს.

ქლორიტოიდისა და ქარსული მინერალისაგან შედგება. უკანასკნელი მეორადი უნდა იყოს, —ქლორიტოიდის ხარჯზე წარმოშობილი. ხშირად ის ტიპიურია, გრძელ-ზოლებრივი; ინტერფერენციული ფერები რუხ-მოყვითალოდან

მწვანე და იისფერამდე; ზოგჯერ დიდი ზომის ფარფიტების სახითაა, — 1—2 მმ-დე, ჩვეულებრივ კი უფრო პატარა არის. ოპტიკური თვისებების მიხედვით მუსკოვიტს უნდა მივაკუთვნოთ. ქლორიტოიდი ქანის მთავარ მასას შეადგენს. წაგრძელებული ბოჭკოვანი მარცვლების სახით არის; ხშირად გადადის ქაჩსულ მინერალში. შეიცავს მტვრისებურ, მეტწილად ხაზებრივად დაჯგუფებულ ჩანართებს. ჩანართებს შორის გაირჩევა ეპიდოტ-კლინოციოზიტური მინერალის პაწაწა მარცვლები. ქლორიტოიდის ზომები საშუალოდ 0,2—0,3 მმ უდრის, ზოგჯერ აღწევს 0,5 მმ-დე (სურ. 8).

აქცესორული მინერალებიდან აღსანიშნავია ორიოდე აპატიტი, პირიტი, ეპიდოტი, გრაფიტული ნივთიერება.



სურ. 8

ქანი ლეპიდობლასტური სტრუქტურისაა. ტექსტურა ზოლებრივ-ფიქლებრივი. მუსკოვიტი და ქლორიტოიდი უმთავრესად ცალკე ზოლებად არიან განაწილებული. ზოლებს ზოგჯერ ბუდებრივ-ლინზებრივი ფორმა ახასიათებთ.

მეტამორფიზებული ძველი მაგმური ქანები

ფილიტების წყების არსებით შემადგენელს წარმოადგენენ სხვადასხვა ძველი პორფირიტული და გაბრო-დიაბაზური ბუნების ქანები,

რომელნიც შემდგომ მეტამორფულ პროცესებს ხშირად ძალიან შეუკვლიათ. მიუხედავად გარეგნული სხვადასხვაობისა, ეს ქანები საერთო გენეტური ნიშნების და მეტამორფიზმის ხასიათის მიხედვით მაინც ერთ ჯგუფში უნდა მოვაქციოთ. პეტროგრაფები ამგვარ ქანებს ჩვეულებრივ „მწვანე“ (зеленокаменная) ქანებს უწოდებენ. ჩორჩანის ფილიტების წყებაში ამ ჯგუფის მონაწილეობა ძლიერ საგრძნობია, — მისი ხვედრითი როლი ინიექციური ფსკლების დაახლოებით ტოლი იქნება.

ეს ჯგუფი აერთიანებს მაგმური წარმოშობის მეტამორფულ ქანებს, დაწყებული უკვარცო ქლორიტიანი ფიქლით¹⁾ და გათავებული კვარცხან-ციოზიტური ამფიბოლიტებით და აქტინოლითური ფიქლებით. ეს ქანები ხშირად ძალიან განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. ზოგი მათგანი საკმაოდ კარგად ფიქლებრივია და ჩვეულებრივი მიკროფიქლისაგან, ზოგჯერ გარდამავალი ბუნე-

¹⁾ ფილიტების წყებაში ქლორიტული ფიქლების არსებობას წინადაც აღნიშნავდნენ, მაგრამ მათ წარმოადგენდნენ როგორც მეტამორფიზებულ ნორმალურ დანალექ ქანს.

ბის ქარსფიქლისგანაც, თითქმის არც კი განირჩევა, ზოგი კიდევ მასივი აგებულებისა არის და გარეგნულად ფიქლებრივობას არ ააშკარავებს,—მხოლოდ დარტყმის დროს თუ გამოიჩენს მის, ისიც არა ყოველთვის. ზოგიერთი იმდენად წმიდამარტვლოვანია, რომ ერთგვაროვანი აფანიტური ქანის შთაბეჭდილებას სტოვებს, ზოგი კიდევ მკაფიოდ კრისტალურ-მარცვლოვანი ქანია. დამახასიათებელია ამ ჯგუფისთვის ფერი,—თითქმის მუდამ მწვანე, მხოლოდ სხვადასხვა ვარიაციებით—ლიადან მუქ მწვანემდე, ხშირად რუხი ელფერის მეტ-ნაკლები შერევით.

როგორც აღვნიშნეთ, მიუხედავად გარეგნული და ზოგჯერ მიკროსკოპიული მკაფიო სხვადასხვაობისა, ამ ქანებს ყველას ერთი რამ აქვს საერთო: ისინი ინტენსიურად სახეშეცვლილ მაგმურ (როგორც ეტყობა, ფუძე) ქანებს წარმოადგენენ. ზოგ შემთხვევაში თავდაპირველადი მინერალოგიური შედგენილობა საკმაოდ კარგად შეიძლება აღვადგინოთ, ზოგჯერ კი მასზე მსჯელობა მხოლოდ მიახლოებით თუ მოხერხდება.

ეს ქანები ფილიტების გამკვეთი უნდა იყვნენ. მხოლოდ პორფირიტების შესახებ არ ირკვევა კარგად,—ფილიტების კომპლექსში თანხმობით განფენებს (იმდროინდელი ვულკანოზმის შედეგს) წარმოადგენენ, თუ შემდგომ შრეძარღვებრივ სხეულებს. საამისოდ საჭირო იქნება დამატებით სპეციალური დეტალური კვლევის ჩატარება. შესაძლებელია, რა თქმა უნდა, ორივე ხასიათის ქანების არსებობაც. წინასწარი შედეგების მიხედვით შეიძლება ითქვას, რომ მწვანე ფიქლების ნაწილი იმდროინდელი წყალქვეშა ვულკანოზმის გამოშხატველი უნდა იყოს, გამოყოფილი ჯგუფის ნაწილი კიდევ,—უმთავრესად ეს შეეხება მეტამორფიზებულ გაბრო-ამფიბოლიტებს, გარკვეულად ფილიტების გამკვეთ ინტრუზიულ სხეულებს წარმოადგენს.

მწვანე ქანები, ყოველ შემთხვევაში ნაწილი მაინც, ვარდისფერ გრანიტებზე ძველი არიან, რადგან ზოგიერთი მათგანი გრანიტული მასალით, კვარცფელდშპატით, ცხადად არის ინიექციებული.

მკაფიო მწვანე ფერთ, მასივობით და მარცვლიანობით ამ ჯგუფის ქანები ზოგ შემთხვევაში ველზევე კარგად გამოირჩევიან ფილიტების წყების სხვა ქანებს შორის. ჩვენ მათ იმთავითვე ძველი დიბაზ-პორფირიტები ვუწოდეთ (89), რაც შემდეგში მიკროსკოპიული შესწავლით მართლაც დადასტურდა.

გამოყოფილი ჯგუფის ქანები დიდი გავრცელებით სარგებლობენ. უხვად ვხვდებით მათ ზენაჩენებს ჩორჩანა-ქვაშავის გზაზე, მადნის-ლეღეში, ნინისის-წყლის ხეობაში და სხვ.

აღსანიშნავია ერთი რამ: მწვანე ქანების ჯგუფიდან ჩორჩანის მიდამოებში გარკვეულად სჭარბობენ წმიდამარცვლოვანი, დიბაზ-პორფირიტების და გაბრო-დიბაზის ტიპის ქანები, ნინისის-წყლის ხეობაში კიდევ—შედარებით მსხვილმარცვლოვანი გაბრო-ამფიბოლიტები და ამფიბოლიტები არიან გაბატონებული.

ეს გარემოება იმაზე უნდა მიგვითითებდეს, რომ ფილიტების წყების დასავლეთი ნაწილა (ნინისის-წყალი—უწლევი) ალბათ შედარებით ღრმად ყოფილა მოქცეული, აღმოსავლეთი კიდევ (ჩორჩანა—თეთრი-მინდორი)—ხედაპირ

თან უფრო ახლოს მდებარეობდა. ფილიტებში შეჭრილი ქანების ბუნება ამ პირობების კარგი ამსახველია: აღმოსავლეთ ნაწილში შედარებით წმიდამარცვლოვანი, ძარღვებრივ-ფეუსიფური ჰაბიტუსის ქანებია გაშიშვლებული, დასავლეთით კი უფრო ღრმა ჰორაზონტების შესაფერი ფაციესის ქანები არიან წარმოდგენილი.

გამოყოფილი ჯგუფის დიბაზ-პორფირიტები მკაფიოდ განსხვავდებიან იურული პორფირიტული ქანებისაგან. ეს გარემოება ველზეც ძალიან კარგად იჩენს თავს. მაგალითად, მადნის-ლელეში ძველი მწვანე ქანის მეზობლად არის პორფირიტის (ჰაბიტუსით უთუოდ იურულის) ძარღვი, მაგრამ ამ ქანის ბუნება გარეგნულად და მიკროსკოპიულადაც ისე მკვეთრად განსხვავდება პირველისაგან, რომ არავითარი ეჭვი არ რჩება მათ მკვეთრ ასაკობრივ სხვადასხვაობაში. აღეწერ ამ ჯგუფის ტიპიურ წარმომადგენლებს.

1. ქანი № 18, აღებული რცხილაბოგირას-ლელეში კვარციტული ქანის (იხ. ზემოთ) ცოტა ქვევით, სახეცვლილი ძველი ვულკანური ჯგუფის წარმომადგენელია.

მკვრივი, ფარულფიქლებრივი, მწვანე ფერის ქანია, მორუხო ელფერით. შედგება უმთავრესად პლაგიოკლაზისა, ქლორიტისა და მადნის მინერალისაგან.

პლაგიოკლაზი გრძელი პრიზმული და ლეისტური მარცვლების სახით არის, ემჩნევა იდიომორფულობა; ორიენტებულია მეტწილად ერთი მიმართულების გარშემო, რომელიც ფიქლებრივობას უნდა თანხვდებოდეს; ხასიათდება მარტივი მრჩობლებით, პოლისინთეზური იშვიათად ჩანს. სალია, თუმცა ჩანართებით ძალიან მდიდარი არის; ჩანართების სახით—წვრილბოკოვანი ქლორიტი, მადნის ნივთიერება (ხშირად მტვრისებური), სერიციტის ნემსები, ცოტა პელიტურა ნივთიერება და აქა-იქ ეპიდოტი. მთლიანად ქლორიტიზებულ მასაში პლაგიოკლაზი ზოგჯერ ნაფლეთა რელიქტების სახით არის. სხივტების მაჩვენებლის მიხედვით (თითქმის ბალზამის ტოლია), პლაგიოკლაზი ალბიტის რიგს მიეკუთვნება.

ქლორიტი მწვანე ფერისაა, პლეოქროული; პლეოქროიზმი ღიბ მოყვითალო-მომწვანოდან შედარებით მუქ მწვანემდე, ზოგჯერ ლურჯი ელფერის შერევით. ახასიათებს ბოკოვან-ძაფური აღნაგობა. ორიენტება სხვადასხვაგვარი.

ინტერფერენციული ფერები ყვითელ-მომწვანოდან ნარინჯისფერამდე. ბზარებში შავი ნივთიერების მტვრისებური აგრეგატები ჩანან. ჩვეულებრივ არაწესიერი ფორმის ბრტყელ აგრეგატებად. ზოგიერთ ფურცელში ჩანს მცირე რელიქტები გარკვეულად მწვანე ამფიბოლის. ეტყობა, რომ ქლორიტი მეტწილად ამფიბოლის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი. ამფიბოლის ოპტიკური თვისებებია ვერ ირკვევა. ქლორიტის დაჯგუფება ზოგჯერ გარკვეულად ზოლგბრივია.

მადნის მინერალა უმთავრესად მავნეტიტით არის წარმოდგენილი; ნაწილი შეიძლება ილმენიტიც იყოს. ოვალური, ზოგჯერ მომრგვალო მარცვლების სახითაა. კონცენტრირებულია ხაზებრივად, რაც ქანს პარალელურ-ფიქლებრივ აგებულებას აძლევს. ჩვეულებრივ მჭიდრო ურთიერთობაშია ქლორიტთან. გარ-

შემორტყმულია ხშირად კუჭყიანი, მურა-მოშავო ფერის (მადნის მინერალის და ეპიდოტის წვრილდისპერსული ნარევი უნდა იყოს) ნივთიერებით. ხშირია დამოუკიდებელი, ან ამგვარ გამონაყოფებთან თანდათან ჭადასვლით დაკავშირებული, ტაპიური მოყვითალო ან მომწვანო ეპიდოტი.

ეპიდოტი შლიფში ძარღვებრივი დანაგროვის სახითაც არის. წარმოდგენილია კარგად განვითარებული პრიზმული, მომწვანო შეფერვის პლეოქროული მარცვლებით; ახასიათებს მაღალი ინტერფერენციული ფერები და ეპიდოტისთვის ჩვეული სხვა მორფოლოგიური და ოპტიკური თვისებები. რამდენიმე მარცვალს მრჩობლური აგებულება აქვს. ქანში ეპიდოტი, განსაკუთრებით ეპიდოტის და მადნის მინერალის შვიდრო ნარევი, ბლომად არის.

ქანს ამჟამად ქლორიტიქალი უნდა ვუწოდოთ. ის პორფირიტის სახეცვლის შედეგს უნდა წარმოადგენდეს. მეტამორფიზმი ამ შემთხვევაში ნაწილობრივ ავტომეტამორფული, უმთავრესად კი რეგიონული ხასიათისა არის. ქანის მინერალური სახეცვლილების პროცესები ძირითადად გამოხატულია ალბიტიზაციით, ქლორიტიზაციით და ნაწილობრივ ეპიდოტიზაციით. პირველადი სტრუქტურა არ ირკვევა; ინტენსიურ ქლორიტიზაციას, განსაკუთრებით კი დინამიკურ პირობებს თითქმის მთლიანად წაუშლიათ პირველადი სტრუქტურის სურათი. თუმცა ძირითადი მასა აღარ ჩანს, მაგრამ ქანს მაინც ემჩნევა პორფირული აგებულების ზოგიერთი შორეული ნიშნები (საერთო ქლორიტულ ფონზე, მართალია ძლიერ შეცვლილი, მაგრამ მაინც იდიომორფული, ჩანართებიანი პლაგიოკლაზი).

აღწერილ ქანში ერთ ადგილას არის მიკროლინზებრივი ფორმის გასკარნებული უბანი. უთუოდ კირქვის ქსენოლითია მარმარილოების ზოლიდან (ქანის ზენაჩენი მარმარილოს კარიერის ახლო მეზობლად მდებარეობს).

ლინზა პარალელურ-ზოლებრივი აგებულების არის: ჩანს შიგ განსხვავებული შედგენილობის ზოლები. საერთოდ მთავარ შემადგენლებს წარმოადგენენ: ეპიდოტი, კვარცი, მაგნეტიტი და კალციტი. მეორე რიგის მინერალებს მიეკუთვნებიან ქლორიტი, რკინის ელვარა, მწვანე ბიოტიტი და ცოიზიტის თუ აპატიტის (?) მსკრომარცვლები. შლიფის ერთი ნაწილი უმთავრესად კვარცისაგან შედგება; კვარცი მომრგვალო, წვრილი და წმიდამარცვლოვანია. ურევია წყვეტილ ზოლებად (ლინზებრივად) შეჯგუფებული წითელი რკინა, მაგნეტიტის მარცვლები, ეპიდოტი და კარბონატი, აქა-იქ ქლორიტის ქერცლებიც. შემდეგი ნაწილი ძირითადად მადნის მინერალის და კარბონატნარევი მურა-მოყვითალო მწვანე ეპიდოტისა და მოზრდილი იდიომორფული მაგნეტიტისაგან შედგება; დამორჩილებულ მდგომარეობაშია კალციტი, სუფთა მწვანე ქლორიტი და კვარცი. მალე მწვანე, ეპიდოტიან უბანს დაემჩნევა მორიგეობა კვარცით და კალციტით მეტნაკლებად მდიდარ ლინზებრივ ზოლებთან. კვარციანი უბნები მაგნეტიტით უფრო ღარიბი არიან.

ამ ზენაჩენის სხვა ნაწილში აღებული ნიმუში ზოგიერთ განსხვავებას გვიჩვენებს: ქლორიტი აქ შედარებით კარბად არის, პლაგიოკლაზი კი და-

მორჩილებულია. ეს უკანასკნელი ჩანართებით გაცილებით მდიდარი არის. ქლორიტში აქ უფრო ხშირია მწვანე ამფიბოლის რელიქტები. შლიფში ქლორიტის მიერ ამყიბოლის უდავო ჩანაცვლებები ჩანს. ეპიდოტი ხშირად მადნის მინერალთან (?) და ცოიზიტთან მურა-მუქ ნარევებს იძლევა, რომელთაც შლიფის საკმაო ნაწილი უჭირავთ და ჩვეულებრივ ზოლებრივი განლაგებით ხასიათდებიან. ქლორიტის სუფთა ფირფიტები ხშირად ამგვარ მურა-შავ მასაში გადადიან, ზოგჯერ კიდევ ჩანართების მსგავსად შეიცავენ მას. ეპიდოტ-ცოიზიტურ მასაში ზოგჯერ პლაგიოკლაზის რელიქტები ჩანან,—უთუოდ ამგვარი მასა (ნაწილობრივ მაინც) პლაგიოკლაზის ჩანაცვლებას წარმოადგენს. ქლორიტი და პლაგიოკლაზი ერთმანეთში შეჭრილ-შემოჭრილი არიან. საერთოდ ყველა მინერალს უწყესო მოხაზულობა ახასიათებს, მაგრამ აქაც შესამჩნევი ხდება მაინც (გრძელი, წვრილი პრიზმული ფორმების არსებობით) პლაგიოკლაზის შედარებითი იდიომორფულობა.

ამ ჯგუფის ზოგიერთი წარმომადგენელი კიდევ უფრო წვრილმარცვლოვანია და მასთან მკაფიოდ ფიქლებრივი (№ 212). ისინი ვულკანური სხეულის ან კიდურ ნაწილს უნდა გამოხატავდნენ, ან შეიძლება წვრილი ძარღვის წარმომადგენელი იყვნენ.

ზოგიერთში ყურადღებას იპყრობს ამფიბოლის რელიქტების სიუხვე. ამფიბოლი ჩვეულებრივი მწვანე რქატყუარის რიგისაა. ამგვარ ქანებს ქლორიტ-ამფიბოლიტური ფიქალი შეიძლება ვუწოდოთ. ზოგიერთისათვის შეიძლება დიაბაზური ფიქლის წოდებაც, მაგრამ დამკვიდრებული ტრადიციის თანახმად უფრო მოხდენილი იქნება ქლორიტფიქლის სახელწოდების დატოვება.

მიკროსკოპითულად ქანი ზოგჯერ მთლიანად მურა-მოშავო მასას წარმოადგენს, რომელშიაც გამოირჩევა: ქლორიტი,—მადნის ნივთიერებით გამტვერიანებულ-შეხავებული და მაღალ ინტერფერენციულ ფერებიანი უბნებით (უთუოდ რქატყუარის რელიქტებია); პლაგიოკლაზის ჩხირები და ნაფლეთა უბნები; ეპიდოტი, ეპიდოტ-ცოიზიტური მასა, ცოიზიტი და მადნის მინერალი. ქანი მეტნაკლებად შეპყრობილია პელიტიზაციით. ფიქლებრივობა ზოგჯერ მკრთალად არის გამოხატული, ზოგჯერ კი — მკაფიოდ. ემჩნევა იშვიათად სუსტი ზოლებრივობა. პირველადი სტრუქტურა ხშირად გაურკვეველი ჩანს, ზოგჯერ კი პორფირულის ნიშნები საკმაოდ შესამჩნევი ხდება.

ზოგიერთი ქანი საკმაო თავისებურებით ხასიათდება. საილუსტრაციოდ შლიფების აღწერას მივმართავ.

ქანი (ნიმ. № 354) წარმოდგენილი თეთრიმინდორის-ღელეში, შესართავიდან 150 მ-ზე (ფიქლებრივი, ღია მწვანე ფერის ქანი), მიკროსკოპში მკრთალად გამოხატულ ფიქლებრივ-ზოლებრივ აღნაგობას გვიჩვენებს. სტრუქტურა შერეული, — ლეპილობლასტურ-ნემატობლასტური. ქლორიტული და ეპიდოტ-ცოიზიტური მურა-მოშავო და მურა-მწვანე მასა, რომელშიაც გამოირჩევა: 1) წვრილი, გრძელი, $0,01 \times 0,1$ მმ-ნი (უდიდესი ზომა) ჩხირები უფრო მინერალის, — პლბიტი უნდა იყოს; 2) ლინზებრივ-ოვალური მარცვლები ქუჩყიანი მურა-მწვანე ეპიდოტური მინერალის და ცოიზიტის; 3) ძარღვებრივი და ლინზებრივი

ფორმის სუფთა ქლორიტი (გამოირჩევა სიწმიდით დანარჩენი მურა-მოშავო მასისაგან). ქლორიტი ბოჭკოვან-ძაფებრივი აგებულებისაა; მისი მურად შეფერვა მეტწილად მადნის მინერალის მტვრისებური აგრეგატების შერევის შედეგია.

ძალიან დამახასიათებელია ალბიტის წვრილი, ჩხირისებური ზოლების თითქმის ისეთივე წვრილ ეპიდოტ-ცოიზიტთან ზოლებთან მორიგეობა. ჩხირების ორიენტაცია სხვადასხვაგვარი. მათი ერთობლიობა ჯვარედინ ნიკოლებში ხშირად ფენოკრისტის შთაბეჭდილებას სტოვებს. უთუოდ საქმე გვაქვს პლაგიოკლაზის ჩანაწინწკლებთან, რომელნიც ქლორიტით და ეპიდოტ-ცოიზიტური მასით არიან ჩანაცვლებული. ჩხირები—ნაწილი მაინც—უთუოდ პირველადი მიკროლითები უნდა იყვნენ.

ეპიდოტ-ცოიზიტური მასის ზოლებად დაჯგუფება ალბათ წნევის შედეგად მომხდარა.

ქანში არის ამფიბოლის რელიქტები. არის აგრეთვე კვარცის—უთუოდ მეორადის—რამდენიმე პაწაწა მარცვალი.

ცოიზიტი, გარდა მიკროაგრეგატებისა, გვხვდება მოზრდილი მარცვლების სახითაც ძარღვებრივ-ლინზებრივ ზოლებში.

ქანს ამჟამად ეპიდოტ-ცოიზიტის ქლორიტფიქალი შეიძლება ვუწოდოთ. ისიც თავდაპირველად უთუოდ პორფირიტი ან დიაბაზი უნდა ყოფილიყო.

რამდენადმე განსხვავებულია, მაგრამ მაინც წინა ნიმუშებს უახლოვდება № 120, აღებული ჭერათხევში, კემორის-ღელის ქვემოთ (ქარსოვან ფიქლებს შორის).

მუქი რუხი აფანიტური, თითქმის ფარულფიქლებრივი ქანია. შლიდში პარალელური ტექსტურა არ ჩანს. სტრუქტურა არაცხადი რელიქტურ-პორფირული (სურ. 9).



სურ. 9

პლაგიოკლაზი ვიწრო, გრძელი პრიზმების (თითქმის ჩხირების) სახით. ზოგჯერ წაგრძელებული ფენოკრისტის სახე აქვს. უდიდესი ზომა $0,28 \times 0,35$ მმ უდრის. ხაკმაოდ სადია; ხშირია ჩანართები ქლორიტის, ეპიდოტ-ცოიზიტური მტვრისებური მასის და სხ. განიცდის პელიტიზაციას. ი-ს მიხედვით ალბიტის რიგის არის.

პლაგიოკლაზის შემდეგ არსებითი შემადგენელია ქლორიტი: ქვრცლების და უწყსო ფირფიტების სახით არის. ზოგჯერ სუფთა მწვანე, ზოგჯერ კიდევ მადნის მინერალის და პელიტური ნივთიერების მტვრით არის გაჭუჭყიანებული.

უხვადაა მაგნეტიტის მიკრომარცვლები (აგრეთვე არსებითი შემადგენელია).

ხშირია წმიდააგრეგატული, მარცვლისებური პატარა ქვრცლები სუსტი პოლიარიზაციით და მალალი რელიეფით; შეივადამიგ ზოგჯერ მალალ ინტერფ-ფერებთან წერტილები იჩენს თავს.

უთუოდ მაგნეტიტის და ეპიდოტ-ცოიზიტური მასის (უნდა კარბონატიც მონაწილეობდეს) მიკროაგრეგატების წარმოება.

კარბონატი მიკროძარღვების (ერთგან შედარებით დიდი ძარღვიც), ზოგჯერ კი ფსედომორფოზების სახით აწის. ძარღვებში კარბონატს კიდევებზე ქლორიტი ახლავს, რომელიც ძარღვის გაგრძელებაზე მას ზოგჯერ სულ სცვლის. ასეთი ქლორიტი ჩვეულებრივ სუფთა მწვანე ფერისაა, პლეოქროულია და მოშავო, ოდნავ მურა-მოყავისფრო, ან მუქი ლურჯი ანოშალური ინტერფ. ფერით ხასიათდება; თვისებების მიხედვით პენინს უნდა წარმოადგენდეს, ქლორიტთან ერთად ძარღვში ჩნდება წვრილაგრეგატული ეპიდოტიც.

კარბონატის ძარღვებში აქა-იქ მეორადი კვარცის პატარა მარცვლებიც უნდა იყოს.

დეტალური დაკვირვებისას შლიფში შეიძლება შევნიშნოთ ძალიან სუსტად გამოხატული ზოლებრივობა, რაც ქლორიტის მეტ-ნაკლები რაოდენობით განაწილებაში გამოიხატება.

ქანი მეტამორფიზებულ ძველ პორფირიტს (საფიქრებელია, რომ ინტერსერტალური სტრუქტურით) წარმოადგენს.

დასახელებული ქანები ერთ ქვეჯგუფში უნდა მოვათავსოთ. მათ შემადგენლობის, აგებულების, სტრუქტურის და უთუოდ გენეზისის მხრივ ბევრი რამ აქვთ საერთო. ამჟამად მათ პეტროგრაფიულ ბუნებას მწვანე, ანუ ქლორიტფიქლების სახელწოდება შეეფერება. ისინი, როგორც აღვნიშნეთ, წარმოადგენენ პორფირიტ-დიამაზური ტიპის ქანების გარდაქმნის შედეგს. იურული პორფირიტული ქანებისაგან მკვეთრი განსხვავების და სხვა პირობების გამო მათ გარკვეულად ძველი, პალეოზოური წარმოშობა უნდა მივაწეროთ.

მეტამორფიზში ძირითადად გამოიხატება ტექსტურულ და სტრუქტურულ ცვლილებებში, ქლორიტიზაციაში, ალბიტიზაციაში და ეპიდოტ-ცოიზიტიზაციაში. ზოგ ნიმუშში რამდენადმე საგრძნობია კარბონატიზაცია. სერიციტიზაცია მკრთალად არის გამოხატული და შეიძლება ითქვას, რომ არ არის დამახასიათებელი. უფრო ნაგვიანები პროცესებიდან აღსანიშნავია პელიტიზაცია.

ქანების პირველადი ბუნების შეცვლა რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესებს უნდა დაეწკავშიროთ. მთავარ ფაქტორად ამ შემთხვევაში წნევა უნდა ვიგულისხმოთ, მართალია, ანალიზების უქონლობა საშუალებას არ გვაძლევს ქანის მატერიალურ ბუნებაში შესაძლო ცვლილებების შესახებ ვიმსჯელოთ, მაგრამ საერთო ხასიათის მიხედვით, რაც ზემომოყვანილი აღწერებიდან ვფიქრობ რომ ნათელია, სახეცვლა არსებითად ჩვეულებრივი ავტომეტამორფული (პოსტმაგმური ანუ ეპიმაგმური) პროცესების შედეგების რაგვარობას თითქმის არ სცილდება, მხოლოდ აქ ცვლილებები შედარებით ინტენსიურია. სტრუქტურული სურათის არსებითი შეცვლა კი ქანის ბუნებას სპეციფიკურ დაღს ასვამს. სახეცვლის საერთო ხასიათი მოწმობს, რომ ჩვენი ქანების მეტამორფიზში დიდ სიღრმეზე არ ხდებოდა. ეს დასკვნა ზომ ფილიტების წყების ჩორჩანის კრილის სხვა კომპონენტების ბუნებიდანაც გამომდინარეობს.

გამოყოფილი ქვეჯგუფის პეტროგრაფიული ბუნება მოკლედ შემდეგნაირად შეიძლება დავახასიათოთ: მთავარ შემადგენელ მინერალს ქლორიტი წარმოადგენს. ძირითადი მასა და ჩანაწინწყლების უდიდესი ნაწილი თითქმის მთლიანად ქლორიტით არის შეცვლილი. ქლორიტი ჩვეულებრივ ბოქკოვან-საფეებრივი აგებულებით ხასიათდება.

ქლორიტიზაციის თანადროულია ეპიდოტის, ცოიზიტის და მადნის ნივთიერების (იშვიათად კარბონატისაც) წვრილაგრეგატული მასა, რომელიც ზოგჯერ თითქმის დისპერსული სახით არის ქლორიტთან შერეული, ზოგჯერ კი დასახელებული მინერალების დამოუკიდებელი მარცვლებია წარმოდგენილი. მეტწილად ისინი მაინც ნარევი გროვების სახით გვხვდებიან.

ქლორიტი ზოგჯერ წესიერ ფირფიტებრივ აგრეგატებად არის, მეტწილად კი გადაბმული ქერცლების და ხლართისებური უფორმო მასის სახით ვხვდება. უხვად შეიცავს მინარევეებს. ხშირად ძნელდება ცალკეულ აგრეგატებს შორის საზღვრის გავლენა.

პლაგიოკლაზი ალბიტის რიგს მიეკუთვნება. ჩვეულებრივ წაგრძელებული პრიზმული აგრეგატების სახით არის. იშვიათად თუ დაცულია მთელი ინდივიდი, მეტწილად მისი მხოლოდ რელიქტები ჩანს საერთო ქლორიტიზებული მასის ფონზე. ხშირად გადადის ქლორიტში. მდიდარია ჩანართებით. პოლსინთეზური მრჩობლები ძალიან იშვიათია. მაგიდაზე განსაზღვრა თითქმის არ ხერხდება (ჩანართების სიუხვის, შესაფერი ფორმების უქონლობის, ზოგჯერ ძლიერი დაშლის და სხ. მიზეზის გამო), მხოლოდ შედარებითი სხეულების მიხედვით შეიძლება მის ბუნებაზე მსჯელობა. სხვადასხვა ზომის არის, ზოგ შლიფში მხოლოდ ჩხირებრივი სახითაა.

ქლორიტში ზოგჯერ საკმაოდ ხშირია მწვანე რქატყუარის რელიქტური უბნები. ჩანს, ფერადი კომპონენტი რქატყუარით ყოფილა წარმოდგენილი. ზოგ შლიფში რქატყუარის ნიშნებს თითქმის სრულებით ვეღარ ვხედავთ.

მეორადი მადნის ნივთიერების გარდა ჩანს პირველადი მაგნეტიტის ინდივიდუალური მარცვლებიც. აღსანიშნავია პელიტიზაციის პროცესი, რომელსაც ქანი ჩვეულებრივ თანაბრად შეუპყრია. კვარცი მხოლოდ ზოგიერთ შლიფში თუ გამოჩნდება, ისიც სპორადული პატარა მარცვლების სახით; აშკარად მეორადი უნდა იყოს.

დამახასიათებელია მეტნაკლებად ფიქლებრივი აგებულება; ზოგჯერ სუსტი ზოლებრივობაც დაემჩნევა. ფიქლებრივობა ხან მკაჟიოდ არის წარმოდგენილი, ხან კი მკრთალად. სტრუქტურაც ცვალებადია, — ზოგჯერ ცხადად ლეპიდობლასტური, უფრო ხშირად კი შერეული ხასიათის არის: ლინზებრივ-პორფირობლასტური, ნემბო-გრანობლასტური და სხ.. ფიქლებრივი აგებულება და ლეპიდობლასტური სტრუქტურა ჩვეულებრივ წმიდამარცვლოვან, ქლორიტით შედარებით მდიდარ ქანებშია მკაფიოდ გამოხატული.

2. მეორე ქვეჯგუფში უნდა მოვათავსოთ სხვადასხვა ამფიბოლიტური ფიქლები და ამფიბოლიტები. ეს ქანები, როგორც ეტყობა, უფრო მეტი სიღრმის, შედარებით თანაბარმარცვლოვანი ფუძე ქანების სახეცვლის შედეგი უნდა იყვნენ.

მათ დახასიათებას დავიწყებ ნიმ. № 346-ს აღწერით. ქანი რცხილაბოვირას ქვედა ნაწილში, დედაკალის-ღელეს შეერთების მახლობლად არის გაშეშვლებული. მოქცეულია ნორმალურ მიკროფიქლებში.

შეუიარაღებელი თვალთ მარცვალა მიკროგაბროიდული ტიპის ქანია; ფერი რუხი, მომწვანო-მოლურჯო ელფერით. დარტყმის დროს კარგად იშობა ერთი მიმართულებით, — მელავნდება ფიქლებრივი აგებულება.

მიკროსკოპში — ტექსტურა პარალელური, ზოლებრივ-ლინზებრივი. სტრუქტურა ჰეტერობლასტური, შერეული ხასიათის; არატიპიური; მთავარი მასა — ლეპიდობლასტური, ნაწილობრივ ნემატო-გრანობლასტური ქსენომორფული პორფირობლასტებით.

მთავარი შემადგენლებია: პლაგიოკლაზი, მეტნაკლებად ქლორიტიზებული ამფიბოლი, ცოიზიტი; საკმაო რაოდენობით არის აგრეთვე სფენი. შემდეგ მონაწილეობს ეპიდოტი და მინარევის სახით მადნის მინერალი. მცირე რაოდენობით აქა-იქ კარბონატის მარცვლებიც არის (ქლორიტთან ასოციაციაში) და აგრეთვე პრობლემატური მეორადი კვარცის რამდენიმე მარცვალი.

პლაგიოკლაზი ალოტრიომორფული, მეტწილად წაგრძელებული — ოვალურ-ლინზებრივი; სხედასხვა ზომის არის, — მიკრომარცვლებიდან მოზრდილ, ფენოკრისტულ ინდივიდებამდე. იშვიათად მრჩობლური, ჩვეულებრივ მარტივი — უფრო იშვიათად პოლისინთეზური სახით. სალია, მაგრამ ხშირად სპორადულ-ჩანართებიანი; მარცვალში იშვიათად სერიციტის 2—3 მიკროქერცლი თუ გამოჩნდება, აგრეთვე იშვიათია შიგ პელიტური ნივთიერებაც. ხშირად ძალიან ჰგავს კვარცს. n -ი ერთ მდგომარეობაში ბალზამის n -ის თითქმის ტოლია, მეორე მიმართულებით — ოდნავ მცირე; ამის მიხედვით ალბიტის რიგს მიეკუთვნება. დიდი მარცვლების ზომა საშუალოდ 0,2 მმ გარშემო ჭანაობს. ერთგან შლიფის მთელ სიგრძეზე ალბიტის მკაფიო ძარღვია, სივანით 0,2 მმ; კიდევზე ქლორიტის თხელი ქერქი გაუყვება.

ამფიბოლი ჩვეულებრივი რქატყუარის რიგისაა, მწვანე და მოყავისფრო; უკანასკნელი ფერი მეორადი უნდა იყოს, რადგან ერთ და იმავე ინდივიდში შუა ნაწილი ყავისფერია, ბოლოები კი მწვანე. პლეოქროიზმი მწვანესი: ღია-მწვანედან (Np-ზე), თითქმის უფეროდან, მუქ მწვანემდე ლურჯი ელფერი (Ng-ზე), ყავისფერისა კი: ღია მოყვითალო-მოყავისფროდან მუქ ყავისფრო-მომწვანომდე. cNg ფერისაგან დამოუკიდებლად = 20° -ს. ბოლო წახნაგები შეღრღნილია, გვერდები კი მეტწილად სწორი. უფრო ხშირად პორფირობლასტების სახით; არის პატარა მობრტყელო, წაგრძელებული აგრეგატებიც. ზოგჯერ ძალიან გრძელი პრიზმული ინდივიდების სახითაა. დიდების ზომა აღწევს: $0,15 \times 1$; $0,3 \times 0,5$ მმ. ხშირად სხედასხვაგვარად ორიენტებული აგრეგატები შეჯგუფებული არიან ლინზებრივ, ან შემთხვევითი მოხაზულობის, ზოგჯერ ზოლებრივი ხასიათის უბნებად. ხშირია ჩანართები მეტწილად მეორადი პროდუქტების. განიცდის ქლორიტიზაციას. ხშირად მთლიანად გადასულია მწვანე, პლეოქროულ ყვითელ ინტერფერენციულ ფერებიან ქლორიტში.

ქლორიტი მეტწილად ამფიბოლის ფსევდომორფოზების სახით. არის ძარღვებრივიც. ძარღვის ქლორიტი თითქმის იზოტროპულია. ქლორიტში ზოგან კარბონატის მარცვლები არის.

ცოიზიტი პატარა და საშუალო მარცვლების სახით; დაჯგუფებულია ხაზებრივად, მარცვლები ერთი მეორეს უწყვეტლივ ებმებიან, ზოგჯერ ჯაჭვისებურად. ასოცირებულია ზოგ შემთხვევაში მადნის ნივთიერებით გაქუქყიანებულ ეპიდოტით.

სფენი მოზრდილი მარცვლების სახით, ზოგჯერ მრჩობლური, მკრთალი შეფერვით, ემჩნევა სუსტი პლეოქროიზმი. მადნის მინერალის მტვრით მეტნაკლებად მდიდარია, ზოგჯერ სულ გაშავებულია. ხშირად ეპიდოტისაგან ძნელი გასარჩევი ხდება.

მადნის მინერალი თითქმის მთლიანად მხოლოდ ჩანართების და წვრილ-აგრეგატული მინარევების სახით არის. დამოუკიდებელი ინდივიდები არ ჩანან.

მეორად პროლექტებს შორის კვარცის რამდენიმე პატარა მარცვლი უნდა იყოს. შემოწმება არ ხერხდება (მარცვლის სიმცირის გამო).

ქანს ალბიტ-ციოზიტისანი ამფიბოლიტური ფიქალი უნდა ეუწოდოთ. პირველადი ბუნებით უთუოდ გაბრო-ლიაბაზი ყოფილა.

ალწერილის მსგავსია, მხოლოდ უფრო მწვანე, წვრილმარცვლოვანი და ფიქლებრივი, ქანი № 169, აღებული ნინისის-წყლის ხეობაში. ზენაჩენში, ადგილზე, ხშირია ქანში აპლიტის თხელი გასწვრივი ძარღვები. წამოღებულ ნიმუშშიც ჩანს ერთ უბანში ლოკალიზებული ფელდშპატიზაცია.



სურ. 10. ნიკ. II.

მიკროსკოპზე (სურ 10)—სუსტად გამოხატული პარალელურ-ლინზებრვი აგებულება (მკრთალად ზოლებრივიც). სტრუქტურა არათანაბარმარცვლოვანი, უფრო ნემატობლასტური გრანობლასტური უბნებით. ანალოგიურია № 346-ს, მხოლოდ მას კვარცის პატარა მარცვლები ურევია და მასთან შედარებით წვრილმარცვლოვანი არის.

ჩვეულებრივი მწვანე რქატყუარა დიდ, ბრტყელ, ხშირად წაგრძელებულ პრიზმულ ფორმებში; ორიენტაცია სხვადასხვაგვარი. ტიპური ამფიბოლიტური ყავრიანობა შლიფის ტრილებში არ ჩანს. განიცდის ქლორიტიზაციას. მურა-მოყვითალო-მოყავისფრო შეფერვა შედარებით იშვიათია. $cNg = 20^\circ$, $Ng - Np = 0,022$ (შლიფის სისქე კვარცით). პლეოქროიზმი ტიპური, ჩვეულებრივი ამფიბოლის.

ალბიტ—შედარებით პატარა, ხშირად წაგრძელებული. არასწორი მარცვლების სახით, ზოგჯერ მრჩობლური. ციოზიტი აგრეთვე არსებითი შემადგენელია, რაოდენობით არ ჩამოუვარდება ალბიტს; ჩვეულებრივ პრიზმული მარცვლები შავი მტვრისებური ჩანართით; ზომით პატარაა და $0,12 \times 0,27$ მმ-დე; ზოგჯერ ჩანართის სახით ამფიბოლში. სფენი—შავწერტილებიანი (უხად), მურა ელფერის, სუსტად პლეოქროული, უწყისო ფორმის მარცვლებად; სიდიდით ციოზიტის ზომებისაა; ხშირად ციოზიტის მარცვლებთან ერთად არის, ზოგჯერ კი დამოუკიდებლად; რაოდენობით ციოზიტს აშკარად ჩამორჩება. აქცესორული შემადგენლები: კვარცი სუფთა, ალოტრიომორფული, —უთუოდ შემდგომია, ეპიდოტი და ცირკონი.

ქანში ყველაზე დიდი კრისტალები რქატყუარისა არის. მიკროსკოპიული ბუნებით ქანი ამფიბოლიტურ ფიქალს (ალბიტ-ციოზიტისანი) მიეკუთვნება.

რცხილა-ბოგირას ლელეში, ხევის შუა ნაწილში გაშიშვლებულია ქანი (№ 337), რომელიც პირველი და მეორე ქვეჯგუფის ერთგვარი დამაკავშირებელია.

გარეგნულად მორუხბო-მომწვანო ფიქლებრივი (სუსტად) ქანია. ნიმუში იკვეთება, დაახლოებით ფიქლებრივობის გასწვრივ, აპლიტის მიკროძარღვით სისქით 1 მმ-დე.

მიკროსკოპში შედარებით მკაფიო ფიქლებრივ-ლინზებრივი ტექსტურით ხასიათდება (სურ. 11). მთავარ შემადგენლებს ეკუთვნიან: ჩვეულებრივი რქატყუარა ისეთივე თვისებებით, როგორც სხვა ნიმუშებში (შლიფში ჩანს ამფიბოლური ყაერაინობის ბადეც); ხშირად კარგად იდიომორფულია; ზოგჯერ უწყვეტ ზოლებს იძლევა; ასეთ შემთხვევებში ქლორიტში გადადის. ალბიტი ოვალურ-ცერცვისებური და მომრგვალო, წყლისებრ-სუფთა, გამჭვირვალე;



სურ. 11. ნიკ. II.

ზოგჯერ სერიციტის და სხ. ჩხირისებური ჩანარებებით; იშვიათად სუსტად პელიტიზებული; სქარბობს ლინზებრივი ფორმები; ემჩნევა მეტ-ნაკლები განაწილება ზოლებში. ცოიზიტი აგრეთვე ლინზებრივ-ზოლებრივი დაჯგუფებით ხასიათდება. სფენი ჩვეულებრივი სახით არის.

ქანის გამკვეთი ძარღვი წარმოდგენლია ალბიტით და კვარციტით. სქარბობს პირველი. არათანაბარმარცვლოვანია. მოზრდილი კრისტალები მეტწილად ალბიტს ეკუთვნიან. მათი ზომა ზოგჯერ 0,5 მმ აღემატება. წვრილ მასაში

ქლორიტის ქერცლებია, ხშირად გარშემორტყმული დიდ მარცვლებზე.

ფიქალში კვარცი და უთუოდ ალბიტიც მთლიანად მოტანილი უნდა იყვნენ.

ფილიტების წყების და ვარდისფერი გრანიტების კონტაქტურ ზოლში ნინისის-წყლის ხეობაში წარმოდგენილია თავისებური, — როგორც ეტყობა, პიბრიდული ბუნების, კრისტალური ფიქალი (ნ. № 170 და № 194).

ქანი გრანიტული მასალის ინიექციის მკაფიო ნიშნებს ატარებს. პირველადი ბუნება არ ირკვევა კარგად, — ან ამფიბოლიტური ფიქალი ყოფილა თავის მხრივ გაბროული ქანის მეტამორფიზაციის შედეგი, ან შეიძლება კიდევ — ქარსფიქალი. ფიქლებრივობა მინერალების გარკვეული მიმართულებით ორიენტირებაში გამოიხატება, საერთოდ კი სუსტად შელანდება.

მიკროსკოპიულად პარალელურ-ლინზებრივი ტექსტურის ქანია მეტნაკლებად გამომხატული ზოლებრივობით. სტრუქტურა ლეპიდობლასტურ-გრანოზლასტური. მთავარი შემადგენლებია (დაახლოებით თანაბრად): კვარცი — მეტწილად ზაზებრივად დალაგებული უფორმო მარცვლების სახით; ალბიტი — შედარებით წესიერი მოხაზულობის, ზონურად სერიციტიზებული და პელიტიზებული; ბიო-

ტიტი—მუქი მწვანე, ყავისფერი ელფერით, განიცდის გაქლორიტებას. მინერალური შედგენილობის და აგებულების მიხედვით ქანს ამჟამად ალბიტური გნეისი შეიძლება ვუწოდოთ.

ფილიტების წყების და გრანიტის კონტაქტი

ფილიტების ზოლი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მოქცეულია ვარდისფერ გრანიტებს შორის. გრანიტების ინტრუზია ასაკით გარკვეულად ფილიტების წყების შემდგომია. ეს მტკიცდება მთელი რიგი ფაქტებით, მაგრამ ამაზე ახლა არ შევჩერდები. აქ საჭირო იქნება მხოლოდ გავარჩიოთ, თუ როგორ გავლენას ახდენს ფილიტების წყების ბუნებაზე შეხების ზოლში გრანიტული ინტრუზივი. ამ საკითხის მნიშვნელობა მით უფრო დიდია, რომ ზოგიერთი მკვლევარი ფილიტების წყების მეტამორფიზმს სწორედ ინტრუზივის კონტაქტით ხსნის (მაგალ., ი. კუზნეცოვი).

საჭიროა ხაზგასმით აღინიშნოს, რომ გრანიტებისა და ფილიტების კონტაქტში ჩვენ არამც თუ ასეთი დებულების რაიმე დამამტკიცებელ საბუთს ვერ ვხედავთ, პირიქით, ზოგჯერ შეგავლენის კვალი თითქმის შეუმჩნეველიც კი ჩანს.

თუ გამოვრიცხავთ მხედველობიდან ნინისის-წყლის ზემოაღწერილ კონტაქტს, სადაც სურათი კარგად ვერ ირკვევა, ჩვეულებრივ საქმე გვაქვს ან წვრილინიექციურ პროცესთან, ან კიდევ ტიპიურ გარაგავიკებასთან. უკანასკნელი მოვლენა უშუალოდ შეხების ზოლში ან უახლოეს მგზობლად იჩენს თავს.

დებულების საილუსტრაციოდ მოვიყვან კონტაქტის ტიპიური ქანის დახასიათებას.

კონტაქტი კარგად არის გაშიშვლებული ქეშორის-ღელის მარჯვენა სერზე: ნიმუშები № 114 და № 115 სწორედ კონტაქტის ზოლში გვაქვს აღებული.

ღია მოთეთრო-მორუხო ქანია; თუმცა მასივობის შთაბეჭდილებას სტრუქტურებს, მაგრამ კარგად ემჩნევა მაინც პარალელური ტექსტურის გამოხატველი ხაზები; ჩაქუჩის დარტყმის დროს კარგად იყავრება. ზოგჯერ (№ 115) შეიცავს პირიტის მიკრომარცვლებს და ვარდისფერი ფელდშპატის მოზრდილ ოვალურ მარცვალს.

მიკროსკოპიულად ქანი (შლ. № 114) ჰეტერობლასტურია; ემჩნევა სუსტად გამოხატული ზოლებრივობა, — წმიდამარცვლოვან ფონზე შედარებით მოზრდილ-მარცვალა ლინზებრივი ზოლები გამოისახება.

მთავარი მასა წარმოდგენილია წვრილაგრეგატული (ზომით 0,01—0,02 მმ გარშემო) კვარციტით, სერიციტის (გარკვეულად დამორჩილებულად) დანტვერილი მიკროქერცლებით და ალბიტით (?—მარცვლის სიმციერის გამო ზუსტად არ ირკვევა); სერიციტთან ასოციაციაშია, ზოგჯერ კი დამოუკიდებლად არის ბუჩქბრივი დატოტვილი უფორმო ნივთიერება, თითქმის იზოტროპული; უნდა რკინისტანგვიანი ქლორიტი იყოს; სერიციტთან ერთად ხაზებრივად არის დაჯგუფებული.

მსხვილმარცვლოვანი ზოლებივც ასეთივე შედგენილობისაა; გამოირჩევიან კვარცის და ალბიტის დიდი მარცვლებით.

შლიფში კვარცის და ალბიტის 10-დე პორფირობლასტია. კვარცი წყლის და აირების ჩანართებს შეიცავს; არის ერთი კრისტალი ოთხკუთხი ფორმის, ზომით $0,4 \times 1$ მმ. ალბიტი ინტენსიურად არის სერიციტიზებული, განიცდის აგრეთვე პელიტიზაციას. სერიციტის ქერცლის სიდიდე ხშირად $0,01$ მმ აღემატება.

შლიფი დაფარულია სუსტად პელიტური მტვრით. არის მადნის მინერალის (პირიტი) მიკრომარცვლები. ორიოდე ცირკონიც უნდა იყოს.

ქანის ბუნებას ალბიტური რაგავიკის სახელწოდება შეეფერება. შლ. № 115-ში (სურ. 12) მსხვილმარცვლოვანი კვარცი ძარღვებრივი დაჯგუფებით ხასიათდება. უთუოდ ეს მეორე გენერაციის კვარცია, ე. ი. შემდეგ მოტანილი; ასეთი კვარცი შედარებით სუფთა, წყლისებრ-გამჭვირვალე ჩანს, მასთან ის იდიომორფულია.

პორფირობლასტების რიცხვში აქ ხვდება თეთრი ქარსიც—მუსკოვიტი, ალბათ კონტაქტურია. არის კალიშპატის ორი მარცვლიც (უთუოდ მიკროკლინი); დაშლის მურა-შავი პროდუქტებით და სერიციტის არარსებობით ხასიათდება. არის მრავალმრჩობლოური ალბიტიც, სიმეტრიულ ზონაში ჩაქრობის მაქსიმალური $<$ -ს მიხედვით № 5—6.



სურ 12

დგენილობა ან უცვლელია, ან კიდევ სუსტად გადაკრისტალებული. შესაძლო კონტაქტური მინერალების სპორადული მარცვლები (მუსკოვიტი, ტურმალინი, ფხვიერი ქარსი და სხვ). საერთო სურათს ვერ სცვლიან. ზოგჯერ კონტაქტის ზოლში გრანიტული მასალის ინტენსიური ინიექციის შედეგად მიკროგნეისური ჰაბიტუსის წვრილმარცვალა მიგმატიტები წარმოშობილან. როგორც ზემოთ დავინახეთ, ასეთი ტიპის ქანების გავრცელება მარტო კონტაქტური ზოლით არ ამოაწურება, ისინი წყების სულ სხვადასხვა ნაწილში დაახლოებით ერთნაირი გავრცელებით სარგებლობენ.

რკინისუანგიანი ქლორიტული მინერალი ამ შლიფში არ ჩანს; ქანიც შედარებით საღია.

ფილიტების წყებაზე გრანიტული ინტრუზივის სუსტი კონტაქტური ზეგავლენა არა მარტო ქეშორის-ღელის მარჯვენა ფერდობზე ჩანს. თითქმის ყველგან, სადაც კი ეს კონტაქტი ისე თუ ისე დაკვირვებისათვის მისაწვდომი ხდება, სულ მუდამ აღწერილის ანალოგიური სურათი გვაქვს, კონტაქტური ზეგავლენის პროცესი ჩვეულებრივ გაკაჟება-გარაგავიკებით და ფელდშპატიზაციით განისაზღვრება. ქანის პირველადი შე-

ამგვარად, ფილიტების წყება პეტროგრაფიულად საკმაოდ მრავალფეროვანია. როგორც ზემოყვანილი მასალიდან ჩანს, წყების შედგენილობაში არსებითად სამი ჯგუფი გაირჩევა: ნორმალური ფიქლები, რომელნიც აერთიანებენ პირველადი ბუნებით დანალექ ქანებს, დაწყებული სუსტად მეტამორფული ნახშიროვანი და ფურცელა მიკროფიქლებით და გათავებული (შუალედი ხასიათის კვარციანი სერიციტ-მუსკოვიტიანი ფიქლების ქარბად განვითარებით) ინტენსიურად მეტამორფიზებული, თითქმის ნამდვილი ქარსფიქლებით; შემდეგ — ფიქლებრივი ან ნახევრადმასივი მწვანე ქანები, წარმოშობილნი ძველი დიამაზების თუ პორფირიტების და გაბრო-დიაბაზების გარდაქმნის შედეგად, და ბოლოს — ინიექციური ფიქლები, რომელნიც მოტანილი მასალის მეტ-ნაკლები სიუხვის, რელიქტური მასის და მარცვლის სიდიდის სხვადასხვაობის ნიადაგზე საკმაოდ დიდ ნაირსახეობას იძლევიან.

გამოყოფილ ჯგუფებს შორის სრულ თანდათანობითი გადასვლას აქვს ადგილი. გაუგებრობის თავიდან ასაცილებლად უნდა აღინიშნოს, რომ ამგვარი დაჯგუფება რაიმე კანონზომიერ ზონურ ლოკალიზაციას სრულებით არ გულისხმობს. ასეთი რამის შემჩნევა თითქმის შეუძლებელი ხდება, ყოველ შემთხვევაში შესწავლის იმ მასშტაბით, რომლითაც ჩვენ ამ წყებას ამჟამად ვუდგებით.

გარდა ზემოდასახელებული ტიპებისა, ფილიტების წყებაში, როგორც აღვნიშნეთ, პირველადანალექი ქანებიდან აღსანიშნავია მარმარილო (სამხრეთ ნაწილში) და კვარციტები. მკაფიოდ ინდივიდუალური ეპიგენეტური ქანებიდან უნდა დავასახელოთ: სერპენტინიტი, სერპენტინული ფიქლები (ულტრაბაზიტის გავლენით ფიქლის სერპენტინიზაციის შედეგი), გაბრო-ამფიბოლიტები, რომელნიც გენეტურად მწვანე ქანების ჯგუფს ებმებიან, და ვარდისფერი აპლიტ-გრანიტები. ცალკე ტიპად უნდა გამოვყოთ კიდევ, სერპენტინიტების თუ სერპენტინული ფიქლების ხარჯზე ძირითადად ჰიდროთერმული მეტამორფიზმის გზით წარმოშობილი, ლისტვენიტური ბუნების ქანები. საერთო ჯამში მათი მონაწილეობა შეიძლება ითქვას, რომ გარკვეულად მცირეა. წყებას აქა-იქ ჰკვეთს თითო-ოროლა ახალგაზრდა, უთუოდ ბაიოსური, პორფირიტიც, მაგრამ ამ უკანასკნელის როლი სულ უმნიშვნელოა¹⁾.

მეტად საგულისხმოა ინიექციური მოვლენები ფილიტების წყებაში; მათი დეტალური შესწავლა პეტროლოგიის ზოგიერთ საკითხს უთუოდ შესაფერ გაუჭეებას მისცემდა, მაგრამ ეს არ შეადგენს ამჟამად ჩვენს ამოცანას. ამ შემთხვევაში ფილიტების წყებაში წარმოდგენილი ეს მიგმატიტები ჩვენთვის საინტერესოა, როგორც მასივის უძველეს ქანთა გეოლოგიური რაობის საკითხზე უქმომთენი ობიექტი (იხ. ქვემოთ).

ჩვენი დაკვირვებით ინიექციური პროცესი ფილიტებში შეჭრილ ყოველ ინტრუზიულ ტიპს თან დაჰყოლია — დაწყებული ულტრაბაზიტიდან და გათავებული

¹⁾ დეტალური პეტროგრაფიული კვლევა შემდეგში უთუოდ უფრო გაამრავლდევინებს ფილიტების წყების ლითოლოგიას, მაგრამ ვფიქრობ, რომ გენეტურ პრინციპზე აგებული ჩვენ მიერ მოცემული საერთო სურათი მაინც ძალაში დარჩება.

ვარდისფერი გრანიტით, მაგრამ ყველაზე ინტენსიურად და მკაფიოდ ეს მოვლენები ამ უკანასკნელ ინტრუზიულ მოქმედებას გამოუწვევია.

გრანიტულ მაგმასთან დაკავშირებული ინიექციური მოვლენების ინტენსივობა დიდ ფარგლებში მერყეობს: გრანიტული მინერალების სპორადული იმპრენაციიდან — გნეისებრივი ქანების წარმოშობამდე. უკანასკნელი ხასიათის მიგმატიტებში პირველადი ბუნება მხოლოდ რელიქტური ტექსტურით და ზოგჯერ ფიქლის პარალელურ-ხაზებრივი მიკროლინზებრივი ქსენოლითებით თუ მქლავნდება.

ძალიან საყურადღებოა ის გარემოება, რომ ფიქლების რელიქტური ნაწილების მეტამორფული ბუნება, როგორც ამას მასალის მიკროსკოპიული შესწავლა გვიჩვენებს, გრანიტული მასალის ინიექციისაგან დამოუკიდებელია, — ზოგ შემთხვევაში ეს რელიქტები ტიპიურ ფილიტს (ანუ მიკროფიქლს) მიეკუთვნება, ზოგჯერ კიდევ — გარდამავალი ხასიათის ქარსოვან ფიქალს. ამავდროს ამგვარი რელიქტები სულ სხვადასხვა ინტენსივობის ინიექციურ ქანშია მოქცეული. გრანიტული მაგმის ზეგავლენა ფიქლის რელიქტის მინერალოგიურ ბუნებაზე, მარცვლის სიდიდეზე და სტრუქტურაზე ჩვეულებრივ ან თითქმის შეუმჩნეველია, ან კიდევ სუსტი.

გრანიტულ მასივთან კონტაქტის ხასიათი (კონტაქტური ზონების არარსებობა, მხოლოდ გარაგავიკების და ინიექციის მოვლენები) და წყების მიკროსკოპიული ბუნება — ფიქლების შემადგენლობაში ტიპიური კონტაქტური მინერალების არასიუხვე, მეტწილად კი სულ არარსებობა, შედარებით ძლიერ მეტამორფიზებული ფიქლების ინტრუზიული ქანებისაგან დამოუკიდებელი გავრცელება და სხ. — სრულ საბუთს გვაძლევს ვთქვათ, რომ ფილიტების წყების მეტამორფიზში რეგიონული ხასიათის არის, და არა კონტაქტური. რა თქმა უნდა, ეს დებულება უკანასკნელი ფაქტორის მონაწილეობას წყების მეტამორფიზში სრულებით არ რიცხავს, — ინტრუზივის გარკვეული ზეგავლენა წყებაზე ექვს გარეშეა, მაგრამ წყების საერთო მეტამორფიზში ძირითადად სხვა აგენტებით არის გამოწვეული და არა მხოლოდ ინტრუზიული კონტაქტით.

ფილიტების წყების მეტამორფიზში შეიძლება შევნიშნოთ ერთგვარი კანონზომიერება: ზოლის სამხრეთი პერიფერიული ნაწილი უფრო ინტენსიურადაა შეცვლილი, ვიდრე ჩრდილო; აქ უფრო ხშირია გარდამავალი ბუნების ქარსოვანი ფიქლები; გარდა ამისა, ტიპიურ ქარსფიქლებთან ახლო მდგომი ნიმუშები სწორედ ამ ნაწილშია აღებული (ქანი № 16 და სხ.).

უწლევის მიდამოების კრილების მიკროსკოპია დეტალურად არ დამიმუშავებია, მაგრამ ადგილზე დაზვერვა და მასალის საერთო გადახედვა საბუთს მიძლევს ვთქვა, რომ წყების მეტამორფიზში ამ უბანში შედარებით ძლიერია. ამგვარად, NO-დან SW-კენ ფილიტების წყების მეტამორფიზში ზოლის შევიწროების პარალელურად თანდათან იზრდება. შესაძლებელია აქ ამ შემთხვევაში ინტრუზივის ზეგავლენაც უფრო ძლიერად იჩინდეს თავს.

წყების ძლიერ მეტამორფიზმს SW მიმართულებით გ. ბარსანოვიც აღნიშნავს, — მისი მოწმობით უწლევის მიდამოებში ფილიტებს შორის ნამდვი-

ლი ქარსფიქლები გვაქვს. ასეთ დასკვნამდე მივიდა ნ. კანდელაკი (კ, რომლისთვის უწლების ფილიტები შიგ მოქცეული ტალკის ლინზების ძებნა-ძიებასთან დაკავშირებით (1932 წ.) დეტალური დაკვირვებების საგანი იყო.

შუალელისაკენ, წყების გამოსოფლის ზოლში, კიდევ უფრო შესამჩნევია მეტამორფიზმის ინტენსივობის გაზრდა; ამ ნაწილში ფილიტების წყება, შეიძლება ითქვას, რომ კრისტალური ფიქლებისგან ძნელად გასაჩივრებელი ხდება.

გ) წყების ასაკი

ფილიტებს შორის მოქცეულ მარმარილოში, დედაკალის კარიერში, 1930 წ. ჯერ გ. ბარსანოვმა და შემდეგ მალე ი. კუზნეცოვმა იპოვნეს რამდენიმე ნამარხი, რომელთაგან ა. ვოლოგდინის განსაზღვრით ერთი აღმოჩნდა *Coscinyathus caucasicus* Wolog. sp. და მეორე—*Archaeocyathus* sp. (14). ამ ფაუნის საერთო ხასიათის მიხედვით ა. ვოლოგდინმა შესაძლოდ ჩათვალა შემცველი ქანის ასაკის განსაზღვრა კამბრიულის ზედა ნაწილად(?)¹⁾. ამგვარად, ფილიტების მთელი წყების ასაკი გარკვეული ხდება: კიდევ რომ ქვესართულის საკითხი ღიად დარჩეს, ასაკის საერთო კამბრიული ჩარჩოები უთუოდ მაინც ძალაში რჩება, რადგან *Archaeocyathus*-ების გავრცელება, როგორც ცნობილია, კამბრიულის ფარგლებს არ სცილდება.

ჩვენი სქემის მიხედვით (იხ. ქვემოთ) მარმარილოებიანი ზოლი სტრატეგრაფიულად წყების ქვედა ნაწილს შეიძლება წარმოადგენდეს. მაშინ მთელი წყების კამბრიული ასაკი (არა უფრო ძველი) მით უფრო დამაჯერებელი ხდება²⁾.

ბჟინევის ფილიტები გეოლოგიურად ჩორჩანის წყების გავრცელება უნდა იყვნენ, თუმცა ტექტონიკურად, როგორც ჩანს, სხვა ზოლს შეიძლება მიეკუთვნებოდნენ. აღსანიშნავია ამ თვალსაზრისით ის გარემოება, რომ ბჟინევის ფილიტების მეტამორფიზმი (ქანების მაკროსკოპიული გასინჯვის მიხედვით) შედარებით სუსტი ჩანს, კერძოდ მიგმატიტური და შუალედი ბუნების ქარსოვანი ფიქლები აქ უმნიშვნელოდ არიან წარმოდგენილი. ეს ფაქტი ერთი მხრივ აძლიერებს ჩვენს დასკვნას ფილიტების წყების მეტამორფიზმის არაკონტაქტური ხასიათის შესახებ (ბჟინევის ფილიტები შედარებით პატარა ზომის ქსენოლითურ სხეულს წარმოადგენენ, მოქცეულს გრანიტულ ინტრუზივში) და მეორე მხრივ—გვაფიქრებინებს, ხომ არ გამაჩნატავს ბჟინევის უბანი, ჩორჩანის ზოლთან შედარებით, უფრო მაღალ სტრატეგრაფიულ პორიზონტს. საინტერესოა იქნებოდა ამ მხრივ კვლევის გაფართოება და ჩორჩანა-ბჟინევის ფილიტების შედარებითი მიკროსკოპიული შესწავლა.

¹⁾ კითხვითი ნიშანი ა. ვოლოგდინს ეკუთვნის.

²⁾ სხვათა შორის, გამოვდიოდით რა საერთო გეოლოგიური მოსაზრებებიდან, ჩვენ ჯერ კიდევ 1929 წ.—ბჟინევის ფილიტების დაზვერვის შემდეგ—აღვნიშნავდით, რომ ეს წყება ქვედა პალეოზოურზე ახალგაზრდა არ შეიძლება ყოფილიყო (14), რაც ზემოაღნიშნულმა კვლევებმა შემდეგში საკვებით დაადასტურეს და კიდევ უფრო დააბუნტეს.

2. კრისტალური ფიქლები

ძირულის მასივის აგებულებაში კრისტალური ფიქლების მონაწილეობა საკმაოდ არსებითია. მართალია, საკუთრივ კრისტალურ ფიქლებს, ე. ი. ძლიერ მეტამორფიზებულ ძველ წყებას მასივის ფართობიდან მხოლოდ მცირე ნაწილი თუ ხვდება წილად, მაგრამ ისეთი ადგილები, სადაც კრისტალური ფიქლები წარმოდგენილი არიან ხშირი ნაფლეთების სახით ინტრუზიულ ქანებს შორის, საკმაოდ დიდი გავრცელებით სარგებლობენ. შეიძლება ითქვას, რომ მასივის ტერიტორიის 50%-დე სწორედ ასეთ უბნებზე მოდის.

ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონში კრისტალური ფიქლების ამგვარი, მეტნაკლებად მკაფიო ზოლი წარმოდგენილია უწლევის მიდამოებში ფილიტების წყების გასწვრივად, ქერათხევიდან სოფ. ცედიანამდე. ლოპანის-წყლის ხეობაში ასეთი უბნის არსებობა არ არის ნათელი, თუმცა მისი ზოგიერთი ნიშნები (მიგმატიტები სათიხე-ღელეში და სხ.) ზოგჯერ აქაც ჩანან.

უწლევის ზოლი ს. ბრილის დასავლეთით პორფირიტული ქანების ქვეშ იძირება.

ორხევის ხეობაში ვარდისფერ გრანიტებს შორის არის მიგმატიტური გნეისური ქანის გამოსავლები, მაგრამ ეს ჩვეულებრივი ქსენოლითური ხასიათის უბანია, — უწლევის კრისტალური ფიქლების ზოლის უწყვეტ გავრცელებად მას ვერ ჩავთვლით.

მდ. რიკოთულის ხეობაში ვარდისფერი გრანიტების შემდეგ (ულელტეხილიდან დაახლოებით ორი-სამი კმ) იწყება დაფიქლებული კვარცხანი დიორიტის და მიგმატიტური გნეისების ზენაჩენები ქარსფიქლების ხშირი ქსენოლითებით. ქანების შედგენილობა და ურთიერთობა ძალიან რთულია, ზოგჯერ გაურკვეველიც. ამგვარი სურათი გრძელდება ბოლომდე, იურული ინტრუზივის გაშიშვლებამდე. ეს უბანი კრისტალური ფიქლების მეორე რაიონს — ფილიტების ჩრდილოეთით გავრცელებულ ზოლს უნდა მიეკუთვნოს.

ორხევის და რიკოთულის ხეობის ძველი კრისტალური კომპლექსის გავრცელება SW-კენ აღნიშნული ინტრუზივით და პორფირიტული ქანებით არის გაწყვეტილი. მოლითის ჩრდილო-დასავლეთით კვლავ შიშვლდება ძველი სუბსტრატი კრისტალური ფიქლების ნაშთებრივი დასტებით, სანერთო ხასიათით უწლევის მსგავსი, რომელიც თითქმის მთელ ხაზზე ტექტონიკურად არის მიწყვეტილი იურულ პორფირიტულ წყებაზე. აქ კრისტალური ფიქლებიან რაიონს შედარებით დიდი ტერიტორია უჭირავს. სამხრეთით და დასავლეთით მის მეზოზოური ნალექების ქვეშ იძირება, ხოლო ჩრდილოეთით ალიასკიტური ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზივის ესაზღვრება, რომელიც აქ პორფირიტული წყების ქვეშ მზიურდება.

ბენიევის ჩრდილოეთით გრანიტული ქანების შემდეგ, რომლებშიც ხშირია მიგმატიტური უბნები და ქარსფიქლების ქსენოლითები, კრისტალური ფიქლები კვლავ შიშვლდებიან შედარებით რელიეფური ქსენოლითურ-ნაშთებრივი ლინზების სახით მდ. ვაშლეულის და მეჩხეთურის ხეობებში და ვრცელდებიან აქედან, როგორც დასავლეთით, ისე აღმოსავლეთისაკენ. რუკაზე

წარმოდგენილი რაიონის გარეთაც, მასივის ცენტრულ და დასავლეთ ნაწილში, კრისტალურ ფიქლებს აგრეთვე დიდი გავრცელება აქვთ (ა. თვალჭრელიძის და პ. თოფურიას მიხედვით). მეჩხეთურის ხეობის აღმოსავლეთით (აგრეთვე ჩრდილოეთითაც) ძველ კრისტალურ ქანებს მალე მეზოზოური და მესამეული ფორმაციები გასწყვეტენ. ნადაბურ-ლიჩის ზოლში ამ უკანასკნელთა ქვეშ ისევ შიშვლდება კრისტალური ფიქლების ზოლი, რომელიც შემდეგ ნოკენ ფართოდ ვრცელდება.

შეიძლება ითქვას, რომ დასახელებული უბნებიდან ყველაზე ტიპურად კრისტალური ფიქლები მდ. ჩხერიმელის ხეობაში და ძირულის მარცხენა შენაკადების აუზებშია წარმოდგენილი.

აღნიშნულ ადგილებში კრისტალური ფიქლების გავრცელება ცვალებადია. მათი შედარებით მნიშვნელოვანი ზენახენები ჩვენ შეგვხვდა ჭარტალის-ღელის სათავეებში, სახლარის-ღელის გასწვრივ, ჩხერიმელის ნაპირებზე, მდ. ბიბლიხევის ქვედა ნაწილში, სოფ. ლიჩის მიდამოებში და სხვ.

როდესაც ძირულის მასივის კრისტალურ ფიქლებზე არის ლაპარაკი, საჭიროა პირველ რიგში გაირკვეს ის, თუ რას ვგულისხმობთ პეტროგრაფიულად ამ კომპლექსში და როგორია მისი გეოლოგიური ინდივიდუალობა. ამ მხრივ დიდი სიძნელე იბადება, განსაკუთრებით ამ ქანების მიკროსკოპიის დეტალურად შეუსწავლელობის გამო.

დავიწყეთ იმით, თუ რა სურათს იძლევიან ველზე კრისტალური ფიქლების გავრცელების უბნები.

ძირითად ქანებს ამგვარ ადგილებში, მართალია, სხვადასხვა ქარსფიქლები და გნეისები წარმოადგენენ, მაგრამ ფიზიკურად ისინი თითქმის მუდამ დამორჩილებულ მდგომარეობაში არიან, გაბატონებულ ჯგუფს ტერიტორიული გავრცელების მიხედვით ინტრუზიული ქანები ჰქმნიან. ეს უკანასკნელნი სხვადასხვა სამძლავრის, მორფოლოგიის და ნაწილობრივ განსხვავებული სტრუქტურის ძარღვითი სხეულებით არიან შეტყვილად წარმოდგენილი; ჩანს, რომ მათ დაუსერავთ ძირითადად ქარსფიქლებისაგან შემდგარი სუბსტრატი. მაგმის შემოჭრა ამ უკანასკნელში არ განისაზღვრება დამოუკიდებელი ძარღვითი სხეულების შექმნით, — ფართოდ არის გავრცელებული სხვადასხვა ინტენსივობით გამოხატული ინიექციები ფიქლებში, უმთავრესად მიკრო-ანუ ინტიმური ინიექციის სახით, სწორედ ისეთით, რომელსაც ფრანგები injection lit par lit-ს უწოდებენ. ამ უკანასკნელი პროცესის შედეგად არიან წარმოშობილი გნეისური ჰაბიტუსის, ძალიან ცვალებადი ბუნების ქანები, რომლებსაც სედერჰოლმის მიერ შემოღებული ცნება „მიგმატიტი“ კარგად შეეფერება. სწორედ ამგვარი ქანები ძარღვით სხეულებთან ერთად ჰქმნიან გაბატონებულ კომპლექსს.

საკუთრივ ქარსფიქლები და უძველესი მეტამორფული კომპლექსის სხვა წევრები მხოლოდ იზოლირებულ მცირე ლინზებად არიან წარმოდგენილი. ამგვარი ზოლების სიმძლავრე ჩვეულებრივ ერთეული მეტრობით იზომება, იშვიათად ათეულ მეტრებს თუ აღწევს. მაგრამ ეს ლინზებიც ახლო გარჩევისას ბუნების არაერთგვაროვნობას გვიჩვენებენ: ცვალებადობს შემადგენელი მინერალების რაოდენობა, ერთმანეთს ენაცვლებიან მუქი შლირისებური და ფერადი მინერალით შეტანაკლებად ღარაბი, ზოგჯერ თითქმის სრულიად ლეიკოკრატული ზოლები; შიგადაშიგ გვხვდება აპლიტისმაგვარი ან კვარცის

წვრილი ძარღვისებური კლაკნილი ზოლები. ეს სურათი უთუოდ მაგმის ინიე-
ქციურ პროცესს უკავშირდება. ასე რომ ამგვარი გავლენისაგან სრულიად
თავისუფალი ქარსფიქლების უბნები ძალიან იშვიათია.

რა თქმა უნდა, ასეთ პირობებში საზღვარი ინტრუზიული ქანების გავრ-
ცელების რაიონებსა და კრისტალურფიქლებიან უბნებს შორის ძნელი გასა-
ვლები ხდება, — ნშირად ის პირობითია, ისე როგორც ძნელია თვით კრისტა-
ლური ფიქლების უბნებში საზღვრის გატარება მიგმატიტებსა და დედაქანს
შორის; ზოგ შემთხვევაში ძარღვითი ქანების მკაფიოდ შემოფარგვლაც კი
ძნელდება.

კრისტალურფიქლებიანი უბნების და შემდგომი ინტრუზიული ქანების
ერთმანეთისაგან გამიჯვნა შედარებით ადვილი მოსახერხებელია იქ, სადაც
ამ უკანასკნელთა მოზრდილი ინდივიდუალური სხეულები ჩნდებიან დღის სინა-
თლზე (მდ. ბენეურის სათავეები, სოფ. საკბულა, ჩორჩანა-უწყლევნი, ქარტალის-
ლელის სათავეები და სხ.)¹⁾

ბუნებრივია, რომ კრისტალური ფიქლების დასახასიათებლად ჩვენ ამჟა-
მად მხოლოდ ზემოხსენებული რთული კომპლექსის ძირითად ჩონჩხს, მიგმატი-
ტიზაციისაგან შედარებით თავისუფალ ქარსფიქლებს და მათ თანამგზავრ
ზოგიერთ სხვა ქანს უნდა მივმართოთ. ზემოაღნიშნულის შემდეგ ცხადია, რომ
მათ მეტად შეზღუდული გავრცელება აქვთ.

არც გამოქვეყნებულ და არც გამოუქვეყნებელ ლიტერატურაში კრისტა-
ლური ფიქლების ამომწურავ დახასიათებას, უნდა ითქვას, რომ ვერ ვხვდებით.
ცალკეული ქანების აღწერა, მართალია, საკმაოდ სრულად არის მოცემული ზო-
გიერთი მკვლევარის მიერ, მაგრამ მთლიანი პეტროგრაფიული სურათის თვალ-
საზრისით ეს აღწერები სრულებით არ არიან საკმარისი.

შედარებით ვრცლად კრისტალური ფიქლების შემადგენელი ქანების და-
ხასიათების ცდა შ. აზიზბეკოვის ეკუთვნის (3). ავტორი რუკაზედაც კი გა-
მოპყროფს ცალკე ტიპების გავრცელებას ძირულის მასივის მის მიერ დაზვერილ
ცენტრულ ნაწილში, მაგრამ ავტორის ამ შედეგებს ვერ გავიზიარებთ. წვრილი
მასტაბის რუკაზე ცალკე სახეების გამოყოფა, კრისტალურფიქლებიანი რაიონე-
ბის გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული რთული თავისებური აგებულების გამო,
სრულიად ნებისმიერ ხასიათს, ცხადია, ვერ აცდება.

უფრო მოხდენილი იქნებოდა კრისტალური ფიქლების გენეტურ ტი-
პებად დინაწილება. მაგრამ საამისოდაც მსხვილი მასშტაბის საფუძვე-

1) კრისტალურ ფიქლებში ძარღვებრივ სხეულებად შეჭრილი ქანებიდან აღსანიშნავია:
კვარციანი დიორიტები, აპლიტები, მიკროგრანიტები, უფრო იშვიათად კვარცპორფირები,
ალბატოფირები, პორფირიტები და სხ.. ამ ქანების შესახებ ლაპარაკი ქვემოთ იქნება, აქ კი
უნდა აღინიშნოს ერთი რამ: მდ. ჩხერიმელის ხეობის მარჯვენა კალთებზე, ძირულის წყალგა-
მყოფამდე, კრისტალური ფიქლების გამკვეთ ქანებს შორის გაცილებით სჭარბობენ პორფი-
რიტები, რომელნიც ავგიტაინი, ამფიბოლიანი, ზოგჯერ დიაბაზური, ლაბრადო-ქლოზიტაინი
და სხ. სახეობებით არიან წარმოდგენილი და გარკვეულად იურული (ბაიოსური) დროისა უნდა
იყვნენ. ფიქლებს შორის სხვა ქანები აქ ძალიან იშვიათია და მხოლოდ მდინარისაგან მოწო-
რებით, წყალგამყოფთან მიახლოებისას, თანდათან თვალსაჩინო ხდება მათი მონაწილეობა;
ბოლოს გრანიტოიდები სულ ბატონდებიან. — პორფირიტები მხოლოდ აქა-იქ ერთმანეთისაგან
დიდი დაშორებით გვხვდებიან.

ლია აუცილებელი და მასთან შედარებით მეტი დეტალობით კვლევა საჭირო, ვიდრე ეს დღემდე არის ჩატარებული.

ჩხერიმელის ხეობის კრისტალური ფიქლების ნაწილი (ჩვენი კოლექციიდან) მიკროსკოპიულად გარჩეული აქვს პროფ. გ. სმიჩნოვს (შედგები გამოუქვეყნებელია). აღსანიშნავია, რომ გადაცემული 17 ნიმუშიდან, რომელნიც ველზე გარკვეულად კრისტალური ფიქლების უბნებშია აღებული და გარეგნულად პარაგნეისის ან ქარსფიქლის შთაბეჭდილებას სტოვებენ, მხოლოდ 4 აღმოჩნდა ასე თუ ისე ნორმალური ქარსფიქალი, დანარჩენები კი ორთოწარმოშობის ფიქლებრივ ქანს, მკვლევარის სახელწოდებით—კვარციან დიორიტ-გნეისს, მიეკუთვნებიან.

ჩვენ მიერ შეგროვილი კრისტალური ფიქლების რამდენიმე ტიპური წარმომადგენლის (ქარტალის ღელის სათავეებიდან, მდ. ძირულის მარცხენა და მარჯვენა ქედებიდან, უწლევის-წყლის ხეობიდან და სხ. ადგილებიდან) მიკროსკოპიული ბუნება მეც გავიყანი. შესწავლა ძირითადად ფილიტების წყებასთან შედარებითი თვალსაზრისით ჩავატარე.

თუ შევაჯამებთ ლიტერატურულ წყაროებში მოცემულ აღწერებს (3, 41, 43, 71, 68, 72, 79, 83 და სხ.) და ჩვენი დაკვირვებების შედეგებს, ძირულის მასივის ამ ნაწილის ტიპური კრისტალური ფიქლების პეტროგრაფიული ბუნება შემდეგნაირად წარმოგვიდგება:

ინიექციური პროცესებისაგან შედარებით თავისუფალი კრისტალური ფიქლები ჩვეულებრივ ქარსფიქლებით არიან წარმოდგენილი. მათ შორის უმთავრესად მუსკოვიტიან და მუსკოვიტ-ბიოტიტიან ფიქლებს ვხვდებით. უკანასკნელ სახეობაში ბიოტიტის როლის თანდათან გაძლიერებით ბიოტიტიან ფიქლებს ვღებულობთ, რომელნიც საერთოდ იშვიათი გავრცელებით სარგებლობენ და თითქმის მუდამ ინიექციის მნიშვნელოვან კვალს ატარებენ.

ტიპური პარაგნეისების არსებობა დედა-ქანებს შორის საეჭვო ხასიათს იღებს. ყოველ შემთხვევაში კომპლექსის დეტალურ სპეციალურ შესწავლამდე საკითხი ღიად უნდა დავტოვოთ,—ჯერხნობით თითქმის ყველა ის ნიმუშები, რომელნიც გარეგნულად ასეთ გნეისებს წარმოადგენენ, ახლოს შესწავლით სხვადასხვა ბუნების მიმამატიტები აღმოჩნდნენ.

ფიქლები მურა-მორუხო და მომწვანო ფერის ქანებია; ბიოტიტით მდიდარი შედარებით მუქია. გამოფიტვა რკინის ქანების გავლენით ქანს მურა ელფერს აძლევს. აგებულება მკაფიოდ ფიქლებრივია. ფიქლებრივობის ზედაპირი ქერცლებრივ-ხორკლიანია.

მიკროსკოპში სტრუქტურა ჩვეულებრივ ლეპიდობლასტურია. კვარციით მდიდარ სახეობას გრანობლასტურის ელემენტები ურევია. არათანაბარმარცვლიანობა ხშირად საკმაოდ მკვეთრია. მთავარ შემადგენელ მინერალებს წარმოადგენენ კვარცი, მუსკოვიტი (ზოგჯერ სერიციტთან ერთად), ბიოტიტი პლაგიოკლაზი. იშვიათად ზოგიერთ ნიმუშში მიკროკლინიც იჩენს თავს, მაგრამ ის გარკვეულად მოტანილი უნდა იყოს. აქცესორული შემადგენლებიდან აღსანიშნავია ცირკონი, მადნის მინერალი (მაგნეტიტი, ილმენიტი, ზოგჯერ პირიტიც) ეპიდოტი, სფენი, რუტილი, აპატიტი (შედარებით ნაკლებად). ქანში საკმაოდ ხშირად არის გრანატი და ტურმალინი. აღსანიშნავია ზოგიერთ ნა-

მუშში, გ. ს მ ი რ ნ ო ვ ი ს და თანავეტორების მიხედვით, კორდიერატის არსებობა სილიმანიტის ნემსებით და აგრეთვე ანდალუზიტისა; ერთ-ერთ ნიმუშში მწვანე შპინელიც არის შეხვედრილი (71).

ქანში კვარცი და ქარსი ჩვეულებრივ მორიგეობითი ლინზებრივ-ზოლებრივი დაჯგუფებით ხასიათდებიან, სწორედ ისევე, როგორც ფილიტების წყების ქარსოვან ფიქლებში.

კვარცის მარცვლების ზომა დიდ ფარგლებში მერყეობს, საშუალოდ 0,1-დან—0,5 მმ-დე, ამ ზომებს იშვიათად თუ გადასცილდება. ახასიათებს ტალღებრივი ჩაქრობა, ხშირად დამსხვრეულ-დაწვრილმარცვლებულია და მაშინ მოზაიკური ხასიათისა არის. ზოგჯერ ასეთი მოზაიკური მასა გარსერტყმის მოზრდილ ინდივიდს. უკანასკნელის შედარებით სუფთა კვეთი გვაფიქრებინებს, ხომ არ არის ის შემდგომი,—ინიექციურ-ჩანაწინწყლი. კვარცის წვრილ მასაში მუდამ შერეულია ქარსის (მუსკოვიტის) ქერცლები. ზოგჯერ გვხვდება კვარცის თითქოს პოიკილიტური შენაზრდები მუსკოვიტთან. კვარცის რაოდენობა დიდ ფარგლებში ცვალებადობს—20—25%—დან 45—50%—დე; ზოგჯერ ამ ფარგლებსაც აღემატება. ვლებულობთ მაშინ ქარსიან კვარციტს, რომელიც ტიპიურ კვარციტებში გარდამავალ სახეობას წარმოადგენს. კვარცის მარცვლების (განსაკუთრებით კვარციტ მდიდარ ტიპებში) ერთმანეთთან და სხვა მინერალებთან კონტაქტი მეტწილად დაკბილულია.

ქარსი ჩვეულებრივ მუსკოვიტით არის წარმოდგენილი. წაგრძელებული, ფურცელა-ფირფიტებრივი აგრეგატების სახით არის. ხშირად ბიოტიტთან მჭიდრო პარაგენეტულ კავშირშია. დაჯგუფებულია ფიქლებრივობის გასწვრივ ლინზებრივი მიკროზოლების სახით. ტყეჩვადობის ხაზები ხშირად დაზნეკილია. ქარსიან ლინზებში აშკარა დამორჩილებული სახით კვარცის და პლაგიოკლაზის მარცვლებიც მონაწილეობენ.

ქარსის ზოლებს შორის, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, კვარცის ჰეტერობლასტური, ჩვეულებრივ წვრილაგრეგატული ან მოზაიკური მასა არის მოქცეული, მუსკოვიტის და უფრო იშვიათად ბიოტიტის ან ქლორიტის ქერცლების დამორჩილებული მონაწილეობით.

მუსკოვიტისათვის $N_g-N_p=0,024-0,030$ (შლიფის სისქე კვარციტ). ზოგჯერ ქანში მუსკოვიტთან ერთად ქლორიტიც არის,—უთუოდ ბიოტიტის ხაოჯზე (ნ. № 34/35 ჩხერიმელის ნაპირიდან).

ბიოტიტი ქანში, მუსკოვიტთან შედარებით, დამორჩილებულ მდგომარეობაშია, იშვიათად თუ აღემატება მას, კიდევ უფრო იშვიათად თუ გამოდის პირველ ადგილზე შემადგენელ მინერალთა შორის. მორფოლოგია ისეთივე აქვს, როგორიც მუსკოვიტს. ჩვეულებრივ მურა-მოყავისფრო ან მომწვანო ფერის არის მისთვის დამახასიათებელი აბსორბციით და პლეოქროიზმით. ხშირად ქლორიტიზებულია. შეიცავს დაშლის პროდუქტებს, მათგან მთავარია რკინის უანგი და ეპიდოტი.

პლაგიოკლაზის რაოდენობა ძალიან ცვალებადია,—უმნიშვნელო რაოდენობიდან (1—2%) 20%—დე, იშვიათად მეტი. გ. ს მ ი რ ნ ო ვ ი ს და სხ. მიხედვით პლაგიოკლაზის ნომერი 30—33 არის. ჩხერიმელის ხეობის ქარსფიქლებში გ. ს მ ი რ ნ ო ვ ი ს განსაზღვრით (2 ნიმუშში) პლაგიოკლაზი № 25 და № 38 უდრის. რამდენიმე შლიფში (მათ შორის ერთი ძირულის ხეობიდან არის) ჩვენი გან-

საზღვრით, II-ს ბალზამის II-თან შედარების გზით, პლაგიოკლაზი ალბიტის რიგისა აღმოჩნდა. როგორც ჩანს, პლაგიოკლაზის ბუნება ცვალებადია. პლაგიოკლაზს ხშირად მრჩობლობის ხაზები არ ემჩნევა; ჩვეულებრივ ძალიან დაშლილი და სახეშეცვლილი არის; ხშირად თითქმის მთლიანად სერიციტიზებულია და პელიტიზებული. საკმაოდ ხშირად სერიციტთან და თიხურ ნივთიერებასთან ერთად ეპიდოტ-ციოზიტურ მასასაც შეიცავს. ზოგჯერ ძლიერ დაშლილ მარცვლებში კვარცის გამონაყოფებსაც ვამჩნევთ. პლაგიოკლაზი მეტწილად შედარებით დიდი მარცვლების სახით არის; შლიფში კვეთის ფართი საშუალოდ 0,5—0,8 კვ. მმ გარშემო ქანაობს. ძალიან ხშირად გარშემორტყმულია ქარსით, რის გამო ქანს ხშირად კორფლა აგებულების სახეს აძლევს. ქარსის აგრეგატების ზოლები ასეთნაირადვე ხშირად გარსეკვირან კვარცის მარცვლებსაც.

ზოგიერთი ნიშნების მიხედვით ვფიქრობ, რომ ზოგჯერ ასეთ ბუდეებში ჩამჯდარი მარცვლები შემდგომ ჩაწინწყლულ, მოტანილ მასალას უნდა წარმოადგენდნენ. მაგრამ ხშირად სურათი გაურკვეველია და სავსებით მოსალოდნელი არის ამგვარი აგებულების პირველადი ხასიათიც.

ციკონი ყველა ნიმუშში გვხვდება. იძლევა კარგად შემოსაზღვრულ კრისტალებს; ბიოტიტიან ფიქლებში ხშირად ჩართულია ბიოტიტში ან მის წარჯზე წარმოშობილ ქლორიტში. მადნის მინერალი (ილმენიტი, მაგნეტიტი) ნიმუშებში საკმაო რაოდენობით არის; ხშირად ისიც ქარსთანაა დაკავშირებული, ლოკალიზებულია ტეჩვადობის ხაზების გასწვრივ; ჩვეულებრივ განიცდის ლიმონიტიზაციას.

ნიმუშების მეტ ნაწილში შეხვედრილია გრანატი. სხვადასხვა ზომის არის; უფეროა, ზოგჯერ მოვარდისფრო ელფერი გადაჰკრავს. შეიცავს მადნის მინერალის ჩანართებს.

მუსკოვიტიან-ბიოტიტიანი ფიქლების შედგენილობის დასახასიათებლად მომყავს შთავარი შემადგენლების პროცენტული რაოდენობის გამოთვლის შედეგები მოცულობით %%-ში, ამოღებული გ. სმიტნოვის, ნ. თათრისვილის და თ. ყაზახაშვილის შრომიდან (71), ჩხერიმელის ხეობის ერთი ნიმუშის ჩამატებით ჩვენი კოლექციიდან (133/35. ცხრილი 1).

აღსანიშნავია ერთი გარემოება: პლაგიოკლაზის რაოდენობა ხშირად ბიოტიტზეა დამოკიდებული, — რაც მეტია ეს უკანასკნელი, მით უფრო პლაგიოკლაზიც თითქოს მეტია; მუსკოვიტით მდიდარ სახეობაში კი ის გაცილებით მცირე რაოდენობით არის. ამ მხრივ ქ. № 143 და ნაწილობრივ № 133/35-ც გამონაკლისს ჰქმნიან, მაგრამ ისინი თავისებურ ტიპებს წარმოადგენენ.

გარდა ქარსფიქლებისა, კრისტალურ ფიქლებში, როგორც აღვნიშნეთ, გვხვდება დამორჩილებული სახით კვარციტული ფიქლები და კვარციტები.

აღსანიშნავია აგრეთვე კრისტალური ფიქლების კომპლექსში ამფიბოლიტების მონაწილეობა, მაგრამ მათზე მსჯელობა, როგორც აშკარა მაგმური ბუნების შემდგომ ქანზე, უფრო მოხდენილი იქნება ქვემოთ გაბრაოდებისა და ულტრაბაზიტების აღწერის დროს.

თუ შევადარებთ ახლა კრისტალური ფიქლების ძირითად ქანებს — ქარსფიქლებს — ფილიტების წყების სერიციტიან ქარსოვან ფიქლებს და სერიციტ-

მუსკოვიტიან ფიქლებს, აღმოჩნდება, რომ სტრუქტურული და მინერალოგიური შედგენილობის მხრივ მათ შორის სრულ ანალოგიას აქვს ადგილი. ზემომოყვანილი დახასიათებიდან ეს საესებით ნათელი ხდება, განსხვავება მათ შორის ძირითადად მარცვლის სიდიდეში მდგომარეობს. გარდა ამისა, შეიქლება კიდევ დავასახელოთ ბიოტიტის არარსებობა ან შედარებით მცირე როლი ფილიტების წყების ფიქლებში, მაგრამ ეს არ არის არსებითი.

ყურადღებას იპყრობს პლაგიოკლაზის შედარებითი ფუძიანობა (ოლიგოკლაზი და მკავე ანდეზინი) კრისტალურ ფიქლებში, მაშინ როდესაც ფილიტების წყებაში ფუძიანობის ხარისხი ალბიტის რიგს თითქმის არ სცილდება. მაგრამ ჯერ ერთი, რომ ფიქლების გარკვეულად პირველად შემადგენელ მინერალებს შორის ჩვენ ალბიტი მთელ რიგ შლიფებში შეგვხვდა (მასთან ზოგ შემთხვევაში ერთ და იმავე შლიფში ოლიგოკლაზთან ერთად) და მეორეც — პლაგიოკლაზის მეტი ნაწილი ჩვენი დაკვირვებით შემდეგმოტანილი უნდა იყოს.

ცხრილი 1

შლიფის №	ნიმუშის სადაურობა	კვანძი	პლაგიოკლაზი	მუსკოვიტი	ბიოტიტი	მანის მინერალი	გრანატი
141	ს. ლიჩი	46,5	17,0	14,5	21,8	0,2	—
53	—	49,4	10,6	23,3	12,2	4,5	—
143	წყალგამყოფი მდ. ძირულასა და საბანელას-ლეღეს შორის	25,5	2,0	32,8	31,4	5,5	2,8
204	მ.პ. მეჩხეთურის სათავეები	49,0	—	40,7	5,3	5,0	—
133/35	სოფ. ზარანის მიდამოები	55,5	19	18	6	1,5	—

მიკროსკოპში შლიფების შედარებით გარჩევისას, ნათესაობა ფილიტების წყების გარდამავალ ქარსოვან ფიქლებსა და კრისტალური ფიქლების რაიონებში აღებულ ტიპიურ ქარსფიქლებს შორის ძლიერ თვალსაჩინოა.

ამას უნდა დაემატოთ ზოგიერთ უბანში (ქვადაურის ხეობა, ქარტალის-ლეღის აუზი, ძირულის ხეობის მარჯვენა ფერდობი სოფ. ნადბურთან და სხ.) კრისტალურ ფიქლებს შორის, რაიმე შესაშინევი კანონზომიერების გარეშე, მორიგეობითი გავრცელებით სერიციტ-მუსკოვიტიანი ფიქლების არსებობა, რომელნიც თავისი ბუნებით ტიპიური კრისტალური ფიქლების და ფილიტების

5. გეოლოგიის ინსტ. შრომები, ტ. IV (IX).

წყებცს მიკროფილებების დამაკავშირებელ ქანებს წარმოადგენენ. მიკროსკოპში ისინი ძალიან ახლოს დგანან, თითქმის არ განსხვავდებიან უკანასკნელის შემადგენელ გარდამავალი და განსაკუთრებით ძლიერ მეტამორფიზებული ფიქლებისაგან¹ (ჩვენ მიერ გამოყოფილი 1 ჯგუფის მეორე და მესამე ქვეჯგუფი). ხშირად ამ ფიქლების ბუნებაც მაგმის მიკროინექციებით არის გართულებული.

მოვიყვან ერთ-ერთი ასეთი ქანის (№ 154/35, აღებულია ქარტალის-ღელის ზემო ნაწილში) აღწერას, რომელიც პროფ. გ. სმირნოვის ეკუთვნის:

შლიფი შეიცავს ორგვარ ზოლს. ერთი მათგანი მუსკოვიტისა და სერიციტის ქერცლური აგრეგატებისაგან შედგება; თანამგზავრ მინერალებიდან გვხვდება ცირკონი და ნაწილობრივ ილმენიტით ჩანაცვლებული რუტილი; მცირე რაოდენობით არის ბიოტიტი, ნაწილობრივ ქლორიტით შეცვლილი. მეორე, კარგად გამოსახული ფიქლებრივი ტექსტურით, შედგება ბიოტიტის (აგრეთვე ნაწილობრივ ქლორიტზეებული არის), მუსკოვიტის, პლაგიოკლასისა და კვარცისაგან. ბიოტიტი და მუსკოვიტი ჰქმნიან შენახულებს. ბიოტიტში არას სილიციტის ჩანართები. ქარსის აგრეგატები უწყვეტ ზოლებს ჰქმნიან. პლაგიოკლასი არამრჩობლურია; $Ng-Np=0,0067$, № 40. კვარცი ტალღებრივი ჩაქრობით ხასიათდება.

მკვლევარი ასკვნის, რომ ეს ქანი წარმოადგენს ალბათ კვარციანი დიორიტით ინიექციებულ ქარსფიქალსო.

აღსანიშნავია, რომ ქანის გენეზისის საკითხში გ. სმირნოვის და ჩვენი აზრი ერთმანეთს დაემთხვა. დედა-ქანი, რომელმაც კვარციანი დიორიტის ინიექცია განიცადა, ამ შემთხვევაში გარკვეულად სერიციტიან-მუსკოვიტიანი ფიქალი ყოფილა, რომელიც ფილიტების წყების ამგვარი სახელწოდების ქანის ანალოგიური ჩანს.

კრისტალური ფიქლების შემადგენელი ქარსფიქლები აშკარა არის, რომ პარაწარმოშობის ქანებს წარმოადგენენ. მათი მეტამორფიზმი, ისე როგორც ფილიტების წყების, გარკვეულად რეგიონული ხასიათისა არის.

კრისტალური ფიქლების პეტროგრაფიული ბუნება, — თანმიმდევრული კონტაქტური ზოლების არარსებობა ინტრუზივების გვერდით, ფიქლების მინერალოგიური შედგენილობა, საერთო მიკროსკოპიული სურათი და განსაკუთრებით ურთიერთობა მაგმურ სხეულებთან (მაგმური ზეგავლენის გამოხატვა ძირითადად სხვადასხვა მასშტაბის ინიექციებში, ფიქლის ბუნების კონტაქტისაგან დამოუკიდებელი ხასიათი და სხ.) ამ დებულებას სავსებით ნათელს ჰყოფენ.

შესწავლილ ფართობზე მე არ შემიძლია მივუთითო რაიმე მნიშვნელოვან ფაქტზე, რომელიც მხოლოდ კონტაქტური მეტამორფიზმის სასარგებლოდ ლიპარაკობდეს. ამგვარი რამ არც ლიტერატურაში შემხვედრია. მართალია, ზოგიერთი მკვლევარი ძირულის მასივის და ცენტრული კავკასიონის კრისტალური ფიქლების წარმოშობას თითქმის მთლიანად კონტაქტურ მეტამორფიზმს მიაწერს (43, 44), მაგრამ ეს აზრი ლიტონი დებულებების სახით არის მოცემული, მტკიცედ დამარწმუნებელ საბუთებს შრომებში ვერ ვხვდებით.

კრისტალური ფიქლების მეტამორფიზმი, ფილიტების წყებასთან შედარე-

¹ განსაკუთრებით უხვია ამგვარი მეტამორფული ფიქლებით ძირულასა და ჩხირიმელას შუა მოქცეული უბანი, რაც ძალიან საგულისხმოა: ეს უკანასკნელი დაახლოებით ჩორჩანა-უწლევის ზოლის გაგრძელებას წარმოადგენს.

ბით, უდავოა, რომ საერთოდ გაცილებით ძლიერი არის. ეს გარემოება, როგორც ეტყობა, უფრო მეტ სიღრმეზე დაძირვით უნდა აიხსნებოდეს.

3. ფილიტების წყების და კრისტალური ფიქლების ურთიერთობის საკითხი

იბადება მეტად საინტერესო, ძირულის მასივის გეოლოგიის თვალსაზრისით ძლიერ მნიშვნელოვანი კითხვა, — როგორ დამოკიდებულებაში არიან ერთმანეთთან ფილიტების წყება და კრისტალური ფიქლები.

თითქმის ყველა, ვინც კი ამ საკითხს შეხებია (მათ შორის ჩვენც), დაწყებული 10—12 წლის წინათ გამოსული წერილებით და გათავებული ამ ბოლო ხანებში გამოქვეყნებული შრომებით (14, 41, 42, 68, 72, 43, 3, 73), საკმაოდ მტკიცედ აღნიშნავენ, რომ კრისტალური ფიქლები, მათი შედარებით ძლიერი მეტამორფიზმის გამო, გაცილებით ძველ წყებას, კაბრიულისწინა ფორმაციას უნდა წარმოადგენდნენ. მთავარი ისაა, რომ ამ დებულებით აღნიშნულ კომპლექსებს შორის მკვლევარები პეტროგრაფიულ განსხვავებასთან ერთად მკვეთრ ასაკობრივ უთანხმოებას გულისხმობენ.

ეს დებულება დეტალურ შედარებით შესწავლაზე და ფაქტიური მდგომარეობის გეოლოგიურ ანალიზზე რომ იყოს დამყარებული, ცხადია, მაშინ ის მართლაც უდავო იქნებოდა, მაგრამ, რადგან ასეთი შესწავლა ჯერ არავის ჩაუტარებია, — პეტროგრაფიული კრიტერიუმის მომარჯვება ამ შემთხვევაში მხოლოდ მაკროსკოპიული შთაბეჭდილებით ან თითო-ორი შემთხვევითი ნიმუშის დახასიათებით კმაყოფილდება, — სრული უფლება გვაქვს ის მტკიცედ დამაჯერებლობას მოკლებულ მოსაზრებად ჩავთვალოთ. და კრიტიკულად მივუდგეთ მას.

ფილიტების წყების და კრისტალური ფიქლების უშუალო შეხება არსად არ გვაქვს. ამგვარ რამეს არც არავინ აღნიშნავს. მათ შუა ყველგან გრანიტოიდული ქანები არიან შეჭრილი. მასთან პირველადკონგლომერატული ბუნების ქანი ფილიტების წყებაში არსად არ არის შეხვედრილი. ასე რომ უშუალო უთანხმოების რაიმე ფაქტზე ამ შემთხვევაში ლაპარაკი ზედმეტია.

შედარებით ახლოს კრისტალურ ფიქლებთან ფილიტების ზოლის უწყვეტის უბანი მდებარეობს. ამათ შუა მთელ სიგრძეზე გრანიტული ინტრუზივია მოქცეული, რომელიც დასავლეთით შუაღელის და ორხევის ზემო ნაწილში წარმოდგენილი დიდი სხეულის ტოტის სახეს იღებს. რა თქმა უნდა, ის კერათხევის ინტრუზივის შტოთაც შეიძლება მივიღოთ. ეს გრანიტი ფილიტების წყებას წვრილი ზოლის სახით გაუყვება, სიგანით 0,5—1 კმ-დე. ამ გრანიტის უამრავი აპოფიზებია შეჭრილი მეტ-ნაკლები სისქის ძარღვების სახით, როგორც ფილიტების წყებაში, ისე განსაკუთრებით კრისტალურ ფიქლებში. აღსანიშნავია, რომ ამ უკანასკნელში მოქცეული ძარღვები მარცვლის სიდიდით მკაფიოდ განსხვავდებიან ფილიტების წყებაში შეჭრილი აპოფიზებისაგან: ისინი თითქმის ნორმალურ გრანიტებს წარმოადგენენ, მაშინ როდესაც მეორენი მეტწილად უფრო მიკროგრანიტებს და აპლიტურ ქანებს მიეკუთვნებიან.

ძირულის მასივის ფილიტების წყების და კრისტალური ფიქლების შედარებას იმ დასკვნამდე მივყავართ, რომ გეოლოგიურად ისინი უთუოდ ერთი მთლიანი უწყვეტი კომპლექსის ნაწილები არიან, რომელსაც ერთი და იგივე რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესი შეხებია ¹⁾.

ფილიტების წყება ამ კომპლექსის ზედა ნაწილს უნდა წარმოადგენდეს, კრისტალური ფიქლები კი სტრატეგრაფიულად ქვედა, — უფრო ღრმად მდებარე და ამ მიზეზის გამო, ბუნებრივია, მეტამორფიზმის დროს შედარებით ინტენსიურად სახეშეცვლილი ნაწილი უნდა იყოს.

ასაკით კრისტალური ფიქლები, თუ მთლიანად არა, მეტწილად მაინც ²⁾, ფაუნით დახასიათებულ ქვედა კამბრიულზე, ცხადია, ძველი იქნება, მაგრამ ეს არ არის ამ შემთხვევაში ძირითადი. მთავარი ისაა, რომ ეს წყებები გეოლოგიურად ერთ კომპლექსს ჰქმნიან, რომლის მეტამორფიზმი ერთდროულად მომხდარა და ქვედა კამბრიულის შემდეგ მოვლენას წარმოადგენს. აშკარაა, რომ ზედა ნაწილი უფრო სუსტად მეტამორფიზებული დარჩებოდა, ღრმა ნაწილი კი შედარებით ძლიერ სახეცვლას განიცდიდა (23).

ჩვენი დებულება შემდეგ ფაქტიურ მდგომარეობას ემყარება.

1. ფილიტების წყებაში გვაქვს შედარებით ინტენსიურად სახეშეცვლილი, ქარსფიქლებში გარდამავალი ქარსოვანი ფიქლები, რომელნიც მეტამორფიზმის ხარისხით კრისტალურ ფიქლებს უახლოვდებიან.

თუ ინიექციით გართულებულ ქანებს გამოვრიცხავთ და აღნიშნულ ქარსოვან ფიქლებს საკუთრივ ნორმალური ბუნების ქარსფიქლებს შევედარებთ, ჩვენ ვერ ვნახავთ ღრმა განსხვავებას მათ შორის: იგეთივე მინერალოგიური შედგენილობა, სტრუქტურა და სხვა. განსხვავება ძირითადად მარცვლის სიდიდეშია და ზოგჯერ ისიც არაარსებითი ხასიათის (იხ. ზემოთ).

მასთან მეტად საგულისხმოა ის გარემოება, რომ კრისტალურ ფიქლებს შორის ჩვენ ვხვდებით შედარებით ნაკლებად მეტამორფიზებულ ფიქლებს, რომელნიც თავისი ბუნებით ძალიან ახლოს დგანან ფილიტების წყების შედარებით ძლიერ მეტამორფულ ქანებთან (ასეთია, მაგალითად, ქანი № 257/34 მოლითის რაიონიდან (წიაღის ლელის სათავეები), № 43/36 სოფ. ნადაბურის მიდამოებიდან, № 265 უწლევიდან და სხ).

2. ფილიტების წყების ზოლში მეტამორფიზმის ხარისხი სიმხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, ე. ი. კრისტალურ ფიქლებთან მიახლოებისას, თანდათანობით იზრდება. მეტად საყურადღებოა ის უდავო გარემოება, რომ უწლევის-წყლის აუზში და ქედზე წყების დაბოლოება გარკვეულად უფრო ინტენსიურად მეტამორფიზებულია, — ტიპური კრისტალური ფიქლებისაგან ცოტათი თუ განსხვავდება. ასე რომ კრისტალურ ფიქლებსა და ფილიტებს შუა მოქცეული გრანიტული

¹⁾ ამ საკითხის შესახებ მოხსენებული იყო ჩვენ მიერ საქ. მეცნ. აკადემიის სამეცნიერო სესიის 1941 წ. ნოემბერში.

²⁾ სრულებით არ არის უარყოფილი, ჩხერიშვილი-ძირულის წყალგაყოფის კრისტალური ფიქლების ნაწილი. შესაძლებელია სხვა უბნებისაც, ჩორჩანა-უწლევის ფილიტების ძორიზონტულ გაგრძელებას რომ წარმოადგენდეს.

ინტრუზივის ზოლს თუ მოცხსნით და იქ მეტამორფული ქანების შუალედ ჯგუფს წარმოვიდგენთ, რომელიც აღნიშნულ წყებებს ერთმანეთთან დააკავშირებდა, მაშინ ფილიტების წყების კრისტალურ ფიქლებში თანდათან გადასვლა საესე-ბით ნორმალურ ხასიათს მიიღებდა.

საგრძობი განსხვავება შესამჩნევი არის ბეინევის ფილიტებსა და კრისტალურ ფიქლებს შორის, მაგრამ ეს ადვილი ასახსნელი გახდება, თუ რომ ბეინევის ფილიტებს შედარებით მაღალ მდებარეობას მივაწერთ (რა თქმა უნდა, შეიძლება ეს გარემოება მეტამორფიზმის სხვა ადგილობრივ პირობებსაც მიეწეროს).

3. ჩვენი დებულების თვალსაზრისით მეტად მნიშვნელოვანია კამბრიულისწინა ასაკის მაგმური ფაზისის საკითხი.

ერთი შეხედვით კვარციანი დიორიტების ინტრუზიული მოქმედება მარტო კრისტალური ფიქლების გავრცელების რაიონით იფარგლება და ფილიტების წყებაში თითქოს არ გადადის.

ეს გარემოება არის სწორედ ძირითადი არგუმენტი მათთვის, ვინც კრისტალურ ფიქლებსა და ფილიტებს შორის დიდ სტრატეგრაფიულ ხარვეხს ფიქრობს. გავარჩიოთ, თუ როგორია ამ მხრივ ფაქტიური მდგომარეობა.

ბეინევის ფილიტებში კვარციანი დიორიტის შექრას რომ ვერ ვხედავთ, აქ არაფერი გასაკვირი არ არის (ნაფლეთის სიმცირის და შიგ ინტრუზიული ქანების მცირე მონაწილეობის გამო), მაგრამ ჩორჩანა-უწლევის ზოლისათვის ეს გარემოება მართლაც რომ დამაფიქრებელი იქნებოდა.

პროფ. გ. სმიტონოვი და თანაავტორნი (72) აღნიშნავენ, რომ მათ ნახეს საბანელას-ხევი (ძირულის მარჯვენა შენაკადი ს. ნადაბურის მიდამოებში) კვარციან დიორიტში ფილიტის ქსენოლითი. ეს ადვილი მეც დავხვერე 1936 წ. სუსტად ფიქლებრივი კვარციანი დიორიტი აქ მართლაც შეიცავს პატარა ქსენოლითებს ფიქლისას. ეს უკანასკნელი თავისი ჰაბიტუსით (სერიციტ-მუსკოვიტიანი ფიქალია) ძალიან ჰგავს ფილიტების წყების შედარებით ძლიერ მეტამორფიზებულ წარმომადგენლებს, მაგრამ გადაჭრით თქმა, რომ ეს ქანი გარკვეულად ფილიტების წყების წევრია, ყოვლად შეუძლებელია: ანალოგიური ქანები ფართო გავრცელებით სარგებლობენ პირველ რიგში სწორედ კრისტალურ ფიქლებს შორის; ამგვარი ტიპი ჩვენ ხშირად შეგვხვედრია კრისტალური ფიქლების ტიპურ უბანში მოლითსა და ბეინევის შუა. ასე რომ აღნიშნული ქსენოლითი საკითხს სავსებით ვერ სწყვეტს, მით უფრო, რომ ნადვილი ფილიტების წყების ზოლი ძალიან დაშორებულია იმ ადგილს და იქ მეტამორფიზებული კომპლექსიდან ახლო-მახლო მხოლოდ კრისტალური ფიქლების ნაშთებია გავრცელებული.

ჩვენი დაკვირვებით, ნინისის-წყლის ქვედა ნაწილში და მახლობლად ჭერათხევის მარჯვენა მხარეზე ფილიტების წყების ზოლში შექრილია კვარციანდიორიტული ქანი, რომელიც იქვე მეზობლად—უწლევი გაშიშვლებული ტიპიური (ძირულის მასივისთვის ტიპიური) კვარციანდიორიტული დიდი სხეულის აპოფიზს უნდა წარმოადგენდეს. მართალია, ფიზიკური კავშირის დადგენა უშუალო კვალდაკვალ დახვერვით შეუძლებელი ხდება, ტყიან ფერდობზე უწყვეტი ზენაჩენების არარსებობის გამო, მაგრამ სიახლოვე და ქანის

პეტროგრაფიული ბუნების იგივეობა ამ დასკვნის სისწორეში ეჭვს თითქმის არ სტოვებს.

ამგვარად, კვარციანი დიორიტის კამბრიულისწინა ასაკი, მის მიერ ფილიტების წყების გაკვეთის გამო, საბოლოოდ უნდა მოიხსნას. ასე რომ ჩვენ აღარ გვრჩება კრისტალური ფიქლების კომპლექსში მაგმურ ქანთა არც ერთი ისეთი წარმომადგენელი, რომელიც ფილიტების წყებაზე აღრინდელი შეიძლება იყოს.

აკად. დ. ბელიანკინის აზრით, რომელიც მას დაებადა ძირულის მასივის საერთო დაზვერვის დროს 1935 წ. (8), კვარციანი დიორიტები და ვარდისფერი გრანიტები ერთი და იგივე ინტრუზიული მოქმედების, დროის მცირე ინტერვალით დაცილებულ, ფაზებს უნდა წარმოადგენდნენ. ავტორი ამ შემთხვევაში პეტროგრაფიულ კრიტერიუმს ემყარება. მართლაც, მრავალი საბუნთია იმის სასარგებლოდ, რომ ეს ტიპები ერთი მაგმური კერის თანმიმდევრული ინტრუზიული პროცესების წარმომადგენლებად ჩავთვალოთ. ეს აზრი ჩვენს დებულებას კიდევ უფრო აძლიერებს.

4. ფილიტების წყებაში, როგორც ზემოთ დავინახეთ, გვაქვს კვარციან-ამფიბოლიტური (აქტინოლითური) ფიქლები, ქლორიტფიქლები და სხვა, ე. წ. მწვანე ქანები, წარმოშობილნი ძველი პორფირიტ-დიაბაზების და გაბრო-დიაბაზების ფორმაციის ხარჯზე. მათი წარმოშობა ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიულ პროცესზე აშკარად აღრინდელია. სრულიად ბუნებრივი იქნება, თუ დავუშვებთ მათ გენეტურ კავშირს კრისტალურ ფიქლებში მოქცეულ ამფიბოლიტებთან და გაბრო-ამფიბოლიტებთან, რომელნიც თავის მხრავ კვარციანი დიორიტის ინტრუზიის აღრინდელი ან თანადროულნი არიან. მივიღებთ სავსებით ბუნებრივ სურათს: მეტამორფული კომპლექსის ღრმად დაძირულ ჰორიზონტებში ფუძე ქანების და გენეტურად შეიძლება მათთანვე დაკავშირებული კვარციანი დიორიტების (რუხი გრანიტოიდების) ინტრუზივები წარმოიშვნენ, ზედა, შედარებით სუსტად მეტამორფიზებულ ნაწილში კი—პორფირიტ-დიაბაზური და გაბრო-დიაბაზური ტიპის ქანების ძარღვებრივი სხეულები გაჩნდნენ.

5. კრისტალურ ფიქლებს ისეთივე მიმართება ახასიათებთ, როგორც ფილიტებს,—მეტწილად ჩრდილო-აღმოსავლეთური. ჩანს, ორივეს ერთი და იგივე ოროგენული მოძრაობა განუყვლია.

6. ფიქლებით ერთ-ერთ მდიდარ უბნად უნდა ჩაითვალოს მასივის ნაწილი მდ. ბეინეურასა და ჩხერიმელას შუა (მოლითის მთა). დიდია მსგავსება ამ უბანსა და ჩორჩანა-უწლევის ფილიტების ზოლს შორის. განსხვავება ძირითადად აქაური ფიქლების საერთოდ მეტ კრისტალურობაში (ე. ი. მეტამორფიზმში) და მაგმურ ქანებთან შედარებით უფრო დამორჩილებულ გავრცელებაში მდგომარეობს. სხვათა შორის, სრულიად თავისუფლად ეს უბანი ჩორჩანა-უწლევის მეტამორფული ფიქლების ზოლის (ერთად კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების) ჰორიზონტულ გაგრძელებას შეიძლება წარმოადგენდეს; უფრო ინტენსიურ მეტამორფიზმს და ინტრუზიული ქანებით მთელ სისქეზე თანაბრად დასერვას წაუშლია ის საგრძნობი თავისებური ნიშნები, რომელნიც კერათხევის აუზში ფილიტების წყებას კრისტალური ფიქლებისაგან ერთი შეხედვით მკაფიოდ ანსხვავებენ.

ფილიტების წყების ცალკე ერთეულად დასახვას ძალიან უწყობს ხელს ის გარემოება, რომ მისი გავრცელების ზოლში ფიზიკურად სწორედ ნორმალური ფიქლები არიან რელიეფურად წარმოდგენილი და არა მაგმური ქანები და მიგმატიტები, როგორც ეს კრისტალურფიქლებიან რაიონებს ახასიათებს. არსად კრისტალური ფიქლები ისე კომპაქტურად, დიდი გავრცელებით და ფორმაციის ინდივიდუალობის შედარებით დაცვით არა გვხვდებიან, როგორც ეს ფილიტების წყებას სჩვევია. ინიექციური პროცესებისაგან მეტნაკლებად თავისუფალ საკუთრივ კრისტალურ ფიქლებს, როგორც არა ერთხელ აღმინიშნავს, ჩვენ მხოლოდ და მხოლოდ დამორჩილებული პატარა ქსენოლითური ზოლების და ლინზების სახით ვხვდებით.

7. კავკასიონის ცენტრულ და ჩრდილო ნაწილში გაშიშვლებული კრისტალური ფიქლების კომპლექსში, რომელსაც მკვლევარები ძირულის მასივის მსგავსად, შედარებით ძლიერი მეტამორფიზმის გამო, პრეკამბრიულად სთვლიან, გამოყოფენ წყებას კვარციან-სერიციტიანი, სერიციტ-ქლორიტიანი და სხ. ფიქლებისაგან შემდგარს, რომლის მეტამორფიზმი გაცილებით სუსტია. ამ წყებას კომპლექსის ზედა (სტრატოგრაფიულად) ნაწილად სთვლიან. ურთიერთობა ქვედა ნაწილთან, რომელიც ქარსფიქლებისა და გნეისებისაგან შედგება, როგორც ჩანს, თანხმობითი უნდა იყოს (24), თუმცა ზოგის მიხედვით არ არის საესებით ცხადი და მათი აზრით შესაძლებელია უთანხმოებასაც კი ჰქონდეს ადგილი. აგრეთვე არ არის ნათელი, სათანადო ნორმალური შეხების უქონლობის გამო, ურთიერთობა ფაუნით დახასიათებულ, დათარიღებულ ქვედა პალეოზოურთან, — სილურულ ნალექებთან. უმრავლესობის აზრით სილური უთანხმოდ არის თითქმის განლაგებული კრისტალური ფიქლების ზედა ნაწილზე. ა. გერასიმოვი (19) არ უარყოფს რა ამგვარ მდგომარეობას, საკითხს გაურკვეველად სთვლის და ექვსაც კი გამოთქვამს, — უკანასკნელი წყების ნაწილი შეიძლება ქვედა პალეოზოურის პირველ ნალექებს, ე. ი. კამბრიულს შეიცავდესო. ფაუნისტურად დახასიათებული კამბრიული წყება იქ არ არის ცნობილი მკაფიო ერთეულის სახით. კამბრიული ფაუნა, მართალია, ნაპოვნია ერთ-ერთ ხეობაში, მაგრამ არა *in situ*. ფიქრობენ, რომ ეს ფაუნა ნამარხებიანი სილურული ნალექების მოსაზღვრე მუხუ წყებას ეკუთვნის და, მაშასადამე, სწორედ ეს უკანასკნელი უნდა იყოს კამბრიული ასაკისო (19, 20).

ასეთია მოკლე ფაქტიური მდგომარეობა ცენტრულ და ჩრდილო კავკასიონზე. ჩვენ სრული უფლება გვაქვს ძირულის კრისტალური მასივი გეოლოგიურად ცენტრული კავკასიონის კრისტალური ფუძის ანალოგად ჩავთვალოთ. ძალიან დამახასიათებელია იქ კრისტალური ფიქლების კომპლექსში შედარებით სუსტად მეტამორფიზებული ნაწილის არსებობა. ამ უკანასკნელის პეტროგრაფიული ბუნება, აღწერების მიხედვით, ჩვენი ფილიტების წყების ანალოგიური ჩანს საესებით. თუმცა მკვლევარები იქაურ ქარსოვანი ფიქლების წყებას კამბრიულისწინად სთვლიან, მაგრამ ეს, როგორც პირობითი დებულება, მდგომარეობას არ სცვლის: მთავარი ისაა, რომ ეს წყება კრისტალური

ფიქლების მთლიანი, უწყვეტი კომპლექსის განუყრელი ნაწილია და მათთან ერთად ერთი რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგი¹⁾.

ჩვენ ვფიქრობთ, რომ კავკასიონის კრისტალური ფიქლებისთვის მთლიანად კამბრიულისწინა ასაკის მინიჭება საეჭვო საფუძველს ემყარება, — ჩვენი ფილიტების ანალოგი წყება უფლება გვაქვს ჩავთვალოთ, ნაწილობრივ მაინც, მის ექვივალენტად. ჩორჩანა-უწლევის მეტამორფული წყება იმ მასალების მიხედვით, რომელიც ლიტერატურაში მოიპოვება, საგრძნობლად განსხვავდება კავკასიონის სილურული ასაკის სუსტად მეტამორფული ფიქლებისაგან, თუმცა მკვლევარები მათაც ფილიტებს უწოდებენ. ვიწრო პეტროგრაფიული გაგებით ამ ცნების მიყენება ჩვენი წყებისათვის, როგორც ეს თავის ადგილზე იყო აღნიშნული, შეუძლებელია: მეტამორფიზმი ამ შემთხვევაში გაცილებით ძლიერია, ვიდრე ეს ჩვეულებრივ ფილიტის ცნებას შეეფერება.

კავკასიონის ჩრდილო ფერდზე ფაუნით თათქოს დახსიებითული კამბრიული, უთუოდ, სუსტად მეტამორფიზებული „პრეკამბრიული“ ან პორიზონტული გავრცელება არის, ან მის ზევითკენ თანხმობით მომდევნო პორიზონტს წარმოადგენს.

ს. სალაგიოვის მიხედვით (75), რუხი გრანიტოიდების ინტრუზია, რომლის ასაკს კამბრიულისწინა დროისად საზღვრავენ (პალეოზოურ ნალექებში აპოფიზების უქონლობის გამო), კრისტალური ფიქლების სუსტად მეტამორფიზებულ ნაწილს ჰკვეთს. მაშასადამე, მისი ასაკი უფრო ზევით იწევს. ეს ფაქტი მეტად საგულისხმოა. ამ მხრივაც ანალოგია ძირულის მასივის ჩამოყალიბების მთავარ მომენტებთან სავსებით დაცულია, — რუხი გრანიტოიდი (ცვარციანი დიორიტი) ჩვენშიაც ხომ უნდა ჰკვეთდეს ფილიტების წყებას.

ამგვარად, ძირულის მასივის ფილიტების წყება — მიკროსკოპიული ბუნების, მეტამორფიზმის რაგვარობის, გავრცელების, ინტრუზიულ პროცესებთან დამოკიდებულების და ცენტრულ კავკასიონთან ანალოგიის მიხედვით, მეტამორფიზებული კომპლექსის ზედა ნაწილს უნდა წარმოადგენდეს. კრისტალურ ფიქლებთან ერთად ის ერთ მთლიან უძველეს ფორმაციას ჰქმნის, რომლის მეტამორფიზმი ძირითადად რეგიონული ხასიათისა არის.

მე აქ არ შევეხები ამგვარი დასკვნის სრულ პარამონიულ თანხმობას კავკასიის, კერძოდ საქართველოს, კრისტალური სუბსტრატის გეოლოგიური ისტორიის ლოგიკურად ჩამოყალიბებულ კონცეფციასთან, რომელიც ამ ბოლო ხანებში აკად. ა. ჯანელიძემ მოგვცა და რომელიც ფაქტების მეცნიერულ გეოლოგიურ დებულებათა თვალთახედვით რეგონულ ანალიზზეა დამყარებული (29)²⁾.

¹⁾ საყურადღებოა ამ მხრივ გ. ჩხატუას დეტალური დაკვირვებები აფხაზეთში კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე (94, 95). ავტორი შედარებით სუსტად მეტამორფულ წყებასა და კრისტალურ ფიქლებს შორის სრულ თანდათანობით გადასვლას აღნიშნავს და მათ მთლიანად ჰკვედა პალეოზოურად სთვლის (პირობითად).

²⁾ ის გარემოება, რომ მეტამორფული კომპლექსის შედარებითმა პეტროგრაფიულმა შესწავლამ იმავე დასკვნამდე მიგვიყვანა, როგორც აკად. ა. ჯანელიძე რეგიონულმა გეოლოგიურმა ანალიზმა, უთუოდ წამოყენებული დებულების სასარგებლოდ უნდა დაპარაკობდეს.

კითხვა იბადება, არის თუ არა სადმე გაშიშვლებული მეტამორფული კომპლექსის ფუძე და რას წარმოადგენს ის.

უნდა ითქვას, რომ ჩვენ ჯერჯერობით არ მოგვეპოვება ამის არც დამადასტურებელი და არც უარყოფი ფაქტები. ეს საკითხი მეტად რთულია და კრისტალური ფიქლების რაიონების დეტალურ შესწავლას მოითხოვს.

II კვარციანი დიორიტები

(რუხი გრანიტოიდები)

როგორც ჩანს, ძირულის მასივის ინტრუზიულ ქანთა შორის ერთ-ერთ უძველესს კვარციანი დიორიტები წარმოადგენენ. მეტამორფული კომპლექსის შემდეგ საჭირო იქნება პირველ რიგში სწორედ მათ შევხვით. პეტროგრაფიული ბუნების დეტალურ შესწავლამდე, რაც ბოლო წლების საქმეა, ქანს რუხ გრანიტს უწოდებდნენ, მაშინ როდესაც ის ნამდვილად კვარციანი დიორიტი და გრანოდიორიტი აღმოჩნდა.

ქანის პეტროგრაფიული დახასიათება საკმაოდ სრულად არის მოცემული ამ უკანასკნელი დროის შრომებში (71, 72, 81, 43).

კვარციანი დიორიტიული მაგმის ინტრუზიულ პროცესთან გენეტურად დაკავშირებულია საკმაოდ რთული ჯგუფი, დაწყებული გნეისური აგებულების, კრისტალურ ფიქლებში გარდამავალი ქანებით და გათავებული ტიპური კვარციანი დიორიტით.

კრისტალური ფიქლების გავრცელების რაიონში გაბატონებული, ფიქლებრივ-გნეისური აღნაგობის, ცვალებადი ბუნების ქანები სწორედ ამ ჯგუფს მიეკუთვნებიან. ისინი სრული თანდათანობით გადადიან ერთი მხრივ ტიპურ კრისტალურ ფიქალში და მეორე მხრივ ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვან ნორმალურ კვარციან დიორიტში, სავსებით სამართლიანად აღნიშნავენ, რომ კრისტალური ფიქლების კომპლექსში, თითქმის მთელ ძირულის მასივშიაც, მთავარ ფიზიკურ კომპონენტს ფიქლებრივი კვარციანი დიორიტები, ანუ, როგორც კიდევ მათ ეძახიან, გნეისური კვარციანი დიორიტები წარმოადგენენ.

გარდა ამისა, კვარციან დიორიტებს შემდეგში ვარდისფერი გრანიტების ინტრუზიული ზეგავლენა განუცდიათ ხშირად, რის შედეგად გვაქვს საკმაოდ გავრცელებული შერეული ბუნების გარდამავალი ქანები, რომელნიც კვარციან დიორიტებს ვარდისფერ გრანიტებთან აკავშირებენ.

საჭირო იქნება ქანის ბუნების დახასიათება წმიდა, ე. ი. საკუთრივ ნორმალური კვარციანი დიორიტით დავიწყოთ¹.

ქანი ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურისაა კატაკლაზური მოვლენების მეტ-ნაჟლები გავლენით. მეტწილად წვრილ-და საშუალო საკმაოდ თანაბარმარცვლიანი არის.

¹. ქანის დახასიათებისას ვყვარდნობით ძირითადად გ. სმირნოვის, ნ. თათრიშვილის და თ. ყაზახაშვილის (71, 72) და პ. თოფურიას (81) შრომებს. ვიყენებთ აგრეთვე საკუთარ დაკვირვებებს (ჩხერიმელის ხეობის მარჯვენა ქედზე).

მთავარ შემადგენელ მინერალებს წარმოადგენენ: კვარცი, პლაგიოკლაზი და ბიოტიტი, აქცესორულ მინერალებს კი—ციროკონი, აპატიტი, მაგნეტიტი და ზოგჯერ სფენი. მეორადებიდან აღსანიშნავია ქლორიტი, სერიციტი, მუსკოვიტი, ეპიდოტი, კალციტი, პელიტური ნივთიერება.

პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგს მიეკუთვნება; ანორტიტის მოლეკულის მონაწილეობა საკმაოდ ფართო ფარგლებში მერყეობს—25 - 27-დან 42-დე. წარმოდგენილია შედარებით იდიომორფული პრიზმული კრისტალებით, — შლიფში ჩვეულებრივ წესიერი სწორკუთხოვანი და ზოგჯერ კვადრატული განაკვეთების სახითაც გვხვდება. თითქმის მუდამ, თუ მეორადი პროცესებით არ არის სურათი დაჩრდილული, წვრილმრჩობლურ აგებულებას იჩენს. მარცვლების სიდიდე ჩვეულებრივ 1-დან 2-დე კვ. მმ ფარგლებში ქანაობს. ქანის საღ ნიმუშებში ის საკმაოდ საღიაა. სუსტად ემჩნევა პელიტიზაცია და სერიციტიზაცია. შედარებით შეცვლილებში კი უფრო დაშლილია, — ინტენსიურად პელიტიზებული, ზოგჯერ კიდევ თითქმის მთლიანად სოსიურიტიზებული ჩანს. ემჩნევა ზოგჯერ ზონალობა. ჩანართების სახით ზოგ შემთხვევაში კვარცის მცირე მარცვლებს შეიცავს. მეორად გამონაყოფებიდან ინტენსიურად სახეშეცვლილ მარცვლებში გამოირჩევა მუსკოვიტის, ეპიდოტის, ეპიდოტ-ციოზიტის, სერიციტის და უფრო იშვიათად კალციტის აგრეგატები.

კვარცი ალოტრიომორფული მარცვლების სახით არის. ხასიათდება მკვეთრი ტალღებრივი ჩაქრობით; ხშირად დამსხვრეულია წვრილ მარცვლებად, — მოზაიკას ჰქმნის; ზოგჯერ წარმოდგენილია დაკბილულგვერდებიანი აგრეგატებით.

ბიოტიტი წარმოდგენილია მისთვის დამახასიათებელი აბსორბციის სქემით. მურა-ყავისფრად არის შეფერილი, ზოგჯერ მომწვანო ელფერი გადაჰკრავს. მეტწილად არასწორი ნაფლეთების სახით, ზოგჯერ კი (შედარებით იშვიათად) იდიომორფულ ქერცლებადაც არის. იშვიათ შემთხვევებში მისი ქერცლები პლაგიოკლაზში ჩანართების სახით ჩანან. ზოგჯერ ნაწილობრივ ქლორიტიზებულია, აშვიათად გაუფერულებულიც; ამგვარ ინდივიდებში ტკეჩვადობის გასწვრივ ეპიდოტური და მადნის მინერალის (მაგნეტიტი და ილმენიტი) აგრეგატებია გამოყოფილი. იშვიათად არის ქლორიტით მთლიანად ჩანაცვლებულიც; ქლორიტი ასეთ შემთხვევაში პენინის სახეობას მიეკუთვნება. ტკეჩვადობის ხაზები ხშირად მოხრილია. ზოგ შლიფში ბიოტიტთან შენაზრდების სახით ასოცირებულია მუსკოვიტი. ბიოტიტის ქერცლებს ემჩნევათ ხაზებრივად დალაგების ტენდენცია, რაც ქანს პარალელური ტექსტურის აგებულების დაღს ამჩნევს. ამ მოვლენის რელიეფურობა ბიოტიტის რაოდენობაზეა დამოკიდებული.

ციროკონი, აპატიტი და მადნის მინერალი ჩვეულებრივ ბიოტიტთან არიან დაკავშირებული.

გ. ს მ ი რ ნ ო ვ ი და სხ. (72) ასახელებენ ზოგიერთ ნიმუშში კალიშპატის (მიკროკლინის) არსებობას, მაგრამ იქვე შენიშნავენ, რომ კალიშპატი ამ ქანებში უცხო, მოტანილ მინერალს უნდა წარმოადგენდესო. კალიშპატის ამგვარ ბუნებას საკმაოდ დამაჯერებლად ხსნის პ. თ ო ფ უ რ ი ა, — ის მასივის დასავლეთ ნაწილში მიკროკლინიზაციას ვარდისფერი გრანიტების (რკვიის ფაზისის გრანიტი — თოფურიას მიხედვით) ინტრუზიას უკავშირებს.

დამახასიათებელია, რომ მიკროკლინიან სახეობაში პლაგიოკლაზი ჩვეულებრივ ალბიტით არის წარმოდგენილი (ამაში ჩხერიმელის ხეობის ნიმუშებმა მტკიცედ დაგვარწმუნეს. ამასვე აღნიშნავს გ. სმიჩნოვი). ასეთ ქანს მკაფიო პარალელური ტექსტურა ახასიათებს და მასთან ის ბიოტიტითაც შედარებით მდიდარია. შეიძლება კიდევ ითქვას, რომ აპატიტსაც უფრო მეტი რაოდენობით შეიცავს. ამ ნიშნების მიხედვით ეჭვი იბადება, მიკროკლინიზებული ქანები პირველადი ბუნებით მეტწილად კრისტალურ ფიქლებს ხომ არ წარმოადგენდნენ.

კვარციანი დიორიტების ქიმიურ და რაოდენობით მინერალოგიურ შედგენილობაზე წარმოდგენას იძლევა ცხრილი 2 და 3.

ცხრილი 2

ქანგები	თოფურისა შრომიდან (81). ნიმ. № 426			(71) დან. ნიმ. რიკოთაწყლის მარცხენა შენაკადიდან		
	%	გვერდენტი	მაგმური ფორმულა ლევისონ ლესინგით	%	გვერ.	მაგმ. ფორმულა
SiO ₂	66,37	1,106		64,03	1,089	
Al ₂ O ₃	16,28	0,159	1,21R \bar{O} .R ₂ O ₃	16,69	0,167	1,59R \bar{O} .R ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	1,20	0,008	6,62 SiO ₂	0,99	0,006	6,27SiO ₂
TiO ₂	0,68	—		0,77		R ₂ O : RO =
FeO	4,38	0,061	R ₂ O : RO =	4,46	0,063	= 1 : 3,97
MnO	0,08		= 1 : 2,47	0,18		
CaO	2,41	0,043	$\alpha = 3,14$	5,31	0,097	$\alpha = 2,73$
MgO	1,61	0,040		2,46	0,062	
Na ₂ O	2,61	0,042		2,35	0,039	
K ₂ O	1,48	0,016		1,58	0,017	
სინესტე	0,29			0,21		
ხურებით	2,73			0,49		
ნაკარგი	100,45			99,52		

ანალიტიკოსი რ. ნაკაშიძე

ანალიტ. ვ. ბუღიანიშვილი

მიუხედავად იმისა, რომ ნიმუშების ალბიტის პუნქტები ძალიან დაშორებული არიან ერთი მეორეს, ქიმიურად ნიმუშები მცირედ თუ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან, მხოლოდ ყურადღებას იპყრობს ტუტემიწების შედარებით მეტი რაოდენობა მეორე ნიმუშში, რაც უთუოდ მუქი კომპონენტის და პლაგიოკლაზის სიჭარბით აჩხსნება.

ქიმიური და მინერალოგიური შედგენილობის მიხედვით ქანის ნორმალური სახეობა ბიოტიტიანი კვარციანი დიორიტის ჯგუფს მიეკუთვნება.

როგორც აღვნიშნეთ, კვარციანი დიორიტი წვრილ-და საშუალო თანაბარმარცვლიან ქანს წარმოადგენს სუსტად გამომჟღავნებული პარალელური

ტექსტურით. ასეთი ტიპი შეზღუდული გავრცელებით სარგებლობს. მას ჩვეულებრივ ვხვდებით კრისტალური ფიქლების მიმართების გასწვრივ წაგრძელებული, მეტ-ნაკლები სისქის ლინზებრივი, უფრო იშვიათად შტოკებრივი სხეულის სახით. შედარებით მოზრდილ ინდივიდუალიზებულ სხეულებს ამ ქანისას ჩვენ შევხვდით მდ. ჩხერიმელის მარჯვენა კალთებზე, მდ. მეჩხეთურის ქვედა ნაწილში, სოფ. უწლევიში, რიკოთის-წყლის ხეობაში და სხვ. უფრო ხშირია პატარა გამოსავლები, - მჭიდრო ასოციაციაში კრისტალურ ფიქლებთან. უნდა აღინიშნოს, რომ დიდი სხეულებიც ჩვეულებრივ შეიცავენ კრისტალური ფიქლების სხვადასხვა სიმძლავრის და გავრცელების ინიექციებულ ნაშთებს და მიგმატიტურ უბნებს. ასე რომ გადასვლა კრისტალურ ფიქლებში (უბნები, სადაც კრისტალური ფიქლები შედარებით საგრძნობი მონაწილეობით სარგებლობენ) თანდათანობითია; მათ შორის საზღვრის გავლება ზოგჯერ მხოლოდ პირობითად თუ შეიძლება.

მოცულობით %/0-ში

ცხრილი 3

ნომ. №	ნიმუშის სადაურობა	Pl	კვარცი	ბიოტიტი	კალიშპატი	მდ. მინ.	დაპატონირებული ციფრები
32	რიკოთის წყლის მარცხენა შენაკადი	64	18,9	15,4	1,5	0,19	
	საშუალო შედგენ. ძირულის მას. დასავლეთი ნაწილის (თოფურია)	56,8	30,2	12,9	—	0,2	

როგორც ვთქვით, ჰიპიდომორფულ-თანაბარმარცვლოვანი მასივი კვარციანი დიორიტის გვერდით გვაქვს მკაფიო პარალელურ-ფიქლებრივი აგებულების სახეობა, რომლის მინერალოგიური შედგენილობა პირველის ანალოგიურია სავსებით. უნდა ითქვას, რომ გაბატონებული გავრცელებით კვარციანი დიორიტული მაგმის წარმოებულთა შორის სწორედ ეს ტიპი სარგებლობს. გნეისებრივი ჰაბიტუსის გამო მას ხშირად გნეისურ კვარციან დიორიტს უწოდებენ (72, 81). პარალელური ტექსტურა მეტ-ნაკლები სიძლიერით არის წარმოდგენილი. ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი აგებულება აგრეთვე ცვალებადი ინტენსივობით არის დარღვეული, ასე რომ თანდათან გადასვლა გვაქვს ნორმალური ჰიპიდომორფული ქანიდან მკაფიო პარალელური ტექსტურის მქონეში, რომელშიაც შემადგენელ მარცვლებს შორის სხვაგვარი დამოკიდებულება იჩენს უკვე თავს.

შეიძლება ითქვას, რომ გნეისურ კვარციან დიორიტში ქარსი შედარებით მეტი რაოდენობით არის, ვიდრე ნორმალურ ქანში. მასთან ქარსი დალაგებულია მეტ-ნაკლები სიცხადით პარალელურ ზოლებად. გარდა ამისა, ის ჩვეულებრივ გარსერტყმის ფელდშპატის მარცვლებს. კვარცის აგრეგატები ფიქლებრივობის გასწვრივ წაგრძელებულ ლინზებრივ ფორმას ღებულობენ; ასეთივე ოვალურ სახეს იღებს ხშირად პლაგიოკლაზიც; ქარსის აგრეგატებში ისინი ისე სხედან, როგორც ბუდეში. კვარცი წვრილაგრეგატული მარცვლების ერთობლიობით არის ჩვეულებრივ წარმოდგენილი. აღსანიშნავია, რომ ქანში ბიოტიტთან ერთად ხშირად მუსკოვიტიც არის. ჩვენი დაკვირვებით, რაც უფრო მკვეთრია პარალელური აღნაგობა და ქარსის სიუხვე, მით უფრო საგრძნობია მუსკოვიტის მონაწილეობა. საერთოდ ქარსის როლი დიდ ფარგლებში ცვალებადობს. გ. სმირონოვის, ნ. თათრიშვილის და თ. ყაზახაშვილის შრომაში (71) მოყვანილია 20 ნიმუშის მინერალოგიური შედგენილობა მოცულობით პროცენტებში, რის მიხედვით ქანში ქარსის რაოდენობა (ბიოტიტი, ქლორიტი ბიოტიტის ხარჯზე და მუსკოვიტი—ყველანი ერთად) 14-დან 39%-დე მერყეობს.

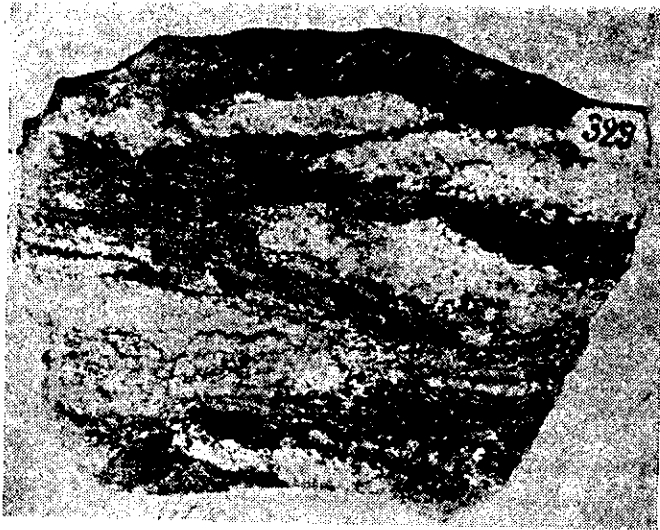
პარალელური აგებულების კიდევ უფრო გაძლიერებით გადავდივარო მკვეთრი ფიქლებრივი აღნაგობის მქონე ქანში, რომელშიაც შემადგენელი მინერალების ოვალურ-ლინზებრივი ფორმები, ორიენტაცია გრძელი ღერძით ფიქლებრივობის გასწვრივ, არათანაბარი განაწილება და სხვა კიდევ უფრო ძლიერად არის გამოსახული. აღსანიშნავია, რომ ქანს ემჩნევა ხშირად შემადგენელი ნაწილების ზოლებრივი განაწილება,—ქარსით მდიდარი და ღარიბი ზოლები ერთმანეთს ენაცვლებიან ისე, როგორც ეს კრისტალურ ფიქლებს ახასიათებს. ზოგიერთ ინტენსიურად დაფიქლებულ სახეობაში საგრძნობლად იჩენს თავს სერიციტიზაცია. ასეთი ფიქლებრივი ქანი ძალიან ახლოს დგას ერთი მხრივ მკაფიო მიგმატიტთან, რომელშიაც ქარსფიქლის თხელი (მილიმეტრებიანი. ზოგჯერ კიდევ უფრო თხელი) ზოლები მორიგეობენ ინიექციებული მასის ზოლებთან, ხოლო მეორე მხრივ—კრისტალურ ფიქალთან, რომელიც მაგმური პროცესის მხოლოდ მცირეოდენ გავლენას თუ ატარებს. ის ტიპურ კრისტალურ ფიქალში სრული თანდათანობით გადასვლით ხასიათდება. ძნელია იმის თქმა, რომ ამგვარი ფიქლებრივი, მიგმატიტური ბუნების, კვარციანი დიორიტის გავრცელება მხოლოდ გარკვეული ზოლებით იყოს განსაზღვრული. ჩვენი დაკვირვებით ამგვარი ქანი მჭიდრო ასოციაციაშია კრისტალურ ფიქლებთან და გვხვდება მათთან ერთად უბნა-უბნა ლინზებრივ-წყვეტილი ზოლების სახით; ახასიათებს ბუნების სწრაფი ცვალებადობა და ხშირი გადასვლა ან ტიპურ მიგმატიტში, ან ზემოაღწეროდ შედარებით ინდივიდუალიზებულ ფიქლებრივ კვარციან დიორიტში.

ამგვარად, კვარციანი დიორიტის ინტრუზიულ კომპლექსში ტექსტურული და ნაწილობრივ მინერალოგიური ბუნების მხრივ საკმაო მრავალფეროვნებას აქვს ადგილი.

იბადება კითხვა, — რით აიხსნება ქანის აგებულების ასეთი ცვალებადობა.

კვარციანი დიორიტების ამგვარი ბუნება, ცხადია, მასივის სამხრეთი და აღმოსავლეთი ნაწილისთვის გამონაკლისი არ იქნება. აშკარა არის, რომ დასავლეთ და ჩრდილოეთ ნაწილშიაც სურათი ჩვენი რაიონის ანალოგიური იქნება. მართლაც, პ. თოფურიას შრომის მიხედვით ეს სწორედ ასეც არის.

ტექსტურულ სხვადასხვაობას პ. თოფურია ტექტონიკური პროცესებით ხსნის: ინტენსიური აშლილობის ზოლში ქანი ძლიერ ფიქლებრივი გამხდარა; კვარცი დამსხვრეულა და წვრილაგრეგატული, მოზაიკური მასა მოუცია, და სხ., ხოლო იქ, სადაც ოროგენული მოძრაობა შედარებით სუსტი ყოფილა, ქანს პირვანდელი ბუნება შეუნარჩუნებია. მკვეთრად ფიქლებრივ გენისურ კვარციან დიორიტს ის დინამოფიქალს უწოდებს. ასეთივე წარმოშობას მიაწერენ გ. სმირნოვი, ნ. თათრიაშვილი და თ. ყაზახაშვილი საპანელას-ლელის გასწვრივ გავრცელებულ ფიქლებრივ კვარციან დიორიტს; მის წარმოშობას ისინი გენისური კვარციანი დიორიტის ძლიერი მილონიტიზაციით ხსნიან (71)



სურათი 13. კვარცი დიორიტით ინიექციებულ ქარსფიქალი. 1×1 .

ჩვენი აზრით, ძალიან ძნელი დასაჯერებელია, რომ ძირულის მასივის კვარციანი დიორიტის სტრუქტურულ-ტექსტურული სხვადასხვაობა მთლიანად ტექტონიკური პროცესების შედეგი იყოს. საქმე ისაა, რომ ფიქლებრივი კვარციანი დიორიტი ჩვენი დაკვირვებით გარკვეულ ცალკეულ ზოლებში კი არ არის ლოკალიზებული, არამედ ის ფართოდ და მასთან უწესრიგო გავრცელებით სარგებლობს საერთოდ კრისტალურფიქლებიან უბნებში; ამგვარ ქანთა შორის ნორმალური სახის კვარციანი დიორიტი მხოლოდ აქა-იქ გვხვდება ლინზებრივი მეტ-ნაკლები სიდიდის სხეულების სახით. ვადასვლა ერთი ტიპიდან მეორეში სრულიად თანდათანობითია. გაბატონებული მდგომარეობით პირველი სარგებლობს. მათი ურთიერთობა ველზე და, გარდა ამისა, ერთნაირი მინერალოგიური (თვისებითი) შედგენილობა და სხვა

გარკვეულად რიცხავს ამ ქანების ასაკის სხვადასხვაობას, —ამგვარი შესაძლებლობა მართლაც უნდა მოიხსნას. მაგრამ მთლიანად ამ სხვადასხვაობის ოროგენული პროცესებით ახსნა აგრეთვე ხელოვნური იქნება: სხვა რომ არა იყოს რაც, მივიღებდით უამრავ, ცვალებადი მიმართულების ხშირად წყვეტილ ხაზებს, რაც, ცხადია, ბუნებრიობას ცოტად თუ ბევრად ეწინააღმდეგება; გარდა ამისა, ძნელი წარმოსადგენი ხდება თუ როგორ გადაჩა ინტენსიურად დაფიქლებულ ზოლებში კვარციანი დიორიტის ისეთი უბნები, რომელთაც პირველადი ბუნება თითქმის არ შეუცვლიათ, ან კიდევ პირიქით, —ნორმალურ კვარციანი-დიორიტულ სხეულებში შეიქმნა დინამოფიქლების მცირე ლინზები ქანის ასე განსაზღვრული უწყსრიგო ნაწილების ინტენსიურად დაფიქლების და მილონიტიზაციის გზით.

ფიქრობ, რომ მოვლენის მიზეზი სხვა რამეა. ის გენისური კვარციანი დიორიტების თავისებურ წარმოშობაში უნდა ვეძიოთ.

როგორც ვიცით, კვარციანი დიორიტები შექრილი არიან კრისტალურ ფიქლებში. ამ პროცესის დროს იქ, სადაც თავისუფალი უბნები შექმნილა, —თუ რა გზით, ამას აქ ვერ შევხებით, —ნორმალური კვარციანი დიორიტის სხეულები წარმოშობილან. მაგმის მთავარ მასას კი ფიქლები გაუქვნილთა და ისინი ინიექციურ-ასიმილაციური პროცესების ორბიტში მოუქცევია. ფიქლების ფორმაცია ამ დროს ალბათ უკვე ჩამოყალიბებულ, ნაწილობრივ სახეშეცვლილ კომპლექსს წარმოადგენდა.

ძლიერი ინიექციის დროს, რასაც უთუოდ ასიმილაციაც საგრძნობი ინტენსივობით თან სდევდა, მეტამორფული ფიქლის პირველადი ბუნების გამოშვებული უმთავრესად მხოლოდ ტექსტურა-ლა დარჩენილა; შეიძლება კიდევ მცირეოდენი კვარცი და ფიქლის სხვა შემადგენელი მინერალიც იყოს ქანში რელიქტების სახით, მაგრამ ინიექციურ მთავარ მასაში ისინი საერთოდ დაჩრდილულან ახლადგამოკრისტალებული მინერალების მიერ. აშკარა არის, რომ ამგვარი პროცესი სავსებით ბუნებრივია; ასეთი გზით ჩვენ სრულიად თავისუფლად მივიღებთ ნორმალური შედგენილობის ინტრუზიულ ქანს რელიქტური ფიქლებრივი ტექსტურით (63, 66). ამის მშვენიერი მაგალითები ხომ ფილიტების წყებაშიც გვაქვს (იხ. ზემოთ): აქ არც თუ იშვიათია ისეთი შემთხვევა, როდესაც ქანის ინიექციურობა არავითარ ექვს არ სტოვებს, მაგრამ პირველადი ქანის ელემენტებიდან მას მხოლოდ ტექსტურა შენარჩუნებია, მინერალოგიური შემადგენლობა კი ვარდისფერი გრანიტის, ან ამ უკანასკნელთან დაკავშირებულა აპლიტისა მიუღია.

ზოგ შემთხვევაში კიდევ (უთუოდ შედარებით სუსტი ასიმილაციის პირობებში) მაგმის ინიექცია ფიქლებრივობის გასწვრივ მიკროშრეძარღვებად შექრით ანუ, როგორც იტყვიან, ინტიმური ინიექციით განისაზღვრებოდა და მკვეთრად ფიქლებრივ, მეტნაკლებად მკაფიო მიგმატიტებს იძლეოდა. თავისთავად ცხადია, რომ ამგვარი გზით ჩვენ შეიძლება მივიღოთ სრული თანდათანობითი გადასვლა სუსტად დაფიქლებული ნორმალური კვარციანი დიორიტიდან, როგორც მკვეთრად ფიქლებრივ მიგმატიტში, ისე ინიექციით სუსტად შეხებულ პირველადკრისტალურ ფიქალში.

რა თქმა უნდა, ოროგენული პროცესების გავლენის სრული უარყოფა ცალმხრივობა, უკიდურესობაში გადავარდნა იქნებოდა. გავლენა უდავოდ მომხდარა, მაგრამ ის გარკვეულ, განსაზღვრულ ფარგლებს უთუოდ არ უნდა სცილდებოდეს: პარალელური აღნაგობის სუსტი გამოხატულება, შემადგენლების, განსაკუთრებით ქარსის, გარკვეული ორიენტაციის ტენდენცია, რაც ნორმალურ კვარციან დიორიტსაც კარგად ემჩნევა, ისე როგორც მის შემდეგ ვარდისფერ გრანიტს (მხოლოდ ამ უკანასკნელს ცოტა უფრო სუსტად, ვიდრე კვარციან დიორიტს), აგრეთვე აშკარა კატაკლაზური მოვლენები, — ყველაფერი ეს უნდა იყოს სწორედ ტექტონიკური პროცესების გავლენის შედეგი.

ცხადია, შეუძლებელია მთელ მასივში ყველგან ერთნაირი რომ იყოს ტექტონიკური გავლენის გამოხატულება, — ვარიაციები საეგზეთ ბუნებრივი იქნება, მაგრამ მკაფიო და მკვეთრი ფიქლებრივი აღნაგობა მთელი თავისი მრავალფეროვნებით, როგორც აღვნიშნეთ, სხვაგვარი გენეზისის უნდა იყოს. საამისოდ, გარდა საველე პირობებისა, ლაპარაკობს აგრეთვე ქანის მიკროსკოპიული ბუნებაც: შემადგენელი მინერალების ზოლებრივი განაწილება, არათანაბარმარცვლიანობა, ჰიპიდომორფული სტრუქტურის არარსებობა, კვარცის და ფელდშპატის ლინზებრივი ფორმა, მუსკოვიტის და სერიციტის სიუხვე, მეორადი მინერალების სიჭარბე და სხ., — საერთოდ ყველაფერი ის, რაც ჩვენი რაიონის ტიპური მიგმატიტიზებული კრისტალური ფიქლებისთვის არის დამახასიათებელი.

ინიექციური პროცესების ძლიერ გამოვლინებას არ უარყოფს პ. თ. თ. ურიაც. პირიქით, ის აღნიშნავს: „В контактной полосе (შედველობაში კრისტალურ ფიქლებთან შეხების ზოლი) широко развиты явления мигматитизации сланцев кварцевыми диоритами. Здесь можно отметить все переходные разновидности от кварцевого диорита до сланца...“ „Кристаллические сланцы на значительных площадях несут следы их¹⁾ воздействия — мигматитизации. Породы таких участков нередко характеризуются таким соотношением сланцевого и изверженного материала, что их одинаково трудно бывает отнести как к сланцам, так и к кварцевым диоритам“ (81. გვ. 418). მაგრამ შემდეგ, კვარციანი დიორიტების დახასიათებისას, ავტორი ტექსტურულ და სტრუქტურულ სხვადასხვაობებს ძირითადად ტექტონიკით ხსნის. მართალია, მკვეთრად ფიქლებრივი აგებულების სახეობის დახასიათების შემდეგ ავტორი შენიშნავს, რომ „наряду с параллельными текстурами катакlastического происхождения, которые большей частью приурочены к определенным тектоническим полосам (напр. полоса взброса кристаллического массива на известняки лежаса ниже ст. Салиети), наблюдаются также параллельные текстуры первичного происхождения. Такие параллельные текстуры наблюдались на кварцевых диоритах р. Думалы, Мечхетуры, Мазарулы и Дзусы. Обязаны они своим проис-

¹⁾ იგულისხმება კვარციანი დიორიტები (ს. ჩ.).

хождением и'екцированию кварцево-диоритовой магмы по сланцеватости кристаллических сланцев" (გვ. 425), — მაგრამ, თუ რაში ედგომარეობს არსებითად განსხვავება კატაკლაზურ ფიქლებრივ კვარციან დიორიტსა და მიგმატიტურს შორის და რა უნდა ვიხმაროთ კრიტერიუმად, შრომაში ეს არ ჩანს.

ფიქლებრივი კვარციანი დიორიტის წვრილაგრეგატული კვარცის მასა, რომელიც კატაკლაზის ყველაზე კარგ გამომხატველად მიიჩნიათ, ნაძღვილად ნაწილობრივ ფიქლის ნივთიერების რელიქტი უნდა იყოს. ასევე მუსკოვიტი, ეპიდოტი, ცოიზიტი და უთუოდ ზოგჯერ ფელდშპატის მარცვლებიც (განსაკუთრებით ოვალურ-რეზორბირებული აგრეგატები) ნაწილობრივ ფიქლის პირველად მინერალებს შეიძლება წარმოადგენდნენ. პლაგიოკლაზის და კვარცის ბუდებრივი, ქარსის ქერცლებით გარშემორტყმული გამონაყოფები მეტწილად სწორედ ინიექციური პროცესის დამახასიათებელ ფორმად უნდა ჩაითვალოს.

ამგვარად, კვარცის წვრილმარცვლიანობის მთლიანად კატაკლაზით ახსნა და ამ საფუძველზე კვარციანი დიორიტების დაჯგუფება სხვადასხვა სიმკვეთრის პარალელური აგებულების სახეობებად, საექვო ხასიათს იღებს. წვრილმარცვლიანობა და ამ მოვლენის ზრდა ფიქლებრივი ტექსტურის სიმკვეთრესთან ერთად პირველადი ფიქლის რელიქტური ელემენტების როლის გაძლიერების მაჩვენებელია.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, კვარცის კატაკლაზი უდაგო ფაქტია; მოვლენა, ცხადია, მეტ-ნაკლები სიძლიერით იჩენს თავს, შემადგენელი მინერალების გარკვეული ორიენტაციით განლაგების ტენდენციასთან ერთად, მაგრამ ყველაფერი ეს მხოლოდ გარკვეულ საზღვრამდე ხდება.

სხვადასხვაობა ამ შემთხვევაში ძირითადად სხვადასხვა სიძლიერით მომხდარი ინიექციურ-ასიმილაციური პროცესების შედეგია. ამგვარი მოვლენების კიდევ უფრო ნათელ, თითქმის უტყუარ საბუთებს ჩვენ ვხვდებით ვარდისფერი გრანიტების ინტრუზიასთან დაკავშირებით.

აქ არ შეიძლება არ შევნიშნოთ ერთი რამ: მეტამორფიზებულ კომპლექსში, როგორც დავინახეთ, საკმაოდ მრავალფეროვან ქანებთან გვაქვს საქმე. კვარციანი დიორიტული მაგმის ინიექციით წარმოშობილი გნეისური მიგმატიტების ჯგუფში ეს გარემოება უთუოდ თავს იჩენს ამა თუ იმ სახით.

პრობლემატური ტექტონიკური ზოლებიდან, რომელთაც პ. თოფური ა უკავშირებს ფიქლებრივი სახეობის წარმოშობას, დასახელებულია კონკრეტულად მხოლოდ ერთი: სალიეთის შესხლეტვა. ეს უკანასკნელი მართლაც რეალურ მოვლენას წარმოადგენს (აღწერილია ჩვენსა და პ. გამყრელიძის შრომაში: 14), მაგრამ ან ტექტონიკური პროცესით ნორმალური კვარციანი დიორიტებიდან დინამოფიქლების მიღება, ვფიქრობ, რომ გეოლოგიურ პირობებს გარკვეულად ეწინააღმდეგება. აქ შემთხვევით დამთხვევას უნდა ჰქონდეს მხოლოდ ადგილი.

საქმე იმაშია, რომ სალიეთის შესხლეტვა პოსტბაიოსურ მოვლენას წარმოადგენს. მოსალოდნელია, რომ ის კიდევ უფრო ახალგაზრდა, მესამეული დროისაც შეიძლება იყოს (ამ ხაზზე მდ. კაცხურის მარჯვენა მხარეზე და შე-
6. გეოლოგიის ინსტ. შრომები, ტ. IV (IX).

მდეგ დასავლეთისაკენ ზედა ცარცი მიწყვეტილია კრისტალურ მასივზე), ყოველ შემთხვევაში შესამეულში მოძრაობის განახლებას მაინც ჰქონია ადგილი. კიდევ რომ ეს მოვლენა მთლიანად იურულად მივიღოთ, ყოველად შეუძლებელია, რომ გაცილებით ძველი წარმოშობის კრისტალურ სუბსტრატს ამ დროს ისეთი დაპრესა განეცადა და მასთან მას ისეთი პლასტიურობა ჰქონებოდა, რომ მაგმური მასივი ქანიდან დინამოფიქლები წარმოშობილიყო. სხვა რომ არა იყოს რა, მსგავს მოვლენებს სხვაგანაც და მასთან სხვა ქანებშიც ანალოგიური სურათი უნდა მოეცა, მაგრამ ასეთ რამეს სხვა ადგილებში, კერძოდ ჩხერიმელის ხეობის დიზიუნქტური რღვევების გასწვრივ, ჩვენ ვერ ვხედავთ.

წარმოშობის შემდეგ კვარციანი დიორიტული ჯგუფის ქანებს იმ ზეგავლენის გარდა, რომელიც შემდგომმა ოროგენულმა პროცესებმა მასზე მოახდინეს და რომელიც ძირითადად კატაკლაზურ მოვლენებში გამოიხატა, ღრმა ცვლილებები განუცდიათ აგრეთვე ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიული პროცესების ზემოქმედების შედეგადაც. ეს ზეგავლენა, როგორც ჩანს, უმთავრესად მიკროკლინიზაციით და გაკვარცების პროცესით განისაზღვრა. გრანიტიზაციისათვის განსაკუთრებით ხელსაყრელ ქანებს, კრისტალური ფიქლებების ნაშთი უბნების გარდა, როგორც ეტყობა, სწორედ ფიქლებრივი ინიექციური ქანები წარმოადგენდნენ. ამ გარემოებას ქანის ისედაც რთული ბუნების კიდევ უფრო მეტი გართულება გამოუწვევია, მაგრამ ამაზე ქვემოთ იქნება ლაპარაკი.

კვარციანი დიორიტული მაგმის ინტრუზიის ასაკის შესახებ შეიძლება ითქვას შემდეგი: ჭერათხევისა და ნინისის-წყლის კუთხეში, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, ფილიტების წყებაში შეჭრილია წვრილმარცვლოვანი (ნაწილობრივ მიკროკლინიზებული) კვარციანი დიორიტის დაიკა, რომელიც უწლევაში გაშიშვლებული შედარებით დიდი სხეულის ერთ-ერთი აპოფიზი უნდა იყოს. უწლევის კვარციანი დიორიტი კიდევ გარკვეულად ზემოხსენებული მაგმური პროცესის ქანი არის.

ამგვარად, გამოდის რომ კვარციანი დიორიტი ფილიტების წყების შემდგომი, ე. ი. პოსტკამბრიული წარმოშობის უნდა იყოს.

ზედა საზღვარი ფაქტური მასალის მიხედვით ძალიან დიდი დროით იფარგლება: გარკვეულად ჩანს მხოლოდ ქანის ლიასზე ადრინდელობა, მაგრამ, თუ გეოლოგიურ მოვლენათა რეგიონული ანალიზის კრიტერიუმს მივმართავთ, რაზედაც ქვემოთ იქნება მსჯელობა, ასაკის ზედა საზღვრად პირობითად კალედონური დანაოქების ბოლო ფაზები უნდა მივიღოთ.

III. ვარდისფერი გრანიტოიდების ინტრუზიული კომპლექსი

ქრონოლოგიური პრინციპის მიხედვით კვარციანი დიორიტის შემდეგ ზოგიერთ ფუძე და ულტრაფუძე ქანებს უნდა შეეფხოს, მაგრამ ამ ქანების შედარებით დამორჩილებული გავრცელების და სხვა ინტრუზიულ ერთეულებთან ურთიერთობის ზოგჯერ არასიცხადის გამო, მათ შემდეგ გავარჩევთ, აქ კი ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიულ ჯგუფზე გვექნება მსჯელობა. ეს

ჯგუფი ძირულის მასივის ერთ-ერთი ძირითადი შემადგენელია და თავისი გავრცელებით შეიძლება აქარბებდეს კიდევ რუხ გრანიტოიდებს, ყოველ შემთხვევაში მათ არ ჩამოუვარდება მაინც.

ამ კომპლექსშიც დიდ მრავალფეროვნებას აქვს ადგილი, რამაც ზოგიერთ მკვლევარს რამდენიმე დამოუკიდებელი ფაზისის გამოყოფის საბაბიც კი მისცა, მაგრამ, როგორც ახლა ირკვევა, უსაფუძვლოდ.

წარმოდგენილია ეს ჯგუფი ნორმალური (შეიძლება ითქვას, რომ შედარებით დამორჩილებულად), პორფირებრივი და ლეიკოკრატულრ (ე. წ. ალიასკიტურ) გრანიტის ტიპებით, დაფიქლებული გრანოდიორიტული და გნეისებრივი სახეობით. აპლიტ-მიკროგრანიტით, მუსკოვიტიანი წვრილმარცვლოვანი გრანიტის სახით და პეგმატიტებით.

პირველი სამი ხასიათდება ურთიერთშორის სრული თანდათან გადასვლით (შუალედი ტიპების არსებობით და ველზე ამგვარი ურთიერთობის ცხადი სურათით). რაც შეეხება უკანასკნელ სამ სახეს, ისინი გარკვეულად ძარღვებრივ სხეულებს ჰქმნიან და ჰკვეთენ, როგორც ძველ ქანებს—მეტამორფიზებულ ფიქლებს და კვარციან დიორიტებს, ისე თვით ამ ჯგუფის შემადგენელ ძირითად ტიპებს; ისინი აშკარად ამ გრანიტული მაგმის ძარღვით ფორმაციას შეადგენენ.

ჩვენ ვუწოდებთ ამ კომპლექსს ვარდისფერ გრანიტოიდებს იმიტომ, რომ ჯერ ერთი მისთვის ძალიან დამახასიათებელია ვარდისფერი ფელდშპატი და მეორე მხრივ კიდევ—ეს სახელწოდება ლიტერატურაში საკმაოდ დამკვიდრებულია. თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ფერი, ფელდშპატის რაოდენობის ცვალებადობასთან ერთად, სხვადასხვა ელფერს იღებს; მასთან თვით მინდვრის შპატის ფერიც არ არის მუდმივი, ზოგჯერ ის თითქმის თეთრი ხდება, კიდევ უფრო ხშირად—მოყვითალო-მოყავისფრო, რის შესახებ არა ერთხელ ყოფილა მითითებული (89,90). მიუხედავად ამისა, ძველი სახელწოდების დატოვება მაინც უფრო მიზანშეწონილად უნდა მივიჩნიოთ, ვიდრე გეოგრაფიული სახელის მინიჭება ქანის გავრცელების ამა თუ იმ ადგილის მიხედვით.

3. თოფურია ანალოგიურ გრანიტებს მასივის დასავლეთ ნაწილში რკვიის გრანიტების სახელწოდებით ჰყოფს და მათ ინტრუზიულ პროცესს რკვიის ფაზას უწოდებს, რადგან ყველაზე ტიპურად ეს უკანასკნელი რკვიის რაიონში არის წარმოდგენილი.

ვერ დავეთანხმებით ტრადიციულად დამკვიდრებული სახელწოდების ამგვარი არგუმენტაციით შეცვლას: გავრცელების, სხვადასხვა სახეობათა განვითარების, სხვა ქანებთან ურთიერთობის და სხ. დამახასიათებელი ნიშნების მიხედვით ამ გრანიტების ინტრუზიის არანაკლებ ტიპურ სურათს ვხედავთ კერათხევის აუზში. პირიქით, დათარიღებული კამბრიული წყების და მასთან ფუძე და ულტრაფუძე ქანების არსებობის წყალობით, აქ გაცილებით საინტერესო და გეოლოგიურად მნიშვნელოვანი საკითხები შუქდება. სხვაგანაც გვაქვს საკმაოდ კარგად წარმოდგენილი ინდივიდუალიზებული სხეულები (ჩხერიმელის ხეობა, ძირულის შუა ნაწილი და სხ). ასე რომ ერთი ადგილის სახელის მინიჭებას შეუძლია გაუგებრობის წარმოშობა, რაც შეეხება ფაზისს, ის კარ-

გა ხანია რაც გამოყოფილია როგორც მეტამორფული კომპლექსის და რუხი გრანიტების (კვარციანი დიორიტების სახელწოდება წინათ) შემდგომი, — ეოპალეოზოური ფაზისი (ს მი რ ნ ო ვ ი, ჩ ი ხ ე ლ ი ძ ე, გ ა მ ყ რ ე ლ ი ძ ე, ბ ა რ ს ა ნ ო ვ ი და სხვ).

ვარდისფერი გრანიტები და მათთან დაკავშირებული ქანები ფართოდ არიან წარმოშობილი ძირულის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, — ლოპანის-წყლის ხეობაში და კერათხევის აუზში. აღნიშნული კომპლექსის შემადგენლები აქ ფილიტების წყების ორსავე მხარეზეა გავრცელებული. კერათხევის ზემო ნაწილის აუზი, შეიძლება ითქვას, მთლიანად ამ ჯგუფს აქვს დაქერილი, კერძოდ კვარციანი დიორიტებს ან კრისტალურ ფიქლებს (ნორმალური სახით) აქ თითქმის სრულებითა ვერ ვხვდებით, — აქა-იქ წარმოდგენილი არიან მხოლოდ ინიექციური პროცესებით მათი ძლიერ სახეშეცვლილი მცირე უბნები.

ფილიტების სამხრეთ გვერდზე ვარდისფერი გრანიტი მეტამორფული წყების პარალელური ზოლის სახით მოქცეულია ამ უკანასკნელსა და კრისტალურფიქლებთან უბანს შორის.

ფილიტების წყების გამოსოფის ადგილზე — ედისჯერის მთის მიდამოებში — გრანიტების ჩრდილო და სამხრეთი ზოლი ერთდება. აქედან ვარდისფერი გრანიტოიდების ჯგუფი, ვრცელდება რა დასავლეთისკენ და სამხ. დასავლეთისკენ, იჭერს მდ. შუალელის და ორხევის ხეობებს, ხოლო შემდეგ იურულ პორფირიტულ მასივს და წიფის ინტრუზივს შიაწყდება.

კერათხევის აუზის წყალგამყოფის (ქართლ-იმერეთის ქედი) დასავლეთითაც — გ. ს მი რ ნ ო ვ ი ს, ნ. თ ა თ რ ი შ ვ ი ლ ი ს და თ. ყ ა ზ ა ხ ა შ ვ ი ლ ი ს მიხედვით (71, 72) — ფართოდ ვრცელდებიან ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიასთან გენეტურად დაკავშირებული ქანები, რომლებსაც მათ ბანატიტები უწოდეს (უნდა შევნიშნოთ, რომ ამგვარი სახელწოდება შეუფერებელი ჩანს).

ჩხერიმელის ხეობაში ვარდისფერი გრანიტები გაშიშვლებული არიან კვარციანი დიორიტით ინიექციებული კრისტალური ფიქლების სამხრეთით და სამხრეთ-აღმოსავლეთით. პირველი მიმართულებით გრანიტი პატარა უბნების სახით არის, — გვხვდება ორ-სამ ადგილზე იურული ფორმაციების საზღვართან. სამხრეთ-აღმოსავლეთით კი — მდ. ქარტალის აუზში — ის შედარებით დიდი სხეულის სახით მზიურდება ლიასის ქვეშ. ჩხერიმელის მარჯვენა ნაპირებზეც გვაქვს რამდენიმე ადგილას ამ გრანიტის ტექტონიკური კუნძულები, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ აქაც დიდ მანძილზე ლიასის ფუძე ვარდისფერი გრანიტისაგან უნდა შედგებოდეს.

ჩხერიმელის ჩრდილოეთით ვარდისფერი გრანიტის ცალკე სხეული შიშვლდება მდ. ბეინურის შემადგენელი ტოტების აუზში. შემდეგ მას ვხვდებით მდ. ძირულის ხეობის გასწვრივ საქასრიასა და ვერტყვილისპალას შუა (საქმაოდ რთული კომპლექსის სახით), სოფ. ვაკისასთან საკბულას ხეობაში, მდ. ბაშმურის გასწვრივ (71) და სხვ.

მახვიის დასავლეთ ნაწილშიც დიდი გავრცელებით სარგებლობენ ვარდისფერი გრანიტები. გარდა პ. თ ო ფ უ რ ი ა ს მიერ აღწერილი რკვიის შორდნლი სხეულისა, ანგვარი გრანიტები და მათთან გენეტურად დაკავშირე-

ბული ქანები გავრცელებული არიან წყვეტილად მდ. ძირულის ხეობის გასწვრივ შროშიდან საქასრიაშდე, შემდეგ — მდ. დუშალის ხეობაში, მდ. გეზრულის აუზში და სხ. 2).

სახეთი მრავალფეროვნების მიუხედავად, ვარდისფერი გრანიტოიდების კომპლექსი, ძარღვითი ფორმაციის გამოკლებით, მთელი რიგი საერთო თვისებებით ხასიათდება.

ქანის სტრუქტურა ჩვეულებრივ ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანია, ცალკე სახეებში, ჰიბრიდული ბუნების ელემენტების როლთან დაკავშირებით, ამ სტრუქტურის მეტ-ნაკლები რელიეფურობით. ხშირია მასთან პორფირული აგებულების სხვადასხვაგვარი გამოვლინება (განსაკუთრებით კიდურ ფაციესებში).

ქანს, აგრეთვე ცვალებადი სიცხადით, ემჩნევა შემადგენელი მინერალების პარალელური ორიენტირების ტენდენცია. ყველაზე სუსტად ეს სურათი ალიასკიტურ ფაციესში და პეგმატოიდურში არის გამოხატული, მაგრამ აქაც კი იჩენს თავს უმთავრესად კვარცის იმგვარ დალაგებაში, რომელსაც აკად. ფ. ლევინსონ-ლესინგმა სინდეტური განლაგება უწოდა (55), ნორმალურ გრანიტულ და პორფირულ სახეობაში პარალელური ტექსტურა ქარსის ზოლებრივ დალაგებისადმი მიდრეკილებაში გამოიხატება, გნეისებრივ ტიპში კიდევ საკმაოდ მკაფიო ფიქლებრივ ხასიათს იღებს; ამ შემთხვევაში სტრუქტურაც განსხვავებული ჩანს.

მარცვლის სიდიდე შეიძლება ითქვას, რომ ცალკეული სახეებისაგან დამოუკიდებელია; თვითულისათვის გვაქვს წვრილ-და საშუალომარცვლოვანი წარმომადგენლები, ზოგიერთისთვის კიდევ — მსხვილმარცვლიანებიც.

ფეოის მხრივ დამახასიათებელია ხორცისფერ-ვარდისფერი შეფერვის ვარიაციები. საერთოდ ფერი დამოკიდებული არის ფელდშპატის (პირველ რიგში კალიშპატის) შეფერვისაგან და ქანში ამ კომპონენტის რაოდენობისაგან. ფელდშპატისათვის კიდევ გაბატონებული ფერი ვარდისფერია, მაგრამ ზოგჯერ შეფერვა სხვა ელფერს იღებს: მაგალითად, უწლევის დასავლეთით, ნაწილობრივ ჭერათხევიშაპატი ფელდშპატი მოყვითალო-მოყავისფროა, ზოგ ადგილებში კიდევ, თეთრს უახლოვდება და მაშინ ქანი კვარციანი დიორიტისაგან ძნელი გასარჩევი ხდება.

მთავარ შემადგენელ მინერალებს წარმოადგენენ: კვარცი, კალიშპატი, პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი (იშვიათად ზოგიერთ სახეებში ბიოტიტთან ერთად რქატყუარაც არის), ზოგჯერ მუსკოვიტი. აქცესორული შემადგენლების სახით გვხვდებიან: აპატიტი, ცირკონი, მაგნეტიტი და ზოგჯერ სფენი. მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია: ქლორიტი, სერიციტი, პელიტური ნივთიერება, იშვიათად კიდევ ეპიდოტი და კალციტი.

კვარცი ჩვეულებრივ ალოტრიომორფული მარცვლების სახით არის, მხოლოდ ს. ბროლოსან — ს. წნელისის მიდამოებში ზოგიერთ პორფირისებურ, მუქი

ჩამოთვლილი ადგილებიდან ჩორჩანის რაიონის და ჩხერიმელის ხეობის ქანებს ვარ შედარებით ახლოს გაცნობილი, ნაწილობრივ აგრეთვე ძირულის ხეობისას — ს. საქასრიასა და ს. ხუნევს შუა.

მინერალთა ძალიან ღარიბ გრანიტში ჩანს სუსტი იდიომორფულობა. მრავლად შეი-
ცავს აირის ან სითხის მიკროჩანართებს. ზოგჯერ შეიცავს აგრეთვე მინდვრის
შპატის, ქარსის ნაფლეთების და აქცესორული მინერალების ჩანართებსაც. ზომე-
ბი ცვალებადია, ჩვეულებრივ 1—3 მილიმეტრის გარშემო ქანაობს; პერიფერიულ
ნაწილებში—კერძოდ ფილიტებთან კონტაქტში—უფრო მცირე ზომისა არის,
ალიასკიტურ ტიპში შედარებით დიდ ზომას აღწევს,—5 მმ-დე და იშვიათად
უფრო მეტსაც; მასთან ამგვარ სახეობაში აგრეთვე სინდეტური განლაგებით
ხასიათდებიან, რაც ხშირად ძარღვების შთაბეჭდილებას სტოვებს. ახასიათებს
ძლიერი კატაკლაზი; ხშირად დიდი ინდივიდი დამსხვრეულია რამდენიმე მარ-
ცვლად; ტალღებრივი ჩაქრობა საერთოდ მკვეთრი აქვს, თუმცა ზოგიერთ
უბანში შედარებით სუსტ ტალღებრივ ჩაქრობას იჩენს.

კალიშპატი წარმოდგენილია მიკროკლინით. ხშირია მიკროკლინური ბა-
დე. სიდიდე ცვალებადი. ალიასკიტურ და ნორმალურ ფაციესებში შედარებით
პატარა მარცვლების სახით არის; პორფირულში, გრანოდიორიტულში და
გნეისურ მიგმატიტურში კი დიდი გამონაყოფების სახითაა, ზოგჯერ რამდენი-
მე სმ აღწევს. თითქმის ყოველთვის (ყველა ტიპში) სიდიდით დანარჩენ
მინერალებს სჭარბობს. ნორმალურ სახეობაში პორფირული გამოყოფის ტენ-
დენცია საკმაოდ იჩენს თავს. ხშირად მრჩობლურია, მეტწილად კარლსბადის
კანონით. ემჩნევა იდიომორფულობა (პორფირული გრანიტის წვრილმარცვლო-
ვანი მასის გამოკლებით). საერთოდ დიდი მარცვლები ბრტყელი ფორმით და
მეტწილად წესიერი მონაზულობით ხასიათდებიან. ძალიან ხშირად პერტიტუ-
ლი ჩანს; ზოგიერთი მარცვალი ისე უხვად შეიცავს ალბიტის შენაზრდებს, რომ
ერთნაირად შეიძლება მისი მიკუთვნება, როგორც მიკროკლინისადმი, ისე ალბი-
ტისადმი¹⁾. იშვიათად ჩანს მიკროპეგმატიტური და მირმეკიტური შეზრდა კვარც-
თან (არა ტიპური). შედარებით სალი არის, ვიდრე პლაგიოკლაზი. ჩვეულებრივ პე-
ლიტიზებულია მეტ-ნაკლები სიძლიერით, შლიფში მურა მოყვითალო-მოყავისფრო
ელფერი გადაჰკრავს. სერიციტიზაცია სრულებით არ ემჩნევა. პორფირული
გამონაყოფები შეიცავენ ხშირად ბიოტიტის, პლაგიოკლაზის და ზოგჯერ კვარ-
ცის ჩანართებს; ამ უკანასკნელთ ხშირად ნამცეცების სახე აქვთ; ბიოტიტის
ჭერკლებს ზონური ორიენტება ემჩნევა.

პორფირულ გამონაყოფებს ზოგჯერ გვერდების რეზორბირება ახასიათებს,
ზოგჯერ კიდევ—დამზარვა და ბზარებში უმთავრესად კვარცის ძარღვებრივი
შეჭრა; იშვიათად ჩანს კვარცის მასის მიერ თითქმის მთლიანი ჩანაცვლებაც.
ყველაზე მეტი რაოდენობით მიკროკლინი ალიასკიტურ ტიპშია წარმოდგენილი;
გრანოდიორიტში გარდამავალ სახეებში კიდევ—გაცილებით ცოტაა.

პლაგიოკლაზი მოზრდილი მარცვლების სახით გვხვდება, თუმცა სიდიდით
მეტწილად მიკროკლინის ჩამორჩება. ემჩნევა იდიომორფულობა—ყოველ შემთხვე-

¹⁾ თ ო ფ უ რ ი ა ს დაკვირვებით რკვიის გრანიტებში წვრილი მასის კალიშპატი იდიომორ-
ფულობის არავითარ ნიშნებს არ ატარებს და მასთან უფრო ნაკლებ პერტიტულია, ვიდრე
ჩანაწინწყლი მიკროკლინი. საუჭრადღებოა, რომ ეს თვისებები ჩორჩანის გრანიტებშიც კარ-
გად მელაწინდება.

ვაში კვარცთან და ნაწილობრივ მიკროკლინთან შედარებით. ზოგჯერ მასაც განუცდია რეზორბირება კვარცას და მიკროკლინის მიერ. ხშირად პოლისინთეზურ-მრჩობლურია. ზოგჯერ (გრანოდიორიტულ ტიპში) ზოლებრივობა ემჩნევა. მეტწილად ძალიან დაშლილია—პელიტიზებული და სერიციტიზებული არის. ზოგჯერ ეპიდოტ-ციოზიტური მასით არის შეცვლილი. სახისცვლა სოსიურიტამდე მიდის. ძლიერ დაშლილი აგრეგატების გვერდით არის შედარებით საღიც; ზოგჯერ სრულიად საღი უბანი ინტენსიურად დაშლილი მარცვლის ფონზე იჩენს თავს. ასეთი მარცვლები უფრო პორფირულ სახეობებს ახასიათებს. შლიფში დაშლის ინტენსივობისა და თავისებური ბუნების წყალობით მკაფიოდ გამოირჩევა მიკროკლინისაგან. ალიასკიტურ და ნორმალურ გრანიტში ჩვეულებრივ ალბიტით ან ალბიტ-ოლიგოკლაზით არის წარმოდგენილი. პორფირულში და გრანოდიორიტში გარდამავალ სახეებში ხშირად შედარებით ფუძე ბუნების არის,—ფუძიანობა ზოგჯერ № 35 ანდეზინამდე აღწევს, იშვიათად მეტიც. საერთოდ, მკაფიო ვარდისფერ, მუქი მინერალებით ღარიბ სახეობაში პლაგიოკლაზი მუდამ მკაფე და მასთან თითქოს უფრო დაშლილიც არის¹⁾.

ბიოტიტი ჩვეულებრივ უსწორმასწორო ქერცლების სახით არის წარმოდგენილი; ზომით სხვადასხვა, ჩვეულებრივ მილიმეტრის მეათედების ფარგლებს არ სცილდება. ფერი ყავისფერი, ზოგჯერ მუქ-მომწვანო ელფერით. პლეოქროიზმი—მუქი ყავისფერიდან Ng-ზე, ღია მოყვითალო-ჩალისფერამდე Np-ზე. მეტნაკლებად ქლორიტიზებულია, იშვიათად არის საღიც. მუდამ შეიცავს აქცესორული მინერალებიან ჩანართებს, უმთავრესად ცირკონს, მისთვის ჩვეული პლეოქროული რკალით. ქლორიტიზებული მდიდარია მეორადი მაგნეტიტის გამონაყოფებით, შეიცავს აგრეთვე ეპიდოტს, როგორც დაშლის პროდუქტს; უკანასკნელი ზოგჯერ კალციტის აგრეგატებით არის ასოცირებული (მცირე რაოდენობით); მეორადი პროდუქტები პირველ რიგში ტყეჩადობის გასწვრივ არიან კონცენტრირებული. ბიოტიტი ზოგჯერ გაუფერულებას განიცდის, გადადის ხშირად მუსკოვიტში. რაოდენობა ცვალებადი; ალიასკიტურ ტიპში უმნიშვნელოდ არის, პორფირულში და გრანოდიორიტულში კი—ჭარბად; ამ უკანასკნელში ეს მინერალი გარკვეულ ორიენტაციას იჩენს და ქანს პარალელურ-ლინზებრივი აგებულების ხასიათს აძლევს. ხშირად შლირულ უბნებს იძლევა.

ბიოტიტთან ერთად არის ხშირად ცვალებადი რაოდენობით მუსკოვიტიც. ზოგ შემთხვევაში ის აშკარად მეორადია, მაგრამ ზოგჯერ—ალიასკიტურ და პეგმა-

¹⁾ რკვიის ინტრუზივში პ. თ. ფ. უ. რ. ა. ს. მიხედვით ჩანს კავშირი პელიტიზაციის და სერიციტიზაციის პროცესისა ალბიტიზაციასთან. მისი დასკვნით პლაგიოკლაზი თავდაპირველად ანდეზინას რიგის ყუფილა, სერიციტიზაციასა და პელიტიზაციასთან ერთად პარალელურად მომხდარა მისი ალბიტიზაცია. ეს პროცესი მკაფიოდ პერიფერულ ნაწილებშია გამოხატული,—პლაგიოკლაზი აქ მუდამ ალბიტით და ოლიგოკლაზ-ალბიტით არის წარმოდგენილი და ამავე დროს ინტენსიურად სერიციტიზებული და პელიტიზებულია (B1). შესაფერი მასალის უქონლობის გამო მასივის ალუოსავლეთ ნაწილზე ამ დებულების გავრცელებისაგან ჯერჯერობით თავი უნდა შევიკავოთ.

ტოიდურ ტიპებში—პირველადი უნდა იყოს. მორფოლოგიურად იგეთივე ნიშნებით ხასიათდება, როგორც ბიოტიტი, მხოლოდ მას მთელ რიგ შეთხვევებში შედარებით მეტი იდიომორფულობა ემჩნევა.

ზოგ შემთხვევაში მცირე რაოდენობით ქანში არის ჩვეულებრივი რიგის მწვანე ამფიბოლი. ასეთ ქანს ჰიბრიდული წარმოშობის გრანოდიორიტული სახე აქვს, ზოგჯერ კიდევ მიგმატიტური, —უთუოდ დიორიტის ან გაბრო-დიორიტის ინიექციით არის მიღებული. ყოველ შემთხვევაში ამგვარი ქანი ან მეტამორფიზებული კომპლექსის ან კიდევ გაბროიდების და დიორიტების კონტაქტურ ზოლებთან არის ჩვეულებრივ დაკავშირებული.

ცირკონი და აპატიტი პატარა იდიომორფული მარცვლების სახით არიან, მეტწილად როგორც ჩანართები მელანოკრატულ კომპონენტებში. განსაკუთრებით ეს პირველზე ითქმის. აპატიტი ხშირად არის ჩართული ფელდშპატშიაც. სფენი საკმაოდ იშვიათად გვხვდება. არის ზოგჯერ რუტილიც—წვრილ ჩნობად კვარციში. მადნის მინერალი მეტწილად მაგნეტიტით არის წარმოდგენილი.

ძარღვითი ფორმაციის ქანების¹ მინერალოგიური შედგენილობა თვისობრივად ისეთივე ხასიათის არის, როგორც დედა-ქანის; განსხვავება უმთავრესად სტრუქტურაში და კომპონენტების სხვაგვარ თანაფარდობაში მდგომარეობს. დამახასიათებელია ამ ქანებისათვის წვრილი და თანაბარმარცვლიანობა—კარცპორფირების გამოკლებით, რომელნიც ტიპიური პორფირული სტრუქტურით გამოირჩევიან და ახლოს დგანან პორფირულ გრანიტთან. აგებულება მასივური; იშვიათად ქარსით შედარებით მდიდარ ძარღვებში პარალელური ორიენტების ნიშნები თუ ჩანს. მუქი კომპონენტით ძარღვითი ფორმაცია თითქმის მუდამ ღარბია. ბიოტიტთან ერთად ხშირად არის მუსკოვიტი; რაოდენობით ეს უკანასკნელი ჩვეულებრივ პირველს სჭარბობს, ზოგჯერ სრულიად სდევნის კიდევ მას.

ალიასკიტურ ტიპში შემადგენელი მინერალების რაოდენობა საშუალოდ დაახლოებით შემდეგ ფარგლებში ქანაობს:

კვარცი 32—40%, კალიშპატი 30—55%, პლაგიოკლაზი (ალბიტი) 10—30%, ქარსი 0,5—2%, მეორე რიგის მინერალები 0,1—1%.

ნორმალურ და პორფირულ გრანიტულ სახეობაში: კვარცი 30—38%, კალიშპატი 18—25%, პლაგიოკლაზი (ალბიტი, ოლიგოკლაზ-ალბიტი) 32—40%, ქარსი 6—9%, აქცესორები 0,2—0,4%.

გრანოდიორიტულ ტიპში: კვარცი 20—30%, კალიშპატი 10—18%, პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზი, ანდეზინი, იშვიათად ალბიტ-ოლიგოკლაზი) 40—60%, ქარსი 8—15%, აქცესორები 0,2—0,5%.

ინიექციურ-ასიმილაციური პროცესების შედარებით მკაფიო ელემენტების მქონე გენისებრივ (ხშირად ლაქიან-ჰორფლა), გრანოდიორიტული ბუნების ქანებში შედგენილობის მხრივ დიდ სიჭრელეს აქვს ადგილი, რაც პირველადი ქანის რავარობაზე და რელიქტების რაოდენობის მეტნაკლებობაზე არის დამოკიდებული. ასეთი ქანები მჭიდრო ურთიერთობაში არიან აშკარა მიგმატი-

¹) სახეში გვაქვს აპლიტები, შიკროგრანიტები, ძარღვის მუსკოვიტიანი გრანიტი და კვარცპორფირები.

ტებთან, რომლებშიც ვარდისფერი გრანიტის ლინზებრივი მიკროზოლები-მქიდროდ მორიგეობენ ინიექციამნილი ქანის ზოლებთან. უკანასკნელი ტიპი თავის მხრივ კრისტალურ ფიქლებთან არის თანდათან გადასვლით დაკავშირებული.

ძირულის მასივის აღმოსავლეთ და სამხრეთ ნაწილში წარმოდგენილი ვარდისფერი გრანიტებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია ჭერათხევის აუზის სხეული, რომელსაც ჩორჩანის ინტრუზივს ვუწოდებ. მისი დაწვრილებითი გარჩევა ამ შრომის საგანს არ შეადგენს. უნდა ითქვას, რომ საამისო დეტალური კვლევა არც ჩამიტარებია. შევეხები ამ ინტრუზივის მხოლოდ საერთო ხასიათს.

ლოპანის-წყლის ხეობაში პორფირული სახეობა არის ძირითადად გაბატონებული. ეს ნაწილი ინტრუზივის კიდურ ფაციესს უნდა გამოხატავდეს. ბიოტიტს ნორმალური რაოდენობით შეიცავს, ემჩნევა პარალელური აგებულების ტენდენცია. წვრილ და საშუალომარცვლოვან ფონზე გამოიყოფიან ვარდისფერი ფელდშპატის მოზრდილი კრისტალები. ხშირად იკვეთება (ეს კარგად ჩანს დედაკალიას-ლეღეში, სათიხე-ლეღეში და სხვაგან) აპლიტას, კვარცპორფირის და წვრილ-თანაბარმარცვლოვანი გრანიტის ძარღვებით. დედაკალიას-ლეღის შესართავის მახლობლად არის პეგმატიტის 1—1,5 მ ძარღვიც. ლეღის ამ ნაწილში კარგად ჩანს რელიეფზე ძარღვების გავლენა: ძარღვის გასწვრივ აბურცული კლდოვანი უბნები გამოირჩევა. ძარღვების მიმართება მეტწილად O და NO-ია. გრანიტის აპოფიზები, აპლიტის შრეძარღვების სახით, უხვად სერაფს ფილიტების წყებას.

დედა-ქანი, ლეიკოკრატული ქანებით გაკვეთის გარდა, იკვეთება ზოგჯერ გაბრო-დიაბაზის ტიპის ქანთა ძარღვებით. ფილიტების წყებასთან მიხლოვებისას გრანიტი წვრილმარცვლოვანი და ზოგჯერ შედარებით ლეიკოკრატული ხდება. პორფირულ გრანიტში ხშირია ბიოტიტით მდიდარი, შლირული ხასიათის უბნები. ზოგი უბანი კიდევ ლეიკოკრატულია, — ალიასკიტურ ფაციესს მიეკუთვნება. შეიცავს აგრეთვე ბუდეებს, რომელნიც ინიექციური წარმოშობისა უნდა იყვნენ, — ჰაპიტუსით მიგმატიტებს უახლოვდებიან. უკანასკნელი სახის ქანი ხშირად პორფირული გრანიტისაგან (კიდევ უფრო ძნელად შლირული ბიოტიტიანისაგან) ძნელი გასარჩევი ხდება. ამგვარი თანდათან გადასვლის გამო რთულდება, ზოგჯერ შეუძლებელიც ხდება, მიგმატიტური ბუნების ქანის ნორმალური პორფირული ქანისაგან გამოყოფა. ასეთი უბნები ხშირია სათიხე-ლეღეში, ჩორჩანის სამხ.-დასავლეთით ნასერალას-ლეღეში, ქვაშავის სერზე და სხვ. აქა-იქ (ქვაშავს-ლეღე, სათიხე-ლეღე), როგორც ეტყობა, თითქოს უნდა იყოს გრანიტიზაციით ხელშეხებული კვარციანი დიორიტის მცირე ქსენოლითური უბნებიც.

დედაკალიას ნაპირზე (სათიხე-ლეღის შეერთების მახლობლად) კარგად ჩანს ურთიერთობა ძარღვითი ქანებს შორის: ზენაჩენში კვარცპორფირი თვალცნადად გადადის აპლიტში, ეს უკანასკნელი კიდევ, მარცვლის გადიდებით, ლეღის კალაპოტში მიკროგრანიტის სახეს იღებს.

აღსანიშნავია კვარცპორფირების არსებობა; ეს ქანი ხშირი გავრცელებით სარგებლობს ფილიტების წყების სამხრეთით ჭერათხევისა და ლოპანის-

წყალს შუა. მიკროსკოპიული ბუნება (კატაკლასური, ჩანართებიანი კვარცი, მიკროკლინი, სერიციტიზებული ალბიტი და სხ.) მოწმობს, რომ ეს კვარცპორფირები აპლიტებთან და მიკროგრანიტებთან ერთად ვარდისფერი გრანიტული მაგმის ძარღვით დერივატებს წარმოადგენენ. მასივის დანარჩენ ნაწილში—ჩორჩანის დასავლეთით—მათი გავრცელება უმნიშვნელოა; აქ ისინი მხოლოდ კრისტალური ფიქლების და რუხი კვარციანი დიორიტების ზოლში გვხვდებიან.

ამგვარად, ჩორჩანის ინტრუზივის აღმოსავლეთი პერიფერია სტრუქტურული და ნაწილობრივ შემადგენელი მინერალების თანაფარდობის მხრივ სიკრელით ხასიათდება. ერთი შეხედვით (პორფირული და შლირული მსხვილმარცვლიანი გრანიტის გაკვეთა წვრილმარცვლიანით) აქ თითქოს სულ სხვადასხვა დროის ინტრუზიული პროცესის წარმომადგენლებთან გვაქვს საქმე, მაგრამ ველზე მოვლენის ახლოს შესწავლით ირკვევა, რომ ნამდვილად ერთი ინტრუზიული მოქმედების ნორმალურ განვითარებას აქვს ადგილი. ამის კარგ საბუთს იძლევა სხვათა შორის ჩერხიმელის ხეობა (იხ. ქვემოთ).

ჭერათხევის ხეობაში სურათი უკვე რამდენადმე განსხვავებულია. მეტამორფული ფიქლების გასწვრივ ზოლებში (განსაკუთრებით N მხარეზე) აქ ალიასკიტური ფაციესი არის მკვეთრად წარმოდგენილი; ასევეა ქვაშავის სერზეც—ჭერათხევის მარცხენა წყალგამყოფზე. სამხრეთ მხარეზე ძირითადად პორფირული ტიპია წარმოდგენილი; უწყლესი-წყლის შესართავის მოპირდაპირე მხარეზე კიდევ წვრილმარცვლოვანი ალიასკიტური ტიპის (კვარცით ძალიან მდიდარი) ქანია განვითარებული, რომელიც მთავარი მასივის შტოკებრივ ტოტს წარმოადგენს, შეჭრილს კრისტალური ფიქლებისა და კვარციანი დიორიტის უბნისკენ.

ჭერათხევის ხეობაში და დასავლეთით ქანი შედარებით თანაბარმარცვლოვანი ხდება; ფიქლების გასწვრივ უმთავრესად ალიასკიტური ფაციესია წარმოდგენილი, ხოლო მოშორებით—ნორმალური გრანიტი, ხშირად შლირული, ბიოტიტით მდიდარი და ინიექციურ-მიგმატიტურ უბნებიანი. ფიქლებთან შეხების ზოლში ქანი ისეთივე სტრუქტურულ ცვლილებებს გვიჩვენებს, როგორც აღმოსავლეთ ნაწილში, მაგრამ ჩანს მაინც საერთოდ მარცვლის გაზრდა.

მიგმატიტური უბნები, აგრეთვე ნორმალურგრანიტული და ალიასკიტური ფაციესები, წაგრძელებულ, დაახლოებით ფილიტების წყების გასწვრივ ზოლებად არიან განვითარებული. ისინი ზოგჯერ ერთიმეორეს ენაცვლებიან, საერთოდ კი ენებრივად არიან ერთმანეთში შეჭრილ-შემოჭრილი.

ძარღვითი ქანები აქ ძირითადად მიკროგრანიტებით არიან წარმოდგენილი; ძარღვი ზოგჯერ ალიასკიტურ ტიპშია შეჭრილი, უფრო ხშირად კი ნორმალურ გრანიტს და მიგმატიტურ უბნებს ჰკვეთს, აღსანიშნავია მასთან ის, რომ ძარღვებს ემჩნევათ ლოკალიზაცია გარკვეულ ზოლებში. ეს უკანასკნელნი რელიეფზე შესამჩნევ გავლენას ახდენენ.

მთავარ წყალგამყოფთან (ქართლ-იმერეთის ქედი) მიახლოებისას ხშირდება ინიექციური სახეობების ლინზებრივი უბნები, მაგრამ აქაც გვხვდება ალი-

ასკიტური და ნორმალური გრანიტის ბუდებრივ-დატოტვილი სხეულები. ასეა, მაგალითად, ულუმბის-წყლის ხეობაში; აქ ტიპური მიგმატიტური ქანი გვაქვს, რომლის აღმოსავლეთით ალიასკიტური გრანიტი არის განვითარებული, შუაში კიდევ გაბრო-ამფიბოლიტის ზენაჩენებია მოქცეული; იქვე ვარდისფერ გრანიტში პეგმატიტური ძარღვი არის შექრილი.

დასავლეთისკენ (წყალგამყოფიდან)—სმირნოვის, თათრიშვილის და ყაზახაშვილის მიხედვით—გრანოდიორიტული ტიპის ქანი არის ძირითადად წარმოდგენილი, რომელსაც ისინი ბანატიტად საზღვრავენ. ამ ქანის წარმოშობას ვარდისფერი გრანიტის მიერ კვარცხანი დიორიტის ინიექციით ხსნიან. მასში ხშირია—ერთი მხრივ მიგმატიტური უბნები, მეორე მხრივ კიდევ—ნორმალური ვარდისფერი გრანიტის გამოსავლები.

შუალელის და ორხევის გრანიტები ჩორჩანის ინტრუზივის გავრცელებას წარმოადგენენ და ისეთივე ფაციესების გავრცელებით ხასიათდებიან. სამხრეთით ალიასკიტური და ნორმალური ტიპის, შედარებით წვრილმარცვლოვანი ქანები არიან წარმოდგენილი, რომელნიც შემდეგ N-კენ თანდათანობით უფრო მსხვილმარცვლოვანი გრანიტებით და გრანოდიორიტული პაბიტუსის ქანებით (შიგადაშიგ მოქცეული მიგმატიტებით) შეიცვლებიან.

ჭერათხევის ხეობაში ვარდისფერ გრანიტებთან დაკავშირებული კვარცპორფირების და ტიპური აპლიტების ძარღვები ძალიან იშვიათია. მართალია, პეტროგრაფიული გავებით ასეთი ქანები აქ გავრცელებული არიან, მაგრამ ისინი სულ სხვა მაგმურ ციკლს უნდა ეკუთვნოდნენ: საერთო პირობები, განსაკუთრებით ამ ქანების მიკროსკოპიული ბუნება და ურთიერთობა, ჩრდილო ნაწილში წარმოდგენილ, იურის გამკვეთ კვარცპორფირულ და სხ. ლეიკოკრატულ ქანებთან, მოწმობს, რომ ეს ძარღვები სულ სხვა გენეტურ ერთეულს,—გარკვეულად ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზივის შემდგომს, უნდა წარმოადგენდნენ.

ქანების საერთო ხასიათი (შედარებით მსხვილ და თანაბარმარცვლიანობა, კვარცპორფირების და პეგმატიტების არარსებობა და სხ.) გვაფიქრებინებს, რომ ჭერათხევის ხეობა ინტრუზივის შედარებით ღრმა ნაწილს უნდა გამოხატავდეს.

ჩხერიმელის ხეობის და მდ. ბეინეურის სათავეების ვარდისფერი გრანიტები ალიასკიტური ტიპით და ნორმალურგრანიტული საშუალომარცვლიანი სახეობით არიან წარმოდგენილი. გრანოდიორიტული ტიპი აქ სუსტად არის განვითარებული. ფიქლებთან ახლოს მთავარი სხეულების უამრავი აპოფიზები (კვარცპორფირების, აპლიტების და მიკროგრანიტების სახით) შექრილი არიან კრისტალური ფიქლების კომპლექსში. გარკვეულად ჩანს, რომ, რაც უფრო სქელ ძარღვთან გვაქვს საქმე, მით უფრო ქანი მსხვილმარცვლოვანია. ხშირია ძარღვებში არათანაბარმარცვლიანობა, რაც ზოგჯერ დიდ სხეულსაც ემჩნევა. მთავარი გამოსავლები ინდივიდუალისებულ შტოკებრივ სხეულებს ჰქმნიან.

ძირულის ხეობის გასწვრივ საერთოდ ჭერათხევის აუზის მსგავსი სურათი გვაქვს; წარმოდგენილი არიან იგეთივე ტიპები, მხოლოდ აქ სკარბობენ ინი-

ექციური ბუნების გრანოდიორიტები, მიგმატიტური გრანიტ-გნეისები და სხ. ნორმალური გრანიტი და განსაკუთრებით ალიასკიტური ტიპი დამორჩილებულ მდგომარეობაში არიან. პერიფერიული ფაციესი და ძარღვითი ფორმაცია კიდევ უფრო დაჩრდილული ჩანან.

როგორც ზემოთ აღვნიშნე, მიკროსკოპიული ბუნების საერთო დამახასიათებელი ნიშნების და ველზე ურთიერთობის მიხედვით მკაფიოდ ჩანს, რომ ალიასკიტური, ნორმალური და გრანოდიორიტული ტიპი გენეტურად ერთი მთლიანი ინტრუზიული მოქმედების ფაციესებს წარმოადგენენ. ამ მაგმურ პროცესთანვე უნდა იყვნენ დაკავშირებული ძარღვითი ფორმაციის ქანებიც; დაწყებული კვარცპორფირებით და გათავებული პეგმატიტებით. საგულისხმოა ამ მხრივ ძარღვითი გრანიტების ურთიერთობა ნორმალურ ინტრუზიულ ქანებთან.

გრანოდიორიტულ ტიპს, როგორც ინიექციურ-მიგმატიტური ბუნებისას, ისე ნორმალური ინტრუზიული წარმომომისას, ძალიან ხშირად ძარღვების სახით ჰქვევთ წვრილმარცვლოვანი ვარდისფერი გრანიტი. ამგვარივე ძარღვები, მართალია უფრო იშვიათად, მაგრამ მაინც გარკვეულად ჰქვევენ ნორმალურ გრანიტს და ალიასკიტურ სახესაც (ჭერათხევი, დედაკალია, კეშორა, ნინისისწყალი, ჩხერიმელის ხეობა).

ძარღვის გრანიტი ზოგჯერ საკმაოდ მოზრდილმარცვლოვანი არის და ნორმალურს უახლოვდება, ზოგჯერ კიდევ წმიდამარცვლოვანია და აპლიტისაგან ძნელი გასარჩევი ხდება. დამახასიათებელია ფერი და სტრუქტურა, — თანაბარმარცვლოვანი, მასივი, ვარდისფერი, მეტწილად მუსკოვიტიანი ან ორქარსიანი. გამოდის თათქოს, რომ ორი სხვადასხვა ინტრუზიული პროცესის გრანიტი გვაქვს. ამგვარ მოსაზრებას კიდევ უფრო აძლიერებს ის გარემოება, რომ ძარღვის გრანიტები და გენეტურად მათთან მჭიდრო კავშირში არსებული პეგმატიტები ჰქვევენ ზოგან გაბრო და გაბრო-დიაბაზის ტიპის ქანებს, რომელნიც თავის მხრივ ვარდისფერი გრანიტის გამკვეთ სხეულებად ჩანან.

მაგრამ ამგვარი დასკვნა, მიუხედავად იმისა, რომ მას ავტორების მთელი რიგი ემხრობა, მათ შორის ერთ დროს ჩვენც, როგორც ერთი პირველთაგანი (14,89), არ უნდა იყოს სწორი. ჯერ ერთი, რომ ინტრუზიული პროცესის ბოლო სტადიაში (პეგმატიტური ფაზა და მის წინა მომენტი) მყავე ნაშთი მდნარით დედაქანის, უკვე დაკრისტალბულის, გაკვეთა სრულიად ბუნებრივ მოვლენას წარმოადგენს, რომელიც პეტროგრაფიის არა ერთ სახელმძღვანელოშია გარჩეული, და მეორეც — ამგვარ დებულებას გარკვეულად ეწინააღმდეგება ფაქტიური მდგომარეობა.

ქარტალის-ლეღეში არის მიკროგრანიტის ალიასკიტურ თუ ნორმალურ (კვარცის მსხვილი მარცვლებით) გრანიტთან ურთიერთობის მშვენიერი სურათი; ხევის კალაპოტში წარმოდგენილი ზენაჩენებიდან (საკმაოდ ძნელად მისადგომ ადგილზე) სრულიად ნათლად ჩანს, რომ ეს ურთიერთობა უდავოდ ფაციესური ხასიათისაა, — წვრილმარცვლოვანი ქანის (მიკროგრანიტი) და მსხვილმარცვლოვანი გრანიტის უწყესო, სრულიად შემთხვევითი მოხაზულობის, უბნები ერთი მეორეში რაიმე კანონზომიერების გარეშე არიან შეჭრილი და მასთან, რაც მთავარია, მათ შორის სრულ თანდათან გადასვლას აქვს ადგილი. პირ-

ველი შთაბეჭდილება, თითქოს აპლიტური ბუნების ქანი ჰკვეთდეს საშუალო-მარცვლიან გრანიტს და შეიცავდეს მის ქსენოლითებს, ზენაჩენის ახლო შესწავლით სავსებით ქარწყულდება. მიღებულ დასკვნას კარგად ეთანხმება ქანების შედარებითი მიკროსკოპიული შესწავლა, — გარდა მარცვლის სიდიდის მზრივ სხვადასხვაობისა, მათ შორის თითქმის არავითარი არსებითი განსხვავება არ ჩანს. როგორც ეტყობა, ჯერ კიდევ ინტრუზიული სხეულის ქერქის საკმაოდ დაკრისტალდებად შეცვლილა პროცესის მიმდინარეობის პირობები, რასაც კრისტალიზაციის ხასიათი დაურღვევია და შედეგად, წინათ და შემდეგ გამოკრისტალებული ქანების შეზრდის გზით, ქანის სხვადასხვა მარცვლიანობა მოუტია; ასე რომ წვრილმარცვლიანი გრანიტის დამოუკიდებელი მაგმური სხეულის სახით არსებობის საკითხი ამ შემთხვევაში იხსნება.

ამგვარ მოვლენას დანალექი ქანების ანალოგიურად შეიძლება „ფაციესთა ჭიდილი“ ვუწოდოთ. ფაქტიურად ეს იმ კატეგორიის მოვლენა არის, რასაც პეტროგრაფიაში ატაქსიტური აგებულება ეწოდება.

ქარტალის გრანიტი თავისთავად დიდი ლეიკოკრატობით ხასიათდება. უფლება გვაქვს ის ვარდისფერი გრანიტების მაგმური კერის ბოლო ფაზისის პროდუქტად ჩავთვალოთ (ამაზე ქვემოთ). ასე რომ მსხვილმარცვლიანის წვრილში ფაციესური გადასვლა ამ შემთხვევაში სრულიად ბუნებრივ სახეს იღებს. არ არის, ცხადია, სავალდებულო — ამგვარი გადასვლა გრანიტის გავრცელების სხვა რაიონებშიც რომ გვქონდეს, — ასევე ბუნებრივი იქნება სხვა უბნებისთვის ნორმალური და, უთუოდ ალიასკიტური სახეობისა, მიკროგრანიტის ძარღვების მიერ გაკვეთა, ისე როგორც მათში აპლიტების და პეგმატიტების შექრა.

ამგვარად, სრულიად ბუნებრივი სურათი გვაქვს: დედა-ქანი გაკვეთილია იმავე მაგმის ბოლო სტადიის მკაფიო ფრაქციით, — ლეიკოკრატული ძარღვებით.

ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიასთან ფართოდ არის დაკავშირებული ინიექციური მოვლენები, გამოსახული კიდევ უფრო მკვეთრად და მკაფიოდ, ვიდრე კვარციანი დიორიტების შემთხვევაში.

დასახელებული ინტრუზიული პროცესი გარკვეულად პოსტკამბრიულია, რადგან ურთიერთობა ფილიტების წყებასთან, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, არავითარ ეჭვს არ სტოვებს მის სიახალგაზრდავეში ამ უკანასკნელთან შედარებით. ძირულის მასივის შესახებ არსებულ ლიტერატურაში ეს აზრი ამჟამად მტკიცედ არის დამკვიდრებული. მართლაც, კონტაქტურ ზოლში გრანიტის სტრუქტურული ცვლილებების კანონზომიერი ხასიათი, ფილიტების წყების ნაშთებრივ-ქსენოლითური უბნები გრანიტში, გრანიტის აპოფიზები ფილიტებში და ამ ინტრუზიასთან დაკავშირებული ინიექციური მოვლენები, რომლის შესახებ ზემოთ საკმაოდ იყო ლაპარაკი, დებულებას მტკიცე, ურყევ ნიადაგზე აყენებენ.

ბუნებრივია, რომ ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიული პროცესის ზეგავლენას ვერ ასცდებოდა მეტამორფული კომპლექსის უფრო ღრმა ზონაც, კრისტალური ფიქლები. ინიექციური მოვლენები — ფიქლების გრანიტიზაცია,

და მიგმატიტიზაცია, როგორც ჩანს, აქ მთელი თავისი სიძლიერით იჩენდნენ თავს.

ღრმა ნაწილებში, გაცილებით დიდა წნევის და ტემპერატურის პირობებში, პროცესის მიმდინარეობა და კრისტალური ფაქლის თუმცა სრულკრისტალური, მაგრამ მაინც განსაზღვრულ-მარცვლიანი აგებულება, ინიექციამნილქანს არათანაბარმარცვლიანს ხდიდა ფილიტების ინიექციით მიღებული ტიპებისაგან განსხვავებით, კრისტალური ფიქლებისაგან ანალოგიური გზით წარმოშობილი ქანები მუდამ შედარებით მსხვილმარცვლოვანი ჩანან, კიდევ რომ მათ მკვეთრი არათანაბარმარცვლიანობა ახასიათებდეთ. ასეთი გზით არიან წარმოშობილი გნეის-გრანიტები და ფიქლებრივი გრანოდიორიტები ვარდისფერი, ზოგჯერ მოთეთრო ფელდშპატის დიდი, მოპრტყელო გრძელი კრისტალებით. გარდა ამისა, მაგმის დიდი ნაკადების შეხებისას ასიმილაციურ პროცესებს აქ, ცხადია, უფრო მეტი ინტენსივობით ექნებოდა ადგილი, რაც, რა თქმა უნდა, გამოკრისტალბებული ქანის ბუნებაზე თავის კვალს დაამჩნევდა. ხშირად რელიქტის სახით მხოლოდ პარალელური აგებულების მეტ-ნაკლები გამოსახულება დარჩენილა—მის სრულ ლიკვიდაციამდე მასივ-ჰიპიდომორფულმარცვლოვანი ნორმალური და ლეიკოკრატული გრანიტების ცალკეულ მეტ-ნაკლებად ინდივიდუალიზებულ უბნებში.

ზემოთ ჩვენ უკვე აღვნიშნეთ, თუ როგორი ფართო გავრცელებით სარგებლობენ ინიექციური მოვლენები კრისტალურ ფიქლებში, კვარციანი დიორიტის მაგმის შექრასთან დაკავშირებით. ამ დროს გამიგმატიტებული ქანები შემდეგში კიდევ ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიული პროცესის გავლენის ქვეშ ექცეოდნენ და ვანიცილიდნენ გრანიტაზაციას, უფრო მკაფაოდ—მიკროკლინიზაციას. შედეგად გვაქვს ხშირად რთული ბუნების ქანები, —მიკროკლინიზებული გნეის-გრანიტები, გნეისებრივი გრანოდიორიტები და კვარციანი დიორიტები, რომელნიც ინიექციური პროცესის რამდენიმეჯერ განმეორების შედეგს წარმოადგენენ (სურ. 14). როგორც პ. თ. ო. ფ. უ. რ. ი. ა. აღნიშნავს, ნორმალური კვარციანი დიორიტიც ვანიცილის ხშირად მიკროკლინიზაციას ვარდისფერ გრანიტთან შეხების ზოლში.

ამგვარად, კვარციანი დიორიტების მსგავსად (შეიძლება ითქვას, რომ კიდევ უფრო მეტი სიძლიერით და მრავალსახეობით) ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიულ პროცესთან დაკავშირებულია ფართო მასშტაბის ინიექციური მოვლენები. ინიექციის მეტ-ნაკლებ ინტენსივობას, ფიზიკურ-ქიმიური პირობების სხვადასხვაობას, ქანის პირველადი ბუნების სხვადასხვაგვარობას და სხ., ბუნებრივია, შედეგად მოჰყოლია ინიექციურ-მიგმატიტური ქანების ტექსტურასტრუქტურის, მარცვლიანობის და შემადგენელი მინერალების რაოდენობითი როლის მხრივ საკმაოდ დიდი მრავალფეროვნება.

გავარჩიოთ ვარდისფერი გრანიტის ურთიერთობის საკითხი კვარციანი დიორიტის ინტრუზიულ კომპლექსთან. თითქმის ყველა, —აკად. დ. ბელიანკინის გამოკვლებით, იმ აზრზე დგას, რომ ვარდისფერი გრანიტი, როგორც კვარციანი დიორიტის გამკვეთი, მასზე გაცილებით ახალგაზრდა არის. ამ უკანასკნელის პოსტამბრიულად ჩათვლის შემდეგაც ზოგიერთი (პროფ. გ. ს. მირ-

ნოვი, პ. თოფურია და სხ.) მას მაინც შედარებით ძველ, დამოუკიდებელ ინტრუზიულ ფორმაციად სთვლის.

აკად. ბელიანკინი 1935 წ. ძირულის მასივის ზოგადად დაზვერვის დროს იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ რუხი გრანიტოიდები და ვარდისფერი გრანიტები, მართალია, დროით რამდენადმე დაცილებულ, მაგრამ მაინც ერთი მაგმური პროცესის ცალკეულ ფაზებს წარმოადგენენ; მისი აზრით ისინი გენეტურად ერთი ინტრუზიული კერის და, მაშასადამე, გეოლოგიური გაგებით ერთი ასაკის ქანები არიან. არ არჩევს მათ ერთმანეთისაგან ასაკის შხრივ, როგორც ჩანს, გ. ბარსანოვიც, მაგრამ ამ შემთხვევაში არ ირკვევა—ავტორს კრისტალურ ფიქლებთან დაკავშირებული რუხი გრანიტოიდები (კვარციანი დიორიტები) აქვს მხედველობაში, თუ კერათხევის ერთ-ერთი უბნის რუხი წვრილმარცვლოვანი ქანი, რომელიც ვარდისფერი გრანიტის ადგილობრივი ფაზისი უნდა იყოს¹.



სურათი 14. რთული შიგმატიტი. 1×0,8

არგუმენტაცია ვარდისფერი გრანიტის უფრო ახალგაზრდა ასაკის შესახებ (კვარციანი დიორიტთან შედარებით) ძირითადად შემდეგ ფაქტებს ემყარება:

1) კვარციანი დიორიტი ვარდისფერი გრანიტის ძარღვებით იკვეთება. 2) კვარციანი დიორიტები გრანიტთან შეხების ზოლში მიკროკლინიზაციის განი-

¹) საერთოდ ამ ავტორის შეხედულებები ამგვარ საკითხებზე, ისე როგორც მის მიერ ჩატარებული აგგვმა (82), სქემატურობით ხასიათდება და ხშირად იწვევს გაურკვევლობას.

(უდიან. 3) კვარციანი დიორიტი მეტი კატაკლაზით (პ. თოფურიას გამოკვლევით) ხასიათდება.

გარდა ამისა, თოფურია ამ ქანების ერთმანეთისაგან განსასხვავებლად აღნიშნავს, რომ: ა) ვარდისფერი გრანიტის კვარცი აირების და სითხეების მეტ ჩანარებებს შეიცავს და ბ) კვარციანი დიორიტის ფელდშპატი შედარებით მეტი ილიომორფულობით ხასიათდება.

უნდა შევნიშნოთ, რომ ეს ორი უკანასკნელი გარემოება ასაკობრივი ურთიერთობის შესახებ არაფერს არ ამბობს, რადგან ამგვარი რამ ერთი და იგივე ინტრუზიის დიფერენციატებში ყოველთვის იჩენს თავს და მაგმის კრისტალიზაციის ფიზიკურ-ქიმიური პირობების ბუნებრივ შედეგს წარმოადგენს, რაც, რა თქმა უნდა, ყველგან და ყოველთვის ერთნაირი არ შეიძლება იყოს. როგორც თვით თოფურია სამართლიანად ასკვნის, კვარციანი დიორიტის პლაგიოკლაზი, როგორც შედარებით ფუძე, ლეიკოკრატული კომპონენტებიდან პირველი (მასთან უთუოდ გაცილებით ადრე) იწყებდა გამოკრისტალებას და, ცხადია, უფრო მეტად ილიომორფული გახდებოდა, ვიდრე ვარდისფერი გრანიტის მთავე პლაგიოკლაზი. ასევე ბუნებრივია ამ უკანასკნელის კვარცი აირების და სითხეების ჩანარების შედარებით მეტი რაოდენობით არსებობა, რადგან, როგორც მთავე ფრაქცია, ვარდისფერი გრანიტი ქროლალებით შედარებით მდიდარი იქნებოდა.

უფრო არსებითია, ცხადია, პირველი სამი არგუმენტი. მართალია, მე ამ საკითხის სპეციალური შესწავლა არ ჩამიტარებია¹⁾, მაგრამ ზოგიერთი ფაქტის და მოსაზრების საფუძველზე ნებას მივცემ თავს არგუმენტაცია სრულ დამაჯერებლობას რამდენადმე მოკლებულად ჩავთვალო და საკითხი ღიად დავტოვო. მართლაც:

1) ვარდისფერი გრანიტის მიერ კვარციანი დიორიტის გაკვეთა არ შეიძლება იყოს გადამწყვეტი. ჩვენ ზემოთ დავინახეთ, რომ წვრილმარცვლიანი გრანიტის ძარღვები ჰყვეთენ თვით საშუალომარცვლოვან ვარდისფერ გრანიტსაც, — რომ არ ვილაპარაკოთ ინიექციებულ გრანოდიორიტული შემადგენლობის ქანზე. მაგრამ ეს წვრილმარცვლოვანი გრანიტი ხომ იმავე მაგმის დერევატს წარმოადგენს, რასაც ნათლად ამტკიცებს, სხვას რომ თავი დავანებოთ, ქარტალის-ლეღში ინტრუზიული სხეულის შედარებით ღრმა ნაწილში აღიასკიტური სახეობის და წვრილმარცვლა ძარღვითი ტიპის ფაციესური ურთიერთობა. კიდევ რომ კვარციან დიორიტს საშუალომარცვლოვანი გრანიტი ჰყვეთდეს, ეს კიდევ არ იქნება მათი მკვეთრი ასაკობრივი განსხვავების მაჩვენებელი, — პირველი შეიძლება წარმოადგენდეს დიფერენციაციის პირველად დაკრისტალებულ პროდუქტს, ანუ ადრე იმპულსს.

2) მიკროკლინიზაცია კონტაქტურ ზოლში, რომელსაც პ. თოფურია აღწერს, უფრო ძლიერი არგუმენტია, მაგრამ მაინც არ არის საყმარისი. სამ-

¹⁾ არ შეიძლება არ აღვნიშნოთ, რომ კვარციანი დიორიტების გავრცელების უბნები ჩემ მიერ გამოკვლეული ტერიტორიის გარეთ მოხვდნენ მეტწილად. ჩორჩანის რ-ნის შესწავლის შემდეგ მომიხდა კვლევის გადატანა ჩხერიმელის ხეობაში, სადაც შესწავლის საგნად იქ წარმოადგენილი პორფირიტული წყება და ნეონიტრუზივი გახდნენ უმთავრესად.

წუხაროდ, გაურკვეველი რჩება—ნორმალური კვარციანი დიორიტი განიცდის მიკროკლინიზაციას¹, თუ ფიქლებრივ-გნეისებრივი. ეს უკანასკნელი, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ნამდვილად კრისტალურ ფიქალს შეიძლება წარმოადგენდეს, ინიექციებულს ვარდისფერი გრანიტის ელემენტებით, ან კიდევ ასეთ პროცესს შეიძლება ჰქონდეს ადგილი: კვარციანი დიორიტი, როგორც გრანიტული მაგმის პირველი დიფერენციატი, კრისტალური ფიქლების ინიექციას ახდენს; ამ გზით წარმოიშობა მიგმატიტური ქანი (მინერალოგიურ-ტექსტურული ბუნებით—ფიქლებრივი კვარციანი დიორიტ-გნეისი) და შემდეგ, მაგმური პროცესის პეგმატიტურ-პნევმატოლიზურ სტადიაში, უკვე ინიექციებული ქანის მიკროკლინიზაციას აქვს ადგილი.

მიკროკლინიზაცია, ცხადია, თვით დედა-ქანსაც შეეძლო განეცადა ნაშთი, ქროლადებით მდიდარი მდნარის ზეგავლენით. მოვლენა სავსებით ბუნებრივი იქნებოდა. პირველ რიგში კი, და მასთან უფრო რელიეფურად, მიკროკლინიზაცია, უთუოდ, ინიექციებულ ან უცვლელ კრისტალურ ფიქლებს შეეხებოდა, როგორც უფრო ხელსაყრელი ტექსტურის მქონეთ.

3) კატაკლაზის თითქოს უფრო ძლიერი ხასიათი კვარციან დიორიტში აგრეთვე ვერ ჩაითვლება საბოლოოდ დამტკიცებულად. საქმე ისაა, რომ კვარცის წვრილაგრეგატული, ხშირად ძარღვისებური მასა, რაც კატაკლაზური მოზაიკის მაჩვენებლად მიაჩნიათ და ჩვეულებრივ უფრო ფიქლებრივ სახეობას ახასიათებს, ნამდვილად, როგორც ეს თავის ადგილზე იყო აღნიშნული, შესაძლებელია ფიქლის რელიქტური ელემენტი იყოს ან კიდევ შემდგომი,—მოტანილი მიკროკლინთან ერთად. მართლაც, ინიექციური პროცესის დროს რთული მაგმური მდნარის ინიექცია ხდება და არა მარტო ერთი კომპონენტის. პეგმატიტურ-პნევმატოლიზურ სტადიაშიც კი ეს ასე უნდა იყოს; ასე რომ ინიექციებულ მასალაში მიკროკლინთან ერთად წვრილმარცვალა კვარცის არსებობა სავსებით ბუნებრივი იქნება.

ამნაირად, ჩვენი აზრით არ გვაქვს ჯერხნობით რაიმე ისეთი მტკიცე საბუთი, რომ კვარციანი დიორიტი და ვარდისფერი გრანიტი ასაკობრივად ერთმანეთს მკვეთრად დაეუპირისპიროთ. უფრო ბუნებრივი ჩანს მათი ერთ მაგმურ მოქმედებასთან დაკავშირება, მხოლოდ გარკვეული თანმიმდევრობით: ჯერ კვარციანი დიორიტის შემოჭრა, შემდეგ კი ვარდისფერი გრანიტისა.

რა თქმა უნდა, ინტრუზიულ პროცესს ერთთავად მომხდარ მოვლენად ვერ ჩავთვლით, ეს საკმაოდ ცნობილი დებულებაა. ყოველთვის, ეფუზიური მოვლენის მსგავსად, უნდა ვიგულისხმოთ ცალკეული იმპულსები ანუ ფაზისები (მაგრამ ამ ცნების ქვეშ ასაკობრივად მკაფიოდ განსხვავებულ ვულკანურ ციკლებს გულისხმობენ ჩვეულებრივ, ამიტომ მის ხმარებას ვერიდებით). სწორედ ასეთ მო-

¹) ასევე ისმის, სხვათა შორის, საკითხი კვარციან დიორიტში ვარდისფერი გრანიტის ძარღვების შესახებ: რომ ფიქლებრივს ჰკვეთს, ეს უდავო ფაქტია და სრულიად ბუნებრივ მოვლენას წარმოადგენს. ნამდვილად ჰკვეთს თუ არა ნორმალურს, რაც ამ შემთხვევაში უფრო არსებითი იქნებოდა, ეს ჩვენთვის ჯერჯერობით არ არის სავსებით ნათელი.

ვლენასთან უნდა გვეკონდეს აქაც საქმე. კვარციანი დიორიტის და ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიული პროცესები არსებითად ერთ მაგმურ ციკლს უნდა ეკუთვნოდნენ და, მაშასადამე, ერთი ოროგენული ეპოქის ფარგლებში უნდა იყვნენ მოქცეული. მიუხედავად ამისა, მათ შორის დროის მცირე ხარვეზს მაინც უნდა ჰქონდეს ადგილი. რუხი კვარციანი დიორიტი უთუოდ რამდენადმე წინ უსწრებდა ვარდისფერს. ამ უკანასკნელის შემოჭრის დროს ეს, ნაწილობრივ მაინც, ალბათ უკვე დაკრისტალბულ ინდივიდუალიზებულ მასას წარმოადგენდა და შემდგომი პროცესის გავლენას განიცდიდა.

კიდევ უფრო აძლიერებს ჩვენს დებულებას ის გარემოება, რომ ზოგან, მაგალითად, ჭერათხევის ხეობაში, მთავარ წყალგამყოფზე (ულუმბა—კორტოხი) და რიკოთის გზატკეცილის გასწვრივ, გრანოდიორიტული (ზოგჯერ მოვარდისფრო და ზოგჯერ მოთეთრო ფელდშპატი) ტიპის მეშვეობით ნორმალურ კვარციან დიორიტში ვარდისფერი გრანიტის თანდათანობითი გადასვლის შთაბეჭდილება იქმნება, ისე როგორც ეს აკად. დ. ბელიანკინს აქვს აღნიშნული (8). ამგვარი ქანებისთვის მიკროკლინის მონაწილეობა არის დამახასიათებელი. პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგს მიეკუთვნება. ასე რომ მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ინტრუზივის შედარებით ღრმა, ცენტრულ ნაწილებში კვარციან დიორიტში გარდამავალი გრანოდიორიტული ფაციესი გვაქვს, რომელსაც შედარებით ფუძე პლაგიოკლაზი ახასიათებს.

3. თოფური ას მიერ რუხის ინტრუზივში აღწერილი მორიგეობა რუხისა ვარდისფერ სახეობასთან და ცენტრულ ნაწილში პლაგიოკლაზის უფრო ფუძური ხასიათი (ანდეზინამდე) საფიქრებელია, რომ აქაც ანალოგიური ურთიერთობის გამოხატველი იყოს.

გარდა ამისა, მეტად საგულისხმოა ის გარემოება, რომ კვარციან დიორიტთან დაკავშირებული პეგმატიტები ძირულის მასივში ჯერჯერობით არ არიან ცნობილი. გეოლოგიურად დამოუკიდებელი ინტრუზიული ციკლის შემთხვევაში კი პეგმატიტების არარსებობა ნაკლებ მოსალოდნელი ჩანს.

ვარდისფერი გრანიტის მაგმის ამა თუ იმ ადგილობრივი პირობების გავლენით, მაგალითად, ძველი ქანების ასიმილაციის გზით, თუ როგორი ცვლილებები განუცდია და ადვილად მოუცია გრანოდიორიტული და კვარციან დიორიტული ტიპის ქანები, ამის ძალიან კარგ მაგალითს იძლევა ერთი ძარღვი, რომელიც ჩორჩანის მიდამოებში ფილიტების წყებაში არის შეჭრილი. არ შეიძლება არ აღვწერო მოკლედ აქ არსებული ფაქტიური მდგომარეობა.

ძარღვი მდებარეობს რცხილაბოგირას ტოტების შეერთებასთან ჩორჩანა-თეთრიმინდარის გზაზე. მოქცეულია ფილიტებში. სისქე არა უმეტეს 3—10 მეტრისა.

ძარღვის ქანი ნორმალური ჰიპიდომორფულ-საშუალომარცვლოვანი ვარდისფერი გრანიტია. შედგება შავმტრიანი ტალღებრივი კვარცისა, სერიციტიზებული ალბიტისა და პელიტიზებული მიკროკლინისაგან. შეიცავს (დამორჩილებულად) აგრეთვე მუსკოვიტს და ქლორიტიზებულ ბიოტიტს (ნიმ. № 155).

ძარღვის გაგრძელებაზე ხევს მოპირდაპირე მხარეს კარგად ჩანს ქანში (ნიმ. № 157) ფილიტის რელიქტური სტრუქტურა. ქანი არსებითად სერიციტული მიკროფიქლის ბადეს წარმოადგენს, რომელშიც ჩამსხდარია კვარცის, ალბიტის და მიკროკლინის დიდი მარცვლები; ქანი იღებს ფიქლბრივ-ლინზებრივ აგებულებას; არათანაბარმარცვლოვანი არის. ფიქლის რელი-

ქტები წვრილკვარციანი და სერიციტული ზოლების მორიგეობას გვიჩვენებენ ყველაზე იდიო-მორფულია მიკროკლინი, შემდეგ ალბიტი; კვარცი ალოტრიომორფული არის. პარაცენტულად გრანიტული მინერალები (ინიექციებული მასალა) სკარბოზენ; ისინი ხშირად შეიცავენ ფიქლის მიკროლინარ ებს.

ტიპური გრანიტიდან (ნიმ. № 155) 1 მეტრის დაშორებით ძარღვის პერიფერიისაკენ (ნიმ. № 156) ქანის მინერალოგიური ბუნება უკვე მნიშვნელოვნად შეცვლილია. განსხვავება პირველი ნიმუშისაგან (№ 155) მკაფიო არის. ახასიათებს ლინზებრივ-პარალელური ტექსტურა კვარცის და ფელდშპატის მოზრდილი, წაგრძელებული მარცვლებით, შედგება კვარცის, ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზის, ჩვეულებრივი რქატყუარისა, ბიოტიტისა და ქლორიტისაგან (აქცეს.: აპატიტი, ცირკონი, მადნის მინერალი; მეორადი—სერიციტი, ქლორიტი, პელიტური ნივთიერება და რკინის ქანგი), პლაგიოკლაზი ძლიერ დაშლილია, ხშირად თითქმის ტიპურ სოსიურიტად არის ქცეული. შეიცავს ჩანართებს; გმჩნევა პოლისინთეზური მრჩობლობა, ალსანიშნავია, რომ ფელდშპატი აქ გაცილებით ფუძე ბუნებისაა, ვიდრე ძარღვის ცენტრულ ნაწილში (ალბიტი). გარდა ამისა დამახასიათებელია კალიშპატის თითქმის არარსებობა. კვარცი სალია, სუფთა, რაოდენობით 15%-დე. ძალიან დამახასიათებელია კიდევ ქანის შედგენილობაში რქატყუარის მონაწილეობა: ის ჩვეულებრივ მწვანე რქატყუარის ჯგუფს ეკუთვნის; იდომორფულია; გმჩნევა ზოგჯერ ამფიპოლური ტყვადობა და მრჩობლური აგებულება; ხშირად ქლორიტიზაციას განიცდის; დაშლილ ბზარებში მაგნეტიტ-ჰემიდოტის გამონაყოფები ახასიათებს. რაოდენობით 15—18%-დეა. ბიოტიტი (პლეოქროული ღია ყვითლიდან ნუქ ყავისფრამდე) შედარებით ცოტაა—4—5%-დე; ნაწილობრივ ქლორიტიზებულია. ფიქლის რელიქტები არ ჩანან. პლაგიოკლაზი ალბიტიზაციას განიცდის (უბნები დაბალი n-თ). ქანის მინერალოგიური შედგენილობა კვარციანი დიორიტის ბუნებას შეეფერება.

ამგვარად, პატარა ძარღვის სხეულში მკაფიო დიფერენციაცია გვაქვს. ცენტრში ნორმალური გრანიტი (მიკროკლინით და ალბიტით), პერიფერიისაკენ კი კვარციანი დიორიტი (უმეკროკლინო, ოლიგოკლაზით და რქატყუარით). ალბათ აქ ფიქლებთან შეხების გავლენა იჩენს თავს.

გრანიტის ბუნების შეცვლის მაგალითები ფიქლებთან კონტაქტის ზოლში აღწერილი ძარღვით არ ამოიწურება. ამგვარი შემთხვევები სხვაგანაც გვაქვს მთავარი სხეულის პერიფერიულ ზოლში.

ასეთი სურათი გვაქვს, მაგალითად, ულუმბის-წყლის ხეობაში. ფიქლებთან კონტაქტის ზოლში ჩვეულებრივი ვარდისფერი გრანიტი—წვრილ-არათანაბარ მარცვლოვანი, დაფიქლების ტენდენციით (№ 192 და 197), შეიცავს უბნებს ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი ბუნების რქატყუარაიანი კვარციანი დიორიტისას (ნიმ. № 195); ეს უკანასკნელი ხასიათდება კალიშპატის თითქმის არარსებობით, სერიციტიზებული შედარებით ფუძე ბუნების (ოლიგოკლაზ-ანდეზინი—№ 30—35) პლაგიოკლაზით და ქლორიტიზებული მწვანე რქატყუარით; ბიოტიტი აქაც ძლიერ დამორჩილებულ მდგომარეობაშია. ქანი ამჟამად ადგილობრივი ფაციესი არის აქ ფართოდ გავრცელებული მიკროკლინიან-ბიოტიტიანი ვარდისფერი გრანიტისა.

ალსანიშნავია, რომ ამგვარი დიორიტული თუ გრანოდიორიტული უბნები ყოველთვის ფელდშპატის უფრო ღია ფერით ხასიათდებიან; მთლიანად ქანი კი რუხ ელფერს იღებს.

ვარდისფერი გრანიტის ასაკის ზედა საზღვრის შესახებ, კვარციან დიორიტთან მისი ურთიერთობის გარჩევის შემდეგ, დაახლოებით იგივე უნდა ითქვას, რაც ზემოთ ამ უკანასკნელის შესახებ იყო აღნიშნული: საზღვარი კალედონური დანაოჭების ბოლო ფაზისს არ უნდა სცილდებოდეს. საყურადღე-

ბოა, რომ ჩრდილო კავკასიაში ძირულის მასივის ვარდისფერი გრანიტების ანალოგიური ქანის ნაგორები მასალა კარბონულ კონგლომერატში არის ნაპოვნი (62). საერთო რეგიონული მოსაზრებების მიხედვით კი, რომელზედაც აქ არ შეეჩერდები, კავკასიონის და ძირულის კრისტალური მასივების ჩამოყალიბება ერთ და იმავე ოროგენულ ეპოქას უნდა უკავშირდებოდეს.

გრანიტებს საკმაოდ ემჩნევათ შემდგომი, პოსტმაგმური, — დიაგენეზური და სხვ. პროცესების გავლენა. უფრო ახლო დროის კატამორფულ მოვლენებს ქანის ბუნებაზე აგრეთვე შესამჩნევი დალი დაუმჩნევათ და სურათი ზოგჯერ საკმაოდ გაურთულდებათ. ხშირად ძნელი ხდება პოსტმაგმურ პირველად და შემდგომ, გამოფიტვის პროცესებთან დაკავშირებულ, მოვლენებს შორის საზღვრის გავლება, ზოგჯერ მათი ერთმანეთისაგან გარჩევაც კი.

ძირითადად მეორადი ცვლილებები შემდეგში გამოიხატება: ფერადი კომპონენტები განიცდიან ქლორიტიზაციას და ამასთან დაკავშირებით ეპიდოტური და ნაწილობრივ ცოიზიტური მინერალების, აგრეთვე მადნის ნივთიერების წვრილაგრეგატული მასის გამოყოფას. ბიოტიტი ზოგჯერ უფერულდება და ხშირად მუსკოვიტში გადადის. ფელდშპატი ალბიტიზაციას, სერიციტიზაციას (პლაგიოკლაზი) და პელიტიზაციას (ძირითადად კალიშპატი) განიცდის. ალბიტიზაცია პოსტმაგმური დიაგენეზური პროცესის შედეგი უნდა იყოს და ის უთუოდ წინ უსწრებდა სერიციტიზაციას. ხშირია აგრეთვე ეპიდოტ-ცოიზიტური აგრეგატების მეტ-ნაკლები რაოდენობით გამოყოფა. ზოგჯერ პლაგიოკლაზი სოსიურტიშია მთლიანად გადასული. კვარციან დიორიტთან შედარებით ეს მოვლენა უფრო სუსტად არის მაინც გამოხატული.

ვამჩნევთ ქანის ბუნებაზე ოროგენული პროცესების გავლენასაც. თავი რომ დავანებოთ პარალელური აგებულების იმ ტენდენციას ქარსიან სახეობებში და კვარცის სინდეტურ განლაგებას ლეიკოკრატულ სახეობებში, რომელზედაც ზემოთ გვქონდა ლაპარაკი და რომელიც სინგენეტურ (პროცესის ფიზიკური პირობების გავლენით)—ქანის ჩამოყალიბებისას შექმნილ თვისებას უნდა წარმოადგენდეს, შემდეგში არა ერთგზის მომხდარი პაროქსიზმის დროს მასივში წარმოშობილან საკმაოდ ინტენსიური რღვევის ზოლები; ვარდისფერ გრანიტს, ისე როგორც მის წინამორბედ კვარციან დიორიტს, განუცდია კატაკლაზის გაძლიერება, უფრო იშვიათად სრული მილონიტიზაციაც კი. ამგვარ ტექტონიკურ უბნებს კატაკლაზური მოვლენების შედარებით ძლიერი გამოვლინებით თუ გავარჩევთ მხოლოდ. მათ ჩვეულებრივ ვიწრო შეზღუდული ზოლებრივი გავრცელება ახასიათებთ. ამგვარი უბნებისათვის დამახასიათებელია: კვარცის დაწვრილმარცვლება—ზოგჯერ გვერდების დაკბილვით, ბიოტიტის მოხნეკვა და დაწყვეტა, აგრეთვე ფელდშპატის დამსხვრევა, მეორადი პროდუქტების მეტი განვითარება ქანის საერთოდ ძლიერ პელიტიზაციასთან ერთად და სხ. ერთი სიტყვით გავლენის რაგვარობა ჩვეულებრივ მექანიკური ხასიათის არის და ქანის ბუნების საერთო ფონზე კარგად მქდავდება.

IV. ფუქე ინტარუზივები

კვარციანი დიორიტები და ვარდისფერი გრანიტები ყველა მათი ფაციესებით და გენეტურად მათთან დაკავშირებული მიგმატიტური ქანებით ერთ

ჯგუფში უნდა მოვაქციოთ, რომელსაც უნდა დაუფიქროსპიროთ მეორე ჯგუფი— ფუძე ქანები. ამგვარი დაჯგუფება ორ გარემოებას ეყრდნობა: 1) ძირულის მასივის მთავარ გაბატონებულ შემადგენელს პირველი ქანები წარმოადგენენ, — ფუძე კომპონენტი პატარა და მასთან სპორადული სხეულების სახით გვხვდება მხოლოდ და 2) პირველ ჯგუფში გენეტური მომენტი, კერძოდ ქრონოლოგიური თანმიმდევრობა, შედარებით გარკვეული ჩანს; ფუძე ქანებში კი ამ მხრივ სურათი რთულია. მაშინ როდესაც ზოგიერთ ადგილებში ფუძე ქანების ძარღვებრივი ხასიათი და, მაშასადამე, სიახალგაზრდავე შემცველი ქანის მიმართ ეჭვს თითქმის არ იწვევს, შედარებით დიდი სხეულების ურთიერთობა მოსაზღვრე ქანებთან ხშირად არ არის სავსებით ნათელი და სხვადასხვა საწინააღმდეგო მოსაზრებებს იწვევს.

ქანების დახასიათებას ულტრაფუძე წარმომადგენლებიდან დავიწყებ.

1. ს ე რ პ ე ნ ტ ი ნ ი ტ ე ბ ი

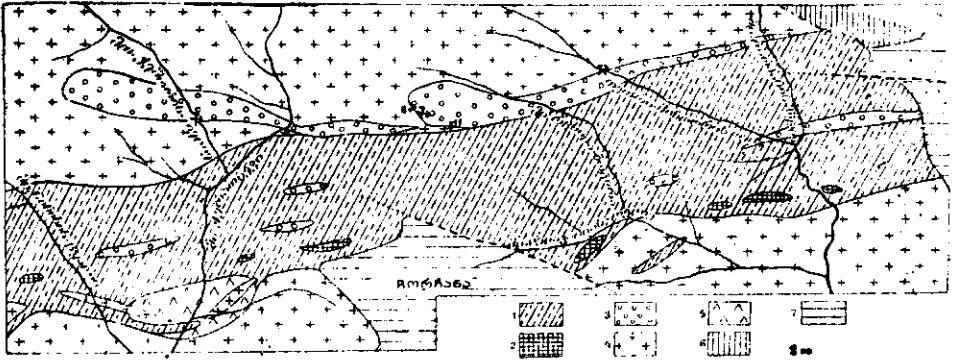
ძირულის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, როგორც მეტამორფული ფიქლების წყების აღწერის დროს ვაკვრით უკვე იყო ნათქვამი, გვაქვს სერპენტინიტებით წარმოდგენილი ჰიპერბაზიტები.

სერპენტინიტები გავრცელების მხრივ მკიდროდ არიან დაკავშირებული ფილიტების წყებასთან. მათი შრეძარღველი სხეულები ხშირად გვხვდებიან ამ წყებაში. გარდა ამისა, სერპენტინიტულ ფიქლებს, რომელნიც ფილიტების წყების შემადგენელ ქანებს წარმოადგენენ, გენეტურად სწორედ ამ ჰიპერბაზიტებთან უნდა ჰქონდეთ კავშირი. ურთიერთობა ფილიტებთან (გამკვეთი ძარღვები და ფიქლების ინიექცია კონტაქტურ ზოლში) ნათლად ამტკიცებს სერპენტინიტების შედარებით სიახალგაზრდავეს.

გარდა წყებაში მოქცეული ლინზებრივ-ძარღვებრივი გამოსავლებისა, გვაქვს გრანიტთან საზღვარზე—ფიქლების ზოლის გასწვრივ—გაცილებით დიდი სხეული, რომელიც ყურადღებას იპყრობს თავისი ორიგინალური ფორმით. იწყება მისი ზენაჩენი ლოპანის-წყლის ხეობაში, ფიქლების და გრანიტის შეხების ხაზზე, რამდენიმე მეტრის სიმძლავრის გამოსავლით. დასავლეთისკენ სერპენტინიტის ზოლი, ინარჩუნებს რა მდებარეობას ფიქლებსა და გრანიტებს შუა, თანდათან ფართოვდება, აღწევს ქვაშავის სერზე უდიდეს სიმძლავრეს—0,5 კმ-დე და აქ ერთბაშად ბლაგვად მოიკვეთება. აღსანიშნავია, რომ ამ უბანში ფიქლების წყებასა და სერპენტინიტს შუა სოლად გამოჩნდება ვარდისფერი გრანიტის აპოფიზისოლის გამოყოფის ადგილზე გრანიტში ისევ იწყება სერპენტინიტის ვიწრო ზოლი (პირველისაგან, როგორც ჩანს, გათვისებული), რომელიც მალე პირველის ანალოგიურად ფიქლების და გრანიტის კონტაქტში მოექცევა. დასავლეთისაკენ ეს ზოლიც თანდათან ფართოვდება. ჭერათხევი ფიქლებსა და სერპენტინიტს შორის ისევ გრანიტის სოლებრივი აპოფიზი ჩნდება, რომლის სიდიდე ჭეშორის-ლეღეში საგრძნობლად მატულობს; აქ სერპენტინიტის სიმძლავრეც შედარებით გაზრდილია. მალე მდინარის მარჯვენა მხარეზე (სათბის სერზე) ეს ზოლიც განიერი ბლაგვი დამოლოებით ერთბა-

შად წყდება (სურათი 15)¹. ამგვარად, ქეშორის სერპენტინიტი გასაოცარი მიმბაძველობით იმეორებს ქვაშავა-თეთრიმინდორის სხეულის ფორმას. თუ რით უნდა აიხსნებოდეს ეს მოვლენა, ჯერჯერობით გაურკვეველი რჩება.

სერპენტინიტის გამოსავალი გვაქვს გრანიტოიდებს შორის სხვა ადგილებშიც. ისინი წარმოდგენენ გაურკვეველი ფორმის იზოლირებულ პატარა სხე-



სურ. 15. ჩორჩანის მიდამოების გეოლოგიური რუკა. 1—მეტამორფული ფიქლები; 2—მარმარილო; 3—სერპენტინიტები; 4—ვარდ. გრანიტები; 5—გაბრო-ამფიბოლიტები; 6—ლიასი; 7—სარმატი; 8—საძიებო თხრილი.

ულებს. ერთი მათგანი სოფ. ნინისთან არის (სოფლის დასავლეთით) გაშიშვლებული, შემდეგ—ორი თუ სამი შუალელის სათავეებში არის წარმოდგენილი². აღსანიშნავია, რომ ეს გამოსავლები ერთ—ფიქლების გასწვრივ ზოლში თავსდება. საგულისხმოა მასთან ის გარემოება, რომ ნინისის სერპენტინიტის მეზობლად ვარდისფერ გრანიტში ფიქლების წყების პატარა, რამდენიმე მეტრის სიმძლავრის ნაფლეთია მოქცეული (თვით სოფელში). პეტროგრაფიული ბუნებით შუალელის და ნინისის სერპენტინიტები ქვაშავა-თეთრიმინდორის ქანის ანალოგიური ჩანან³.

ფილიტების წყებაში მოქცეული ლინზებრივი სხეულებიდან ყურადღებას იპყრობს თავისი სიდიდით პირველ რიგში ლოპანის-წყლის ძარღვი, შემდეგ უწყვეტის მიდამოების („ველების“ და „ფურნების“ სერზე), სათიბის სერის და სხ. გამოსავლები.

პეტროგრაფიულად ყველაზე უკეთ ქვაშავა-თეთრიმინდორის და ქეშორის სერპენტინიტებია შესწავლილი. მათი დეტალური აღწერა პირველად გ. ბარ-

¹ სერპენტინიტების ზოლის ამგვარი ფორმა დადგენილია ზუსტი, ნახევრად ინსტრუმენტული აგეგმვის საფუძველზე. ეს განსაკუთრებით ქვაშავა-თეთრიმინდორის უბანს ეხება. ტალკის ძიებასთან დაკავშირებით სერპენტინიტისა და გრანიტის კონტაქტის ზოლში მრავალი თხრილი იყო გაჭრილი; ეს თხრილები შემდეგ ერთმანეთთან ინსტრუმენტულად იქნენ დაკავშირებული. გ. ბარსანოვის რუკაში (იხ. 82), რომელზედაც ეს ზოლი მთლიანი ელიფსური ფორმის გამოსავლად არის წარმოდგენილი, ამ მხრივ გარკვეული კორექტივის შეტანა მოგვიწია.

² შუალელის სერპენტინიტები დახვერილი აქვს ნ. კანდელაკს 1932 წ. შემდეგ წლებში ეს რაიონი გამოე. შინერ. ინსტ-ტის, პროფ. გ. სმიტნოვის ხელმძღვანელობით მომუშავე პარტიამ შეისწავლა (72).

³ ჩორჩანა-შუალელის ზოლის გარდა ძირულის მასივში სხვაგან სერპენტინიტები არსად არ არიან ცნობილი.

სანოვს აქვს მოცემული. ტალკის საბადოების დახასიათებასთან დაკავშირებით, მთავარ სხეულებთან ერთად ის ფიქლების წყებაში მოქცეულ ზოგიერთ სერპენტინიტულ ქანსაც ეხება.

ამ ბოლო წლებში სერპენტინიტები ფუძე ქანებთან ერთად დეტალური შესწავლის საგანს წარმოადგენდნენ პ. კილასონიასათვის (40).

ტალკის საბადოების კვლევასთან დაკავშირებით, მეც მომიხდა 1931—32 წლ. მასალების დამუშავების დროს სერპენტინიტების მიკროსკოპიაზე ყურადღების მიპყრობა. უკანასკნელ დროს, გრანიტთან ურთიერთობის საკითხის გარჩევისას, კვლავ საჭირო გახდა დაკვირვებების განმეორება.

ქვემოთ, ქანის ბუნების დახასიათებისას, საკუთარ დაკვირვებებთან ერთად ხსენებულ ლიტერატურულ წყაროებსაც ვიყენებ (უმთავრესად პ. კილასონიას შრომას).

ჩორჩანის რაიონის სერპენტინიტები წარმოადგენენ მწვანე ელფერის ქანს მუქი-მოშავო ლაქებით და ხლართული ზოლებით, ან ხშირად პირიქით, — მოშავო ქანს ბადებრივ-ხლართული მწვანე და მორუხო-მწვანე (ლურჯი ელფერის ჩარევით) არშიებით და ლაქებით. ხშირად იკვეთება ქრიზოტილის ან მეტაქსიტის მიკროძარღვებით. ქანის გაშლილული ზედაპირი ლამაზ სურათს იძლევა; ხაერთოდ კარგ დეკორატიულ მასალად უნდა ჩაითვალოს.

ქანი საკმაოდ ერთგვაროვანი შედგენილობის არის. ხასიათდება სრული სერპენტინიზაციით. ამ მხრივ ქეშორის უბანი რამდენადმე გამოირჩევა: აქ მუქი მოშავო სახესხვაობა ზოგჯერ პირველადი მინერალების რელიქტებს შეიცავს, რომელთაგან აღსანიშნავია რომბული პიროქსენის და ოლივინის (როგორც ჩანს, დიდი კრისტალების) ნაშთები. პირველი ბასტიტის აგრეგატებს შორის იჩენს თავს და ოპტიკური თვისებებით ენსტატატს უნდა ეკუთვნოდეს; მეორე გამოირჩევა უფრო მაღალრელიეფიანი უბნების სახით ქრიზოტილის ბადეში.

გ. ბარსანოვს მოჰყავს ქანის ქიმიური ანალიზი და ამ ანალიზის საფუძველზე გამოთვლილი აქვს მაგმური ფორმულები და კოეფიციენტები. მიღებული შედეგების ცნობილ ულტრაბაზიტებთან შედარებითმა დაპირისპირებამ (ნიგლის, ლევენსონ-ლესინგის და სხ. მასალების მიხედვით) ავტორი იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ ჩორჩანის სერპენტინიტები პერიდოტიტული მაგმის იმ სახეობას უნდა ეკუთვნოდნენ, რომელსაც ლევენსონ-ლესინგმა საქსონიტები (პარცბურგიტები) უწოდა. ამ დასკვნას ლეზულობს პ. კილასონიაც და ავრცელებს მას რაიონის ყველა სერპენტინიტზე.

რა თქმა უნდა, ერთი ანალიზი და ქეშორის უბნის რელიქტები არ იქნება საკმარისი ამგვარი საკითხის გადასაწყვეტად, — სხვა რომ არა იყოს რა, ბუნების საგრძნობი ვარიაცია მაგმური სხეულის სხვადასხვა ნაწილში სავსებით მოსალოდნელი რამ არის. მაგმა უთუოდ პერიდოტიტული ხასიათისა ყოფილა, მაგრამ პირველადი ქანის პეტროგრაფიული ბუნების მთელ სხეულში დეტალური სახით აღსადგენად არსებული მასალა არ არის საკმარისი და ეს საკითხი სჯობს დიად დარჩეს, მხოლოდ (ძალკეული უბნებისათვის) (ისიც დაახლოებით) თუ მოხერხდება დეტალიზაცია.

ქანის სტრუქტურა ჩვეულებრივად ხლართულ-მარყუჟულია, ხშირად ნაქსოვის სახე აქვს. ნიკოლებში მკაფიოდ ჩანს ბადებრივი აგებულება სხვადასხვა ზომის უჯრებით, დაწყებული წმიდაბადებრივით (ზოგჯერ ტიპური ნაქსოვი სახით) და გათავებული ტლანქუჯრებრივით. უჯრებს შედარებით ნაკლებ-ორმაგსხივტეხიანი სერპენტინი, ანტიგორიტი ავსებს, რის გამო ქანის მიკროსკოპულ ფონზე ისინი მკაფიოდ გამოიყოფიან. ბადის ქსოვილს ჩვეულებრივ წმიდაბოქკოვანი ქრიზოტილი ჰქმნის. სერპენტინიტის მთავარი სხეულების დედაქანი, როგორც ჩანს (ფსევდომორფოზების უჯრების და ზოგჯერ რელიქტების მიხედვით) მსხვილმარცვლოვანი ყოფილა. მის გვერდით ფიქლების წყებაში მოქცეული შედარებით პატარა ლინზები უფრო წვრილბადებრივ აგებულებას გვიჩვენებენ და ზოგჯერ თითქოს მარცვლოვან აღნაგობასაც ააშკარავენ.

სერპენტინიტის შედგენილობაში საერთოდ შეიძლება გავარჩიოთ სერპენტინის შემდეგი სახეობანი: ქრიზოტილი, ანტიგორიტი, ბასტიტი და სერპოფიტი; პირველი სამი ქანის უმთავრეს შემადგენლებს წარმოადგენენ. მათთან ერთად გვაქვს ქრომიტი, პიკოტიტი და მაგნეტიტი.

ქრიზოტილი გარდიგარდმო-ბოქკოვანი დატოტვილი ზორანისა და ხლართის სახით არის. ასოცირებულია ზოლების ცენტრულ ნაწილში მაგნეტიტის გამონაყოფებით. ზოგჯერ ჰკვეთს ქანს მიკროძარღვების სახით. ანტიგორიტი უფერო ან მოყვითალო შეფერვის, მარაოსებრ-რადიალური ან ძნისებური ნემსა აგრეგატების სახით არის, ან კიდევ ბადებრივ-უჯრედული ერთგვაროვანი სტრუქტურით ხასიათდება; ზოგჯერ თითქმის იზოტროპულია. ბასტიტი მოზრდილ ბრტყელ და პრიზმულ ბოქკოვანი აღნაგობის აგრეგატებად არის; ხშირად გვხვდება ფსევდომორფოზები პიროქსენის მიმართ (ქეშორაში ქანი პიროქსენის რელიქტებსაც შეიცავს).

სერპოფიტი (მკვრივი უფერო სერპენტინი) შედარებით მაღალი ინტერფერენციული ფერით (ყვითელი—ნარინჯისფერამდე) მკაფიოდ გამოირჩევა ნიკოლებში; პარალელური ან სხვადასხვაგვარად ორიენტებული გამკვეთი ზოლების სახით არის; გამოყოფილია სულ ბოლოს.

ქრომიტი და პიკოტიტი ქანის პირველად მინერალებს წარმოადგენენ. პირველი შედარებით მრავლად არის. ახასიათებთ მურა-წითელ-მოყავისფრო მკვეთრი რელიეფი; ერთმანეთისაგან ხშირად ძნელად გაირჩევიან; მეორე მეტი იდიომორფულობით ხასიათდება.

მაგნეტიტი მეორადია; დაფანტული არის თანაბრად მთელ ქანში, ზოგჯერ კი შეჯგუფებულია. ქანში მცირე რაოდენობით ზოგჯერ კალციტი და ფუქსიტიც არის.

ასეთია ტიპური სერპენტინიტების მიკროსკოპიული ბუნება. შემდგომი მკავე მაგმის ზეგავლენით სერპენტინიტს კონტაქტში და ზოგჯერ აგრეთვე მოშორებითაც ხშირად საკმაოდ ინტენსიური ცვლილებები განუცდია, რაზედაც ცოტა ქვემოთ გვექნება ლაპარაკი.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, სერპენტინიტების ფორმაცია კამბრიული ფიქლების წყებაზე გარკვეულად ახალგაზრდა არის: სერპენტინიტის შრელინზე-

ბრივი გამკვეთი სხეულების და სერპენტინიტული ფიქლების არსებობა ჩორჩანის ფიქლების ზოლში ამ დებულებას ურყევ ნიადაგზე აყენებს.

სერპენტინიტთან კონტაქტში ფიქალი ზოგჯერ თითქმის გარაგავიკება-საც განიცდის. მაგრამ ეს მოვლენა დადასტურებულად ჯერ ვერ ჩაითვლება,—სურათი სპეციალურ დამატებით შესწავლამდე არ არის სავსებით ნათელი; შესაძლებელია გარაგავიკება ნამდვილად გრანიტის ინტრუზიულ პროცესთანაც იკოს დაკავშირებული.

ურთიერთობა კვარციან დიორიტთან არ არის გარკვეული, რადგან მათი უშუალო შეხება არსად არ გვაქვს¹⁾.

დამოკიდებულება ვარდისფერ გრანიტთან კარგად ირკვევა იმ ენდოკონტაქტური და ეგზოკონტაქტური მოვლენების წყალობით, რომელნიც შეხების ზოლში ზოგჯერ საკმაოდ მკაფიოდ იჩენენ თავს.

სერპენტინიტის და ვარდისფერი გრანიტის ურთიერთობა

სერპენტინიტის და ვარდისფერი გრანიტის ურთიერთობის საკითხი, მიუხედავად მისი დიდი ინტერესისა, ამ უკანასკნელ დრომდე ღიად იყო დარჩენილი. კონტაქტის ზოლის კარგი ზენაჩენების სიმცირის გამო ეს საკითხი ჩვეულებრივ-სუბიექტურ შთაბეჭდილებათა და ნაწილობრივ ჩრდილო კავკასიის მაგალითის მიხედვით შუქდებოდა. ცხადია, ამგვარ საფუძველზე დაყრდნობილი დასკვნა დამაჯერებლობას მოკლებული ხდება.

ძირულის მასივის ამ ნაწილში მომუშავე გეოლოგთა უმრავლესობა სერპენტინიტების დედა მაგმის შემოჭრას ვარდისფერი გრანიტების შემდგომად სთვლის. ამ აზრს ადგიან გ. ბარსანოვი (82), გ. სმირონოვი (68, 72) და სხვ.

ჩვენ ამ საკითხს 1932 წ. ანგარიშში—სათანადო მასალის დეტალურ შესწავლამდე, რომელიც ტალკის ძიების დროს კონტაქტურ ზოლში დევაგროვიტ, ღიად ვტოვებდით (98); ეს მასალა აზრს იმ დროს გაბატონებული შეხედულების საწინააღმდეგოდ ხრიდა. შ. აზიზბეკოვიც საკითხს გაურკვევლად სთვლის.

ბოლო დროს საწინააღმდეგო დებულებაც იქნა წამოყენებული: პ. კილასონია სერპენტინიტებს ვარდისფერ გრანიტებზე უფრო ძველად სთვლის (40), მაგრამ ამ შემთხვევაშიაც დასკვნა მოსაზრების ხასიათს ატარებს და არა უდავო ფაქტებზე დაყრდნობილი დებულებისას.

¹⁾ ახლოზნად (წინამდებარე შრომის გამოხადების შემდეგ) გამოქვეყნდა ნ. თათრი შვილის წერილები: „საქართველოს ძველი გრანიტიდების ასაკის შესახებ“ (საქ. სსრ. მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. V, № 1, 1944) და „საქართველოს ძველი ფუძე და ულტრაფუძე ქანების შესახებ“ (იბ.—№ 2, 1944). ძირულის მასივის სერპენტინიტებს ავტორი სულეტურ ფაზის უკავშირებს, ხოლო ვარდისფერ გრანიტიდებს, ბუნებრივია, შემდგომად სთვლის. საფუძველად მიღებულია ის გარემოება, რომ ძირ. მასივში, ავტორის განცხადებით, სერპენტინიტები კვ. დიორიტს ჰქვე-თენ. უნდა შევნიშნათ, რომ საამისო საბუთს ძირ. მასივი არ იძლევა.

საქმე იმაშია, რომ თითქმის ყველა, დაწყებული ბარსანოვით და გათავებული უკანასკნელი მკვლევართ, ერთხმად აღნიშნავენ, რომ შეხების ზოლში რაიმე დამახასიათებელი ეგზო-ან ენდოკონტაქტური მოვლენები არ ჩანსო.

აღმოჩნდა, რომ ნამდვილად კონტაქტის შესწავლა, რომლის დეტალური დაკვირვების და დასინჯვის კარგი შესაძლებლობა მოგვეცა ამ ზოლში განვითარებული ტალკის საბადოების ძიების დროს 1931—32 წლ., საკმაოდ მტკიცე საფუძვლებს იძლევა ფაქტურ მასალაზე დაყრდნობით საკითხის სრულიად გარკვეულად საბოლოო სახით გადასაქრულად.

შეგროვილი მასალის დამუშავებამ (1941 წ.) დამანახვა, რომ შეხების ზოლში წარმოშობილი კონტაქტური მოვლენების მიხედვით სერპენტინიტები აშკარად უფრო ძველ ქანებს წარმოადგენენ, ვიდრე ვარდისფერი გრანიტები¹. არ არის უარყოფილი, რომ კვარციან დიორიტებთან და აღნიშნულ გრანიტებთან ერთად ისინი ერთ მაგმურ ციკლს რომ ეკუთვნოდნენ (ჩვენი შეხედულებით: უფრო ასეც უნდა იყოს), მაგრამ თანმიმდევრობა და შედარებითი სიძველე თუ სიახალგაზრდავე მაინც გარკვეულად დაცულია.

შეხების ზოლში გვაქვს როგორც ენდოკონტაქტური ცვლილებების საკმაოდ ნათელი სურათი გრანიტში, ისე მკაფიო ეგზოკონტაქტური მოვლენები სერპენტინიტში.

ყველგან, სადაც კი გრანიტის და სერპენტინიტის უშუალო შეხება ბუნებრივი თუ ხელოვნური გზით გაშიშვლებულია, გარკვეულად ჩანს, რომ გრანიტი ამ ზოლში შედარებით წვრილმარცვლოვანი არის და მასთან ის პორფირული აგებულებით ხასიათდება. კონტაქტიდან მოშორებით მარცვლის სიდიდის ზრდა და განსხვავების შემცირება ძირითად მასასა და ფენოკრისტულ მარცვლებს შორის ცხადად შესამჩნევი ხდება.

მართალია, პორფირულ აგებულებას გრანიტი საერთოდ დიდ მანძილზე ინარჩუნებს, განსაკუთრებით მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიულ ნაწილში, მაგრამ სტრუქტურული ცვლილებები, გამოწვეული სერპენტინიტის კონტაქტით, მაინც სავესებით ნათლად ჩანან: ძირითადი მასის რაოდენობითი როლი კონტაქტში და მოშორებით სულ სხვადასხვა არის; ასევე განსხვავებულია ძირითადი მასის შემადგენელი მარცვლების სიდიდე და ფენოკრისტებთან დაპირისპირების სიმკვეთრე. ეს სურათი მეტ-ნაკლები სისრულით დაცულია მთელ ზოლში სათიბის-სერიდან ლოპანის-წყლამდე. მასთან ის თითქმის ერთნაირი ინტენსივობით არის წარმოდგენილი გრანიტის სოლებრივ-ლინზებრივი ტოტების ორივე გვერდზე, სადაც კი გრანიტის მთავარი სხეულიდან ასეთი აპოფიზები არიან გამოყოფილი და შეჭრილი ფილიტების წყებასა და სერპენტინიტს შორის.

ეს გრემოება მეტად საგულისხმოა. როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ვარდისფერი გრანიტის შედარებითი სიახალგაზრდავე უდავო ფაქტია; ფილი-

¹) ამის შესახებ ავტორის მიერ 1941 წ. გაკეთებული იყო სპეციალური მოხსენება საქ. ინდუსტრიული ინსტ-ტის მე-IV სამეცნიერო სესიაზე (91).

ტებთან შეხების ზოლში გრანიტი სრულიად მკაფიო ენდოკონტაქტური სტრუქტურული მოვლენებით ხასიათდება. ამ ფორმაციებს შუა ერთ ნაწილში სერპენტინიტის ზოლის არსებობა, ბუნებრივია, ექვს ბადებს,—ხომ არ არის სერპენტინიტის დედა-მაგმის შემოჭრა შემდგომი მოვლენა და, მაშასადამე, ზემოაღნიშნული კონტაქტური მოვლენები ნამდვილად გამოწვეული არის გრანიტის შეხებით ფილიტებთან, და არა სერპენტინიტთან. მაგრამ ამგვარი შესაძლებლობა ამ შემთხვევაში უნდა მოახსნას, რადგან გრანიტში სტრუქტურული ცვლილებები, როგორც ვთქვით, არა მარტო იქ ჩანს, სადაც ის ფილიტების წყების გვერდით მდებარე სერპენტინიტს ეხება, არამედ სწორედ იქაც იჩენს თავს (მასთან ზოგჯერ გაცილებით უკეთ), სადაც გრანიტი სოლადაა შეჭრილი სერპენტინიტსა და ფიქლების წყებას შუა, ან კიდევ სერპენტინიტის განიერი ნაწილი ერთბაშად მიაწყდება გრანიტს (ქვაშავაზე, ტალკის საბადოს მერიდიანული ზოლის გასწვრივ). ეს უბნები ფილიტების კონტაქტისაგან სრულიად დამოუკიდებელი არიან. ჭეშორის ხეობაში, მაგალითად, ენდოკონტაქტური სტრუქტურული მოვლენები გრანიტში სოლის ორივე მხარეზე მკაფიოდ ჩანს.

გარდა ამისა, ჭეშორაში გრანიტი სერპენტინიტებთან შეხების ზოლში ბიოტიტით არის გამდიდრებული; ეს გარემოებაც ენდოკონტაქტური კატეგორიის მოვლენას წარმოადგენს, მაგრამ ამის შესახებ ქვემოთ იქნება ლაპარაკი. დებულების საილუსტრაციოდ მომყავს ზოგიერთი დამახასიათებელი კრისტალის აღწერა.

1. გრანიტის სტრუქტურული ცვლილებების კარგ სურათს იძლევა ნიმუში (№ 287), აღებული ტალკის ზონისა და გრანიტის საზღვრიდან 1—2 მეტრზე. გარკვეულად პორფირული სტრუქტურის მქონეა. ემჩნევა ზოლებრივი აგებულების ტენდენცია,—ქარსი ხაზებრივად არის დალაგებული, როგორც ეს ჩვეულებრივ ბიოტიტით მდიდარ ვარდისფერ გრანიტს სჩვევია.

კვარცი მომრგვალო მარცვლების სახით არის. ხშირად დაჯგუფებულია ლინზებრივად, თითქოს ძარღვებრივიცაა; მეტწილად წყლისებრ-სუფთა გამჭვირვალე არის, კალიშპატი პერტიტული, მღვრიე, რუხი; ჩვეულებრივად ფონოკრისტების სახით; არის წმიდამარცვლოვან მასაშიც. პლაგიოკლაზი მღვრიე, დაშლილი, ცვალებადი ზომის მარცვლების სახით; საკმაოდ იდიომორფული არის; სხივების მაჩვენებლის მიხედვით ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგს უნდა ეკუთვნოდეს. ბიოტიტი ძალიან წმიდა ქერცლების სახით, მურა-მწვანე; განიცდის ქლორიტიზაციას, დაჯგუფებულია ხაზებრივად; ხშირად გარსერტყმის ფენოკრისტებს.

წმიდამარცვლოვანი (ძირითადი) მასა შლიფის 80%-ს შეადგენს. ამ მასის მარცვლების სიდიდე საშუალოდ 0,01—0,03 მმ უდრის, არის ზოგჯერ 0,01-ზე ნაკლებიც. პორფირული გამონაყოფების ზომები დიდ ფარგლებში ცვალებადობს—0,05-დან 0,5—0,8 მმ-დე. არის კალიშპატის ერთი დიდი კრისტალი 1×2 მმ-ნიც.

რამდენიმე მეტრზე ზემოაღნიშნული საზღვრიდან ქანი (№ 288) აგებულებით, მარცვლის სიდიდით და კომპონენტების რაოდენობრივი როლით მკაფიოდ განსხვავდება წინასაგან (სურ. 16).

სტრუქტურა აქ უკვე ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანია.

კვარცი შედარებით მრავლად, რაოდენობით 25—30%⁰ დე, ძარღვებრივად ფელდშპატს შორის, ზოგჯერ ჰქვეითს ამ უჯანასკნელს. \perp ნიკოლებში ძარღვებრივი კვარცი მომრგვალო აგრეგატებად იშლება, სიდიდით ჩვეულებრივ 0,1 მმ გარშემო. ზოგჯერ დაკბილულია. კვარცის აგრეგატების უდიდესი ზომა 0,3 მმ. არ აღემატება. კალიშპატი (მიკროკლინი) რაოდენობით 50%⁰ დე, პერტიტული (ალბიტის ძაფებრივ-თითისტარული ჩანაზრდებით), ზოგჯერ მიკროკლინური ბადით. ხასიათდება დიდი მარცვლებით. ზოგჯერ კვარცთან თითქმის პეგმატიტურ შენაზრდებს ჰქმნის. საკმაოდ სალია, ზოგჯერ კი შემურულია პელიტური ნივთიერებით. წარმოდგენილია მარტივ მრჩობლებში. შლიფში ჩანს ერთი დიდი მარცვალი 7×6 მმ, რომელიც მიკროპეგმატიტის და კვარცის 0,1—0,3 მმ სიგანის ძარღვებით არის გაკვეთილი. პლაგიოკლაზი ალბიტის რიგს მიეკუთვნება, 20%⁰ დეა. მიკროკლინის მსგავსად მოზრდილი მარცვლების სახით არის საერთოდ ფელდშპატების სიდიდე ქანში ჩვეულებრივ ერთეული მილიმეტრის ფარგლებში ქანაობს, იშვიათად თუ 0,5 მმ ნაკლები იქნება. პლაგიოკლაზი შედარებით დაშლილია. ბიოტიტი მცირე რაოდენობით არის (3—5%⁰), მურა მწვანეა, მღვრიე ელფერის. ზოგჯერ მუჭყავისფრად არის შეფერილი; დაშლილია, განიცდის ქლორიტიზაციას; გამოჰყოფს მურა რკინის ჟანგებს. სხვადასხვა ზომის, ზოგჯერ ნაფლეთა ფირფიტების სახით არის; უდიდესი აგრეგატის ზომა $0,4 \times 1$ მმ-ა. ხშირად ფირფიტების ერთმანეთზე გადაბმით ზოლებს ჰქმნის და პლაგიოკლაზის (იშვიათად, კვარცის) მარცვლებს შორის ძარღვებრივად არის მოქცეული. ზოგჯერ „ჰქვეითს“ ალბიტს, უთუოდ ჩანართებია.

აქცესორული შემადგენლები (აპატიტი, ცირონი, მაგნეტიტი) უნიშვნელო რაოდენობით არიან. მეორად გამოიწყოფები წარმოადგენენ: პელიტური ნივთიერება, რკინის ჟანგები, სერიციტი და ქლორიტი.

კალიშპატის დიდი მარცვლები შედარებით ილიომორფულია. კვარცი გამოყოფილია ყველაზე ბოლოს.

დიდი მარცვლები შლიფის ფართის 70—80%⁰ შეადგენენ; დანარჩენს შედარებით წვრილმარცვლოვანი მასა იჭერს, რომელშიაც კვარცი გარკვეულად ბატონობს.

ამ ქანს მკაფიოდ ახასიათებს: ბიოტიტის რაოდენობის შემცირება და მისი სხვაგვარი ელფერი (არაკონტაქტური), მარცვლის სიდიდის გაზრდა, პორფირული გამონაყოფების სიჭარბე, შედარებით შემცირებული სიმკვებთრე წვრილმარცვლოვან მასასა და ფენოკრისტულ აგრეგატებს შორის და აგრეთვე უფრო მეტი მეკვიანობა.

რამდენიმე ათეულ მეტრზე კონტაქტიდან ქანი (№ 428) უკვე ტიპურ მსხვილმარცვლოვან გრანიტს წარმოადგენს.

კვარცი ალოტრიომორფული, ტალღებრივი ჩაქრობის, დიდი მარცვლების სახით არის; შეიცავს ხაზებრივად დამაგებულ შავ მტერისებურ ჩანართებს; ზომები რამდენიმე მილიმეტრის ფარგლებში მერყეობს. დიდ მარცვლებს კიდევზე ზოგჯერ მოზაიკურად დამსხვრეული ზოლები აკრავს; ნაშხვრევი აგრეგატების ზომა მილიმეტრის მეათედების გარშემო (ჩვეულებრივ 0,5-ზე ნაკლები) ქანაობს. კვარცის რაოდენობა 35—40%⁰ იქნება. ალბიტიც ამდენივეა. წარმოდგენილია ხშირად პოლიკრისტული მრჩობლებით. შედარებით დაშლილი ჩანს, დაცხრილულია სერიციტით. მიკროკლინი რაოდენობით ცოტათი ჩამორჩება პლაგიოკლაზს. თითქმის მუდამ პერტიტულია (ალბიტის გრძელი, ჯოხებრივი, ზოგჯერ თითისტარული ჩანაზრდებით); არის ტიპური მიკროკლინური ბადის მქონე მარცვლებიც. სიდიდე ერთეული მილიმეტრის ფარგლებით ისაზღვრება დამტვერილია პელტიტური ნივთიერებით, მაგრამ საერთოდ მაინც შედარებით სალი ჩანს. წახნაგები ზოგჯერ რეზორბირებულია. ბიოტიტი შეზურვილი, მურა მწვანე ფერის, ხასიათდება რკინის ჟანგის გამოიწყოფებით; უნიშვნელო რაოდენობით არის, არა უმეტეს 1%⁰-სა. ჩვეულებრივ ლოკალიზებულია უსწორმასწორო ზოლის სახით მთავარი კომპონენტების მარცვლებს შუა. უდიდესი ფირფიტებრივი მარცვლის ზომა $0,4 + 0,8$ მმ, მაგრამ

არსებითად ეს ფორფიტა აგრეგატულ აგებულებას იჩენს—შემადგენლების 0,05—0,1 მმ გარ-
შემო ჭანაობით.

აქცესორული და მეორადი ნივთიერებების რაგვარობა და როლი ისეთივე ხასიათისაა,
როგორც წინა ნიშნულში.

ამგვარად, კონტაქტიდან მოშორებით გრანიტმა თანდათანობით ნორმა-
ლური ხასიათი მიიღო. პორფირული აგებულება აქ უკვე ძალიან სუსტად თუ
მკლავდებდა. მხოლოდ კვარცის კიდური ნაწილები ან ფელდშპატებს შორის
მოქცეული ძარღვებრივი უბნები აჩვენებენ წვრილაგრეგატულ, მოზაიკურ აგე-
ბულებას, რაც „ძირითადი მასის“ შთაბეჭდილებას სტოვებს, მაგრამ ეს სურა-
თი უფრო კატაკლაზის გამომხატველი უნდა იყოს. კიდევ რომ მისი ამგვარი
ახსნა უარყოფით და ის პირველად მოვლენად ჩაეთვალოთ, ამგვარი მასის შედა-
რებით შემცირებული როლი და მარცვლების მეტი სიდიდე—წინა ნიმუშებთან
შედარებით—მაინც ძლიერ თვალსაჩინო ხდება.

ნიმუშები გრანიტის სოლის მეორე გვერდიდან, ე. ი. ფილიტებთან შე-
ხებიდან (№ 431 და № 432) ნათლად ამტკიცებენ, სერპენტინიტთან კონტაქ-
ტის მსგავსად, გრანიტის წვრილმარცვლოვან და მკვეთრ პორფირულ აგე-
ბულებას ფიქლებთან შეხების ზოლშიაც.

ქანის მიკროსკოპიული ბუნება სავესებით ანალოგიურია ზემოაღწერილი
№ 287-ს იმ განსხვავებით, რომ აქ ფილიტების მოსაზღვრე გრანიტი ბიოტი-
ტით ისე არ არის გამდიდრებული და კვარცსაც შედარებით მეტი რაოდენო-
ბით შეიცავს.

სტრუქტურა პორფირულია. ფენოკრისტები მიკროკლინს და ალბიტს ეკუთვნიან; ერთი
დიდი მარცვლი—ზომით $3 \times 3,5$ მმ-ი კვარცისაა არის. კვარცის წვრილი და საშუალო მარ-
ცვლები ჭანის 30% -ს შეადგენენ. კვარცა თითქოს აცეფენტებს ერთმანეთთან ფელდშპატის კრის-
ტალებს. აგრეგატების საშუალო ზომა $0,05$ მმ. კალიშპატ-პერტიტის და ალბიტის მორჩილი
ნარცვლების ზომა $0,1 \times 0,12$ მმ გარშემო. ქანაოჯ; არის უფრო პატარა კრისტალებიც. კვარ-
ცის და მიკროკლინ-ალბიტის ამგვარი მარცვლებისაგან შემდგარი წვრილმარცვლოვანი მასა
შლაფის კვეთის დაახლოებით 50% შეადგენს, დანარჩენს კი ფენოკრისტული ინდივიდები იჭერენ.
ფელდშპატების მორჩილი მარცვლების ზომა $0,8 \times 1,2$ მმ აღწევს. ბიოტიტი უმნიშვნელო
რაოდენობით არის,—ამ მინერალის სულ რამდენიმე პატარა ქერცლია მხოლოდ.

აღწერილი ნიმუშებიდან გარკვევით ჩანს, რომ ქეშორის გრანიტი, რომე-
ლიც ვიწრო ზოლის სახით არის მოქცეული სერპენტინიტსა და ფიქლებს შუა
(სურ. 15) და აშკარად სოლებრივ ტოტს წარმოადგენს გრანიტული ინტრუ-
ზივის მთავარი სხეულისას (ამაში ექვის შეტანის არავითარ საფუძველს არ
იძლევიან არც საველე პირობები და არც ნიმუშების მიკროსკოპიული ბუნება),
ორსავე კიდევ პორფირულ და შედარებით წვრილმარცვლოვან აგებულებას
იჩენს, მოშორებით კი თანდათან უფრო მსხვილი და თანაბარმარცვალა ხდება.
აშკარა არის, რომ ორივე შემთხვევაში სურათი ერთნაირი კატეგორიის მო-
ვლენის შედეგია და გრანიტის შედარებით სიახალგაზრდავეზე მიგვითითებს.
სხვაგვარად ამ ფაქტის ახსნა მეტად ხელოვნური იქნებოდა.

2. არანაკლებ დამაჯერებელ ფაქტებს იძლევა ქვაშავის კონტაქტური
ზოლის შესწავლა. მრავალ ადგილას ეს უკანასკნელი საძიებო თხრილებით
გვეკონდა გაკვეთილი. მოვიყვან ერთ-ერთი ადგილის (თხრილი № 11, რომე-
ლიც აქ გრანიტის სოლებრივ დაბოლოებასთან არის გაჭრილი) დაზვერვის
შედეგებს.

ნ.მ. № 49, აღებულ უშუალოდ კონტაქტში—რამდენიმე სანტიმეტრზე სერპენტინ ტიდან, მაკროსკოპიულად რუხ-მოყვითალო, მომწვანოვლებული, წმიდამარცვლოვანი, პარალელური აგებულების ქანს წარმოადგენს; აქა-იქ გამოირჩევა მოვარდისფრო ფელდშპატის და კვარცის ჩანაწინწყლები.

მიკროსკოპში—არათანაბარმარცვლიანი, პორფირული სტრუქტურის, პარალელურ-ლინზებრივი (გნეისებრივი) აღნაგობის ქანია. მთავარ კომპონენტებს წარმოადგენენ: კვარცი, პლაგიოკლაზი, კალიშპატი და სახეშეცვლილი ქარსი (სურ 17).

გამოირჩევა 12 ფენოკრისტი ზომით თვითეული $0,2 \times 0,3$ მმ-ზე მეტი. ყველანი ფელდშპატს წარმოადგენენ. ესენი შლიფის ფართის $6,4\%$ -ს შეადგენენ.



სურ. 16.

დანარჩენ ნაწილს წვრილ და წმიდამარცვლოვანი მასა კქმნის. ფენოკრისტებიდან 2 უდიდესი მარცვლის ზომა აღწევს: 1) $0,7 \times 0,78 = 0,55$ კვ. მმ და 2) $1 \times 0,65$ (ორივე კალიშპატი, ალბიტის ჩანაზრდებით). დანარჩენი 10 მარცვლის სიდიდე $0,1-0,5$ მმ² ფარგლებში მერყეობს.

წვრილმარცვლოვანი მასა არსებითად ქარსის მიკროქერცლებრივ ბადეს წარმოადგენს, რომელშიაც სხედან კვარცის და ფელდშპატის მარცვლები ზომით პაწაწა— $0,01$ მმ ნაკლები აგრეგატებიდან—შედარებით მოზრდილი, $0,1-0,2$ მმ-ან

მარცვლებამდე. მთავარ ნაწილს—შლიფის $70-75\%$ -ს წმიდამარცვლოვანი მასა კქმნის; აქ მარცვლების ზომა საშუალოდ $0,01-0,03$ მმ ფარგლებში ქანაობს; $0,05$ -დან $0,1$ მმ-დე ზომის მარცვლები შეადგენენ $12-15\%$ -ს; $0,1-0,2$ მმ-ები კიდევ— $8-10\%$ -ს.

კვარცი ქანში მეტწილად პაწაწა და პატარა მარცვლების სახით არის თითქოს ძარღვბრივია. ზოლები ერთმანეთის პარალელური არიან. ცალკე იზოლირებული მარცვლები ძალიან იშვიათია, მუდამ ლინზებრივ-ზოლებრივად არის დაჯგუფებული. ზოლებს თითქოს მოზაიკის სახე აქვთ.

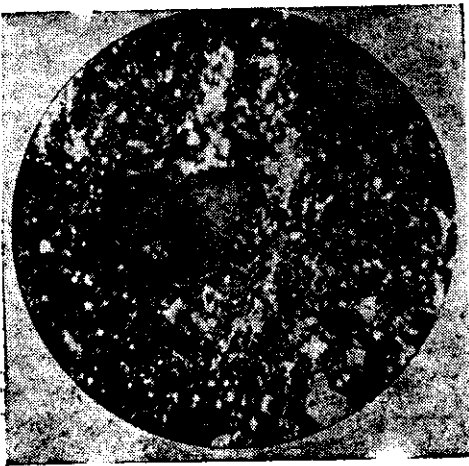
კალიშპატი მეტწილად ფენოკრისტების სახით, წვრილმარცვლოვან მასაშიაც შედარებით მოზრდილ მარცვლებად არის. იშვიათად პეტრიტული. მიკროკლინური ბადე ძალიან იშვიათად ჩანს. დიდი მარცვლები იდიომორფული არიან; მომრგვალებული კუთხეებით და კვარცის მიერ შეპებული (შელრღნილი) გვერდებით ხასიათდებიან. შეიცავს ზოგჯერ ალბიტის იდომორფული კრისტალების ჩანართებს, ზოგჯერ კიდევ შეზრდილია მასთან. ხასიათდება რუხი-მოშავო პელიტური მტვრით.

პლაგიოკლაზი ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგით არის წარმოდგენილი. სხივების მარჯვენა-ბელი Ng-ზე ცოტა მეტია ბალხამის მარჯვენაზე. სერიციტიზებულია; სერიციტი წერტილებრივ და ფირფიტებრივ აგრეგატებად. შეიცავს მწვანე ქლორიტიზებული ქარსის ჩანართებს. ზოგჯერ წმიდა პოლისინთეზურ-მარჩობლური აგებულება ემჩნევა (მაგრამ გაზოგები არ უნერ-

ქდება მაინც). წვრილ მასაში მომრგვალო მარცვლების სახით არის. მრავლადაა. საერთოდ ფელდშპატი მაინც საკმაოდ საღი არის.

ქარსი თხელფირფიტებრივ-ქერცლებრივია. ზომით ჩვეულებრივად 0,02 მმ-ზე ნაკლები. დალაგებულია დაკლაკნილ ხაზებად. შრიფის თითქმის 20—25%⁰-ს შეადგენს. ფერი ყვითელ-მომწვანო. პლეოქროიზმი შედარებით სუსტი—ღია მოთეთრო-მოყვითალოდან მუქ მურა-ყვითელ-მწვანემდე. მეტწილად ქლოზიტისებული არის. ინტერფერენციული ფერები ყვითელ-ნარინჯისფერი. ზოგჯერ პლეოქროიზმი და ინტერფ. ფერები წმიდა ქარსული აქვს. ზოგიერთ ინდივიდს ემჩნევა გაუფერულება. მუდამ გარშემოხვეულია კვარცის და ფელდშპატის მარცვლებზე, განსაკუთრებით ფენოკრისტულ და ნ.ხევრად ფენოკრისტულზე.

ყვითელ-მწვანე ქარს-ქლორიტის მასა ჰქმნის ქსელს, რომელშიაც სხედან დანარჩენი კომპონენტების ზოგჯერ იდიომორფულწახნა-



სურ. 17

გებიანი, ზოგჯერ კიდევ მომრგვალო და ოვალური მარცვლები. ხაზებრივი ორიენტების გამო ვლებულობთ კვანძებრივ-გნეისურ სურათს. ამ მხრივ ქანის აგებულება თითქმის სრულიად ანალოგიურია ინიექციებულ მიკროფიქლების.

არ არის უარყოფილი ქანის წარმოშობა დაფიქლებული სერპენტინიტის (კონტაქტის ზოლში სერპენტინიტი მეტწილად დაფიქლებულია) გარაგავიკებისა და ინიექციის გზით. მწვანე ქარსული მინერალის ქსელი გრანიტის გავლენით ქარსად ქცეული სერპენტინიტის რელიქტური მასალა შეიძლება იყოს. საკითხი სპეცი-

ალურ კვლევას მოითხოვს.

ნიმ. № 50 და № 51 (30 სან-

ტიმეტრზე წინადან) ანალოგიური არიან № 49-ს. მარცვლიანობა თვალცხადლივ გაზრდილია.

ნიმ. № 52, აღებული 50 სანტიმეტრზე № 49-დან, შედარებით მკაფიო მარცვლიანობით—ხშირად თვალით გასარჩევი ფელდშპატით ხასიათდება. მიკრო-ზოლებრივობა ნათლად ჩანს.

მინერალური შედგენილობა და სტრუქტურა იგეითვება, როგორც წინა ნიმუშების. წვრილმარცვლოვან მასაში საკმაოდ მკვეთრად ჩანს პარალელურ-ზოლებრივი აგებულება. ფენოკრისტები სურათს რევენ. ემჩნევა მაინც, რომ სხვადასხვა ზოლები დიდ მარცვლებს მეტ-ნაკლები რაოდენობით შეიცავენ. კვარცი ჩვეულებრივ 0,05—0,1 მმ ზომისაა, ძალიან იშვიათად უფრო მეტი ან 0,02-ზე ნაკლები. ძირითადი მასის 30—35%⁰ შეადგენს. ხშირად არის წაგრძელებული, დაკბილული აგრევატების სახით. მოზრდილი მარცვლები ტალღებრივ ჩაქრობას იჩენენ.

კალიშპატი (მიკროკლინ-პერტიტი) არის წვრილმარცვლოვან მასაშიც—აქ თითქმის ცემენტისებურად. ზოგჯერ კვარცთან მიკროპეგმატიტურ შენა-ზარდებს ჰქმნის.

პლაგიოკლაზი ალბიტ-ოლიგოკლაზს მიეკუთვნება (მაქსიმალური სიმეტრიული ჩაქრობა (010) \perp ზონაში 5° უდრის, პლაგ. № 16). პოლისინთეზურ-მრჩობლური ინდივიდები ხშირად მოლუნული არიან, რამდენიმე მარცვლი კიდევ გატეხილია; ნაპრალებში შეჭრილი არის კვარც-კალიშპატის წმიდამარცვლოვანი მასა, ბიოტიტი $3-4\%$ -დეა. აქაც წვრილქერცლებრივია.

ქანის წვრილმარცვლოვანი მასა ლეიკოკრატულია, ბიოტიტით შედარებით ღარიბი ჩანს.

კარგად არის გამოხატული კომპონენტების გამოყოფის მიმდევრობა: კალიშპატის და პლაგიოკლაზის ფენოკრისტული მარცვლები, ბიოტიტი, წვრილმარცვლოვანი მასა (ფელდშპატი, კვარცი, ბიოტიტი), რომელიც კვარც-კალიშპატის მიკროპემატიტური შენაზრდების ან მარტო კვარცის გამოყოფით მთავრდება.

შლიფში მარცვლები $0,1$ მმ-ზე მეტი ფართით 12% -ს შეადგენენ. ყველანი ფელდშპატს ეკუთვნიან. უდიდესის ზომებია: 1) $0,6 \times 0,8$ მმ და 2) $1 \times 0,5$ მმ.

წვრილმარცვლოვანი მასაში ასეთი განაწილება ჩანს (შლიფის მთელი ფართის მიმართ): 1) მარცვლები საშუალო დიამეტრით $0,1-0,2$ მმ ფარგლებში— 10% ; 2) $0,05-0,1$ მმ-დე— 18% -დე; 3) $0,02-0,05$ მმ— 45% ; 4) $0,01-0,02$ და ნაკლები $0,01$ -ზე— 15% .

ამგვარად, ამ შლიფში ($0,5$ მ მოზორებით კონტაქტიდან) უკვე ჩანს ერთი მხრივ ფენოკრისტების $\%$ -ლი როლის გაზრდა და მეორე მხრივ—წვრილმარცვლოვანი მასის შედარებით გამსხვილება და მასთან ბიოტიტით გაღარიბება, ამ მოვლენების შემდგომი თანდათან განვითარების კარგ სურათს იძლევიან ნიმ. 54, 55 და 57, აღებული კონტაქტიდან შესაფერად 1, 2 და 5 მეტრზე.

გარკვეულობისათვის უნდა აღინიშნოს, რომ სერპენტინიტის კონტაქტიდან დაშორებით თანდათან ვუახლოვდებით ფიქლებს, რომელნიც აქ გრანიტის სოლს სამხრეთიდან ესაზღვრებიან. ასე რომ აღწერილი სტრუქტურული (ველილებების სრული დამოუკიდებლობა ფილიტების კონტაქტისაგან სავსებით აშკარა ხდება.

ნიმ. № 54 — ჰიპიდომორფულ, არათანაბარმარცვლოვანი გნეისებრივი აგებულების ქანს წარმოადგენს. მაკროსკოპიულად გამოირჩევა ფელდშპატის მარცვლები ზომით $1,5$ მმ-დე.

მინერალური შედგენილობა, კომპონენტების დამახასიათებელი თვისებები, მათი ურთიერთობა და ქანის აღნაგობა წინა ნიმუშის სავსებით ანალოგიურია. შედგენილობის შესახებ უნდა შევნიშნოთ, რომ ამ ქანის წვრილმარცვალა მასა კვარცით შედარებით მდიდარი ჩანს.

ფენოკრისტულ მარცვლებს შორის მიკროკლინი გარკვეულად სქარბობს (საგრძობლად) და გარდა ამისა პლაგიოკლაზი უფრო მეტად რიგს მიეკუთვნება (ი.ს მიხედვით). მარცვლების სიდიდის გაზომვები ასეთ შედეგს იძლევიან: 1) მარცვლები $0,1$ მმ-ზე მეტი ფართით შეადგენენ $20-25\%$ -ს. დიდი ფენოკრისტი, ზომით $0,5$ მმ-ზე მეტი, 7 ცალია. ყველანი ფელდშპატს ეკუთვნიან.

- | | | | |
|----|-----------|----------------------------|---|
| 2) | მარცვლები | სიდიდით (საშუალო დიამეტრი) | 0,1—0,2—0,25 მმ ფარ-გლებში 20%-დე არის. |
| 3) | " | " | " 0,5—0,1 მმ—შედარებით კარბად,—25%-დე. |
| 4) | " | " | " 0,02—0,05 მმ—15—18% |
| 5) | " | " | " 0,01—0,02 მმ არა უმეტეს 10—12%. |



სურ. 18. ნიმ. № 54.ს მიკროსკ. სტრუქტურა.

ნიმ. № 55 შედარებით დიდმარცვლოვანია. ფელდშპატი შკაფიოდ გამოირჩევა; ერთი მარცვალი 0,5 სანტ. სიდიდისა არის. პარალელურ-გნეისური აღნაგობა მასაც ემჩნევა, განსაკუთრებით გამოფიტულს, მაგრამ ისე კარგად მაინც არა, როგორც წინა ნიმუშებს.

მიკროსკოპში სტრუქტურა ჰაბიდიომორფულ - არათანაბარმარცვლოვანია. აგებულება გნეისებრივი. მინერალური შედგენილობა იგეთივე, როგორც წინასი.

აშკარად გაზრდილია წვრილმარცვლოვანი („ძირითადი“) მასის მარცვლების საშუალო სიდიდე, მასთან შემკირებულია ამ მასის როლი.

მარცვლები 0,1 მმ² მეტი ჯარით შეადგენენ შლიფის 40—50%-ს.

2 უდიდესი მარცვლის ზომა აღწევს: 3,2×2 მმ-ს (მიკროპეგმატიტური ძარღვით გახლჩილი მიკროკლინი) და 1,4×1,2 მმ-ს (ალბიტი). საერთოდ 1 მმ² მეტფართიანი მარცვალი 5—6 ცალია, 0,5 მმ²-ნი კი—ძალიან ბევრი.

წვრილმარცვალა მასაში გაბატონებულია 0,05—0,1—0,2 მმ სიდიდის მარცვლები (საშუალოდ 0,05—0,1 მმ). 0,05-ზე ნაკლები ზომის ცოტაა; ძალიან იშვიათია 0,02 მმ-ზე მცირე.

ქანს თითქოს კვარცის როლის გაზრდა ემჩნევა. კვარცი აქაც ძარღვებრივ, წვრილაგრეგატულ ბადეს ჰქმნის, რომელშიაც დაქსაქსულ-დატოტვილი, უფრო იშვიათად იზოლირებული მარცვლების სახით კალიშპატი და, შედარებით დამორჩილებულ მდგომარეობაში, ალბიტი გვაქვს.

ნიმ. 56, სამ მეტრზე კონტაქტიდან, წმიდამარცვლოვან ვარდისფერ გრანიტს წარმოადგენს კვარცის სინდეტური წვრილი ზოლებით. ამჟღავნებს გნეისებრივ აგებულებას.

ნიმ. № 57 (სერპენტინიტიდან 5 მეტრზე)—ტიპიური წვრილმარცვლოვანი წაგნისო ხასიათის ლეიკოკრატული გრანიტია. კვარცი თითქმის უწყვეტ სინდეტურ ზოლებს ჰქმნის.

რაოდენობითი შედგენილობის გამოთვლა (ხაზებრივი მეთოდით) ასეთ შედეგს იძლევა: კვარცი—39,2%; კალიშპატი—35,5%; პლაგიოკლაზი—14,7%; ბიოგ. გეოლოგიის ინსტ. შრომები, ტ. IV (IX).

ტიტი და რკინის ქანგი (ბიოტიტის ჩამნაცვლებელი)—3⁰/₀; წმიდამარცვლოვანი მასა—7,6⁰/₀.

წმიდა მასა ღინზებრივ ზოლებად არის კვარცის ძარღვისებურ უბნებში ან ფართო ზოლების პერიფერიულ ნაწილებში. შეფერილ-გაჭუჭყიანებულია (პელიტური ნივთიერებით და რკინის ქანგით). ± ნიკოლებში გამოჩნდება პატარა მარცვლები ზომით 0,01—0,03 მმ ფარგლებში, უფრო ხშირად 0,02—0,03 მმ. დისპერსული ეფექტის მიხედვით კვარცს და კალიშპატს უნდა წარმოადგენდნენ (ალბიტი საეკვოა). ამ მასის დიდი ნაწილი არა სავსებით ცხად უბნებს ჰქმნის.

დამახასიათებელია ამ შლიფ-სათვისაც კვარციანი უბნების მორფოლოგია. კვარცი ძარღვებრივ-ზოლურ განლაგებას იჩენს. ზოლები ხან ვიწროვდება, ხან განივრდება. შიგადაშიგ ზის კალიშპატის ან ალბიტის ცვალებადი სიდიდის მოგრძო მარცვლები; შეიცავს აგრეთვე ბიოტიტის ქერცვლებს იზოლირებულად ან დაჯგუფებულს წვრილ ზოლებად (განით 0,02—0,03 მმ. სურ 19). მთავარ ზოლებს ხშირად გამოეყოფა ფელდშპატებს შორის შეჭრილი ბუდებრივი ან ძარღვებრივი ტოტები. ასე რომ მთელ შლიფში კვარცი ერთგვარ, თითქმის უწყვეტ ჩაზნს ჰქმნის, რომელშიაც სხედან ან მისგანვე დაბლერილი ან კიდევ მთლიანი, მაგრამ გვერდებზე დვალი, ფელდშპატის—მეტწილად კალიშპატის—მარცვლები. ხშირად იძლევა პეგმატიტურ შეზრდას მიკროკლინთან. ზოგჯერ თითქმის მთლიანად ანაცვლებს კალიშპატს ან პლაგიოკლასს. აგრეგატების სიდიდე საშუალოდ 0,05—0,1 მმ ფარგლებში ცვალებ-დობს. არის უფრო მეტი ზომისაც; ჩვეულებრივ უფრო ხშირად 0,1 მმ-ს გარშემო ქანაობს.



სურ 19.

კალიშპატი დამახასიათებელი ბადის და გაზომების მიხედვით აქაც მიკროკლინს მიეკუთვნება. მარცვლების უდიდესი ნაწილი დიდი ზომის არის,—რამდენიმე მილიმეტრიდან ნახევარ სანტიმეტრამდე. ასეთი დიდი მარცვლები არასოდეს არ არიან მთლიანი,—წერილმარცვლოვანი კვარცის ძარღვებრივი მასა მათ ჩვეულებრივ ან ოთხ, დახლოებით თანაბარ ნაწილად, ან ზოგჯერ უწყსო უბნებად ჰყოფს. მარცვლები სიდიდით 0,05—0,1 მმ ფარგლებში კალიშპატის მთელი მასის 1—2⁰/₀ თუ შეადგენს, ხოლო 0,05-ზე ნაკლები—0,5⁰/₀-ზე მეტი არ იქნება. დანარჩენი 0,1 მმ მეტი სიდიდის არის.

პლაგიოკლაზი ჩვეულებრივ უფრო დაშლილია, ვიდრე მიკროკლინი. არის დიდ და პატარა მარცვლებად. დამორჩილებულ მდგომარეობაშია. ი-ს მიხედვით

ალბიტის რიგს მიეკუთვნება.

ბიოტიტი აქაც თხელქერცვლებრივია, ზოგჯერ იზოლირებული, ზოგჯერ ზოლურად შეჯგუფული, იშვიათად ფელდშპატზე შემოსაღებული.

როგორც მოყვანილი მასალიდან ჩანს, ამ ქანში 0,05 მმ-ზე ნაკლები სიდიდის მარცვლები შეადგენენ სულ არა უმეტეს 9⁰/₀-სა. უმცირესის ზომა არის საშუალოდ 0,02 მმ. დიდი მარცვლების ფართი რამდენიმე კვადრატულ მმ-ს აღწევს. გვერდების სიგრძე 0,4 სანტიმეტრამდე აღის.

თუ როგორც ცვლილებებს განიცილის გრანიტი კონტაქტიდან კიდევ უფრო მოშორებით, ამის კარგ სურათს გვაძლევს ნ. № 435, აღებული სერპენტინიტიდან მე-17 მეტრზე, მართალია, არა უშუალოდ ამ კრილში, მაგრამ ამ შემთხვევაში ამას არ აქვს არსებითი მნიშვნელობა.

ქანი ტიპიურ საშუალომარცვლოვან ლეიკოკრატულ ვარდისფერ გრანიტს წარმოადგენს (სურ. 20).

ამ ქანშიც გამოირჩევა წვრილმარცვლოვანი „ძირითადი“ მასა და პორფირული კომპონენტები. პირველი შლიფის 10% არ აღემატება; ძარღვებრივი ფორმა აქვს; შედგება კვარცისა, კალიშპატისა და ალბიტისაგან; სჭარბობენ ფელდშპატები. ასეთი უბნები მკაფიოდ განსხვავდებიან საკუთრივ კვარცის ზოლებისაგან,—ეს უკანასკნელი მარტო კვარცისაგან შედგება, სხვა მინერალები არ ურევია და მასთან უფრო მსხვილაგრეგატული არის. ასე რომ კვარცი აქ ორი გენერაციისა უნდა იყოს.

ამ ქანში მარცვლის სიდიდე კიდევ უფრო გაზრდილი ჩანს. ფელდშპატის ზომები რამდენიმე მილიმეტრის ფარგლებში მერყეობს. კვარცის აგრეგატების სიდიდეც მომატებულია. ისე კი მისი მარცვლები სიდიდით აქაც გაცილებით



სურ. 20.

ჩამორჩებიან ფელდშპატს. შემცირებულია წვრილმარცვლოვანი მასის როლი და მასთან გაზრდილია ამ უკანასკნელის შემადგენელი მარცვლების სიდიდე.—უმცირესი კრისტალის ზომა 0,04—0,05 მმ-ზე ნაკლები ძალაან იშვიათია.

თუ შევაჯამებთ ზემოაღნიშნულ შედეგებს, მივიღებთ ასეთ ცხრა-ლს, რომელიც კონტაქტური მოვლენის სრულიად ნათელ, დამაჯერებელ სურათს იძლევა გრანიტის და სერპენტინიტის შეხების ზოლის გარჩეულ ჭრილში (ცხრ. 4).

3. აღწერილის ანალოგიური მოვლენები შესამჩნევია ქვაშავის სერპენტინიტის არა მარტო სამხრეთ

და ჩრდილო კონტაქტურ ზოლში, არამედ დასავლეთ პერიფერიაზეც. აქ სერპენტინიტის დაბოლოებასთან კონტაქტი მეზიდინულად არის მიმართული, ასე რომ ის ფიქლების და გრანიტის შეხების ხაზის თითქმის მართობულია. სტრუქტურული ენდოკონტაქტური ცვლილებები ისეთივე თანმიმდევრობით, როგორც აღწერილ უბანზე, უკვე O-დან W-კენ იწყებენ აქ განვითარებას, რაც ერთხელ კიდევ ამტკიცებს ამ მოვლენის ფიქლების წყებისაგან დამოუკიდებელ ხასიათს.

მაგალითად: ა) ერთ-ერთ საძიებო თხრილში (№ 8), რომელიც ფილიტების წყებას დაშორებულია 150 მეტრით, გრანიტი აგრეთვე გარკვეულად პორფირული ბუნების არის; ნიმუშები აღებული კონტაქტიდან რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრზე (№ 442) და შემდეგ 1—1,5 მეტრზე, მკაფიოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან მარცვლის სიდიდით და ძირითადი მასის რაოდენობით როლით. პირველში ეს უკანასკნელი არანაკლებ 45—50%-ს შეადგენს; მეო-

რეში კი გაცილებით ნაკლები რაოდენობით არის და მასთან უფრო მოზრდილი მარცვლით ხასიათდება. პირველ შემთხვევაში მასის შედგენილობაში 0,01—0,02 მმ მარცვლები თითქმის მთავარ როლს თამაშობენ, მეორეში კი—ისინი იშვიათი არიან. კვარცის რაოდენობაც კონტაქტიდან მოშორებით შედარებით მეტია (პირველ ქანში კვარცისმაგვარი სუფთა, გამჭვირვალე მარცვლები ლერძიანობის განსაზღვრით ხშირად ალბიტი აღმოჩნდნენ). ფენოკრისტები უფრო მკვეთრად პირველში გამოიყოფიან; მათი ზომები საშუალოდ 0,2—0,3 მმ უდრის; უდიდესი მარცვალი 0,5—0,8 მმ ს აღწევს. ალბიტი სჭარბობს კალიშპატს. ეს უკანასკნელი პერტიტულია.

ცხრილი 4

ნომ. №	დაშორება სერპ. კონტაქტიდან.	რაოდენობითი შედგენილობა (შლიფის ფართის 1/16-ში)								
		წვრილმარცვლოვანი მასა (d მმ-ში)				დიდი გამონაყოფები (d მმ-ში)				
		0,01—0,02	0,02—0,05	0,05—0,1	0,1—0,2	0,2—0,5	0,5—1	>1	უდიდესის ზომა	
49	რამოდ. სანტ.	საშ. 0,01—0,03 70—75		12—15	8—10	3	3,4	არ არის ერთი დამსხვრ. მარცვ.	1) 0,65 × 1 2) 0,7 × 0,8	
52	0,6 მეტრი	15	45	18	10	12		—	1 × 1 0,5 × 1 0,6 × 0,8	
54	1 "	10—12	15—18	25	20	20—25		—	0,8 × 1 0,65 × 0,8 0,75 × 0,9	
55	2 "	საშუალოდ 0,05—0,1 < 0,02 ძალიან იშვიათია.				50—60			40—50 (5 მარცვლ.)	1,2 × 1,4 2 × 3,2
57	5 "	1,5	7,5	40		51 ბლომად			2,5 × 3,5	
435	17 "	არ არის	უმნიშვნელო	10	საშ. 0,2—1			90 ბეგრაი	2 × 3	

საერთოდ № 442 ანალოგიურია № 49 და № 52-ს (სურ. 21)

ქანისთვის ძალიან დამახასიათებელია კვარცისებური, სუფთა, მიკროტინული ალბიტის არსებობა (სხვათა შორის, ამგვარი ალბიტი სხვა შლიფშიაც ჩანს უშუალოდ კონტაქტში და მის ახლოს რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრზე) მის გვერდით არის სხვაგვარი პლაგიოკლაზი—ძლიერ სერიციტიზებული და პელიტიზებული,—მეავე (ალბიტის ან ალბიტ-ოლიგოკლაზის) რიგის. სადი ალბიტი უთუოდ უფრო შემდგომია,—ალბათ პნევმატოლიზური, შეიძლება ჰიდროთერმულიც იყოს. კონტაქტიდან მოშორებით ის თითქმის აღარ გვხვდება, მარტო პირველადი მკავე და-

შლილი პლაგოკლაზი ჩანს. ბიოტიტი ამ შლიფში არ გვაქვს, არის მხოლოდ ცოტა ქლორიტი, მაგრამ მრავლად არის წვრილქერცლებრივ-აგრეგატული თეთრი ქარსი (სერიციტი). შეიძლება ის ბიოტიტის ხარჯზე იყოს, ნაწილობრივ მაინც, წარმოშობილი. ამგვარი აგრეგატებით ძირითადი მასა ძალიან მდიდარია.

ბ) საძიებო შტოლნის (№ 2. გაყვანილია ტალკის ზონაში გრანიტის კონტაქტის გასწვრივად) სულ ბოლო დასავლეთი შტრეკი ჰკვეთს მართობულად გრანიტის სერპენტინიტთან შეხების ზოლს და შექრილია გრანიტში დაახლოებით 4,5 მეტრზე. ეს ადგილები ფიქლებთან კონტაქტიდან 100-დე მეტრით არის დაშორებული.

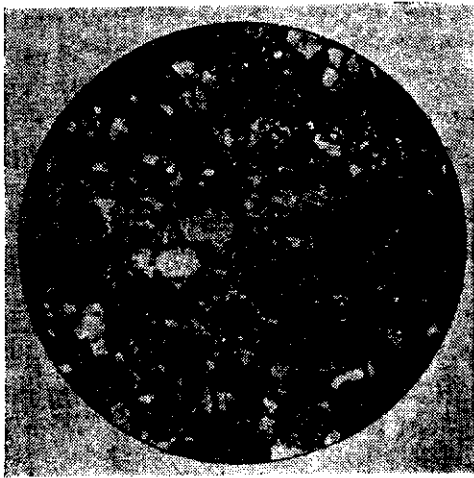
სერპენტინიტის კონტაქტი გრანიტთან არ არის მკვეთრი, თითქმის თანდათანობითი გადასვლა ჩანს გრანიტიდან სერპენტინიტში.

გრანიტის ნიმუში (№ 446), დაახლოებით 0,6—0,8 მეტრზე კონტაქტიდან, ხასიათდება პორფირული სტრუქტურით, აღნაგობა გნეისებრივი აქვს. მთავარი შემადგენლებია; კვარცი, კალიშპატი, მთავე პლაგოკლაზი და მწვანე მინერალი.

წვრილმარცვლოვანი მასა იქნება 25%-დე. შედგება დასახელებული მინერალების წვრილი მარცვლებისაგან; მწვანე მინერალი სერიციტთან ერთად

თხელქერცლებრივი ქსელის სახით არის. მარცვლის სილიდე მილიმეტრის მეასედებით იზომება, საშუალოდ 0,02—0,05 მმ ფარგლებში ცვალებადობს. ამგვარ მასაში გამოირჩევა მარცვლები 0,1 მმ-დე, ზოგჯერ მეტიც. ასე რომ გადასვლა წვრილი მასიდან დიდ გამონაყოფებში თანდათანობითია.

დიდი მარცვლები ამ შემთხვევაშიაც პერტიტულ კალიშპატს და ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგის პლაგოკლაზს ეკუთვნიან. მათი ზომები 0,1-დან 1×2 მმ-დე აღწევს; კალიშპატის მარცვლები ზოგჯერ ამაზე მეტიც არის. ის ხშირად დასერილია მწვანე მინერალის ძარ-



სურ. 21.

ლებრივი ქსელით და ალავ კვარცი. კვარცის შედარებით მოზრდილ (ფენოკრისტულ) კრისტალებს წვრილკვარციანი ძარღვი ჰკვეთს. ჩანს, რომ კვარცი ორი გენერაციისა არის. მწვანე მინერალი ძირითადად ბიოტიტის ქლორიტიზაციის შედეგი უნდა იყოს. არის შედარებით სალი მწვანე ბიოტიტის რამდენიმე ფირფიტაც; გადადის ხშირად თეთრ ქარსში. უდიდესის ზომა 0,1 მმ არ აღემატება (გრძელი გვერდის გასწვრივ).

კონტაქტიდან 4 მ-ზე ქანი უკვე სხვა ბუნებისაა (ნიმ. № 449): ღია რუხ-მომწვანო ფონზე გამოირჩევიან მოთეთრო კვარცის და მოყვითალო ფელდშპატის მარცვლები. კვარცი ზოგჯერ ჯაქვებრივ-სინდეტურია. მარცვლებს სი-

დიდე 2—3 მმ აღწევს. ტიპური გრანიტია, მხოლოდ თავისებური მწვანე ელფერით ხასიათდება—უთუოდ გაქლორიტებული ბიოტიტის გავლენით.

არათანაბარმარცვლიანობა ამ შემთხვევაშიაც მკაფიოა. ჩანს მაინც გარკვეულად მარცვლის სიდიდის აშკარა შეცვლა და წვრილი მასის დაახლოება დიდ გამონაყოფებთან.

წვრილ მასაში აქ უკვე კვარცი სჭარბობს. შემადგენელი მარცვლების ზომა საშუალოდ 0,05 მმ-ს გარშემო ქანაობს. ასეთი მასა შლიფის 10—12%-ს არ აღემატება.

ფენოკრისტებს შორის კვარცის წაგრძელებული, ტალღებრივი ჩაქრობის დიდი გამონაყოფებიც არის. ამგვარ მარცვლებს აქაც ჰკვეთს წვრილაგრეტული კვარცი. ის ხშირად ფელდშპატსაც, კერძოდ ალბიტურ პლაგიოკლასს ჰკვეთს, ზოგჯერ კიდევ მისი გვერდების რეზორბციას ახდენს.

კვარცის დიდი (მთლიანი, დაუმტვრეველი) მარცვლების ზომა 1×2 მმ-ს ზოგჯერ კიდევ აჭარბებს, რაც ძალიან დამახასიათებელია.

შეიძლება ითქვას, რომ პლაგიოკლაზი სჭარბობს კალიშპატს. უდიდესი მარცვლის ზომა 3×4 მმ-დე აღის. სერიციტიზებულია. (010)-ს \perp სიმეტრიულ ზონაში მაქსიმალური ჩაქრობის მიხედვით (-11°) ალბიტის რიგს (№ 10) მიეკუთვნება.

ბიოტიტი აქაც თითქმის მთლიანად ქლორიტში და თეთრ ქარსში არის გადასული. საერთოდ მცირე რაოდენობითაა.

აღწერილი ფაქტიური მასალა ვფიქრობ, რომ უდავოდ ამტკიცებს ვარდისფერი გრანიტისა და სერპენტინიტის შეხების ზოლში ფილიტების წყებისაგან სრულიად დამოუკიდებელი კონტაქტური ცვლილებების არსებობას, რომლის საერთო ხასიათი ზემოთ დაწვრილებით იყო გაშუქებული. რომ ეს მოვლენები კონტაქტით არიან გამოწვეული, ამაში არაერთარი ეჭვის შეტანა, რა თქმა უნდა, არ შეიძლება. მაგრამ კითხვა შეიძლება ასე დაისვას, —იქნებ ეს მოვლენები სერპენტინიტის დედა-მაგმის ინტრუზიით არიან გამოწვეული და არა პირიქით. საკითხის ამგვარად დაყენებისას, ცხადია, იგულისხმება ინტრუზიული მასის ტემპერატურის ზეგავლენით გრანიტის მოსაზღვრე ნაწილის გაღობა და შემდეგ კვლავ დაკრისტალდება. ასეთი რამ საერთოდ, რა თქმა უნდა, შესაძლებელია, მაგრამ ამ შემთხვევაში მას ფაქტების მთელი რიგი ეწინააღმდეგება, რაც ნაწილობრივ კრილების აღწერებიდანაც ნათლად ჩანს.

მართლაც: 1) კონტაქტურ ზოლში გრანიტის გაღობის და ხელახლად დაკრისტალების დროს ჯერ ერთი, რომ პორფირული სტრუქტურის წარმოშობა მეტად ძნელი წარმოსადგენია და მეორე, რაც მთავარია, —მარცვლიანობა ულტრაბაზიტიდან მოშორებით კი არ უნდა იზრდებოდეს, არამედ პირიქით, —ამ მიმართულებით გარკვეულად უნდა იკლებდეს, რადგან შედარებით მაღალი ტემპერატურა უშუალოდ კონტაქტში იქნებოდა და, მაშასადამე, სრულად დაკრისტალების პირობებიც სწორედ აქ შეიქმნებოდა. 2) ძალიან ძნელი წარმოსადგენია, რომ მცირე სიმძლავრის ინტრუზივმა (ქეშორის-ლეღეში სერპენტინიტის სიმძლავრე 100—150 მეტრს არ აღემატება), თუნდაც ფუძემ, გამოიწვიოს 3—4 მეტრის მინძილზე გრანიტული ქანის სრული გაღობა და ხელ-

ახალი დაკრისტალება. მაშინ იმ უბნებში, სადაც სერპენტინიტი ფიქლებს წყებას ეკონტაქტება, უნდა ტიპიური კრისტალური ფიქლები გვექონდეს და არა ქარსოვანი ფიქალი ან ზოგჯერ ტიპიური ფილიტი, როგორც ამას ადგილი აქვს სინამდვილეში. 3) აგრეთვე მეტად ძნელად შესაძლებელი ჩანს გამოღვალი გრანიტული მასის და ულტრაბაზიტის მაგმის შეხებისას მათი ერთმანეთში შეურევლობა და შესაფერი ჰიბრიდული ქანის წარმოუშობლობა. გამოდის, რომ გაცივებისას ორივე მდნარი სრულიად დამოუკიდებლად დაკრისტალბულან და წმიდა სახის ქანები მოუყვიათ¹. ამგვარი რამ აშკარად ეწინააღმდეგება ელემენტარულ წარმოდგენებს ასეთ პროცესებზე. 4) გრანიტი ფიქლების წყებასთან შეხების ზოლში სრულიად ანალოგიურ სურათს იძლევა, — აქაც ისეთივე სტრუქტურული ცვლილებები ჩანან, როგორც სერპენტინიტთან კონტაქტში. აშკარაა, რომ ორივე შემთხვევაში მოვლენა ერთი და იგივე კატეგორიის მიზეზით არის გამოწვეული და გრანიტის შედარებით სიახალგაზრდავეს გამოხატავს.

ამგვარად, სტრუქტურული მოვლენები გრანიტში უდავოდ ნორმალურ ენდოკონტაქტურ ხასიათს ატარებენ და გამოწვეული არიან სერპენტინიტის იმ დროს უკვე არსებობით, როდესაც გრანიტული მაგმის შემოქრა და დაკრისტალბება მიმდინარეობდა. ეს მოვლენები ინტრუზივის კიდური ფაციესის ჩვეულებრივ დამახასიათებელ პროცესთა რიგს მიეკუთვნებიან.

სტრუქტურული მოვლენების გარდა კონტაქტურ ზოლში გრანიტს ემჩნევა სხვაგვარი ენდომორფული ცვლილებებიც, გამოწვეული გრანიტული მაგმის ჰიპერბაზიტთან შეხებით, სახელდობრ, — წვრილქერცლა ბიოტიტით გამდიდრება და შეაფიანობის შემცირება, რაც პლაგიოკლასის მეტ ფუძიანობაში და კვარციტ გაღარიბებაში გამოიხატება. ზემომოყვანილ აღწერებში ამგვარი რამ ნაწილობრივ უკვე ჩანდა. ეს მოვლენები მკიდროდ არიან დაკავშირებული მოსაზღვრე ქანთან ურთიერთობით გამოწვეულ ეგზოკონტაქტურ პროცესებთან და კონტაქტური ცვლილებების მეორე კატეგორიის — ქიმიური ხასიათის მოვლენებს წარმოადგენენ.

ეგზოკონტაქტური პროცესები ძირითადად ბიოტიტიზაციასა, სილიციფიკაცია-კარბონატიზაციასა² და გატალკებაში გამოიხატნენ.

მეორე და მესამე პროცესი უფრო ჰიდროთერმული ხასიათისა არის და გრანიტული მაგმის ინტრუზიული მოქმედების ბოლო სტადიასთან უნდა იყოს დაკავშირებული. შეიძლება ამ მოვლენების გენეტურ წყაროდ სხვა დროის ინტრუზიაც დაგვესახა, როგორც ფიქრობენ ისინი, ვინც სერპენტინიტებს ვარდისფერ გრანიტებზე ახალგაზრდად სთვლიან (გ. ბარსანოვი, გ. სმირნოვი და სხვ.), მაგრამ გარკვეულად კონტაქტურ ზოლში ლოკალიზაცია, კრილში (გრანიტიდან სერპენტინიტისაკენ) ცვლილებების კანონზომიერი ხასიათი,

1. ლითოლოგიურადგრანიტის და სერპენტინიტის კონტაქტი მთელ ზოლში საკმაოდ მკვეთრია.

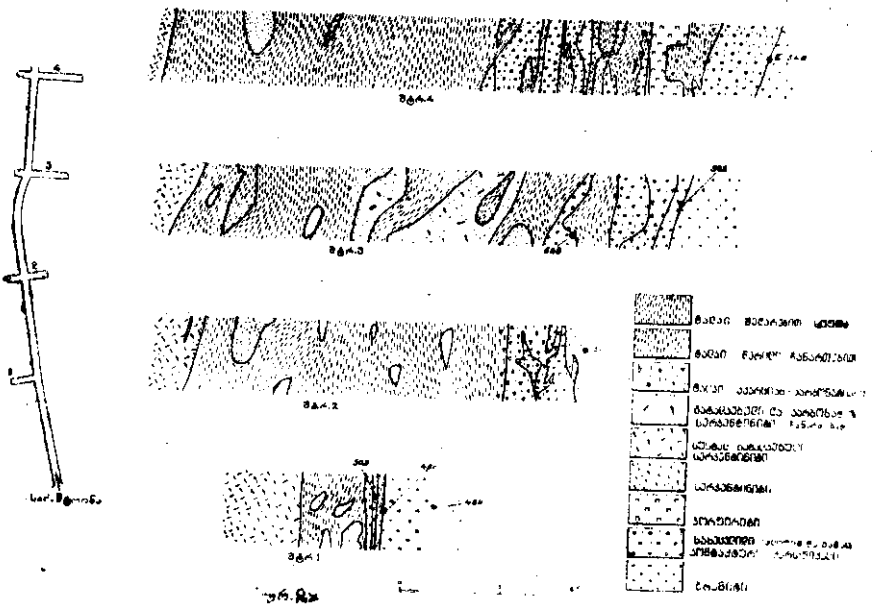
2. ეს პროცესი სრულიად იგივეა, რასაც ლიტერატურაში ლისტვენტიზაციის სახით აღწერენ, მაგრამ არ შეიძლება არ დავეთანხმოთ ვ. ლ. დ. ო. ჩ. ი. კ. ვ. ს. ამ ტერმინის დროშა-ქმულობაში (57), რის გამო ვერიდებით მის ხმარებას.

გრანიტისაგან აშკარა დამოკიდებულება და სხვა, მიგვითითებენ უფრო ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიისთან კავშირზე, ვიდრე სხვა რომელიმე შემდგომ მაგმურ მოქმედებასთან.

სილიციფიკაცია-კარბონატიზაცია მეტ-ნაკლები სიძლიერით თავს იჩენს მთელ ზოლში, დაწყებული ქეშორიდან და გათავებული ლობანის-წყლით. ტალკ-წარმოშობა კი სამი იზოლირებული უბნით განისაზღვრება, რის შედეგად ტალკის სამი ცალკე საბადოა ცნობილი: ქეშორის, ქვაშავის და თეთრი-მინდორის.

ტალკის წარმოქმნა შედარებით უფრო დაგვიანებით ამოქმედებული პროცესი უნდა იყოს. მას სილიციფიკაცია-კარბონატიზაცია წინ უსწრებდა თითქოს, მაგრამ საკითხი სპეციალურ შესწავლამდე არ არის სავსებით ნათელი,

ქეშორის ტალკის საბადოს გეოგრაფია



სურ. 22.

ჯერხნობით ის ღიად უნდა დაეტოვოთ.

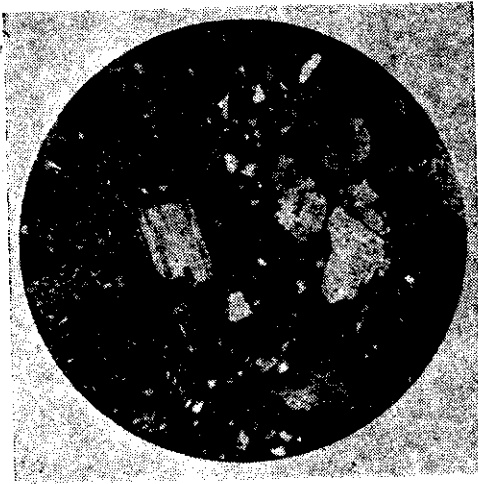
ბიოტიტიზაცია გარკვეულად ადრინდელ პროცესს წარმოადგენს. ის აშკარად გრანიტული მავმის კონტაქტურ მოქმედებას უნდა მიეწეროს.

ეს მოვლენა უმთავრესად ქეშორის საბადოში არის განვითარებული. სხვაგან ის ან სრულებით არ იჩენს თავს, ან კიდევ უმნიშვნელოდ.

იმ თავისთავადი ინტერესის გამო, რომელიც ამ მოვლენას ენიჭება, მოვიყვან ქეშორის საბადოდან ზოგიერთი დამახასიათებელი კრილის და ნიმუშის აღწერას.

საძიებო შტოლის შტრეკებში, რომელნიც ტალკის ზონის გრანიტთან კონტაქტს სრულად ჰკვეთენ, წვრილ-არათანაბარმარცვლიან გრანიტს ყველგან მეტნაკლებად შეცვლილი (ჩვეულებრივ ქლორიტიზებული, ალავ გატალკებული), ცვალებადი სიდიდის ქერცლოვანი ბიოტიტიანი ფიქალი ესაზღვრება. ეს ქანი კონტაქტიდან მცირე მოშორებით უბნა-უბნა გატალკებას განიცდის. ეს გარემოება აშკარად ამტკიცებს ტალკწარმოშობი პროცესების ამოქმედების წინ ბიოტიტიანი ფიქლის უკვე არსებობას. კიდევ უფრო მოშორებით მას ტალკ-ქლორიტიანი ქვის და კარბონატიზებულ-გატალკებული სერპენტინიტის ჩანართებიანი ტალკის ლინზები სცვლიან (იხ. სურ. 22).

ნიმ. № 540, აღებული № 4 შტრეკის კონტაქტურ ზოლში, ასეთ სურათს იძლევა: მუქ, თითქმის შავ, ცხიმოვან-აბრეშუმული ელვარების წვრილქერცლავროთგაროვან ქანს სრული თანდათანობით (ფერის გაღიაებით და ლეიოკრატიული წვრილი მარცვლების თანდათან გახშირებით) სცვლის გრანიტი. ფიქლი-



სურ. 23.

დან 4—5 სმ შემდეგ ქანი რუხ-მოვარდისფრო, ქარსით მდიდარი, მარცვლოვანი გრანოდიორიტიული ტიპის სახეს იღებს. მარცვლის სიდიდის გაზრდა სწრაფად ხდება: შავ ფიქლიდან 10—12 სმ-ზე პლაგიოკლაზის (მოთეთრო ფერი აქვს) ბუდებრივი აგრეგატების ზომა უკვე $0,4 \times 0,8$ სმ-დე აღწევს (სურ. 24).

შლიფი ა) — გრანიტისაკენ, მუქი და ლეიოკრატიული ნაწილის შეხების ზოლიდან, შემდეგით ხასიათდება: სტრუქტურა გრანიტულ-პორფირული. აღნაგობა ერთ ნაწილში მკაფიოდ ფიქლებრივი, მე-

ორეში — პარალელურ-ლინზებრივი. შლიფში წარმოდგენილია გრანიტის შეცვლა ბიოტიტიანი ფიქლით. ერთი ნაწილი ბიოტიტით შედარებით მდიდარი არის, მეორე კი — გაცილებით ღარიბი, მაგრამ საზღვარი მაინც არ არის მკვეთრი (სურ. 23).

მთავარი შეზღვევებია პლაგიოკლაზი და ბიოტიტი. აქცესორული კი: ცირკონი (საკმაოდ მრავლად ჩანართების სახით ბიოტიტში), ეპიდოტი (ორი-ორდე) და აპატიტი (ისიც ცოტა).

პლაგიოკლაზი პაწაწადან (ზომით $0,0x$ მმ) დიდ — $0,7 \times 1$ მმ-დე; არის ერთი გატეხილი მარცვალი $1 \times 1,5$ მმ. საერთოდ საკმაოდ საღია. გვერდები ხშირად კოროზიებული აქვს. ზოგჯერ სუსტად პელიტიზებული, ალავ აგრეთვე სერიციტიზებულიც. პოლისინთეზურ წვრილმრჩობლურია. მრჩობლობის ხაზები ხშირად გალუნული, ზოგჯერ კიდევ გატეხილიც. ჩანართებს საკმაოდ უხვად

შეიცავს; ჩანართებად—მწვანე და თეთრი ქარსის ქერცლებრივი აგრეგატები. მარცვლებს ზოგჯერ ბიოტიტის წვრილი ძარღვები ჰკვეთენ; ზოგჯერ კიდევ ბიოტიტის აგრეგატები სოლივით არიან შეჭრილი პლაგიოკლაზის რეზორბირებული გვერდებში. ამგვარად, ბიოტიტი პლაგიოკლაზის შემდგომია. ჩართული აგრეგატები ნამდვილად ჩანაწინწყლებს უნდა წარმოადგენდნენ; მათი წარმოშობა ტექვიდალობის გასწვრივ შეჭრილი ემანაციების მოქმედებით უნდა აიხსნებოდეს. ფედოროვის მაგიდაზე განსაზღვრით (დიდი მარცვალი; იკვეთება ბიოტიტით; გვერდები რეზორბირებული; მრჩობლობის ხაზები მოლუნული):

$$B_1 \begin{cases} / Ng = 16^\circ \\ - Nm = 74^\circ \\ \backslash Np = 88^\circ \end{cases}$$

მრჩობლობის კანონი ალბიტური.

№ პლაგ. 36—37.



სურ. 24. კანი გრანიტისა და ტალკის ზონის კონტაქტიდან (ჭეშორა). $1 \times 0,7$.

ალბიტური მრჩობლების მაქსიმ. ჩაქრობის კუთხე $(010) \perp$ სიმეტრიულ ზონაში $= 20^\circ$, რაც აგრეთვე № 37-ს შეეფერება.

შლიფში არის შედარებით პატარა, მეტწილად უწყესოდ შემოფარგლული კვარცისმაგვარი მარცვლები ზომით O, X მმ ფარგლებში. ზუსტი გაზომვები ორღერძიანობას ააშკარავენ. სხივების მაჩვენებლის მიხედვით ჩანს, რომ ალბიტია. ასეთი მარცვლები ზოგჯერ მრჩობლურიც არის. მეტწილად ბიოტიტურ ქსელში არიან მოქცეული პაწაწა და პატარა მარცვლების სახით. ბიოტიტის თანადროული ან შეიძლება შემდგომი წარმოშობისაც იყოს.

პლაგიოკლაზი შლიფის 68%-ს შეადგენს.

შლიფში მიკროკლინიც ჩანს, ზოგჯერ ტიპიური ბადით. იქნება 2—3%-დე. მეტწილად პერტიტულია. მოზრდილი მარცვლების სახით არის. გვერდები მასაც ხშირად რეზორბირებული აქვს. მარცვლებში ბიოტიტი აქაც სოლივით არის შეჭრილი. გამოირჩევა პლაგიოკლაზისაგან დაბალი n-თ, სერიციტის არ-არსებობით და მეტი პელიტიზაციით.

კვარცი ან სულ არ არის, ან ძალიან უმნიშვნელოდ.

ბიოტიტი სხვადასხვა ზომის ფირფიტებრივი და ქერცლებრივი აგრეგატების სახით არის. სიდიდით პლაგიოკლაზს ჩამორჩება; უდიდესი ფირფიტის ზომა $0,5 \times 0,75$ მმ-ს აღწევს. საკმაოდ იდიომორფულია; ზოგჯერ კიდევ გვერდებშედორნილი, განსაკუთრებით დიდი აგრეგატები. შეფერვა ყავისფერი, ნარინჯისფერ-მომწვანო ელფერით. ძალიან დამახასიათებელია სუფთა შეფერვა და სისალე; ამ მხრივ მკაფიოდ განსხვავდება კონტაქტიდან დაშორებული გრანიტის ბიოტიტისაგან. იშვიათად ჩანს ტექჩვადობის ხაზების გასწვრივ მაგნეტიტის ბიოტიტისაგან. იშვიათად ჩანს ტექჩვადობის ხაზების გასწვრივ მაგნეტიტის მიკროგამონაყოფები. ხშირია ცირკონის პატარა, ოვალური ფორმის ჩანართები პლეოქროული რკოლებით. ბიოტიტის რამდენიმე მარცვალს ემჩნევა სუსტად დაშლა და მურა-მწვანე ელფერის მიღება. ხშირია მოლუნვა, დახნეკვა და ამის შედეგად არათანაბარი ჩაქრობა. რამდენიმე ინდივიდს სხივური აგებულება ემჩნევა. ზოგჯერ მარტივ მრჩობლებში არის. ბიოტიტი ხშირად ჰყვეთს ფელდშპატს. ერთ-ერთ ასეთ ძარღვს განი $0,07$ მმ აქვს; შემადგენელი ქერცვლების ორიენტება ბზარის კედლების ირიბია. ხშირად პლაგიოკლაზის მარცვლების დამაკვშირებელი ნივთიერების სახეს იღებს; ასეთ შემთხვევაში ჩვეულებრივ უფრო წვრილაგრეგატულია და მასთან ფლუიდალური განლაგება აქვს. ამგვარ მასაში, როგორც ბადეში, პლაგიოკლაზის პატარა იზოლირებული მარცვლები სხედან. წვრილი ქერცლების გროვა ხშირად შემოსალტულია პლაგიოკლაზის დიდ მარცვლებზე. ბიოტიტით მდიდარ უბანს ტიპიური ბადური ქსელის სახე აქვს. ბიოტიტის $Ng-Np$ უღრის $0,042$ (რამდენიმე გაზომვის საშუალო. შლიფის სისქე შონის წესით). კონსტანტები იმერზიული მეტოდით: $Ng=1,631 (\pm 0,002)$ და $Np=1,588 (\pm 0,002)$. აბსორბცია ტიპიური ბიოტიტური; პლეოქროიზმი—ძალიან ღია მოთეთრო-მოყვითალოდან მუქ ყავისფერამდე ნარინჯისფერის ელფერით.

ბიოტიტის რაოდენობა 26—27%-ს აღწევს.

შლიფი ბ)—აღებულა იმავე ზოლში მხოლოდ უფრო სერპენტინიტისკენ. კონტაქტი შლიფში აქაც მოხვედრილია. ის აქ უფრო მკაფიოდ ჩანს.

გრანიტული ნაწილის შედგენილობა იგეთივეა, მხოლოდ ბიოტიტის როლი არის გაზრდილი. ხშირია პლაგიოკლაზის მოზრდილ მარცვლებში ბიოტიტის მიკროძარღვები და ბუდეები. აქა-იქ არის აქაც კვარცისმაგვარი ალბიტის პატარა მარცვლები.

შლიფის მეორე ნაწილი არსებითად თითქმის მარტო ბიოტიტისაგან შედგება. სტრუქტურა ლეპიდობლასტური. არის პლაგიოკლაზიც, მაგრამ ძალიან დამორჩილებულად: ბიოტიტის ბადეში აქა იქ სხედან ანდეზინის და მიკროტი-ნული, წყლისებრსუფთა ალბიტის იზოლირებული მარცვლები. ორიოდვე აგრე-

გატი პერტიტული მიკროკლინისაც არის. კვარცის არსებობა ძალიან საეჭვოა. შემადგენელი მინერალები იგეთივე თვისებებით ხასიათდებიან, როგორც წინა შლიფში. ბიოტიტი აქაც პატარა, წვრილი და დიდი ფირფიტებრივი აგრეგატების სახით არის; თავისებური, ძალიან სუფთა სალი შეფერვის. საკმაოდ ხშირია აქ რადიუსურ-სხივური აგრეგატები. აღსანიშნავია, რომ შედარებით დიდი და მასთან სხივოსნური აგებულების ფირფიტები უფრო გრანიტისკენ გვხვდებიან.

ბიოტიტიან ნაწილში ფელდშპატის რაოდენობა 10—15% არ აღემატება. პლაგიოკლაზის მარცვლების ზომა 0,02 მმ-დან 0,7—0,8-დე ქანაობს. დიდი მარცვლები შედარებით იდიომორფული არიან, მხოლოდ გვერდები რეზორბირებული აქვთ. პატარა მარცვლები (განსაკუთრებით მკაფიო ალბიტის) ალოტრიომორფული არიან; იგივე ითქმის კალიშპატზედაც.



სურ. 25. 1×1.

ანალოგიური სურათი მეორე მეზობელ შტრეკშიც კარგად ჩანს. აქაც გრანიტოიდული ქანი (ნიმ. № 502) შავ წვრილქერცლა ქარსფიქალს ესაზღვრება. ეს უქანასკნელი აშკარად ზემოაღწერილი ქანის გაგრძელებას წარმოადგენს (მიმართების ხაზზე). გარეგნობით ჰგავს მას, მხოლოდ აქ გადასვლა ქარსიანიდან ლეიკოკრატულში ისე თანდათან და თანაბარი არ არის: ქარსის და ფელდშპატის ზოლები ერთმანეთს მკაფიოდ ენაცვლებიან; გრანიტისაკენ პირველი თანდათან ადგილს უთმობს მეორეს და მალე—მთლიანი შავი მასიდან 5—6 სანტიმეტრზე—ის მხოლოდ უმნიშვნელო წყვეტილი ზოლების სახით ჩანს ფელდშპატის მასაში (სურ. 25).

შლიფი შეხების გრანიტული ნაწილიდან.— ტექსტურა პარალელური, ფიქლებრივისებური სტრუქტურა შერეული, უფრო მარცვლოვანი (ფელდშპატის მასაში მწვანე მიწერალის პარალელური, ხშირად წყვეტილი ზოლებით).

მთავარი შემადგენლებია ალბიტის რიგის პლაგიოკლაზი და ქლორიტი (ბიოტიტის ხარჯზე). აქცესირული: ცირკონი, მაგნეტიტი და აპატიტი (უმნიშვნელოდ). შლიფის ლეიკოკრატული მასა თავისებურია. გამავალ სინათლეზე ერთგვაროვანი, ქ ნივთებში ის ზოგჯერ წაგრძელებ-

ბულ ცალკე ალოტრომორფულ მარცვლებად იშლება. რაგავიკისებური კვარცხლილი მოზაიკის სახე აქვს; მარცვლებს დაკბილვაც ემჩნევა ზოგჯერ. ამგვარი სტრუქტურა დამსხვრევის შედეგია თუ პირველადი მოვლენა, ძნელი გასარკვევეი ხდება. ამ მასის მთავარ შემადგენელს პლაგიოკლაზი წარმოადგენს. კვარცი, გარდა ორიოდ პრობლემატური მარცვლისა, არ ჩანს. კალიშპატიც თითქმის არ გვაქვს. მთელი მასა პელიტური მტვრით არის დაფარული. შედარებით სუსტია სერიციტიზაცია. პლაგიოკლაზი ჩვეულებრივ პატარა მარცვლების სახით—0,2—0,3 მმ-ს ფარგლებში, უმცირესის ზომა 0,01 მმ იქნება. არის ორიოდ დიდი მარცვლიც ზომით 0,8—1 მმ-დე. მაქსიმალური ჩაქრობის კუთხე (010) \perp სიმ. ხონაში 12⁰—შეფერება ალბიტის რიგის № 8—10.

ქლორიტი სუსტი, მაგრამ მაინც მკაფიო პლეოქროიზმით ხასიათდება,—ღია მწვანედან თითქმის უფეროდან, შედარებით მუქ მკაფიო მწვანემდე. ინტერფერენციული ფერები მურაყვისფერი და იასამნისებური, ანომალური კონცენტრირებულია ხახვბრივად, ზოგჯერ ბუჩქურად ხშირად დატოტვილი, თითქოს ძარღვბრივი ფელდშპატის მარცვლებს შუა. საშუალო სიდიდისა (0,X მმ). რაოდენობით იქნება 15—20%⁰. ქლორიტში ხშირია პლეოქროულარობებიანი ჩანარები (ცირკონის, მადნის ნივთიერების) და რადიუსურ-სხივური ტკეჩვადობის ხახვბი. ამ თვისებების მიხედვით ის უდავოდ ბიოტიტის შეცვლის შედეგს წარმოადგენს.

შლიფი ქარსიანი ნაწილიდან მონომინერალურ ფიქლებრივ-ლემპიდობლასტურ ბუნებას გვიჩვენებს. თითქმის მარტო ქარსისაგან შედგება. უკანასკნელი თხელ, წარქმულბულ, ქროცლებრივ-ფირფიტებრივ აგრეგატებად არის. მეტი ნაწილი ქლორიტშია გადასული. წარმოედგენილია ქლორიტიზაციის სხვადასხვა სტადია. მწვანე ფერისაა, მკვეთრად პლეოქროული. შლიფის ხედაპირი დაქორფილია პლეოქროული მუქი რგოლებით. ერთ ადგილზე 0,4 მმ სიგანის, თითქმის ეფერო, ტიპური ქლორიტის ძარღვია. შლიფში საღი შეუცვლელი ბიოტიტიცოტაა; წვრილაგრეგატულია; აგრეგატების სიდიდე მილიმეტრის მესამედით (იშვითად მეთოდით) იზომება; ზოგჯერ წვრილი წესიერი პრიზმული ფორმებია განვითარებული. ბიოტიტის პლეოქროიზმი—ღია, თითქმის თეთრიდან, მურა მწვანემდე (ყავისფერი ელფერის ჩამატებით).

კოტაქტური ზოლის იმ ნაწილში, რომელსაც აღწერილი ნიმუში განიზაბტავს, ერთი მხრივ ბიოტიტის შედარებით დაწვრილება ჩანს და მეორე მხრივ—მისი ქლორიტიზაცია. ბიოტიტი აქ მწვანე ფერისაა, ნაცვლად № 540-ს ყავისფერისა. უნდა ვიფიქროთ, რომ გამწვანება ქლორიტიზაციის პროცესის პირველი ნიშანია.

ზემოაღწერილის სრულიად ანალოგიურ სურათს იძლევა იმავე შტოლის № 1 შტრეკიც (60 მეტრზე № 540-დან). აქაც გრანიტი შავ ქარსფიქალს ესაზღვრება ისეთივე ურთიერთობით, როგორც დანარჩენ შტრეკებში, მხოლოდ ბიოტიტიან ფიქალთან შეხებისას ის აქ შედარებით წმიდამარცვლოვანი და მასთან მუქი, თითქმის შავი, რაგავიკისებური არის—ლეიკოკრატული წერტილებრივი მიკრობუდეებით.

შეხების ზოლში (შლ. № 486 ა) გრანიტული ნაწილიდან) ქანი პარალელურ-ბოლებრივია, პორფირებრივ სტრუქტურას გვიჩვენებს.

წვრილმარცვლოვან მასას შეადგენენ 0,01—0,02 მმ მარცვლები. იშვითად უფრო მცირეებიც ჩანან.

მოზრდილი ინდივიდების ზომა საშუალოდ 0,25×0,35-მმ არ აღემატება, მხოლოდ პლაგიოკლაზის ((010) \perp ხონაში მაქსიმ. სიმეტრ. ჩაქრობის მიხედვით № 12) ორი ინდივიდი გამოირჩევა გაცილებით მეტი სიდიდით: 1×0,65 და 2×1,1-მდე (მმ-ში).

აღსანიშნავია, რომ ერთგან პლაგიოკლაზის (დაახლოებით C,5 კვ. მმ. ფართით, გულის ფორმის) ცენტრული ნაწილი რადიუსურ-სხივურ ბიოტიტს უჭირავს, პლაგიოკლაზის მხოლოდ 0,2—0,3 მმ-ში ქერქია დარჩენილი.

კალიშპატი გარკვეულად დამორჩილებულ რაოდენობით, მხოლოდ რამდენიმე მცირე მარცვლის სახით.

ბიოტიტი ქარბადაა, 30%⁰-დე. ახასიათებს: ბოლებად დაჯგუფება, სუფთა საღი მომწვანო-მოყავისფრო შეფერვა, ზოგჯერ წმიდა ყავისფერი. პლეოქროიზმი ღია ყვირულ-მწვანედან (თითქმის უფეროდან) მუქ მწვანე-ყავისფრამდე. ემჩნევა ქლორიტში გადასვლა. ხშირია შედარებით მოზრდილი ფირფიტები. ჰვეთს ხშირად პლაგიოკლაზს, ერთი ორგან თითქმის ანაცვლებს მის მარცვლებს. ცალკე ბოლები ბიოტიტით მეტნაკლებად მდიდარია. მდიდარ უბნებში ბიო-

ტიტი ბადეს ჰქმნის, რომელშიაც ლეიკოკრატული შემადგენლების ოვალური და მომრგვალო მარცვლები სხედან.

შლიფის დიდი ნაწილი წვრილმარცვლიან მასას უჭირავს.

შლიფი (№ 486-ბ) ქარსიქელის ნაწილიდან უკვე თითქმის მარტო ქარსისაგან შედგება. აქ შეფერვაში მწვანე ელფერი სჭარბობს ზოგჯერ მთლიანად გადასულია მწვანე, სუსტად პლექტროულ ქლორიტში.

შლიფი მწვანე თხელქერწლებრივი, ღრუბლებრივი აგრეგატების ფონს წარმოადგენს უამრავი მტვრისებური შავი წერტილებით (დიდი გადიდების მიხედვით მადნის მინერალის და ცირკონის სუბმიკროსკოპიული კრისტალები უნდა იყოს, შეიძლება ნაწილობრივ რუტილიც); ამ ფონზე მკაფიოდ გამოირჩევა გრძელი ოთხკუთხედიანი იდიომორფული ფირფიტები, ზოგჯერ ტყეჩვადობის ხაზებით, ძლიერი პლეოქროიზმით და მაღალი ინტერფ. ფერებით, — ტიპური ბიოტიტა. ხშირია პლეოქროულ-რგოლებიანი ბუჩქებრივი მიკროუბნები, ცენტრში ალაგ ოქროსფრად შედებილი. მათში ცირკონის პაწაწა მარცვლები სხედან. აგრეგატები ერთი მიმართულებით არიან ორიენტებული. უდიდესის ზომა $0,33 \times 0,18$ მმ, ჩვეულებრივ კი $0,02 \times 0,07$ მმ გარშემო. ქანს ფიქლებრივ-ლემბილობლასტური აგებულება ახასიათებს.

ბიოტიტის $\text{Ng}-\text{Np}$ კრ მენსატორით $0,049-0,50$ უდრის (შლიფის სისქე შონის მეთოდით). ეს შედეგი მიღებულია პირველ შლიფში დიდი ყვისფერა ფირფიტების გაზომვით. აღსანიშნავია, რომ მეორე შლიფში გაზომვები (აქ ბიოტიტი უფრო მწვანეა) გაცილებით ნაკლებ სიდიდეს იძლევიან; ჩანს, რომ მომწვანო ელფერის ბიოტიტი უფრო მცირე ორზავი სხივტებით ხასი თდება. მაგალითად, პირველ შლიფში მწვანე შეფერვის აგრეგატების მაქსიმალური $\text{Ng}-\text{Np}$ (რამდენიმე გაზომვის მიხედვით) ათა უმეტეს $0,033-0,035$ -ია. ეს მოვლენა ნაწილობრივი პაქლორიტების შედეგი უნდა იყოს.

ამ შტრეკში ქარსიანი ქანიდან ნორმალურ მსხვილმარცვლოვან გრანიტში გადასვლა შედარებით სხვაგვარ ხასიათს იღებს, ვიდრე წინა ქრილებში; გამსხვილმარცვლება, ქარსის როლის შემცირება, კვარცის გაძლიერება და სხვა აქ თანდათანობით კი არ ხდება, როგორც სხვაგან, არამედ ზოლებრივი მორიგეობით, — მუქი წვრილმარცვლოვანი ენაცვლება იგეთივე აგებულების შედარებით მსხვილმარცვლოვან ლეიკოკრატულს, ასე რომ ერთგვარ „ქიდილს“ აქვს ადგილი.

საინტერესოა ბიოტიტური ქანის შემდგომი ცვლილებების ხასიათი.

შტრეკ № 1-ს პირდაპირ ზედაპირზე, საძიებო თხრილში (№ 3), ტალკის ლინზის საგებში გაშიშვლებულია ქანი (ნიმ. № 173) მუქი რუხი ფერის (მომწვანო ელფერით), კომპაქტური, მაგრამ საკმაოდ რბილი, წმიდამარცვლოვანი, რომელიც უთუოდ ზემოაღწერილი კონტაქტური ბიოტიტური ფიქლის გაგრძელებას წარმოადგენს.

მიკროსკოპიულად ქანი თითქმის მარტო ქლორიტისაგან შედგება. საკმაოდ თანაბარმარცვლოვანი ქერცლოვანი აგებულების არის. ქლორიტი მკრთალი მწვანე. სუსტად პლეოქროული (თუმცა ზოგჯერ შედარებით ძლიერ); ხშირია მასში ტყეჩვადობის ხაზები; ძალიან დამახასიათებელია რადიუსურ-სხივური აგებულება; შეიცავს ჩანართების სახით მაგნეტიტის მტვერს (შედარებით ცოტა), ცირკონს და იშვიათად ეპიდოტურ შინერალს; ჩანართების ირგვლივ პლეოქროული რგოლებია განვითარებული. უდიდესი ფირფიტების ზომა $0,05-0,2$ მმ ფარგლებში ცვალებადობს.

შლიფის 95% -ს ქლორიტი შეადგენს. დანარჩენ ნაწილს მეტწილად კვარცი იჭერს, რომელიც შემთხვევითი, უწყისო მოხაზულობის სიცარიელებს ავსებს. აშკარად მეორადი არის, იქნება $3-4\%$ -დე. სუფთა-გამკვირვალა, არა-

კატაკლაზური. კვარცთან მჭიდრო ასოციაციაშია ილმენიტის, ხან ეკლებრივი და ნემსისებური, ხან კი ძნისებური და ქერქებრივი აგრეგატები; ხშირია რუტილის ნემსისებურ-ჩხირებრივი ჩანართებიც. შეიცავს ზოგჯერ აგრეთვე ცირკონს (ერთი პრიზმული მრჩობლური კრისტალის ზომა $0,02 \times 0,1$ მმ არის). ასოციაციაშია კვარცთან აგრეთვე ეპიდოტი და ზოგჯერ თეთრი ქარსიც. ეპიდოტი ერთგან დამოუკიდებელ ძარღვსაც ჰქმნის. დანარჩენებიდან აღსანიშნავია თითო-ორიოლა მარცვალე ქრომიტის თუ პიკოტიტის, ცოიზიტის და არაცხადი სფენის.

ამრიგად, ამ ნაწილში კონტაქტური ბიოტიტიანი ქანი მთლიანად ქლორიტიზებულია. ქანის სისალის და მიკროსკოპიული სურათის მიხედვით ეს პროცესი არ არის კატამორფული ხასიათის — გამოფიტვის აგენტების ზეგავლენის შედეგი; მოვლენა უთუოდ მაგმური ხსნარების (ჰიდროთერმების) მოქმედებით აიხსნება.

თვით შტრეკში ასეთი სურათი გვაქვს: საღ ბიოტიტიან ქანს (ნიმ. № 486-ბ) ტალკის ზონისკენ სცვლის მომწვანო, ცხიმოვანი შეხების, ძალიან წმიდამარცვლოვანი რბილი ქანი — გარეგნული შთაბეჭდილებით ტალკ-ქლორიტის ქვა (ნიმ. № 509). მიკროსკოპში თითქმის მონომინერალურია. შედგება ყვითელ-ნარინჯისფერი, წვრილაგრეგატულ-ქერცლა, სუსტად პლეოქროული ქლორიტული მიწერალისაგან (ქრომიანი კლინოქლორი). არის მცირე რაოდენობით მკვეთრად პლეოქროული (უფეროდან მუქ ოქროსფერამდე), ძლიერი ორმაგსხივტებიანი ქერცლებრივი აგრეგატებიც, — პირველადი ბიოტიტის რელიქტებია. ოპტიკური თვისებებით № 486 ბ)-ს ქარსის ანალოგიურია.

შესაძლებელია მთავარი შემადგენლის ნაწილი რკინის ქანგით ყვითლად შეფერილი სერპენტინიც იყოს. მცირე რაოდენობით უნდა გვქონდეს შეფერილი ტალკიც.

აგრეგატების სიდიდე მილიმეტრის მეასედებით იზომება, იშვიათად 0,1 მმ ან ცოტა მეტი.

ყოველგვარ ექვს გარეშეა, რომ ეს ქანი ბიოტიტიანი ფიქლის სახეცვლილებას წარმოადგენს. შეცვლა გაქლორიტებაში გამოიხატება, მხოლოდ ქლორიტი აქ სხვაგვარი ბუნებისა არის, ვიდრე № 173-ში, — მისთვის ძალიან დამახასიათებელია ამ შემთხვევაში ყვითელყანგისფერად შეფერვა და შედარებით მაღალი ორმაგი სხივტება. განსხვავება უთუოდ რკინის ქანგის როლის სხვადასხვაობით უნდა აიხსნებოდეს; შესაძლებელია აქ გამოფიტვის გავლენასთანაც გვქონდეს უკვე საქმე. საკითხი სპეციალურ კვლევას მოითხოვს.

შტრეკ № 2-ში ტალკის ზონის მოსაზღვრე წვრილმარცვალე გრანიტპორფირში არის ძარღვისებურად ქარსფიქალი (ნიმ. № 511), რომელიც მიკროსკოპში თითქმის მარტო მუსკოვიტისაგან შედგება. ალაგ სუსტი შეფერვა და მაშინ პლეოქროიზმიც ემჩნევა, შეიცავს ცირკონის ჩანართებს. მოსალოდნელია, რომ ეს ქანი ბიოტიტიანი ფიქლის ანალოგიური წარმოშობის იყოს. შესაძლებელია, რა თქმა უნდა, რომ პირველად აქაც ბიოტიტი იყო და შემდეგ მოხდა მისი გაუფერულება.

ამგვარად, გრანიტისა და სერპენტინიტის კონტაქტი ქეშორის უბანში შემდეგით ხასიათდება:

ა) გრანიტი ისეთივე წვრილმარცვალა და პორფირებრივი აგებულებისა არის, როგორც ქვაშავაზე და სხვაგან, მხოლოდ იქ ამგვარი ბუნების ქანი ან რამდენიმე სანტიმეტრზეა მხოლოდ გავრცელებული და შემდეგ სწრაფად ხდება გამსხვილმარცვლება, ან კიდევ სხვადასხვა მარცვლიანები ერთმანეთთან ზოლებრივად მორიგეობენ, კონტაქტიდან მოშორებით შედარებით მსხვილმარცვალა ქანის საკმაოდ მკვეთრად გაბატონებით.

ბ) გრანიტული ქანი უშუალოდ კონტაქტში შედარებით ფუძოვანია, — კვარცის ან არ შეიცავს, ან უმნიშვნელოდ. დამორჩილებულ მდგომარეობაშია მიკროკლინიცი. მთავარ შემადგენელს პლაგიოკლაზი წარმოადგენს, რომელიც ზოგჯერ ანდეზინით არის წარმოდგენილი, ზოგჯერ კიდევ ალბიტის და ალბიტო-ოლიგოკლაზის რიგით. ამათ გვერდით მუდამ უხვად არის სალი, აშკარად შემდგომი, კვარცისებური ელფერის ალბიტი. კონტაქტიდან მოშორებით ნორმალურ გრანიტში გადასვლა, მარცვლის სიდიდის ზრდის პარალელურად, სრულიად კანონზომიერად ხდება. ამ მხრივ ქვაშავის ანალოგიურ მოვლენებთან გვაქვს საქმე.

გ) შეხების ზოლში განვითარებულია ბიოტიტიზაცია. წვრილმარცვალა კონტაქტური გრანიტ-პორფირი ბიოტიტით გარკვეულად არის გამდიდრებული. კონტაქტიდან მოშორებით ქანში ბიოტიტის რაოდენობა სწრაფად მცირდება. თუშა ზოგიერთ უბნებში მოშორებითაც გვხვდება მიკროზოლებრივი-ლინზებრივი დაჯგუფების სახით. სერპენტინიტის მხარეს ბიოტიტის რაოდენობითი როლი ერთბაშად ძლიერდება და 2—3 სანტიმეტრის შემდეგ ვლებულობთ ბიოტიტიან ფიქალს, რომელიც მეტწილად თითქმის მარტო ბიოტიტისაგან შედგება.

ბიოტიტი მთელ ამ ზოლში ცვალებადი სიდიდის ქერცლებრივ-ფირფიტებრივი აგრეგატების სახით არის წარმოდგენილი. ხშირად ბუჩქურ-როზეტებრივ დაჯგუფებებს ჰქმნის, მეტწილად კი ხაზებრივად არის დალაგებული. გრანიტულ ნაწილში არათანაბრად არის განაწილებული; მასთან თითქოს ემჩნევა, რომ ის ფიქლის და გრანიტოიდის შეხების ადგილზე შედარებით მოზრდილ-ფირფიტებრივია, მოშორებით კი — წვრილ-და მიკროქერცლებრივი. დამახასიათებელია საკმაოდ ხშირად მარაოსებურ-სხიკური აგებულება.

ძალიან დამახასიათებელია ამ ბიოტიტისათვის სისალე და თავისებური ნათელი, მკაფიო ფერი — ნარინჯისფერ-ყავისფერი, ზოგ უბნებში მომწვანო-ყავისფერი ელფერით, ან თითქმის მწვანე. სახეცვლის დროსაც კი ინარჩუნებს მკაფიო სუფთა ელფერს. ამ თვისებებით ეს ბიოტიტი სრულიად ანალოგიურია წიფის (იურული) ინტრუზივისა და ბაიოსური პორფირიტული წყების შეხების ზოლში განვითარებული ქარსის, რომელიც იქ უდავოდ კონტაქტური წარმოშობისა არის. ბიოტიტის ამგვარი თვისებები ვ. ლოდოჩნიკოვს მისი კონტაქტური ბუნების ნიშანდობლივ მიჩვენებლად მიაჩნია (56).

მეტად საგულისხმოა ის გარემოება, რომ კონტაქტური ზოლის გრანიტში ბიოტიტი სულ ბოლო წარმოშობისა არის, — გარკვეულად ჰკვეთს ფელდშპატს ზოგჯერ თითქმის ანაცვლებს კიდევ მას. ოპტიკური თვისებებით ის ტიპური ბიოტიტის ჯგუფს მიეკუთვნება (იხ. ზემოთ).

ბიოტიტიანი ქანი მეტ-ნაკლები სისრულით განიცდის ქლორიტში გადასვლას (ნომ. № 173 და სხვ.), ზოგჯერ კიდევ თეთრ ქარსში (შედარებით იშვიათად). საინტერესოა, რომ სერპენტინიტის მხარეს გაქლორიტებასთან ერთად ის გატალკებასაც გვიჩვენებს. ეს პროცესი ცვალებადი ინტენსივობით უბნა-უბნა იჩენს თავს¹.

აღნიშნული ქანი აშკარად კონტაქტური წარმოშობისა არის. ზემოხსენებული სფემდეგ ეს სავესებით ნათელია.

ამგვარი ფიქალი კონტაქტურ ზოლში ქვაშავაზეც გვხვდება. უნდა იყოს ის თეთრმინდორშიაც. ქვაშავაზე ერთ-ერთ საძიებო თხრილში ქლორიტფიქალია წარმოდგენილი (ნომ. № 539), რომელიც იგეთივე შედგენილობას გვიჩვენებს, როგორც № 173 (იხ. ზემოთ); ისიც მარტო სხივური ქლორიტისაგან შედგება; განსხვავება მათ შორის გამოიხატება მხოლოდ პირველში შედარებით მოზრდილი ფირფიტების (საშუალოდ 0,2—0,4 მმ) განვითარებით და კვარცის არსებობით. პლეოქროულერგოლებიანი ცირკონის ჩანართები და სხვა ნათლად ამტკიცებს, რომ აქაც ეს ქლორიტული ქანი ბიოტიტიანი ფიქლის ხარჯზეა წარმოშობილი. ეს უკანასკნელი შედარებით საღ მდგომარეობაშიც არის ერთ-ერთ შტრეკში შეხვედრილი.

სამწუხაროდ, დანარჩენ უბნებში გრანიტის მოსაზღვრე სერპენტინიტის შესწავლა დეტალურად არ ჩამიტარებია, რომ შემედლოს დაწვრილებით შეჩერება კონტაქტური მოვლენების რავგარობაზე მთელ ზოლში. მიკროსკოპული გასინჯვით კი კონტაქტური ცვლილებები მეტ-ნაკლები სიძლიერით, როგორც ეტყობა, თითქმის ყველგან იჩენენ თავს, თუ რომ შემდგომი ჰიდროთერმული პროცესები არ ჩრდილავენ სურათს, როგორც ამას ადგილი აქვს მაგალითად თეთრმინდორში (ნაწილობრივ ქვაშავაზეც).

შეიძლება თუ არა ამ ფიქლის წარმოშობა და გრანიტის ბიოტიტიზაცია ჰიპერბაზიტური მაგმის მოქმედებას მივაწეროთ?

თავი რომ გავანებოთ სერპენტინიტის დედა-მაგმის გავლენით იმ სტრუქტურული ცვლილებების ახსნის უსაფუძვლობას, რომელნიც გრანიტში იჩენენ თავს და გაეარჩიოთ მხოლოდ ეს მოვლენა, მაშინაც კი შეუძლებელი აღმოჩნდება ამგვარი ძლიერი ბიოტიტიზაციის მიწერა ჰიპერბაზიტის დაიკებრივი სხეულისადმი.

ვ. ლოლოჩნიკოვს თავის კაპიტალურ მონოგრაფიაში (57) შეჯამებული აქვს ძველ ქანებთან სერპენტინიტის დედა-მაგმის შეხების თითქმის მთელი მასალა, რომელიც კი ლიტერატურაში არის ცნობილი. უამრავი მასალი-

¹ ბიოტიტიანი ქანის ხარჯზე ტალკის წარმოშობის სურათის გარკვევა დამატებით კვლევას მოითხოვს. გადასვლა ტალკში საერთოდ უდავო ფაქტს წარმოადგენს, ადგილზე ამის უტყუარი თვალცხადი საბუთებია; ბიოტიტურ ქანსა და საკუთრივ ტალკის ზონას შორის საზღვარი საერთოდ არამკვეთრია, უსწორმასწორო, შემთხვევითი, მასთან ტალკის ღინვები გაქლორიტებულ ბიოტიტიან ქანში საზღვრის მეორე მხარეს არც თუ იშვიათი მოვლენაა. გარდა ამისა, ტალკის ზონაში ხშირია ტალკ-ქლორიტიანი ქვები (ჰგავს № 509-ს, მხოლოდ მათში ტალკის მონაწილეობა უდავოა), რომელნიც ქლორიტის და ტალკის ქვრცლებრივი აგრეგატებისაგან შედგებიან.

დან ავტორს მხოლოდ ერთი მაგალითი აქვს დასახელებული (Boscard-ის მიერ ტესინიდან აღწერილი კონტაქტი სერპენტინიტისა გენისებთან), როდესაც კონტაქტში ბიოტიტიანი ფიქალი არის განვითარებული. ვ. ლო დო ჩი ნი კო ვის შეხედულებით იქ ეს პროცესი, ისე როგორც დანარჩენი კონტაქტური მოვლენები, ჰიდროთერმული ხასიათისა არის¹.

მრავალი მასალის ანალიზის საფუძველზე ვ. ლო დო ჩი ნი კო ვი საერთოდ ასკვნის, რომ ძალიან ხშირად (გაცილებით უფრო ხშირად, ვიდრე წინააღმდეგ) ერთი მხრივ უფრო ახალგაზრდა ჰიპერბაზიტების და სერპენტინიტების, ხოლო მეორე მხრივ შედარებით ძველი გრანიტების შეხებისას არ არის შესამჩნევი არავითარი კონტაქტური ზეგავლენა. ავტორი აღნიშნავს, რომ თერმოკონტაქტური მოვლენები, ასე დამახასიათებელი სხვა ინტრუზიული ქანებისათვის, სერპენტინიტებისა და ჰიპერბაზიტების შემთხვევაში გვხვდება მხოლოდ როგორც განსაკუთრებული გამონაკლისი, კიდევ უფრო იშვიათია ჰიპრიდიზაციის მოვლენები (57, გვ. 342).

ამავე დროს, როგორც ვიცით, გრანიტული მაგმის გავლენით კონტაქტურ ზოლში ბიოტიტიზაციის განვითარება, — თვით გრანიტის გამდიდრება ბიოტიტით და მოსაზღვრე ქანის ხარჯზე ბიოტიტიანი ფიქლების წარმოშობა, ჩვეულებრივი მოვლენა არის². სხვას რომ თავი დავანებოთ, ამგვარი კონტაქტის მშენიერი მაგალითი გვაქვს წიფის გრანიტოიდული ინტრუზივის პერიფერიებზე, პორფირიტულ წყებასთან შეხების ზოლში (იხ. ქვემოთ).

თუ ახლა მოვლენას განცალკევებულად კი არ განვიხილავთ, არამედ დავუკავშირებთ იმ ცვლილებებს, რომელთაც გრანიტი კონტაქტურ ზოლში გვიჩვენებს და რომელნიც აშკარად ენდოკონტაქტურ მოვლენათა კატეგორიას მიეკუთვნებიან, დასკვნა კიდევ უფრო მტკიცე გახდება.

ბიოტიტიზაციის მძლავრი მასშტაბი ჭეშორის უბანში, ხოლო ქვაშავათეთრმინდორში მისი შედარებით მცირე გამოვლინება, აგრეთვე აქ კონტაქტში მეტწილად შედარებით მეტი მარცვლიანობა და უფრო სწრაფი გამსხვილმარცვლება კონტაქტიდან მოშორებით უნდა აიხსნებოდეს ამ ნაწილში ინტრუზიული კონტაქტის მეტ სიღრმეზე მდებარეობით, როგორც ჩანს, თანამედროვე ჰიპსომეტრიული მდებარეობით გამოხატული სიღრმეთა სხვაობა ამ უბნებს შორის იმ დროს კიდევ უფრო რელიეფური ყოფილა. ეს ბუნებრივიც არის, — დასავლეთით, როგორც ზემოთ თავის აღგილზე იყო აღნიშნული, გრანიტული ინტრუზივის უფრო და უფრო ღრმა პორიზონტებთან გვაქვს საქმე.

გრანიტის კონტაქტურ ზოლში ბიოტიტიზაციის განვითარება მაგმური ზეგავლენის სულ პირველ, კონტაქტურ-პნემატოლიზურ სტადიას შეეფერება.

¹ აღსანიშნავია, რომ არც მასშტაბი ტესინის სერპენტინიტის კონტაქტში შემჩნეული ბიოტიტიზაციის და არც სერპენტინიტული სხეულის სიმძლავრე არ შეეფერება სრულებით ჭეშორა-ქვაშავის პირობებს: მასალის მიხედვით პირველი შედარებით სუსტი ჩანს, ქანის სიმძლავრე კიდევ გაცილებით აღემატება ჩვენსას.

² ჩვენს შემთხვევაში სერპენტინზე გრანიტული მაგმის მიერ მოტანილი K_2O -ს და SiO_2 -ს მოქმედებით კონტაქტში ბიოტიტის წარმოშობა მარტივად აიხსნება.

უფრო დაგვიანებით ის ჰიდროთერმულ პროცესებს შეუცვლიათ. მათი მოქმედების არეც უმთავრესად კონტაქტით არის ლოკალიზებული, რაც თავის მხრივ ამ მოვლენის იმავე გრანიტულ ინტრუზივთან გენეტურ კავშირზე მიგვიბრუნებს და კიდევ უფრო აძლიერებს ჩვენ მიერ მიღებულ დასკვნას გრანიტისა და სერპენტინიტის ურთიერთობის შესახებ.

ჰიდროთერმების მოქმედება ძირითადად მოსაზღვრე სერპენტინიტის უბნებრივ სილიციფიკაცია-კარბონატიზაციაში (ე. წ. ლისტენიტიზაცია) და კიდევ უფრო მკაფიოდ ტალკის საბადოების წარმოშობაში გამოიხატა¹.

დაწვრილებით ამ მოვლენებზე შეჩერება შორს წაგვიყვანდა, —საამისოდ სპეციალური კვლევის ჩატარებაც იქნებოდა საჭირო, შევჩერდები მხოლოდ ზოგიერთ დამახასიათებელ მომენტზე.

გრანიტთან სერპენტინიტის მოსაზღვრე ნაწილის სილიციფიკაცია და კარბონატიზაცია მეტ-ნაკლები სიძლიერით თავს იჩენს მთელ ზოლში ლოპანის-წყლიდან მოყოლებული ჰეშორამდე. მოვლენა გამოიხატება ქანის შემადგენელი სერპენტინული ნივთიერების შეცვლაში კვარც-ქალცედონით და რკინა-მაგნიუმიანი კარბონატით. სახეცვლილი ქანი ცვალებადი ბუნებისაა. მასში სერპენტინული რელიქტები, კარბონატი და კვარცი სხვადასხვა რაოდენობით არიან. ქრომის და განსაკუთრებით ნიკელის ჰიდროფანგები — თუ მეორადი სილიკატები მწვანე-მოლურჯო ძარღვებრივ ხლართს და ლაქებს ჰქმნიან. ქანი მასივი, მკვრივი და ბლანტი ხდება.

ნიკელი დედა-ქანთან შედარებით რამდენადმე გაუხეებასაც განიცდის. სხვათა შორის, ამგვარი სახეცვლილი სერპენტინიტი ხშირად არის ფიქლების წყებაშიც (დედაკალიაზე, მადნის-ლეღეში, ჰერათხევში და სხვ.). ამ ქანების საკმაოდ სრული აღწერა მოცემული აქვს შ. აზიზბეკოვს (3,4) და ნაწილობრივ გ. ბარსანოვს (6,82).

ფერადი ზოლების შეხამებული ხლართის, -შეფერვის და ფიზიკური თვისებების მიხედვით სახეცვლილი სერპენტინიტი ზოგჯერ ლამაზ სანახლაო ქანს წარმოადგენს. ერთი ასეთი სახეობა ლოპანის-წყლიდან (მარმარილოს გვერდით) აღწერილი აქვს ბარსანოვს ნეფრიტოიდის სახელწოდებით.

ყველაზე ტიპიურად და მძლავრად სერპენტინიტის მთავარი სხეულის გასწვრივ ლისტენიტური ქანი წარმოდგენილია თეთრი-მინდორის და „კვარცის“ ლეღებში გრანიტ-სერპენტინიტის კონტაქტის გასწვრივ. ქვაშავისკენ ის თითქმის წყდება და მხოლოდ სპორადულად თუ იჩენს თავს. ქვაშავის საბადოში უმნიშვნელო გავრცელებით სარგებლობს. ჰეშორაში თითქმის არ გვხვდება.

1. ჩორჩანის რ-ნის ტალკის საბადოების ჰიდროთერმულ გენეზის ყველანი ერთხმად აღნიშნავენ (ს მ ი რ ნ ო ვ ი, ბ ა რ ს ა ნ ო ვ ი, გ ა რ ბ უ ნ ო ვ ი და სხ.), მხოლოდ პროცესის წყაროდ ვარდისფერი გრანიტის შემდგომ (დავუშაბთ, ამ რაიონისთვის პრობლემატურ) მგავე მაგმის ინტრუზიას სთვლიან. ბ ა რ ს ა ნ ო ვ ი, მაგალითად, ფიქრობს, რომ ეს უკანასკნელი ზედაიურულ დროს შეიძლება ეკუთვნოდეს. ამ მხრივ, როგორც ს.ბადოს გენეზისში, ისე გამადნების მორფოლოგიურ მხარეში, არსებითი კორექტივის შეტანა გვიხდება. ჩვენს დებულებას, როგორც ჩანს, თანხვდება პ. კ ი ლ ა ს ო ნ ი ა ს შეხედულება ამ საკითხზე.

შესაძლებელია ეს მოვლენა ბიოტიტიზაციის სინქრონულ, შედარებით არაღრმა კონტაქტურ პროცესს გამოხატავდეს და არა შემდგომ, ტიპურ ჰიდროთერმულს. ყოველ შემთხვევაში ეს პროცესი ტალქწარმოშობას წინ უსწრებდა.

სახეცვლილ სერპენტინიტში ვანჩნვეთ კვარცის წვრილ ძარღვებს. სერპენტინიტისა და გრანიტის კონტაქტის გასწვრივ კვარცი ზოგჯერ მძლავრი დამოუკიდებელი ძარღვების სახითაც არის. ყველაზე დიდი სხეული თეთრი-მინდორის ტალკის საბადოს დასავლეთ გაგრძელებაზე (სალორე-ღელეში) გვაქვს; მოქცეულია ის გრანიტსა და სახეშეცვლილ (ლისტვენტიზებულ) სერპენტინიტს შუა. ერთ დროს ძიების საგანს წარმოადგენდა. გავრცელება, მარაგი და თვისებები აღწერილი აქვს დაწვრილებით გ. ბარსანოვს. საბადო ლინზებრივი ფორმისაა; აღწევს რა ცენტრულ ნაწილში ოცი მეტრის სიმძლავრეს, გავრცელების ორივე მხარეზე ის შემდეგ მალე ისოლება. გალისტვენიტებულ სერპენტინიტთან ერთად წარმოადგენს ტალკის ზონის უშუალო გაგრძელებას.

აღსანიშნავია, რომ კვარცის მასაში, პირიტის სპორადული მიკრომარცვლების გარდა, გვხვდება აქა-ჩქ პატარა უბნები, რომლებიც კვარცთან ერთად ფელდშპატსაც შეიცავენ, — გასარჩვეი ხდება მიკროკლინის და ალბიტის მარცვლები. გ. ბარსანოვი ამგვარი უბნების წარმოშობას მიაწერს გრანიტული ზალბანდიდან მოხლეჩას და ნამტვრევების შეტაცებას კვარცის ხსნარების მიერ. ჩვენი დაკვირვებით ასეთი დასკვნა მიუღებელია, — ფელდშპატი გენეტურად, როგორც ჩანს, კვარცის თანადროულ, იმავე მაგმური ხსნარებიდან გამონაყოფს წარმოადგენს.

ქვაშავის საბადოს აღმოსავლეთ ნაწილშიაც არის კვარცის ძარღვები; ერთ მათგანს 2 მ სიმძლავრე აქვს. აქაც კვარცის მასაში ფელდშპატიანი უბნები გვხვდებიან. ამ საბადოში ნათლად ჩანს კვარცის მიერ კონტაქტური ბიოტიტიანი ქანის გაკვეთა და მჭიდრო კავშირი ლისტვენტიზაციის პროცესთან. აქ თითქოს გრანიტული (ალბიტ-კვარციანი) მასალის ინიექციაც გვაქვს მოსაზღვრე სახეშეცვლილ სერპენტინიტში, მაგრამ ეს დაკვირვება შემოწმებას მოითხოვს. მცირე გავრცელებით კვარცის ძარღვები ჭეშორის საბადოშიც არიან წარმოდგენილი. აქაც კვარცი ქვაშავის მსგავსად ქლორიტიზებულ ბიოტიტიან ფიქალში არის შექრილი.

ერთგან (ქვაშავა-თეთრმინდორს შუა) ფიქლების წყებისა და სერპენტინიტის შეხების ზოლში ჩანს გრანიტული მასალის ინიექციური შეჭრა დაფიქლებულ სერპენტინიტში. ინიექციური გზით წარმოშობილა პარალელური ტექსტურის ქანი, რომელშიაც კვარცის და ფელდშპატის ოვალური გამონაყოფები მომწვანო მინერალის წვრილი, წყვეტილი ზოლების ქსელში იზოლირებულად სხედან; ეს ნივთიერება უნდა იყოს სერპენტინის რელიქტური მასა, ნაწილობრივ ქლორიტიზებული. ხშირია ამ მასის მეორადი წვრილაგრეგატული SiO_2 -ით ჩანაცვლება.

ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიულ პროცესთან დაკავშირებული ჰიდროთერმების მოქმედების შედეგად, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, სერპენტინიტის პერიფერიულ ნაწილში, გრანიტთან შეხების ზოლში, ტალკის საბადო-

ები არიან წარმოშობილი. საბადოების აგებულებაზე საკმაო წარმოდგენას იძლევა თანდაართული ნახაზი (სურ. 22).

შესაძლებელი ხდება შემდეგი ფაქტების დადგენა: სერპენტინიტი კონტაქტურ ზოლში მეტწილად დაფიქლებული ყოფილა. საკუთრივ ტალკის სხეულებს რთულლინზებრივი ფორმა ახასიათებთ. ეს ლინზები უშუალოდ გრანიტის გვერდით თითქმის არასოდეს არ იწყებიან,—ისინი სცვლიან ან სხვადასხვა ინტენსივობით ქლორიტიზებულ კონტაქტურ ფიქალს, სადაც კი ეს უკანასკნელი არის განვითარებული, ან სილიცირებულ-კარბონატიზებულ სერპენტინიტს, ან კიდევ—გრანიტული მასალის ინიექციით და მეტასომატური ჩანაცვლებებით გართულებული, გატალკებული და ქლორიტიზებული სერპენტინიტის საკუთრივ კონტაქტურ ზოლს (ქვაშავა).

პიდროთერმულ პროცესებს მეტასომატური ხასიათი ემჩნევათ, თუმცა უნდა ითქვას, რომ ეს არ არის ტიპური მეტასომატიზმი, ე. ი. ხსნარით მოტანილი ახალი ნივთიერების მიერ ძველის თანდათან შეცვლა. ინტრუზიული კერიდან გამოყოფილი SiO_2 -თ და, როგორც ჩანს, CO_2 -თაც მდიდარი ხსნარები მოქმედებდნენ რა სერპენტიზზე, იწვევდნენ მის გადასვლას ტალკში. ამგვარი პროცესის გეოქიმიური მხარე, როგორც ცნობილია, კარგად არის გარკვეული:

გატალკებულ ზონას „ბრეჩიული“ აგებულება ემჩნევა. ფიქლებრივი ტალკის მასაში მეტ-ნაკლები სიუხვით არიან წარმოდგენილი (ჩანართების მსგავსად) ცვალებადი ზომის სხვადასხვა კარბონატიანი, ზოგჯერ სილიცირებულებიც, „ტალკის ქვები“. ასეთი ნაჭრები ჩვეულებრივ მკვრივ, მარცვლოვანი აგებულების ქანებს წარმოადგენენ, ძირითადად მაგნიუმიანი კარბონატის, ტალკისა და სერპენტინიტისაგან შემდგარს. ამგვარი ნაჭრების ქერკი ჩვეულებრივ სუფთა ტალკში—სტეატიტში არის გადასული; შიგნითკენ ტალკის როლი თანდათანობით იზრდებოდა, ჩნდებიან კარბონატები, რელიეფური ხდება რელიქტური სერპენტინის მონაწილეობა; ცენტრული ნაწილი ზოგჯერ თითქმის სახეშეუცვლელ სერპენტინს უჭირავს. გატალკებული და კარბონატიზებული სერპენტინიტის ბუდებრივი ჩანართები შედარებით უხვად არიან წარმოდგენილი თეთრი-მინდორის საბადოში, ყველაზე ნაკლები რაოდენობით კი—ქეშორაში.

მიუხედავად გატალკების ინტენსივობის არათანაბარი, ძალიან ცვალებადი ხასიათისა და მორფოლოგიური სირთულისა, შეიძლება მაინც ტალკის საბადოების აგებულებაში შემდეგი კანონზომიერების შემჩნევა (89):

გრანიტისაკენ მიმართული პერიფერიული ზოლი, რომელიც ზემოაღწერილი კონტაქტური ქანების გაგრძელებას წარმოადგენს, გამდიდრებულია SiO_2 -თ და მაგნიზიალური კარბონატით. ტალკის ნივთიერება ზოგჯერ ზოლებრივად მორიგეობს ამ მინერალებთან და საკმაოდ მნიშვნელოვან მონაწილეობას იღებს ზოლის აგებულებაში, ზოგჯერ კიდევ დამორჩილებულ როლს თამაშობს. ამ ნაწილს სილიცირებულ ქვეზონას ვარქმევ. სიმძლავრე და კომპონენტების რაოდენობრივი როლი ძალიან ცვალებადია. შედარებით მცირე გავრცელებით ქეშორის საბადოში გვხვდება,—აქ ის ზოგჯერ სრულიად უმნიშვნელოდ არის წარმოდგენილი, მაგრამ მაინც თითქმის მუდამ მოსახერხებელი ხდება აქაც

კვარციტ და კარბონატებით შედარებით გამდიდრებული ტალკის ზონის პერიფერიული ნაწილის ცალკე გამოყოფა.

იქ, სადაც კონტაქტურ ზოლში სახეშეცვლილი, ლისტენიტური ტიპის ქანები არიან განვითარებული (თეთრი-მინდორი), სილიციურებული ქვეზონა მას სრული თანდათანობით შეუმჩნევლად სცვლის. სილიციურებული ნაწილი სერპენტინიტისკენ თანდათან ღარიბდება SiO_2 -ს და კარბონატების გამონაყოფებით და გადავიდა სტეატიტური, სუფთა ტალკით მდიდარ ნაწილში, რომელსაც „მთავარ ქვეზონას“ ვარქმევ. ეს უკანასკნელი ზოგჯერ უშუალოდ სილიციურბულს სცვლის, ზოგჯერ კიდევ მათ შუა კარბონატიზებული სერპენტინიტის ლოდებრივი უბნებია მოქცეული ტალკის წვრილი ძარღვებით; მთავარი ისაა, რომ სილიციურბულის და ამ ნაწილის ნივთიერ შედგენილობებს შორის სრული თანდათანად გადასვლა გვაქვს.

მთავარი ქვეზონის სიმძლავრეც დიდ ფარგლებში ცვალებადობს. ის მეტნაკლები სიუხვით შეიცავს კარბონატიანი, სუსტად გატალკებული სერპენტინიტის („ტალკის ქვები“-ს) სხვადასხვა ზომის ლოდებრივ უბნებს, ზოგჯერ დატოტვილია და მკაფიოდ ვერ იფარგლება. გამოირჩევა სუფთა ტალკის (ტალკის ქვების ჩანართებით ღარიბი) ბუდეები და ტალკის ქვების პატარა ჩანართებით შედარებით მდიდარი ლინზები; მათი განაწილება უკვე გარკვეულ წესს არ ექვემდებარება. ამ ქვეზონის აგებულების და შედგენილობის სხვადასხვაობა საბადოების მიხედვით ამ შემთხვევაშიაც კომპონენტების რაოდენობრივი როლის ცვალებადობით განისაზღვრება.

მთავარ ქვეზონას შემდეგ სცვლის სუსტად გატალკებულ-კარბონატიზებული სერპენტინიტის ზოლი სუფთა, ხშირად ძალიან წმიდა, ტალკის წვრილი ძარღვებით. ძარღვების სიმძლავრე ჩვეულებრივ 2—6 სმ ფარგლებში ქანაობს; ისინი რაიმე გარკვეულ ორიენტაციას არ გვიჩვენებენ, ჰქმნიან უწყესო ბადეს. ტალკი ზოგჯერ ქერცლოვან-კრისტალური სახეობით არის წარმოდგენილი. ძარღვების „ზალბანდებში“ მთელი სიცხადით ჩანს სტეატიტის თანდათანად გადასვლა სუსტად შეცვლილ სერპენტინიტში.

ყველაზე რელიეფურად მესამე ქვეზონა თეთრიმინდორის საბადოში არის წარმოდგენილი, შედარებით სუსტად კი—ქეშორაში. ქვაშავის საბადოში მეორე და მესამე ქვეზონის გამოყოფა ნაძალადევ ხასიათს იღებს,—ტალკის ზონა (სილიციურებული ნაწილის გამოკლებით) აქ შერეული, უწყესო ბუნებისა არის, ქვეზონების გამოყოფა ძნელდება.

მესამე ქვეზონას, აგრეთვე თანდათანობით, შემდეგ უცვლელი სერპენტინიტი მოსდევს.

ტალკის საბადოების ამგვარი აგებულება (ლოკალურად კონტაქტურ ზოლში, გრანიტისაკენ მიქცეულ პერიფერიულ ნაწილში სილიციფიკაცია-კარბონატიზაცია, კონტაქტიდან მოშორებით თავისუფალი კაჟმჟავას როლის შემცირება და სხ. მორფოლოგიური ნიშნები) არ შეიძლება არ მიუთითებდეს ტალკწარმოშობი პროცესის მჭიდრო კავშირზე გრანიტულ ინტრუზივთან. ეს ნიშნები გვაფიქრებინებენ საბადოების წმიდა ჰიდროთერმული გენეზისის (პნევმატოლიზური პროცესების ელემენტების გარეშე) ნაწილობრივ კითხვითი ნიშნის

ქვეშ დაყენებას. მაგრამ შეიძლება ითქვას, რომ როგორც არ უნდა იყოს პროცესის ნამდვილი ბუნება, მისი გენეტური კავშირი აღნიშნულ ინტრუზივთან მაინც უდავო ხდება.

ამგვარად, თუ შევაჯამებთ ზემოხსენებულ ფაქტიურ მასალას, უნდა მტკიცედ ითქვას, რომ გრანიტულმა ინტრუზივის შეხება სერპენტინიტთან საეხებით ნათელი, კანონზომიერად განვითარებული, ენდო-და ეგზოკონტაქტური მოვლენებით ხასიათდება. ამ მოვლენების პეტროლოგიური ბუნება უდავოდ ამტკიცებს გრანიტული ინტრუზივის შედარებით სიახალგაზრდავეს. ვფიქრობ, რომ ეს საკითხი ამიერიდან დავის ან ყოყმანის საგანს აღარ უნდა წარმოადგენდეს.

უნდა შევნიშნოთ, რომ ტალკის მცირე, ლინზებრივი საბადოები მეტამორფული ფიქლების წყებაში მოქცეულ სერპენტინიტებთან დაკავშირებითაც გვხვდებიან (ფიჭვიჯინა, დედაკალია, სათიბის-სერი, უწლევის მიდამოები). ზოგჯერ კიდევ გატალკებას მეტამორფული წყების შემადგენელი ზოგიერთი ფიქლებიც განიცდიან (უწლევის რაიონი). ასეთ საბადოებს ჩვეულებრივ მცირე გავრცელება, უმნიშვნელო მარაგი და ხშირად დაბალი ხარისხი ახასიათებთ¹.

სერპენტინიტთან გენეტურად დაკავშირებული არიან, უთუოდ როგორც მისივე დედა-მაგმის დიფერენციატები, სხვადასხვა პიროქსენიტები. ორი მათგანის აღწერა მოცემული აქვს თავის შრომაში ბარსანოვს; ერთი (მშრალიხევის ნაყარიდან) წარმოადგენს ავგიტიან პიროქსენიტს, მეორე კი (ლოპანისწყლის მარცხენა ნაპირიდან)—ბიოტიტიან ჰიპერსტენიტს.

ქეშორის ტალკის ზონაში ჩანართის მსგავსად (მესამე შტრეკში) ჩვენ შეგვხვდა ერთი საინტერესო ქანი, რომელიც აგრეთვე ჰიპერბაზიტის პირველად დიფერენციატს უნდა წარმოადგენდეს, გართულებულს გრანიტის კონტაქტური ზეგავლენით. აღვწერ მას მოკლედ.

ქანი (№ 529) მურა-ყავისფერ-მიწური ელფერისაა, შავი ნივთიერების ჩანაწინწკლებით. არამკაფიო (უფრო კი ოფიტური) სტრუქტურის მქონეა. შედგება ჩანაცვლებული ავგიტისა და სახეშეცვლილი პლაგიოკლაზისაგან (სურ. 26).

პლაგიოკლაზი ძლიერი ცვლილებების (ინტენსიური პელიტიზაციის და ცოიზიტიზაციის) გამო მეტად თავისებურია: შლიფში თითქმის მთლიანად მურა-შავი მტვრით არის დაფარული; ინტერფერენციული შეფერვა სუსტი,—მუქი მურა-რუხი; მრჩობლობა სრულებით არ ემჩნევა; ხშირია მარაოსებრ-სხიფური აღნაგობა. შედარებით დაცული რელიქტური ნაწილის სხივტების ბალზამის სხივტების მაჩვენებელთან შედარებით ალბიტური რიგის უნდა იყოს. როგორც ჩანს, პლაგიოკლაზს ცვლილებების ორი სტადია განუცლია: ჯერ ალბიტიზაცია და შემდეგ პელიტიზაცია-სოსიურიტიზაცია. შლიფის ფართის 30%-დე უჭირავს.

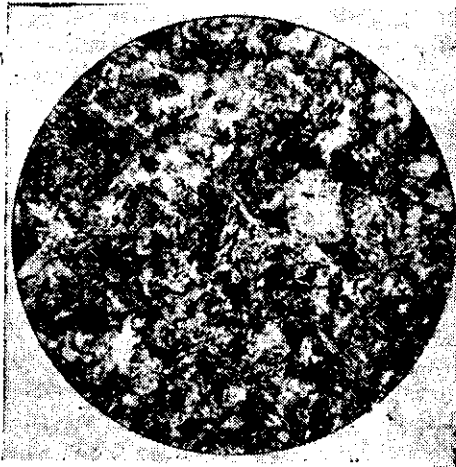
ქანის მთავარ მასას წარმოადგენენ ჩანაცვლებები ავგიტისა ოქროსფერნარინჯისფერი, მურა ელფერის ნივთიერებით. საკმაოდ ხშირია რვაკუთხეიანი

1. ბარსანოვის მიერ ამ კატეგორიაში ქეშორის საბადოს მოქცევა (82) დამყარებულია მის მიერ ამ ადგილის გეოლოგიური პირობების არადეტალურ გაცნობაზე.—ავტორს, როგორც რუკიდან და ტექსტიდან ჩანს, მხედველობიდან გამოჟპარა სერპენტინიტის ორსავე მხარეზე გრანიტების არსებობა.

ავგიტური კვითი, ერთ მათგანს დიოპსიდისთვის დამახასიათებელი მოყვანილობა აქვს. წარმოდგენილია ცვალებადი სიგრძის (სქარბობს გრძელი) პრიზმული ფორმებით. მეტწილად იდიომორფული მოხაზულობისაა, ზოგჯერ კი—შემთხვევითი, უწყსო. ზოგჯერ ჯვარედინ მრჩობლებში არის.

ავგიტი თითქმის მთლიანად ჩანაცვლებულია ქლორიტული ნივთიერებით; ამ უკანასკნელისთვის Nm იმერზიული მეთოდით 1,580—1,582 უდრის, Ng—Np=0,014—0,015 (Ng=1,585, ხოლო Np=1,571). მინერალი—ფერის, სხივტების და ორმაგი სხივტების მიხედვით, თანახმად ლარსენის ცხრილებისა (53), ყველაზე უფრო ქრომიან კლინოქლორს შეეფერება, მხოლოდ ორმაგი სხივტება აქვს ცოტა მეტი; ამ უკანასკნელი თვისების მიხედვით ახლოს დგას ლეიხტენბერგითან, მაგრამ სხივტება აქვს შედარებით მეტი; უფრო პირველი უნდა იყოს. აგებულება ბოქვოვანი აქვს.

შლიფში არის მოზრდილი ბრტყელი ფსევდომორფოზები ქლორიტული აგრეგატისა გაურკვეველი მინერალის მიმართ. ფორმის და სხვა ნიშნების მიხედვით ეს უკანასკნელი ალბათ ოლივინი ყოფიდა. ქლორიტის ასეთი ფსევდომორფოზები სერპენტინისაგან ძნელი გასარჩევი ხდებიან. ქანში შესაძლებელია ეს ნივთიერებაც იყოს, და არა მარტო ქლორიტი.



სურ. 26

ზოგჯერ ქლორიტი ფსევდომორფოზებში მალა ინტერფერენციულ ფერებიანი უბნები ჩანს: სხივტება ქლორიტზე გარკვეულად მეტი აქვს; ოპტიკური თვისებების მიხედვით ბიოტიტური მინერალი უნდა იყოს.

შლიფში ტიპური ბიოტიტიც არის,—დამოუკიდებლად, წვრილი, გრძელი ფირფიტებრივი აგრეგატების სახით; ენჩნევა ტექჩვადობა; ახასიათებს ძლიერი პლეოქროიზმი; აღსანიშნავია, რომ ფერი მასაც მურა ოქროსფერ-ნარინჯისფერი აქვს, რაც ძალიან საგულისხმოა.

ავგიტის მიმართ ქლორიტის ფსევდომორფოზების ზომა მილიმეტრის მეათედებიდან 0,5 მმ-დეა, იშვიათად 0,5×1 ან მეტი.

ჩანაცვლებები და ბიოტიტი ხშირად დალაქავებულია მოშავო მურა-ყავისფერი რკინის ჰიდროქსიდით; არის მაგნეტიტიც (უთუოდ პირველადი). მცირე რაოდენობით შლიფში კარბონატიც გვხვდება.

ქანი აშკარად რთული ბუნებისაა. თავდაპირველად ის, უნდა ვიფიქროთ, რომ გაბრო-ლიბაზური ბუნებისა ყოფილა,—უთუოდ პერიდოტიტული მაგმის ადგილობრივ ფაციესს წარმოადგენდა. კონტაქტურ პროცესებთან დაკავშირე-

ბით ქანს ჯერ განუცდია ბიოტიტიზაცია, — მომხდარა ავეიტის ჩანაცვლება ბიოტიტით (უკანასკნელი დამოუკიდებელი აგრეგატების სახითაც წარმოშობილა), ხოლო შემდეგ მას, ისე როგორც კონტაქტურ ბიოტიტიან ფიქალს, ქლორიტიზაცია შეხებია. პლაგიოკლაზი კიდევ მთლიანად პელიტიზებულ-სოსიურიტიზებულა.

ჩენი სერპენტინიტების, განსაკუთრებით კონტაქტური ზოლების, შემდგომი დეტალური პეტროგრაფიული კვლევა უთუოდ ბევრ ახალ საინტერესო ფაქტს აღმოაჩენს. მიუხედავად ამისა, გადამეტებული არ იქნება თუ ვიტყვი, რომ ძირულის მასივის სერპენტინიტების გეოლოგიის საერთო სურათი ამჟამად საკმაოდ გარკვეულად უნდა ჩაითვალოს.

შეიძლება ერთი ეჭვი მაინც დაიბადოს, რომელსაც არ შეიძლება ანგარიში არ გაეწიოს: იქნებ ზემოაღწერილი კონტაქტური მოვლენების გამომწვევი ქანი ვარდისფერგრანიტული მაგმის პროდუქტი კი არ არის, არამედ შემდგომი, უფრო ახალგაზრდა ინტრუზიული პროცესის გრანიტია.

თეორიულად ამგვარი რამ, ცხადია, სავსებით შესაძლებელი არის, მაგრამ ამ შემთხვევაში ასეთ წარმოდგენას ძირფესვიანად ეწინააღმდეგება ფაქტური მდგომარეობა: კონტაქტის გრანიტი ისე თანდათანობით, სრულიად მკაფიოდ გადადის ტიპური ვარდისფერი გრანიტის მთავარ სხეულში, რაც ზემომოყვანილი აღწერებიდანაც ჩანს, რომ სრულებით არავითარ ექვს არ სტოვებს ინტრუზივის მთლიანობაში. არ არსებობს არც ერთი ისეთი ფაქტი, რომელიც ამგვარი ეჭვისთვის რაიმე საფუძველს მოგვცემდა.

2. გაბროული ქანები

ძირულის მასივის აგებულებაში გაბროიდული ქანები, მართალია მთავარს არა, მაგრამ მაინც ნიშნულს იკავებენ როგორც თამაშობენ. მეტწილად ეს ქანები დაიკებრივი მცირე სხეულების სახით გვხვდებიან, თუმცა ზოგჯერ მოზრდილ შტოკებრივ სხეულებსაც ჰქმნიან. კერძოდ მასივის აღმოსავლეთ და სამხრეთ ნაწილში ფუძე ქანები სწორედ ამგვარი მორფოლოგიური ნიშნებით ხასიათდებიან.

შედარებით მოზრდილ ინდივიდუალიზებული სხეულების სახით გაბროიდული ქანები ჭერათხევის ხეობაში და მისი შენაკადების ბოლო ნაწილებში არიან წარმოდგენილი. რუკაზე მათი ცალკე გამოყოფაც ხერხდება. პირველი ასეთი სხეული იწყება სოფ. საკირებთან, ცარცის ქვეშ. ჭერათხევის ხეობის ეს ნაწილი უწლევის-წყლამდე და ამ უკანასკნელის ბოლო ნაკვეთი — შესართავიდან სოფლამდე — წვრილ და საშუალომარცვლოვან გაბრო-ამფიბოლიტებს უჭირავთ. ნინისის-წყლის შესართავის ზემოთ, ფილიტებთან მიახლოებისას, ამ ხეობას და ნასერალის-ღელის ბოლო ნაწილს კვლავ გაბრო-ამფიბოლიტური ტიპის ქანი იპყრობს. შემდეგ, საკმაოდ გრძელი გარდიგარდმო ზოლის სახით, გაბროული ქანები ლომისის-წყლის შესართავთან შიშვლდებიან; ჭერათხევის გასწვრივ გამოსავლების განი აქ 500 მეტრს აღწევს (ლომისის მასივი). გვაქვს მსხვილმარცვლოვანი სახის დაიკებრივი სხეულის ზენაჩენები ულუმბის-წყლის ხეობაშიც — სოფლის ქვემოთ, შემდეგ კეშორის-ღელეში და სხვ.

ლოპანის-წყლის გასწვრივაც ხშირია ფუძე ქანების გამოსავლები; აქ ისინი ძარღვული გაბრო-დიაბაზური ტიპით არიან ჩვეულებრივ წარმოდგენილი.

გაბროული ქანების მოზრდილი სხეულები სხვაგან ცნობილია რიკოთულის ხეობაში, საკბულის ხეობაში, სოფ. ვაშლევის მიდამოებში (ჩვენი რუკის გარეთ) და მდ. მეჩხეთურის ქვედა ნაწილში. გაბრო-დიაბაზური პატარა დაიკებრივი სხეულები ყველგან თანაბარი გავრცელებით სარგებლობენ.

ამ ჯგუფის ქანები საკმაოდ ხშირად ჰყვეთენ კრისტალური ფიქლებისა და მათთან დაკავშირებული ინიექციური ქანების კომპლექსს. ჭერათხევის ხეობაში ისინი ფილიტების წყებაშიც არიან შექრილი.

ფუძე ქანების გეოლოგიური მხარე შედარებით სუსტად არის გარკვეული, რასაც თავის მხრივ მასივის ჩამოყალიბების საკითხში ბუნდოვანება შეაქვს. ერთი მხრივ ჩვენ გვაქვს ვარდისფერი გრანიტული ინტრუზივის და მასთან გენეტურად დაკავშირებული მიგმატიტურ-ინიექციური ქანების აშკარა გაკვეთა გაბრო-დიაბაზების მიერ და, მეორე მხრივ—ამავე კომპლექსში მოქცეული გაბროიდების აპლიტ-პეგმატიტებით და მიკროგრანიტებით გაკვეთა, ზოგჯერ კიდევ გრანიტიზაცია.

ამ გარემოების საფუძველზე იქმნება სხვადასხვა, დიამეტრულად საწინააღმდეგო შეხედულებები. ერთნი, მათ შორის უკანასკნელ დრომდე ჩვენც, ინტრუზიულ ფაზათა თანმიმდევრობის შემდეგ სქემას იძლევიან: 1) ვარდისფერი გრანიტები, 2) გაბროიდები და 3) შედარებით ახალგაზრდა (მაგრამ მაინც პალეოზოურისწინა) გრანიტები. მეორენი უარყოფენ მესამე ფაზის დაშლად მოხდებლობას. ემყარებიან რა იმ გარემოებას, რომ გაბროს გამკვეთი პეგმატიტებისა და მიკროგრანიტების მინერალოგიური ბუნება ანალოგიური არის ვარდისფერი გრანიტისა (კერძოდ კალიშპატი ორივე ჯგუფში მიკროკლინის სახით), ამ უკანასკნელს უფრო ახალგაზრდა ინტრუზიულ პროცესს მიაწერენ და, მაშასადამე, გაბროების გამოსავლები შედარებით ძველი სხეულების ნაშთებად მიიჩნიათ. გაბროიდების შემცველ ქანებს ისინი ინიექციებულ-მიგმატიტურ ქანებად სთვლიან, რომელნიც კრისტალური ფიქლების თუ კვარციანი დიორიტების ინიექციის შედეგად წარმოშობილან.

ბოლო დროს სხვაგვარი შეხედულება (არის წამოყენებული, რომლის მიხედვით ორი გენერაციის გაბროები გვაქვს: 1) ვარდისფერ გრანიტებზე ძველი და 2) უფრო ახალგაზრდა (პ. კილასონია).

ყველა ეს შეხედულება ლოგიკურია თავისთავად. მაშასადამე, საკითხის გადაჭრა მხოლოდ ფაქტიური მდგომარეობის დეტალური შესწავლით და მოვლენათა ანალიზით უნდა მოხერხდეს.

ბოლო ხანებში ჭერათხევის აუზის ფუძე ქანები სპეციალურად შეისწავლა პ. კილასონიამ (40). მან მოგვცა აქ გავრცელებული მთავარი სხეულების კარგი პეტროგრაფიულ-მინერალოგიური დახასიათება, მაგრამ ზოგიერთი გეოლოგიური საკითხი მაინც გაურკვეველი რჩება¹.

1. შრომა მთლიანად დამთავრებული გვექნა, როდესაც გამოქვეყნდა პ. კილასონიას წერილი: „ძირულის კრისტალური მასივის გაბროიდული ქანები“ (საქ. მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. V, № 10, 1944), რომელიც საინტერესო დამატებით მასალას და დასკვნებს შეიცავს. ავტორი აქ სამი სხვადასხვა ასაკის გაბროიდებს არჩევს.

საკითხის გადაწყვეტის ერთადერთი სწორი გზა იქნება მთავარი გამოსავლების კონტაქტების ინდივიდუალური გარჩევა,—მოსაზღვრე ქანებთან უშუალო ურთიერთობის დამოუკიდებლად შესწავლა, თუ ყველა გამოსავლებისთვის არა, ყოველ შემთხვევაში ტიპური ქანებისათვის მაინც. საველე და მიკროსკოპიული კვლევა აქ ერთმანეთს უნდა ავსებდნენ. ამგვარი შესწავლა მე არ ჩამიტარებია; ჩვენ მას ვერც სხვის შრომებში ვხვდებით; ამიტომ გაბროიდული ქანების გეოლოგიის საკითხებს მეტწილად ღიად ვტოვებ.

შედარებით მარტივად წყდება წვრილმარცვალა ძარღვებრივი გაბრო-დიაბაზური ტიპის ქანების სხვებთან ურთიერთობის საკითხი. ისინი სხვადასხვა დაიკების სახით ჰკვეთენ ტიპურ ვარდისფერ გრანიტებს და გრანიტ-გნეისებს; ზოგ შემთხვევაში სხეული, მართალია, უსწორმასწორო მოხაზულობისაა და ქსენოლითური ბუნების შთაბეჭდილებას სტოვებს (დედაკალია, ბროლონის-ღელე, უწლევი და სხ), მაგრამ უმრავლეს შემთხვევაში წესიერი ძარღვული ფორმა მკაფიო ზალბანდებით და, მაშასადამე, გამკვეთი ხასიათი ექვს არ უნდა იწვევდეს მის შედარებით სიახალგაზრდავეში.

ზედა საზღვარი უფრო ნაკლებ ნათელი ჩანს. ზოგჯერ არის ნიშნები, რომ ამ ქანებს ჰკვეთენ, ან კიდევ ქანში კვარცის და ფელდშპატის (ჩვეულებრივ მიკროკლინის) იმპრენაციას ახდენენ აპლტ-პეგმატიტები, რომელთა ბუნება ვარდისფერ გრანიტთან მათ მჭიდრო გენეტურ კავშირზე მიგვითითებს. ასეთი სურათი გვაქვს, მაგალითად, ლოპანის-წყლის შენაკადებში, ჭეშორის-ღელის ზემო ნაწილში და სხვ. ამ პირობების მიხედვით ისინი გრანიტული ინტრუზიის მელანოკრატულ ძარღვით ფაციესს უნდა მივაკუთვნოთ. პეტროგრაფიულად ქანები შერეული ბუნების გაბრო-დიაბაზის ტიპის წმიდა და წვრილმარცვლოვან მომწვანო ქანებს წარმოადგენენ, მეტნაკლებად დაშლილი, ფუძე, ხშირად ზონალური პლაგიოკლაზით და ქლორიტიზებული ამფიბოლით.

უფრო გაურკვეველი ჩანს გაბროიდული ქანების შედარებით მოზრდილი სხეულების ურთიერთობა გრანიტებთან. როგორც აღვნიშნეთ, მათი გავრცელების მთავარი რაიონი მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში ჭერათხევის აუზით, კერძოდ თვით მდ. ჭერათხევის ხეობით იფარგლება. ქანები წარმოდგენილი არიან მუქი, მოშავო, წვრილ და მსხვილმარცვლოვანი, ამფიბოლიანი სახეობებით.

აღნიშნული ქანები პირველ რიგში ორ ძირითად ჯგუფად უნდა გავეყოთ:

1) გაბრო-ამფიბოლიტები, რომლებისთვის დამახასიათებელია: ნემატობლასტური სტრუქტურა; დაშლილი, იშვიათად შედარებით დაცული, ანდეზიტის რიგის პლაგიოკლაზი; ეს უკანასკნელი ხშირად სრულიად დაშლილი და მთლიანად მეორადი მინერალებით (პრენიტი, ეპიდოტ-ცოიზიტი, სერიციტი და სხ.) არის ჩანაცვლებული. ქანი ზოგჯერ კვარცს შეიცავს; ფერადი კომპონენტი მუდამ ჩვეულებრივი მწვანე, ზოგჯერ პარგასიტული, ან აქტინოლითური ამფიბოლით არის წარმოდგენილი; პიროქსენს ან ოლივინს თითქმის არასოდეს არ შეიცავს. არსებით როლს თამაშობენ ეპიდოტის, ცოიზიტის და ხშირად აგრეთვე სფენის ინდივიდუალიზებული, ზოგჯერ ზოლებრივად დაჯგუფებული მარცვლები.

2) ტიპური სხვადასხვა მარცვლოვანი არაფიქლებრივი გაბროები, ზონალური ფუძე პლაგიოკლაზით (ლაბრადორ-ბიტონიტი). პირველად ამფიბოლიტთან ერთად შეიცავენ პიროქსენს და ხშირად ოლივინსაც.

განსხვავდება ეს ორი ჯგუფი გეოლოგიურადაც: პირველის წარმომადგენლები გრანიტულ ინტრუზივზე აშკარად ძველი არიან. მეორე ჯგუფის ქანები კი პირველთან შედარებით ახალგაზრდა ჩანან, მაგრამ ურთიერთობა დასახელებულ ინტრუზივთან არ არის ნათელი.

პირველი ჯგუფის ქანები უხვად სერავენ, როგორც კრისტალურ ფიქლებს, ისე ფილიტების წყებას. ზემოთ (იხ. თავი 1) აღწერილი ამფიბოლიტური ფიქლები როგორც ფილიტების წყების არსებითი მონაწილე, თავისი მიკროსკოპიული ბუნებით და სავსე პირობებით უდავოდ იმავე მაგმის პროდუქტებია, რომელსაც სხვა უბნების ანალოგიური გაბრო-ამფიბოლიტები ეკუთვნიან.

ტერათზევში ეს ძალიან კარგად ჩანს: ფილიტების წყებას სამხრეთი გვერდიდან აკრავს გაბრო-ამფიბოლიტის მოზრდილი შტოკებრივი სხეული, მისი აპოფიზები შეჭრილია მეტამორფულ ფიქლებში; ერთ-ერთი ასეთი ტოტი ჩანს წყების შუა ნაწილში მდინარის მარცხენა ციცაბო კლდოვან ნაპირზე. აპოფიზები შედარებით წვრილმარცვალა მონწევანო ელფერის ქანებს წარმოადგენენ. მათი მიკროსკოპიული ბუნება ანალოგიურია ნიმ. № 346-ს (იხ. ზემოთ, გვ. 50—52), თვით მთავარ სხეულში არის ფიქლების ქსენოლითური უბნები.

ქანის მიკროსკოპია სავსებით ანალოგიური არის ფიქლების წყებაში მოქცეული ამფიბოლიტების; განსხვავება ძირითადად მარცვლის გამსხვილებაში მდგომარეობს. ქანი ნემატობლასტური სტრუქტურისაა, აღნაგობა პარალელური ფიქლებრივი. პლაგიოკლაზი მთლიანად ალბიტიზებულია და მასთან ხშირად შეიცავს პრენიტის, სერიციტის, ეპიდოტის და ცოიზიტის გამონაყოფებს. ეს ორი უკანასკნელი მინერალი ქანში მეტწილად ინდივიდუალურად არის—ან წვრილი ძარღვების, ან ზოლებრივი უბნების სახით; მათთან ერთად ამგვარ დაჯგუფებებში მონაწილეობენ მადნის მინერალი და სფენი. ასეთი ზოლები ხშირად მორიგეობენ ამფიბოლიტ მდინარ ან მარტო ამფიბოლიტ წარმოდგენილ ზოლებთან. ეპიდოტი, ცოიზიტი და სფენი მადნის მინერალთან ერთად შეადგენენ ქანის 20—30%-ს. პლაგიოკლაზის ალბიტიზებული რელიქტები მცირე რაოდენობით არიან. დაშლილი პლაგიოკლაზის მასა—გამავალ სინათლეზე მურა-მოყვითალო მუქი, \pm ნიკოლებში ჩვეულებრივ გვიჩვენებს წვრილქერცლა აგრეგატულ აგებულებას,—თითქმის მთლიანად მეორადი მინერალების ერთობლიობად არის ქცეული.

მთავარი შემადგენელი ამფიბოლია (50—70%), რომელიც გრძელპრიზმული, ალავ ბოჭკოვანი, ღია მწვანე კრისტალების სახით არის; შედარებით სუსტი პლეოქროიზმით ხასიათდება; დალაგებულია გარკვეული ორიენტაციით; ზოგჯერ მკაფიოდ კატაკლაზურია; შეიცავს მეორად პროდუქტებს (საერთოდ მცირე რაოდენობით): მადნის მინერალს, კალციტს, იშვიათად პრენიტს; ზოგჯერ განიცდის ქლორიტიზაციას. ოპტიკური თვისებებით მეტწილად აქტინოლითოს მიეკუთვნება ($cNg = 14^{\circ} \text{---} 16^{\circ}$, $Ng - Np = 0,021 \text{---} 0,027$, $2Y = -75^{\circ}$). ზოგ უბნებში ამფიბოლი უფრო ჩვეულებრივს უახლოვდება. ქანში აქა-იქ გვხვდება კვარციანი უბნებიც.

როგორც ვხედავთ, ჰერათხევის ხეობის ამ ნაწილის გაბროიდული ქანი პართლაც გაბრო-ამფიბოლიტურ ქანს წარმოადგენს და სრულიად ანალოგიურია ფილიტების წყებაში მოქცეული (შრეძარღვებრივი, იშვიათად გამკვეთი) ამფიბოლიტების.

ასეთივე შედგენილობა და აგებულება ახასიათებთ კრისტალური ფიქლების კომპლექსში (ჭარტალის, ლაფრანის, ქვადაურის, ყორნების, მეჩხეთურის და სხ. ხეობებში) მოქცეულ გაბროიდებს. ჩვენ უკვე აღვნიშნეთ, რომ გენეტურად ეს ქანები ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიის წინა მაგმური მოქმედების პროდუქტები არიან (იხ. თავი 1).

ჰერათხევი-ნასერალის გაბრო-ამფიბოლიტებიც ხშირად იკვეთებიან ვარდისფერ გრანიტთან დაკავშირებული აპლიტის და პორფირული ბუნების მიკროგრანიტით (გამკვეთ ძარღვებში კალიშპატი მიკროკლინით არის წარმოდგენილი), თუმცა ამ მოვლენას ჩვენ ვერ ჩავთვლით გადამწყვეტ ფაქტად, რადგან ასეთი გაკვეთა მეორე ჯგუფის გაბროიდულ ქანებსაც შეიძლება ახასიათებდეთ. შედარებითი სიძველის მაჩვენებელი აქ უფრო ტექსტურა და მასთან თავისებური მინერალოგიური შედგენილობა არის.

მდ. ჰერათხევის მარჯვენა მხარეზე (სათიბის-სერის ფერდობზე) ჩანს საინტერესო მოვლენა: გაბრო-ამფიბოლიტის გაგრძელებაზე აქ ფიქლების წყების-პერიფერიულ ნაწილში გაშიშვლებულია მომწვანო ფერის მარცვალა ქანი (ამფიბოლიტთან შედარებით—ღია და უფრო რუხ-მომწვანო), რომელიც მიკროსკოპში სერპენტინიზებულია თითქმის მთლიანად, ყოველ შემთხვევაში ფერადი კომპონენტებიდან სერპენტინის მეტი არაფერი ჩანს. საკმაოდ თავისებური აგებულების ქანია. გამოდის, რომ გაბრო-ამფიბოლიტი აქ სერპენტინიტულ სხეულშია გადასული. თეორიულად, რა თქმა უნდა, აქ შეუძლებელი არაფერია, მაგრამ იმ გეოლოგიური ინტერესის გამო, რომელიც ამ მოვლენას ენიჭება ძირულის მასივის გაბროებისა და სერპენტინიტის ურთიერთობის თელასაზრისით,

საკიროა მაინც ადგილის კვლავ შემოწმება და მასალის სპეციალური შესწავლა. უწლევის-წყლის ბოლო ნაწილში და მის სამხრეთით ჰერათხევი გავრცელებული გაბროიდები, აგრეთვე კომლეთის ღელის ფუძე ქანები, აღწერილს ემსგავსებიან ძალიან. ისინიც წვრილმარცვალა, ხოლო ზოგჯერ საშუალომარცვალა, მეტნაკლებად დაფიქლებული ქანები არიან. მუქი მინერალი აქაც მუქად ამფიბოლიტ არის წარმოდგენილი; ეს უკანასკნელი ან აქტინოლიტის მიეკუთვნება, ან პარგასიტული სახის ჩვეულებრივ რქატყუარას. ძალიან დამახასიათებელია ამ ქანებისათვის შემადგენელ მინერალთა შორის კვარცის მონაწილეობა, რისთვისაც მათ კვარციან გაბრო-ამფიბოლიტებს უწოდებენ.

პ. კილასონიას მიხედვით კვარციანი გაბრო-ამფიბოლიტების ბუნება.

შემდეგით ხასიათდება:

1) წვრილმარცვალა სახესხვაობა.—სტრუქტურა ნემატობლასტური. მთავარ შემადგენლებს წარმოადგენენ: კვარცი, პლაგიოკლაზი და ამფიბოლი; აქცესორულს კი—აპატიტი, ილმენიტი; ეპიმიგმური გამონაყოფების სახით—ეპიდოტი, ცოიზიტი, სერიციტი. კვარცი ცოტა, პატარა დაქსაქსული მარცვლების სახით, ალავ ჯაჭვურად შეჯგუფებული, კატაკლაზი სუსტი (სუსტი ტალღებრივი ჩაქრობა). პლაგიოკლაზი პრიზმული მარცვლების სახით, $0,54 \times 0,18$ მმ

სიდიდის, ჰქმნის პოიკილიტურ შენაზრდებს ამფიბოლთან, შეცვლილია—სქარბობს სერიციტიზაცია; სხივების მაჩვენებელი ნაკლებია კვარცხე და მეტია ბალზამის n -ზე. ამფიბოლი ყველაზე ჭარბად; მწვანე სახეობა. $cNg=14^\circ$, $2Y=-76^\circ$ (ერთი გამოსავლით), $Ng-Np=0,022$; ზომები $0,35 \times 0,35$, $0,35 \times 0,18$ მმ. ამფიბოლს ზოგჯერ სცვლიან ბიოტიტის და ქლორიტის პატარა ფორმები. აპატიტი ცოტა; ილმენიტიც მცირე რაოდენობით, შეცვლილია სფენით და ლეიკოქსენით.

2) საშუალომარცვლოვანი სახეობა.—სტრუქტურა გაბროიდული. შედგენილობა: კვარცი, პლაგიოკლაზი, ამფიბოლი, ბიოტიტი, მადნის მინერალი და სფენი. კვარცი ალოტრიომორფული; მისი წვრილი მარცვლები ზოგჯერ ჩანართებად ამფიბოლში,—მოგვაგონებს პოიკილიტურ სტრუქტურას; ხასიათდება სუსტი ტალღებრივი ჩაქრობით. პლაგიოკლაზი მრავლად, შეზრდილია ამფიბოლთან; $Ne\ 42-45-50$,—საშუალო ან ფუძე ანდეზინის რიგისაა. ამფიბოლი ოდნავ განსხვავებულია ჩვეულებრივისაგან (პლეოქროიზმის მოლურჯო ელფერი); ზომები სხვადასხვა; თითქოს დამსხვრეულია; $cNg=15^\circ$, $2Y=65^\circ$ (2 გამოსავ.), $Ng-Np=0,021$; საღი არის, ზოგჯერ კი ჩანაცვლებულია ბიოტიტით და ქლორიტით. ბიოტიტი ამფიბოლის ფსევდომორფოზების სახით, ამფიბოლის რელიქტებით და სფენის ჩანართებით; ოპტიკა ნორმალური. სფენი ბლომად, სხვადასხვა ფორმის და სიდიდის მარცვლების სახით; შეიცავს მადნის მინერალის ჩანართებს; თავის მხრივ ჩართულია ამფიბოლში და ბიოტიტში; პლეოქროიზმი არ ემჩნევა; ილმენიტის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი. ქანში კვარცი $8,45\%$ -ს რაოდენობით არის, ამფიბოლი და ბიოტიტი $35,5\%$, პლაგიოკლაზი— 54% , მადნის მინერალი და სფენი— 2% .

კომლეთის-ლეღის გაბროიდებიც ანალოგიური ბუნების არიან. ავტორის მიხედვით ისინიც მუქ წვრილმარცვალა დაფიქლებულ ქანებს წარმოადგენენ გაბროული სტრუქტურით. მთავარ შემადგენლებს ეკუთვნიან: ამფიბოლი, პლაგიოკლაზი და კვარცი; საკმაო რაოდენობითაა აგრეთვე სფენი. მეორადი მინერალების სახით: სერიციტი, კალციტი და ცოიზიტი.

ამ დახასიათებას ჩვენი მხრივ უნდა დავუმატოთ ის, რომ კვარცს ყოველთვის ვერ ვხვდებით, ზოგიერთ უბნებში ის არ ჩანს და, გარდა ამისა, პლაგიოკლაზი ზოგჯერ მთლიანად ალბიტიზებული ინდივიდებით არის წარმოდგენილი.

კვარციან გაბრო-ამფიბოლიტებს, ისე როგორც ფილიტების მოსაზღვრე აქტინოლითიან ამფიბოლიტებს, ჰკვეთენ (საკირებთან, ბროლოსნის-ლეღეში, უწლევის-წყლის შესართავთან და სხვ.) მიკროგრანიტის, აპლიტის და მიკროპეგმატიტის სხვადასხვა სიმძლავრის ძარღვები მიკროკლინით და კატაკლაზური კვარციით.

მიკროსკოპიული და მაკროსკოპიული მსგავსება აქტინოლითიან ამფიბოლიტებთან და მათი ერთნაირი გეოლოგიური პირობები საბუთს გვაძლევს დავასკვნათ, რომ კვარციანი გაბრო-ამფიბოლიტებიც უძველეს ფუძე ქანთა ჯგუფს უნდა ეკუთვნოდნენ. ისინი სხვადასხვა ზომის ნაშთებრივ სხეულებს წარმოადგენენ გრანიტულ ინტრუზივში, ამ უკანასკნელის დერივატებით ხშირად უხვად დასერილს. აღსანიშნავია, რომ ზოგჯერ ზოგიერთი უბანი ძლიერ დამსხვრევას

გვიჩვენებს (უწლევის-წყლის შესართავი, მურყნის-ღელე—ფილიტების სამხრეთი კონტაქტის მახლობლად და სხ.); დამსხვრეულ ნაწილებს გრანიტული მასალა აცემენტებს.

გენეტურად გაბრო-ამფიბოლიტებთან უნდა იყოს დაკავშირებული, თითქმის მარტო ამფიბოლისაგან შემდგარი ჰორნბლენდიტური ტიპის ქანი, რომლის ზენაჩენს ლოპანის-წყლის ხეობაში და ქვაშავაზე ვხვდებით.

ამგვარად, განხილული გაბრო-ამფიბოლიტები სახეცვლილ უძველეს ფუძე ქანებს უნდა წარმოადგენდნენ, რომელთა მეტამორფიზმი ძირითადად დაფიქლებიაში და ეპიმაგმურ პროცესთა ინტენსიურ განვითარებაში (ამფიბოლიზაცია, ალბიტიზაცია, ეპიდოტ-კოიზიტიზაცია და სხ.) გამოიხატა.

ამ ჯგუფის ინტრუზიული პროცესი, როგორც ჩანს, წინ უსწრებდა ვარდისფერ გრანიტს. ქანში კვარცის გაჩენა და ბიოტიტიზაცია (შეიძლება ნაწილობრივ ზემოდასახელებულ პროცესთა ამოქმედება) უთუოდ გრანიტული მაგმის ინტრუზიის ზეგავლენას უნდა მიეწეროს.

სამწუხაროდ, შესაფერი კვლევის ჩაუტარებლობის გამო ჩვენ არ მოგვეპოვება მცკიცე, ყოველგვარი ექვის გამფანტავი ფაქტიური მასალა, რომელიც ამ დებულებას უდავო ხასიათს მისცემდა. აუცილებელია ერთი მხრივ გრანიტებთან შეხების კონტაქტური ზოლების ზედმიწევნით ზუსტი დეტალური შესწავლა და, მეორე მხრივ—ფუძე ქანთა სხეულების ერთგვარობის გამორკვევა. სრულებით არ არის უარყოფილი, რომ ერთი შეხედვით გეოლოგიურად თითქოს მთლიან სხეულში, ნამდვილად სხვადასხვა ასაკის ქანები გვქონდეს,—უძველეს ამფიბოლიტებში შედარებით ახალგაზრდა გაბროები და გაბრო-დიამაზები შეიძლება იყვნენ მოქცეული, როგორც ამას ადგილი აქვს, მაგალითად, უწლევის მიდამოებში.

უძველესი გაბრო-ამფიბოლიტების ურთიერთობა კვარციან დიორიტთან ჯერჯერობით არ არის გარკვეული; უწლევის რაიონის, რიკოთულის ხეობის, ჩხერიმელა-ძირულის წყალგამყოფის და სხ. ადგილების მიხედვით, ისინი კვარციანი დიორიტებით თითქოს უნდა იკვეთებოდნენ, მაგრამ სრულებით არ არის გამორიცხული სხვაგვარი შესაძლებლობაც. საკითხი დამატებით კვლევას მოითხოვს.

საფუძველი გვაქვს ვიფიქროთ,—ქანის მელანოკრატული ბუნების და დანარჩენ ინტრუზიულ ქანებთან ურთიერთობის, კერძოდ ვარდისფერ გრანიტთან შედარებითი სიძველის მიხედვით,—რომ განხილული გაბრო-ამფიბოლიტები და სერპენტინიტების დედაქანი ერთა და იგივე ინტრუზიული პროცესის მხოლოდ სხვადასხვა ფაციისებს უნდა წარმოადგენდნენ.

გ. ბ ა რ ს ა ნ ო ვ ი თუმიკა აღნიშნავს, რომ გაბრო სერპენტინიტს ჰკვეთსო, მაგრამ მიუხედავად სერპენტინიტების ზოლის დეტალური დაზვერვისა, ამგვარი რამ მე არ მინახავს. კიდევ რომ ეს ფაქტი დადასტურდეს, ის მაინც არ იქნება საკმარისი: ზემოთ ჩვენ მიერ გამოყოფილი მეორე ჯგუფის ფუძე ქანების მიერ სერპენტინიტის გაკვეთა, ცხადია, სავსებით მოსალოდნელი არის. ასე რომ, ქანის მიკროსკოპიული ბუნების შესწავლამდე, გამკვეთი ძარღვის არსებობა საკითხს თავისთავად კიდევ ვერ სწყვეტს.

გაბროული ქანების მეორე ჯგუფს, როგორც აღვნიშნეთ, პირველ რიგში უნდა მივაკუთვნოთ ზემოდანსახელებული გაბრო-ლიაბაზები, რომელნიც გრანიტის მთავარ ინტრუზიულ სხეულებს გარკვეულად ჰკვევენ და ამავე დროს ამ ინტრუზიის პეგმატიტურ სტადიაზე თითქოს ძველი ჩანან. უკანასკნელი გარემოება სურათს ძალიან აართულებს,—ორივე ჯგუფის დამახასიათებელი ეს საერთო გეოლოგიური მოვლენა უკვე ხელმძღვანელ კრიტერიუმად ვერ გამოდგება.

თუ გაბრო-ლიაბაზების ტიპური ძარღვებრივი სხეულებისთვის მორფოლოგიური ნიშნებიც შეიძლება სავსებით საკმარისი აღმოჩნდნენ, მუდამ თუ არა, უმეტეს შემთხვევაში მაინც,—გაბროების მოზრდილი სხეულებისთვის, განლაგების ფორმის ძნელად გასარკვევი კონფიგურაციის პირობებში, ეს მომენტი უკვე საკმარისი ვერ იქნება: გამოსავლების ფორმა ერთნაირად შეიფერება, როგორც შედარებით ძველი წარმოშობის ნაშთებრივ უბნებს, ისე შემცველი ქანების გამოკვეთ და, მაშასადამე, მათზე უფრო ახალგაზრდა მაგმურ სხეულებს.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მხოლოდ კონტაქტების დეტალურ კვლევას შეუძლია საკითხის საბოლოო სახით გადაწყვეტა. ამგვარ შესწავლამდე ძალაუფლებურად ქანების მიკროსკოპიას და სავსელ პირობების საერთო შთაბეჭდილებას უნდა დავყვარდნოთ. მაგრამ ამ მხრივაც ვერ არის ჩვენი მდგომარეობა დღესდღეობით დამაკმაყოფილებელი: აღწერები ღრმა შედარებითი ანალიზის გარეშე და მასთან ადგილის საკუთარი დაზვერვის არაცოცხალი—ხანგრძლივი დროით დაშორებული შთაბეჭდილებები, ცხადია, უიდ დაბრკოლებად გველობებიან წინ. ჩვენ დებულებას ამგვარ პირობებში არ შეიძლება წინასწარი, პირობითი ხასიათი არ ექნეს.

ამ ნიადაგზე უწლევის-წყლის ხეობის ქვედა ნაწილის და ქერათხევის ხეობის მოსაზღვრე უბნის გაბროიდების შედარებით ასაკს მთლიანად საბოლოოდ გარკვეულად ვერ ჩავთვლით. აგრეთვე ნაწილობრივ გაურკვეველი ჩანს ულუმბის გაბროს და ლომისის სხეულის ურთიერთობა მოსაზღვრე ქანებთან.

მეორე ჯგუფის განმასხვავებელ ნიშნებად შეიძლება ჩავთვალოთ: მასივი, არაფიქლებრივი აგებულება, ხშირად არათანაბარმარცვლიანობა; შედარებით სალი, ხშირად ზონალური ფუძე პლაგიოკლაზის, დაუშლელი პიროქსენის და ზოგჯერ ოლივინის მონაწილეობა. ქანი ზენაჩენებში სალად გამოიყურება და შედარებით სუსტად არის დაბზარული, რის მიხედვით ის მეზობლად წარმოდგენილი ტიპური ვარდისფერი გრანიტებისაგან ამ მხრივ საგრძობლად განსხვავდება: ეს უკანასკნელი მუდამ უფრო დაშლილი და დამსხვრეული ჩანს, მასთან ის მეტწილად პარალელური, ორიენტებული აგებულების არის.

ჩამოთვლილი ნიშნები ამ ქანებს ანსხვავებენ ზემოაღწერილი გაბრო-ამფიბოლიტებისაგან, მაგრამ,—როგორც აღვნიშნეთ, როდესაც კონკრეტულ სხეულებზე მიდგება საქმე (ზოგიერთი დაიკებრივი ფორმის გამოსავლების გამოკლებით), სურათი ჩვეულებრივ რთულია, ურთიერთობა მოსაზღვრე ქანებთან არ არის სავსებით ნათელი და საკითხი სპეციალური კვლევის გარეშე,—მარტო სავსელე შთაბეჭდილებებზე დაყრდნობით, ვერ გადაწყდება.

ლომისის ფუძე ინტრუზივი არაერგვაროვან აგებულებას იჩენს. ჩვენი წინასწარი დაკვირვებით აქორი განსხვავებული ასაკის ბაზიტები უნდა გვქონდეს,

ამ ფაქტს ადასტურებს პ. კილასონიაც. თუმცა მის შრომაში ამ მხრივ ერთგვარ წინააღმდეგობას აქვს ადგილი¹. მისი გამოკვლევის მიხედვით შედარებით ძველი ქანი გაბრო-ამფიბოლიტით არის წარმოდგენილი, რომელიც უწლევის-წყლის და კერათხევის ანალოგიური ბუნების ქანებისგან ძირითადად პლაგიოკლასის მეტი ფუძიანობით (ლაბრადორი ნაცვლად ანდრეზინისა) და კვარცის არარსებობით განსხვავდება (თუმცა გრანიტებთან კონტაქტში ქანში კვარცი აქაც არის). ფერადი კომპონენტი ლომისის გაბრო-ამფიბოლიტშიაც პარგასიტული ამფიბოლიტით არის წარმოდგენილი. თუმცა უნდა შევნიშნოთ, რომ მარტო ამ მინერალის საშუალებით ზემოხსენებული ქანების გაიდენტივება არა თქმა უნდა, ყოვლად შეუძლებელია, მაგრამ მიკროსკოპიული სურათის საერთო ხასიათი, განსაკუთრებით სტრუქტურულ-ტექსტურული მხარე, აშკარად დასკვნის სასარგებლოდ ლაპარაკობს.

ლომისის გაბრო-ამფიბოლიტები წვრილ და საშუალომარცვლოვანი, საკმაოდ დაფიქლებული (მარცვლის გამსხვილებასთან ერთად პარალელური აგებულება იჩრდილება, მაგრამ მაინც შესამჩნევია) აგებულებით და კომპონენტების ორიენტებული ნემატობლასტური განლაგებით ხასიათდებიან. მთავარი შემადგენლებია: ამფიბოლი (cNg = 18°—20°; Ng—Np = 0,016—0,020; 2Y = 65°—67°; Ng = 1,680 ± 0,002), პლაგიოკლაზი № 50—70, მადნის მინერალი. აქცესორული—აპატიტი. მეორადი: ბიოტიტი, ეპიდოტი, ქლორიტი, სფენი, სერიციტი, პრენიტი. გამოირჩევიან ცალკე სახეები, რომელნიც ერთმანეთისაგან ძირითადად მარცვლის სიდიდით და ნაწილობრივ სტრუქტურის სიმკვეთრით განსხვავდებიან (40).

შედარებით ახალგაზრდა გამკვეთი გაბროები კილასონიას მიხედვითვე, პორფირულ გაბროებს და თანაბარ-მსხვილმარცვლოვან ოლივინიან გაბროებს მიეკუთვნებიან. პირველი მუქი შავი ქანია, შავ ფონზე მოელვარე შავი პორფირული გამონაყოფებით; გაბრო-ამფიბოლიტებისაგან მინერალოგიურად განსხვავდება მით, რომ შეიცავს უფრო პიროქსენს და პირველად რქატყუარას. პიროქსენი შეზრდილია პოიკილიტურად რქატყუარასთან, განიცდის ამფიბოლიზაციას. ოპტიკური თვისებებით დიოპსიდს შეეფერება. რქატყუარა კი—ჩვეულებრივ ამფიბოლს. მადნის მინერალის მთავარი მასა ილმენიტია, ემჩნევა სფენში გადასვლა. პლაგიოკლაზშიაც არის განსხვავება: გაბრო-ამფიბოლიტში პლაგიოკლაზი ზონალურია № 35—40, 50—65, ამ ქანში კი—ბიტოვნიტ-ანორ-

¹ ავტორი ერთგვან აღნიშნავს, რომ „გაბრო-ამფიბოლიты провинываются мелкими глами и апофизами габбро (იგულისხმება პორფირული და ოლივინიანი გაბროსი), в массе которых габбро-амфиболиты выступают в виде останцев и ксенолитов“ (40, გვ. 57); ასეთივე აზრი გატარებულია ამოტრე ადგილზეც, სადაც გვიხულობთ: „Донское габбро как небольшое гипобазальное тело, не могло пронавестить значительных преобразований боковых пород—кристаллических сланцев и габбро-амфиболитов“ (გვ. 78), მაგრამ როდესაც ერთმანეთს ადარებს ლომისის მასივის შემადგენელ გაბრო-ამფიბოლიტებს, პორფირულ გაბროს და ოლივინიან გაბროს, ავტორი უყოყმანოდ ასკვნის, რომ ეს ქანები „генетически связаны между собой“.

თიტის რიგისაა, № 78—85—90. სტრუქტურა გაბროული აქვს; შემადგენლებს შორის ყველაზე იდიომორფული პლაგიოკლაზი არის.

მეორე ქანი უფრო ღია ფერის და მასთან მსხვილმარცვალა არის. გავრცელებულია ლომისის სხეულის NO ნაწილში უწყვეტი ზოლის სახით. ეს სახესხვაობა თანდათანობით გადადის პორფირულში. დაფიქლების ნიშნებს არ ატარებს, რაც ძალიან დამახასიათებელია. მადნის მინერალს შედარებით ცოტას შეიცავს, რქატყუარა ეპიმაგმურია (აქტინოლითი და ურალიტი)—სცვლის პიროქსენს. ზოგიერთი ნიმუში შეიცავს ოლივინის დიდ კრისტალებს და მწვანე შპინელს. კარგად არის გამოხატული გაბროული სტრუქტურა და პიროქსენის პლაგიოკლაზთან პოიკილიტური შეზრდა. პლაგიოკლაზი ბიტოვნიტ-ანორთიტით არის წარმოდგენილი. ქანი ბუნებით ულტრაფუძე გაბროთა ჯგუფს მიეკუთვნება (40).

პორფირული და ოლივინიანი გაბრო-ამფიბოლიტებისაგან განსხვავებული ასაკის ქანები უნდა იყვნენ: ეს უკანასკნელი ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიულ პროცესზე ძველია, ხოლო პირველი—შემდგომს უნდა წარმოადგენდნენ. დეტალური კვლევის მასალების უქონლობა, როგორც აღვნიშნეთ, გვაიძულებს კატეგორიული მტკიცებიდან თავი შევიკავოთ. სრულებით არ არის, რა თქმა უნდა, უარყოფილი გენეტური მთლიანობაც და მიეღი სხეულის ბაზიტების პირველი ან მეორე ფაზისის დროს წარმოშობა.

სოფ. უწლევის მიდამოებში, გაბრო-ამფიბოლიტების გავრცელების უბანში, შიშვლდება გაბროული ქანი, რომელიც თავისი ბუნებით გარკვეულად შედარებით ახალგაზრდა წარმოშობისა არის. უწლევის-წყლის კალაპოტში, სოფლის ცოტა ქვემოთ, ეს უკანასკნელი რელიეფურად არის წარმოდგენილი მაღალი ჩანჩქერის სახით. სისალით, არაფიქლებრივი აღნაგობით და სხვა ნიშნებით ის მკაფაოდ გამოირჩევა გაბრო-ამფიბოლიტებისაგან. შტოკებრივ სხეულს ჰქმნის.

პ. კილასონიას დეტალური შესწავლით ცენტრულ ნაწილში ქანი მასიურ-მარცვლოვანია და ავგიტიან გაბროს წარმოადგენს, პერიფერიისაკენ კი პორფირულ აღნაგობას იღებს და თითქმის ტიპურ პორფირიტში გადადის. ზასიათდგება შემდეგით: რუხი, თანაბარმარცვლოვანი პირიტიანი ქანია. მთავარ შემადგენლებად: პლაგიოკლაზი ზონალური, სუსტად სახეშეცვლილი, № 60—80, იდიომორფული, ფირფიტებრივი პატარა და დიდი მარცვლების სახით; პიროქსენი—არაიდიომორფული. უფრო, განიცდის ამფიბოლით და აგრეთვე ქლორიტით და ეპიდოტით ჩანაცვლებას. ხშირად შეზრდილია მადნის მინერალთან; ამფიბოლი ღია მწვანე, ხშირად ბოქოვანი, ზოგჯერ შეჯგუფებული, —პიროქსენის სახეცვლის პროდუქტია. მადნის მინერალი მრავლად, ხშირად ჩანაცვლებულია სფენით. ეპიმაგმური მინერალების სახით: ქლორიტი (მწვანე, სუსტი პლეოქროიზმით), ეპიდოტი, სფენი, ცოიზიტი და მცირეოდენი კალციტი.

პ. კილასონია ამ ქანს ნეოინტრუზივად სთვლის; წარმოდგენს მას, როგორც იურული დიამაზ-პორფირიტების ინტრუზიულ ეკვივალენტს, ასე რომ დანარჩენი გაბროებიდან განსხვავებული ასაკის სხეულად მიიჩნევა მას. არსებით არგუმენტად ამ შემთხვევაში ის ფაქტია მიღებული, რომ ქანი შე-

იცავს მისთვის უცხო ძარღვებრივ მიკროპეგმატიტურ გამონაყოფებს და გრანიტის პატარა ქსენოლითებს. ავტორი აღნიშნავს, რომ „Авгитовое габбро захватывает с собой обломки гранита, которые претерпевают интенсивное переплавление с возникновением микропегматитов“ (გვ. 98).

უნდა შევნიშნოთ, რომ მოვლენის ინტერპრეტაცია არ არის დამაჯერებელი. უთუოდ, აქ პეგმატიტური მასალის შეჭრასთან, ე. ი. გამკვეთ ძარღვთან გვაქვს საქმე და არა შეტაცებასთან, თორემ ძნელი წარმოსადგენია, რომ გაბროული მაგმის მიერ შეტაცებული გრანიტის ნატეხი გადნა, არ შეერია მის შემტაცებელ ფუძე მაგმას და ისევ გრანიტულ პეგმატიტად დაკრისტალდა. შეუძლებელია შეტაცებული ნატეხის ქიმიზმის ინდივიდუალობის სრული შენარჩუნება ასეთი პროცესის დროს.

ავტორის მიერ გრანიტის ქსენოლითების დასახელება მათ აუწერლად და შემცველს ქანთან კონტაქტის მიკროსკოპული გარჩევის გარეშე აგრეთვე ექვს სტოვებს მის ამგვარ ბუნებაზე. სრულიად თავისუფლად შეიძლება წარმოვიდგინოთ ასეთი შიკრო „ქსენოლითების“ წარმოშობა ინიექციური გზით და არა შეტაცებით.

ჩვენი აზრით უწლევის ეს ავგიტიანი გაბრო სწორედ მეორე, ე. ი. შედარებით ახალგაზრდა ფაზისის (მაგრამ მაინც პალეოზოური ერის) ქანს უნდა წარმოადგენდეს.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მეორე ფაზისის ფუძე ქანები გრანიტული ინტრუზიის მელანოკრატულ ფაციესს შეიძლება გამოხატავენ, რომლის ჩამოყალიბება წინ უსწრებდა ამავე ინტრუზიის პეგმატიტურ სტადიას. ამ თვალსაზრისით პერიფერიულ ნაწილებში პორფირული სტრუქტურის მიღება, ისე როგორც სხვა დამახასიათებელი, ძველი გაბრო-ამფიბოლიტებისაგან განმასხვავებელი ნიშნების არსებობა, ცხადია, სავსებით ნორმალური მოვლენის ხასიათს იღებს.

იურული დიაბაზ-პორფირიტული ჰაბიტუსის ქანები მართლაც ჰყვეთენ ზოგჯერ, როგორც პირველ, ისე მეორე გაბროებს და მათთან დაკავშირებულ გაბრო-დიაბაზებს, მაგრამ ისინი მუდამ მკვეთრად განსხვავდებიან ამ უკანასკნელები-საგან და ველზევე სრულიად თავისუფლად გამოიყოფიან მათგან (შედარებით ღია ფერი, მკაფიო პორფირული სტრუქტურა, სისალე და მკვეთრი ზალბანდები).

რიკოთულის ხეობის შლირული გაბრო, როგორც ჩანს, კვარციან დიორიტებს და ინიექციურ კრისტალურ ფიქლებს ჰყვეთს. მის თავისებურებას შეადგენს მელანოკრატულ ხასიათთან ერთად მეტნაკლები რაოდენობით გრანიტული მასალის (კალიშპატი და მთავე პლაგიოკლაზი) შემცველობა. ქანში ეს მასალა ჩვეულებრივ დატოტვილი, უწესო წყვეტილი თუ უწყვეტი ძარღვებრივი გამონაყოფების სახით არის, ხშირად კიდევ—თითქმის იზოლირებულ უბნებად, თითქოს როგორც ქანის შემადგენელი ძირითადი მინერალების დამაკავშირებელი მასალა (მიკროსკოპიული აღწერა იხ. 71-ში).

ქანის ამგვარ ბუნებას სხვადასხვაგვარად ხსნიან: ერთნი (გ. სმირნოვი, რომელმაც პირველად აღწერა ეს ქანი, და სხვ.) წარმოიდგენენ მის, როგორც გრანიტული მასალის შეტაცების, გადნობის და ხელახლა გამოკრისტა-

ლების შედეგს; მეორენი კიდევ (გ. ჩხოტუა, გ. ზაოიძე და სხვ.) ამ მოვლენას შემდგომი ინიექციით ხსნიან. ჩვენის აზრით მეორე შეხედულება უფრო სწორია.

ინიექციის წყაროდ გ. ზაოიძე წიფის ინტრუზივს სთვლის, მაგრამ სრულიად თავისუფლად (შეიძლება ითქვას, — უფრო ბუნებრივადაც) ამგვარი შეგავონა ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიას შეიძლება მიეწეროს.

გენეტურად ზაზიტების თუ რომელ ჯგუფში უნდა თავსდებოდეს რიკოთულის გაბრო, სამწუხაროდ, სპეციალური შესწავლის გარეშე გადაჭრით ვერაფერს ვიტყვი. ისე კი უფრო ბუნებრივი ჩანს მისი გაბრო-ამფიბოლიტების ჯგუფში მოთავსება.

V. დ ა ს კ ა ვ ნ ე ბ ი

ძირულის მასივის¹ ჩამოყალიბების და უძველესი ისტორიის შესახებ იმ ფაქტიური მასალის საფუძველზე, რომელიც ზემოთ იყო მოყვანილი, შეიძლება შევნიშნოთ შემდეგი:

უძველეს ფორმაციას, რომლითაც უნდა დავიწყოთ მასივის ისტორია, მეტამორფიზებული ფიქლები წარმოადგენენ. კრისტალური ფიქლების (ქარსფიქლები, კვარციტები, ამფიბოლიტები და სხვ.) უწყვეტი, ლითოლოგიურად თანდათან გადასვლა შედარებით სუსტად მეტამორფული, კამბრიული ასაკის ქარსოვანი ფიქლების წყებაში და მთელი კომპლექსის დიდი სიმძლავრე მოწმობს პროტროზოური და პალეოზოური ერების მიჯნაზე აქ გეოსინკლინური აუზის არსებობას.

აუზის სტრატეგრაფიული ჩარჩოები, სამწუხაროდ, გაურკვეველი რჩება. კომპლექსის შედარებით სუსტად მეტამორფიზებულ ნაწილში ქვედა კამბრიული ფაუნის არსებობის მიხედვით, შეიძლება ითქვას მხოლოდ, რომ აუზის ჩასახვა და განვითარება კამბრიულის წინ დაწყებულა.

დიდ სიღრმეზე დაძირვის და მაგმური კერის სიახლოვის გამო აუზის ნაღველები ღრმა რეგიონულ მეტამორფიზმს განიცდიან, რომლის ინტენსივობა, ცხადია, პირველ რიგში სიღრმით განისაზღვრებოდა და, ბუნებრივია, ქანების შედარებითი სიძველის ერთგვარი პროპორციული გახდებოდა.

აუზი თავის განვითარებას ასრულებს მძლავრი დანაოჭებით, რომლის მხოლოდ სრულიად ზოგად ხასიათზე თუ შეგვიძლია ამქამად მსჯელობა. ნაოჭების მიმართულება უთუოდ ჩრდილო-აღმოსავლეთურ — სამხრეთ-დასავლეთური ყოფილა. ამას ამტკიცებს ფიქლების, კერძოდ ფილიტების წყების ზოლის და, რაც მთავარია, ფიქლებრივობის NO-ური მიმართება.

ყველაზე მკაფიო, შედარებით დაცული, ტექტონიკური ელემენტების ხასიათი ჩორჩანა-უწლევის ქარსოვანი ფიქლების ზოლს აქვს. განლაგების პირობების მიხედვით, ეს ზოლი ან ფრთებშეკრული სინკლინური ნაოჭის ნაშთს გამოხატავს — ინტრუზიული პროცესებით დახლეჩილი გვერდებით, ან კიდევ — ნაოჭის ფრთას ან ფრთის ნაწილს. უფრო ამ უკანასკნელთან უნდა გვეკონდეს საქმე.

¹. თუმცა შრომის საგანს ძირულის მასივის სამხრეთი და აღმოსავლეთი ნაწილების გეოლოგიური აგებულება შეადგენს, მაგრამ აშკარა არის, რომ დასკვნები, რომელსაც აქაურ ფაქტიურ მასალაზე ვაგებთ, მთელ მასივს შეეხება.

ბენინუვის ფილიტები ტექტონიკური (შეიძლება სტრატოგრაფიულადაც) ხევა ზოლის ნაფლეთს უნდა წარმოადგენდნენ, თუ, რა თქმა უნდა, არ დაეუ- შვებთ დიდი შერადიანული ნაწივის არსებობას, რომლის არც დამადასტუ- რებელი და არც უარსაყოფი არივითარი საბუთი არ მოგვეპოვება.

მეტამორფიზებული ფიქლებს დანაოქების არც ცილქული ფაზისები და არც ასაკი არ ირკვევა. აშკარაა მხოლოდ ერთი რამ: პაროქსიზმის პირველი ფაზისი შუა კამბროულზე ძველი არ შეიძლება იყოს.

უფრო მოსალოდნელია, რომ დანაოქება კალედონურ ოროგენეზისს მუ- თუნოდეს, და არა ჰერცინულს. ამას გვაფიქრებინებს პოსტკამბრიული ინტრუ- ზიული ციკლის მრავალფაზიანობა, რაც უთუოდ ოროგენული ფაზისების ფა- მოშხატველი უნდა იყოს, და ღრმა დენუდაციამ, რასაც ადგილი ბქონდა ლი- ასის (ოუ ტრისის) კონტინენტური ჩეჩიმის წინ, რომლის ღროს მასივის ღრმა ინტრუზიულ კერებს ზედა საფარი სრულიად გადაეცალა.

მძლავრი ინტრუზიული პროცესი, რომელიც დანაოქებებს თან დიპყვა (ასა- კით ქვედა კამბრიულის შემდგომი), როგორც ჩანს, კვარციანდიორიტული მია- გმის შემოჭრაში გამოიხატა. მაგმური მოქმედება უთუოდ ოროგენული პრო- ცესის პარალელურად მიმდინარეობდა, რის შედეგია კვარციანი დიორიტების ორიენტებული აღნაგობა.

ტიპური კვარციანი დიორიტები მცირე, ისიც იშვიათი შტოკებრივი სხეულების სახით გაჩნდნენ მეტამორფიზებულ ფიქლებში; ინტრუზიული პრო- ცესის უმთავრესი გამოხატულება ფიქლების ინიექციით განისაზღვრა. კრის- ტალური ფიქლების მეტად მცირე ლინზებრივი უბნები-და თუ გადაჩინენ ხელ- უხლებელი. მათი მთავარი მასა მჭიდრო, „ინტიმური“ ინიექციის გზით დაი- სურა კვარციანდიორიტული მაგმის მასალით. ინიექცია დაფიქლების გასწვრივ მიმდინარეობდა.

აშკარა არის, რომ ინიექციასთან ერთად ასიმილაციური პროცესებიც და ფიქლებზე მაგმის კონტაქტურ-პნეემატოლიზური გავლენაც იჩენდნენ თავს, მაგრამ, როგორც ჩანს, საკმაოდ ერთფეროვნად და უმთავრესად ბიოტიტიზა- ციის განვითარებაში გამოიხატებოდნენ¹.

დღეა-ქინის რაგვარობის სხვადასხვაობა, ინიექციური და ასიმილაციური პროცესების მეტ-ნაკლები ინტენსივობა და პირობების ცვალებადობა გახდნენ უთუოდ მიზეზი ინტრუზიული კომპლექსის გამრავალფეროვნებისა.

ასეთი გზით წარმოიშვნენ ცვალებადი ბუნების კვარციანი დიორიტ-ფენი- სები, რომელნიც უძველეს ქანთა ჯგუფში თითქმის გამბატონებული მდგომარეობით სარგებლობენ.

კრისტალური ფიქლების ფუძის საკითხი სრულიად გაურკვეველი რჩება. შესაძლებელია გრანიტ-გნეისების იმ რთულ და მრავალფეროვან ჯგუფში, რომელიც ჩვეულებრივ მჭიდრო ასოციაციაში არის კრისტალურ ფიქლებთან და,

1. რა თქმა უნდა, განთავსების სახით გვაქვს უფრო ღრმა, ტიპური კონტაქტური მოვლენებიც (გრანიტის, უფროაღანის და სხ. კონტაქტური მინერალების წარმოშობა), მჭრამ ეს საერთო სურათს, შეიძლება ითქვას, რომ არ სცვლის.

რომელსაც გენეტურად ჩვენ მთლიანად პოსტკამბრიულ ინტრუზიულ პროცესს ვუკავშირებთ, შესაძლებელია ნამდვილად ნაწილობრივ უძველესი კრისტალური ფუძის ქანებიც გვქონდეს. საერთო სპეციალურ დამუშავებას მოითხოვს.

კვარციანდიორიტული მაგმის ინტრუზიული მოქმედება, ამ მოქმედების პროდუქტების გავრცელების ხასიათის მიხედვით, ნაოქების გასწვრივად მიმდინარეობდა: როგორც დაფიქლების მიმართულება გნეისებრივი აღნაგობის ქანებში, ისე ლინზებრივი სხეულების გრძელი ლერძი, თითქმის მუდამ კრისტალური ფიქლების მიმართებას თანხვდება და ჩვეულებრივ NO-ია.

ამავე ინტრუზიულ ფაზის უნდა ეკუთვნოდნენ ჰიპერბაზიტები და გაბრო-ამფიბოლიტები. თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ამჟამად სურათი არ არის სავსებით ნათელი: ჯერ ერთი, გაბრო-ამფიბოლიტების და სერპენტინიტების სინკრონულობის უტყუარი საბუთები ჯერხნობით არ გვაქვს, ხოლო მეორე მხრივ — მათი ურთიერთობა კვარციან დიორიტთან აგრეთვე არ არის ჯერ საბოლოოდ გარკვეული; სრულებით არ არის უარყოფილი მათი შედარებით ადრე წარმოშობის შესაძლებლობა. წინასწარი მასალის მიხედვით შეიძლება ითქვას, რომ გაბრო-ამფიბოლიტები კვარციან დიორიტთან შედარებით ან თანადროული, ან უფრო ძველი უნდა იყვნენ; ყოველ შემთხვევაში მათი პოსტკამბრიული ასაკი ყოველგვარ გვეს გარეშეა (გაკვეთა ჩორჩანის ფილიტების წყების).

ფუძე და ულტრაფუძე ქანების, განსაკუთრებით ამ უკანასკნელების, გავრცელება მცირეა და ისინი მასივის აგებულებაში ფიზიკურად დამორჩილებულ როლს თამაშობენ.

ჰიპერბაზიტური და გაბროული მაგმის შემოჭრა ვარდისფერი გრანიტების ინტრუზიამ შეცვალა. გრანიტების დედა-მაგმა, როგორც ჩანს, ძლიერ ლეიკოკრატიული — თითქმის ულტრამაფევე ყოფილა (ალიასკიტური ფაციესის გაბატონება, კვარცის სიჭარბე და სხვ.), თუმცა ზოგიერთ უბნებში (შესაძლებელია ძველი ქანების ასიმილაციის შედეგად) გრანოდიორიტულ ბუნებასაც კი იღებს.

ვარდისფერი გრანიტები მრავალტოტა ცალკეულ იზოლირებულ სხეულებს წარმოადგენენ. მათი გავრცელებაც საკმაოდ გარკვეულ ზოლურ ხასიათს ატარებს. განსაკუთრებით კარგად ეს ჩორჩანის რაიონში ჩანს: ფილიტების წყებას ორსავე მხრივ გაუყვება ცვალებადი სიგანის, ნაწილობრივ ფაციესურადაც სხვადასხვაგვარი, გრანიტების სალტე.

ამ ინტრუზიულ პროცესში შედარებით უკეთ იჩენს თავს კავშირი ტექტონიკურ ხაზებთან. მეტამორფიზებული კომპლექსი ამ დროს, როგორც ეტყობა, უკვე დანაოქებაგანცილილი ყოფილა.

აგრეთვე მკვეთრია ინიექციური მოვლენების ფართო ხასიათი ვარდისფერი გრანიტების გენეტურ კომპლექსში. მთავარი გავრცელებით სწორედ სხვადასხვა ინიექციური ქანები სარგებლობენ. ინიექცია განუტლიათ, როგორც კრისტალურ ფიქლებს (უცვლელთ თუ ნაწილობრივ უკვე ინიექციებულთ წინა ინტრუზიულ პროცესების დროს), ისე კვარციან დიორიტებს და ფუძე ქანებსაც კი.

ინიექციური პროცესის ინტენსივობის ცვალებადობას, რაც თავის მხრივ მთელ რიგ პირობებზე იქნებოდა დამოკიდებული, დედა-ქანების მრავალფერო-

ვინებასთან ერთად ამ შემთხვევაში კიდევ უფრო მეტი სხვადასხვაობა და ხშირად ქანის ბუნების დიდი გართულება გამოუწვევია.

შრეებრივი ინიექციის გაბატონება — მეტამორფიზებული ფიქლების ძირითადად უკვე ჩამოყალიბებული ლითოლოგიის პირობებში, ზოლური გავრცელება და პარალელური აღნაგობის მუდამ საკმაოდ რელიეფური ხასიათი (მელანოკრატული შემაღენლის არშემცველობის დროსაც კი კვარცის სინდეტური განლაგება), თითქმის მუდამ პორფირული ბუნება, ძველ ქანებზე კონტაქტური ზეგავლენის რაგვარობა (გარაგაიკება, კვარც-მიკროკლინის ინიექცია), მარცვლიანობის სწრაფი ცვალებადობა და სხვ. აშკარად მიგვიჩვენებენ ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზიის ერთი მხრივ ჰიპობაისურ პირობებში მიმდინარეობაზე და, მეორე მხრივ — ოროგენულ პროცესებთან თანადროულ ხასიათზე. ამ კომპლექსის სტრუქტურული და მინერალოგიური ბუნების დიდი ცვალებადობა ძირითადად ამ პირობებით აიხსნება.

გრანიტული მაგმის ინტრუზიის დროს ჰიპერბაზიტები უკვე ვასერპენტი-ნიტებულ ქანებს წარმოადგენდნენ. კონტაქტურ ზოლში ამ უკანასკნელთ გრანიტული მაგმის ზეგავლენით ჯერ ბიოტიტიზაცია, ხოლო შემდეგ, უფრო დაგვიანებით, სილიციფიკაცია-კარბონატიზაცია (ლისტგენიტიზაცია) და გატალკება განუცდიათ. თვით სერპენტინიზაცია ჰიპერბაზიტების მაგმური პროცესის ბოლო სტადიასთან დაკავშირებული ავტომეტამორფიზმის შედეგი უნდა იყოს.

ვარდისფერი გრანიტის მკაფიოდ ინდივიდუალიზებული სხეული რამდენიმე; ფორმით შტოკებრივ, ხშირად წაგრძელებულ სხეულებს წარმოადგენენ. მაგრამ ასეთი სხეულების გავრცელების ფართობზეც ხშირია მიგმატიტური უბნები და ზოგჯერ ქსენოლითები მეტნაკლებად ინიექციებული ფიქლების, კვარციანი დიორიტების და ზოგჯერ შემთხვევაში ავრეთვე ამფიბოლიტების.

ვარდისფერი გრანიტის ინტრუზია მთავრდება აპლიტ-პეგმატიტების და მუსკოვიტის (ზოგჯერ ორქაოსა) წვრილ-თანაბარმარცვალა გრანიტების ძარღვითი ფაქიისით. ეს ძარღვები მკაფიოდ განირჩევიან დედა-ქანებისგან თანაბარმარცვლიანობით, მასივი აგებულებით (დაფიქლება ან არ ემჩნევათ, ან შედარებით მცირედ¹ და უფრო სუსტი კატაკლაზით. ძარღვები სერავენ, როგორც უძველეს ფორმაციებს, ისე დედა-მაგმის ძირითად (პირველ) ქანებს.

აპლიტურ-პეგმატიტური დანაშთი მდნარის შემოკრას, უნდა ვიფიქროთ, რომ წინ უსწრებდა ფუძე ქანების — გაბრო-დიაბაზების ინტრუზია (შედარებით სალი, დაუფიქლებელი გაბროების და გაბრო-დიაბაზების ძარღვითი სხეულები ვარდისფერ გრანიტში ან მასთან დაკავშირებულ მიგმატიტურ ქანებში).

ამგვარად, ძირულის კრისტალური მასივის ჩამოყალიბების ძირითადი მომენტები ჩვენ შემდგენიარად გვჩვენება:

1. რეგიონული პროცესებით მეტამორფიზებული ქანების უწყვეტი მთლიანი კომპლექსი. ქვედა და ღრმად დაძირულ ჰორიზონტებში ქარსფიქლები, ზემოთ — თანდათან გადასვლით — შუალედი ქარსოვანი ფიქლები და მიკროფიქლები (ფილტები). სტრატეგრაფიულად პრეკამბრიული და ქვედა პალეოზოური.

¹ უნდა ითქვას, რომ მასივის ცენტრულ ნაწილებში ძარღვის გრანიტსაც ზოგჯერ პარალელური აგებულების ტენდენცია ემჩნევა.

2. კალედონურ (?) ოროგენეზისთან დაკავშირებით აღგილი აქვს მეტამორფული კომპლექსის დანაოჭებას და პარალელურად ინტრუზიული პროცესების ამოქმედებას.

არსებითად მთლიან მაგმურ ციკლში გამოიყოფა ცალკე ფაზები შემდეგი მიმდევრობით: ა) კვარციანი დიორიტების ინტრუზია; ბ) მათ თანადროულად (?) ჰიპერბაზიტები და პირველი გაბროები¹, გ) ვარდისფერი გრანიტები და ვარდისფერ გრანიტთან დაკავშირებული—დ) გაბრო-ლიბაზები² და ე) აპლიტ-პეგმატიტები.

არა მირტო სამი უკანასკნელი ჯგუფი გენეტურად ერთ ინტრუზიულ პროცესს უკავშირდება,—ჩვენი აზრით, მთლიანად ყველა ინტრუზიული ქანები, დაწვებული კვარციანი დიორიტებით და გათავებული აპლიტ-პეგმატიტებით, ერთი ინტრუზიული ციკლის გარკვეული თანმიმდევრობით წარმოშობილი პროდუქტები უნდა იყვნენ.

ისე როგორც პეგმატიტის ან აპლიტის მიერ დედა-ქანის გაკვეთა სრულიად ბუნებრივ მოვლენას წარმოადგენს: და არავითარ საბუთს არ იძლევა ინტრუზიული პროცესის მთლიანობაში ექვის შეტანისას, ასევე ვარდისფერი გრანიტის ძარღვებით კვარციანი დიორიტული ქანების დასერვა არ ნიშნავს კიდევ მათი ასაკის მკვეთრ განსხვავებას, ანუ უფრო სწორად—სხვადასხვა მაგმური ციკლების არსებობას.

ასე რომ, მიუხედავად სხვადასხვაობისა და მრავალფეროვნებისა, რაც ხშირად სულ პატარა მანძილზეც კი იჩენს თავს და მასთან ქანების ერთი ჯგუფის მიერ მეორე ჯგუფის გარკვეულად გაკვეთისა, ნამდვილად საქმე გვაქვს ერთი მთლიანი მაგმური პროცესის მხოლოდ ცალკე ფაზისებთან, ანუ იმპულსებთან, როგორც ზოგნი ამბობენ.

ძირულის მასივის მეორე დამახასიათებელი მხარე იმაში მდგომარეობს, რომ აქ ინიექციური მოვლენების განვითარება და მრავალფეროვნება დიდ მასშტაბს აღწევს, რაც სურათის ხშირად ძალიან ართულებს.

მასივის ტერიტორიის დიდ ნაწილს ინიექციური ბუნების კომპონენტები (მეტნაკლებად ცხადი მიგმატიტური, ვენისებრივი და გრანიტ-ვენისური ქანები) შეადგენენ. მათ შორის სედერჰოლმის არტერიტები და ნებულიტები (ნნ) საკმაოდ გავრცელებული ტიპები არიან. კრისტალური ფიქლების შედარებით სუსტად შეცვლილ ნარჩენებთან ერთად აღნიშნული ქანები წარმოადგენენ მასივის მთავარ ჩონჩხს,—ქსელს, რომელშიაც აქა-იქ ტიპიური ინტრუზიული ქანების შტოკებრივ-ლინზებრივი ან ძარღვებრივი სხეულები სხედან. ამგვარი სხეულების აღგილი მეტწილად უძველეს ქანთა სრული ასიმილაციის გზით არის უთუოდ განთავისუფლებული, ჭარბად მოზღვავებულ მაგმურ მასაში ფიქლების მასალის ინდივიდუალობის მთლიანად დაკარგვით.

ასეთ პირობებში იმ მრავალფეროვნების და ხშირად სწრაფი ცვალებადობის წარმოშობა და მასთან უკიდურეს ტიპებს შორის ყოველგვარი გარდამავალი ქანების არსებობა, რაზედაც ზემოთ არა ერთხელ მიგვიბრუნებია, სრულიად ბუნებრივ მოვლენას წარმოადგენს.

¹ როგორც ზემოთ აღნიშნეთ, კვარციანი დიორიტების და პირველი ფუძე ქანების ურთიერთობა არ არის ჯერზნობით საბოლოოდ გარკვეული.

² მეორე გაბრო-ლიბაზების საკითხი დახუსტებას მოითხოვს.

ნაწილი მეორე

მეოცოთხედი და კაინოცოთხედი ფორმაციები

I. ლ. ი. ა. ნ. ი.

ძირულის მასივის დასავლეთ პერიფერიაზე (შროშა-სანახშირე) კარგად ცნობილი ქვედა ტუფიტების წყება თიხების და ქვიშაქვების ლინზებით, რომელიც, როგორც ჩანს, კონტინენტურ ფორმაციის უნდა წარმოადგენდეს (14), მასივის აღმოსავლეთ და სამხრეთ პერიფერიაზე სრულებით არ გვხვდება.

იქ, სადაც კი შემდგომ დენუდაციურ პროცესებს პოსტპალეოზოური ფორმაციების შედარებით ძველი წარმომადგენელი გადარჩენია, პალეოზოურში ჩამოყალიბებული მასივის კრისტალურ ქანებს უშუალოდ აძევს ტრანსგრესიული შუალიასური ქვიშაქვების და ფერადი კირქვა-მერგელების წყება, რომელიც—იშვიათი გამონაკლისი უბნების გარდა—ცვალებადი სიმძლავრის კონგლომერატული შრით იწყება მუდამ.

მასივის სამხრეთ ნაწილში ლიასი წყვეტილი უბნების სახით ორ ზოლში გვხვდება: ძირულის ხეობაში და ჩხერიმელის გასწვრივ. ტექტონიკურად ეს ზოლები ანტიკლინური ამალღების კალთებს წარმოადგენენ.

ძირულის ხეობაში შროშა-უბნისის ზოლის ლიასური ნალექები ღორეშა-ამაშუკეთის მიდამოებში ცარციტ დაფარვის შემდეგ, როგორც ეს თავის დროზე აღწერილი იყო (14), კვლავ მზიურდება მდ. საქასრულის ხეობაში სამხრეთისაკენ დაქანებით და უწყვეტივ გრძელდება მდ. ბეინეურის მარჯვენა კალთამდე. აქ, ქედზე გაწყვეტის შემდეგ, ლიასის საკმაოდ სრული ჭრილი ჩანს კიდევ აღმოსავლეთით ერთ-ერთ ღელეში. აქედან მოყოლებული კი ლიასი მხოლოდ წყვეტილი სპორადული უბნების სახით გვხვდება აქა-იქ მასივის და იურული ფორმაციების შეხების ზოლში (სოფ-ბი ვერტყვილის-ჭალა, ციციქური, ლაშე და სხვ). ლიასის უკანასკნელ ნაფლეთს ბიბლიხევის-ღელის ფერდობებზე ვპოულობთ—ბაიოსის ვულკანურ წყებაში მოქცეული ლოდების სახით.

როგორც ცნობილია (14, 15), ბეინეურის ხეობაში იურული წყებები სინკლინურად არიან განლაგებული. ლიასის მეორე ზოლი ხეობის შუა ნაწილში ბეინეურის შემადგენელ ტოტებშიც (ჯგოლის-ღელე, მიქირვა და სხ.) შიშვლდება. აქ ის კიდევ უფრო დაწყვეტილი და სპორადული გავრცელების ჩანს; აღმოსავლეთი მიმართულებით სწრაფად ისოლება და მხოლოდ მდ. უხედურის ხეობაში ბაიოსის ეფუზიურ ფორმაციაში, პრობლემატური ქსენოლითის სახით, თუ გვხვდება (ნეონტრუზივის მიხლობლად).

ზოლის ამგვარი დაწყვეტა ნაწილობრივ ტექტონიკურ პროცესებს უნდა მიეწეროს, უმთავრესად კი ეს მოვლენა ბაიოსურისწინა დენუდაციით აიხსნება.

ცოლკე უბანს წარმოადგენს ქვილარის მიდამოების ლიასი. ტექტონიკურად ის თითქოს ბეინევის ჩრდილო ზოლს უკავშირდება, მაგრამ უფრო სწორი იქნება მისი ამ უკანასკნელისაგან დამოუკიდებელ ელემენტად მიღება.

აღნიშნული ზოლის ნალექები ხასიათდებიან ქვედა ნაწილში წვრილ-დასაშუალომარცვლოვანი მუქი რუხ-მოშავო, ორგანულ ნივთიერებით მდიდარი; კირქვიანი ქვიშაქვების შრეების მორიგეობით. შრეების მინერალური მასალა მთლიანად კრისტალური ქანების ნგრევის ხარჯზე არის მიღებული და ხშირად ტიპიურ არკოზს წარმოადგენს. თავისი ბუნებით, როგორც ეს ჯერ კიდევ 1929 წ. იყო აღნიშნული (14), ბეინევის მიდამოების ლიასი, შროშასთან შედარებით, ფაციესურად რამდენადმე განსხვავებული ჩანს. კონგლომერატული შრე აქ ხოლოდ ფუძეშია და მცირე გავრცელებით სარგებლობს. აღსანიშნავია ამ კონგლომერატში მიკროგრანიტებთან ერთად კვარცპორფირების (მიკროკლინიანის) სალაქვების არსებობა.

კირქვიან ქვიშაქვებს ზევით თანდათანობით შეცვლის ფერადი (წითელი ფერის გაბატონებით) მარმარილოსებური (ნახევრადკრისტალური) კირქვები შუალიასური ნამარხებით. როგორც ქვიშაქვების, ისე კირქვების, სიმძლავრე სწრაფად ცვალებადობს, განსაკუთრებით პირველის. მართალია, ზოგ შემთხვევაში ეს მოვლენა ოროგენული პროცესებით უნდა იყოს გამოწვეული, მაგრამ ჩანს მაინც, რომ ძირითადად ეს გარემოება ფაციესური ხასიათის არის.

მაქსიმალურ სიმძლავრეს ქვიშაქვების ფაციესი ქვილარში აღწევს; მასთან აქაური შრეები ჰუმუსური ნივთიერებით შედარებით მდიდარი არიან. წყება-სინკლინური განლაგებით ხასიათდება (სქემატურად), მაგრამ კირქვები არც მულდაში ჩანან. დაწვრილებით აქაური ჭრილი აღწერილი აქვთ ი. კახაძეს და ნ. კანდელაკს (46). სავსებით მოსალოდნელია, რომ ბეინევის კირქვების ეკვივალენტი ნალექები აქ მთლიანად ქვიშაქვებით იყვნენ წარმოდგენილი.

ჩხერიმელის ხეობაში ლიასის ფაციესი ბეინევის ანალოგიური ჩანს, — აქაც საკმაოდ სქელი, მოშავო კირქვიანი ქვიშაქვები გვაქვს, რომელთაც ზევით ფერადი კირქვები შეცვლიან. მაქსიმალური სიმძლავრით წყება ქარტალის ჩრდილოეთით არის წარმოდგენილი.

მარელისთან კირქვები ღია, მორუხო-მოთეთრო ფერის არიან; ქვიშაქვების დასტა აქ გათხელებულია. საერთოდ ქვიშაქვების სიმძლავრე ამ ზოლშიაც ფაციესური პირობების გავლენით საგრძნობლად ცვალებადობს, ზოგჯერ თითქმის უმნიშვნელოა. კირქვაც ცვალებადი სიმძლავრის არის, მაგრამ მეტწილად ის ბაიოსურის უთანხმოებით არის გათხელებული ან სრულიად გადაარეცბილი, რის გამო მხოლოდ კუნძულების სახით გვხვდება; თავდაპირველი სურათის აღდგენა ძნელი ხდება.

მოლითის მიდამოების აღმოსავლეთით ლიასი, პორფირიტიული წყების მიერ მისი დიდ მანძილზე გაწყვეტის შემდეგ, კვლავ შიშვლდება დაწყვეტილი ზოლის სახით სურამის რაიონში მდ. ორხევის ხეობიდან სოფ. ბრილამდე. ფა-

ცივის აქაც ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვებით (ღია მოყვითალო-მორუხო შეფერვის) და წითელი კირქვებით ხასიათდება. წყვეტილობა იმავე ფაქტორით აიხსნება, როგორც ჩხერიმელის ხეობაში (ამ ნაწილში ლიასი დეტალურად დაზვერილი აქვთ პ. გამყრელიძეს (16) და ნ. ქანდელაკს (39)).

ს. ცედნიდან მოყოლებული მდ. ლოპანის-წყლამდე ლიასი, მომდევნო ფორმაციების ტრანსგრესიული განლაგების გამო, აღარ გვხვდება. მხოლოდ ლოპანის-წყლის ერთ პატარა შენაკადში, „ხევა-ღელეში“ (ს. კობთან) გვაქვს მისი იზოლირებული ზენაჩენი¹. ეს ადგილი მრავალმხრივ არის საინტერესო. ძველკვარცპორფირულ ქანს აქ თავზე აძევს რუხი (მოყავისფრო ელფერით), მარშარილოსებური კირქვა ნიჟარების ნამტვრევებით საკმაოდ მდიდარი, რომლის ქვედა ნაწილი ქვიშიანია და მასთან კრისტალური ქანების პატარა ნატეხებს შეიცავს; ქვიშაქვების დასტა აქ უკვე აღარ ჩანს. კირქვის სისქე დაახლოებით ოციოდე მეტრი იქნება. ურთიერთობა მომდევნო შრეებთან არ არის ნათელი. ჩანს მხოლოდ, რომ ზევით კირქვის შრეს თიხა-მერგელოვანი, მუქი რუხი, უნამარხო შრეები უნდა მოსდევდეს. გაურკვეველი ურთიერთობით (უფრო უთანხმოდ) მათ თავის მხრივ ბაიოსის ვულკანოგენი წყება სცვლის. აღსანიშნავია, რომ აქვე მეზობლად ხევში ბაიოსური წყების ქვედა ნაწილში ბრეჭიულ-კონგლომერატული შრე არის განვითარებული, რომელშიაც საკმაოდ მრავლად არის ვარდისფერი გრანიტისა და კრისტალური მასივის სხვა ქანების მასალა.

ლოპანის-წყლის ხეობაში, ხვეალელიდან რამდენიმე კილომეტრით ზემოთ (სოფ. გვირგვინასთან), მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე იწყება ლიასის მეორე ზოლი, რომელიც აქედან უწყვეტლევ გრძელდება ძირულის ხეობის მარჯვენა ფერდობამდე, სადაც ის შემდეგ მიოცენური ნალექებით იფარება. ძალიან დამახასიათებელია ამ ზოლისთვის ერთი მხრივ ნალექების სხვაგვარი ფაციესი და, მეორე მხრივ — ლიასის უწყვეტი თანდათან გადასვლა ბაიოსურ ფორმაციაში.

ჩრდილო პერიფერიის ლიასური ქვედა ნაწილში წარმოდგენილია ცვალებადი სიმძლავრის თეთრი, კვარციანი და არკოზული ქვიშაქვები, რომელთაც ზევით ზოგ უბანში მცირე სიმძლავრის წითელი კირქვა შეცვლის, უფრო ხშირად კი — წითელ-იისფერი და მომურედისფრო მერგელოვანი ქანები.

საგულისხმოა ის გარემოება, რომ ჩრდილო ზოლში თითქმის არსად არ გვაქვს ისეთი კრილი, რომელშიაც ქვიშაქვები და საგრძნობი სიმძლავრის წითელი კირქვები ერთად რომ იყენენ. მაგალითად, ჯვარის უღელტეხილთან მთელი სისრულით არის გაშიშვლებული ლიასი და ბაიოსურში გარდამავალი შრეები, მაგრამ კირქვის ფაციესი აქ სრულეებით არ ჩანს, — კონგლომერატულ და მსხვილმარცვლიან ქვიშაქვებს ზევით წვრილმარცვლიანი შრეები მოჰყვება, მათ კიდევ დასახელებული მერგელები შეცვლიან, ხოლო ეს უკანასკნელნი შემდეგ თანდათანობით ფერად მკვრივ თიხებში გადადიან. ქერათხევეშიაც ლი-

1. ბარსანოვის მითითება, რომ სამხრეთ ზოლში პორფირიტულის ქვეშ კირქვები არსად არ გვხვდება (82), შესწორებას მოითხოვს.

ასი ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვებით იწყება, სიმძლავრით 30 მეტრამდე¹; მათ უშუალოდ ფიქალ-მერგელები მოჰყვება. ქერათხევესა და ლოპანის-წყალს შორის კი ქედზე (ადგილის სახელია „ხახულიაზო“) კრისტალურ ქანებს უშუალოდ წითელი კირქვა ადევს, დასაწყისში ქვიშაიანი და გრანიტის ნატეხებით საკმაოდ მდიდარია; კირქვის სიმძლავრე რამდენიმე მთელ მეტრს უდრის; მას უშუალოდ აგრძელებს ფიქალ-მერგელების ჯგუფი. ლოპანის-წყლისაკენ კიდევ სულ მალე კირქვები ისევ აღარ ჩანან, კრილი კვლავ თეთრი ქვიშაქვების დასტით იწყება, მხოლოდ ეს უკანასკნელი აქ გარკვეულად გათხელებული არის. ერთი-ორგან ფიქლების ელუვიონში წითელი კირქვების მოზრდილი ლოდებიც ჩანს. დეტალური დახვერვით მტკიცდება, რომ ეს ლოდები იზოლირებულ, ბუდე-ბრიგ-ჩანართებისებურ სხეულებს წარმოადგენენ. თვით ლოპანის-წყლის ხეობაში—მდინარის პირად და ფერდობებზე—ქვიშაქვები სრულებით აღარ ჩანან, —მერგელები (ქვევით წითელ-იისფერი, ზევით კი შტრედისფერ-მორფიზო) უშუალოდ კრისტალურ ქანებს ეხებოან; აქა-იქ აქაც ვპოულობთ, თხელი ელუვიონით და დელუვიონით დაფარულ შეხების ზოლში, წითელი კირქვის ლოდებს.

ასეთია აქ ფაქტიური მდგომარეობა.

ლიასი წითელი კირქვისა და ქვიშაქვის გამოსავლებით მდინარის ზევითაც მიშვლდება—ბაიოსურ ტუფოგენებს შორის, მთავარი ზოლიდან დაახლოებით ერთი კილომეტრის დაშორებით. ეს მოვლენა უდავოდ ტექტონიკური პროცესით აიხსნება, ხაზის გასწვრივ მგორგ ასეთივე ბუნების რზოლირებული ზენაჩენი გვაქვს კიდევ ლოპანის მიდამოებში (ერთ-ერთ ლელეში).

მასივის თანამედროვე პერიფერიებზე ლიასის შეხება კრისტალურ სუბსტრატთან თითქმის მთელ ზოლში ტექტონიკურია, —შეცოცხების ხასიათს ატარებს. მაგალითად, ლოპანის-წყალზე, ქერათხევეში და სხვ. შრეები ყირაზე დგანან, ზოგან გადაყირავენაც კი ეჭმინევათ. ეს გარემოება პირველად სურათს რამდენადმე ართულებს: იწვევს ცალკე დასტების დაწყვეტას და ზშირად გამოსოლვის, ზოგჯერ კიდევ გაორებას (ხახულიაზო, შუალეღე, ქარტალი და სხვ.). ამკარა არის, რომ იმგვარი რამ კრილების ნორძალურ ხასიათს დაარღვევდა და გამოიწვევდა უთუოდ პორიზონტების არასისრულეს.

მაგრამ ზემოაღწერილი კრილების ცვალებადობის ერთადერთი მიზეზი, როგორც ი. კახაძეც სამართლიანად აღნიშნავს ერთ-ერთ წერილში (47), მარტო ტექტონიკა ვერ იქნება, —ნაწილობრივ მაინც, უთუოდ, პირველად ფაქციურ მოვლენებთან გვაქვს საქმე.

ბუნების წითელი კირქვების წყება, როგორც სრული ანალოგი და თითქმის ფიზიკურადაც გამაგრებულმდელი შროშის წითელი კირქვენა, ცნობილია, რომ შუალისურად თარიღდება: უკანასკნელში Amaltheus-ების და სხვ. ფაუნის პოვნა საკითხს სრულიად გარკვეულად სწყვეტს (14).

¹ ქვიშაქვების ქვედა ნაწილი (8—10 მეტრამდე) წარმოდგენილია კონგლომერატული, ნაგორბქენებიახი, მკვრივი არკოზული (ოდნავ კირქვიანი) შრეებით; ზევით მათ სცვლიან შედარებით წერილ-და წმიდამარცვლოვანი კვარციანი ქვიშაქვები, ფიქლებთან ახლოს მსხვილ-მარცვლოვანის შუაშრით.

ჩხერიმელა-ლოპანის ზოლის ფერადი კირქვების გამოსავლების საერთო ხასიათი, —ლითოლოგიური, სტრატეგრაფიული და ფაუნისტური მხრივ, არავითარ ექვს არ სტოვებს იმაში, რომ ისინი შრომასთან და კაცხთან ერთად ერთი და იგივე შუალიასური აუზის ნალექები არიან¹.

ძირულის მასივზე შუალიასური წყების ტრანსგრესიულობა აგრეთვე ცნობილი ფაქტია (14). კვარცინა-არკოზული ქვიშაქვები კონგლომერატული შრეებით, რომელნიც მეტ-ნაკლები სიუხვით მცენარეულ დეტრიტუსს შეიცავენ, ამ წყების ფუძის ფორმაციას წარმოადგენენ. ბუნებისა და სიმძლავრის ცვალებადობა, რაც ამ ნალექებს ასე ახასიათებს, მათი სანაპირო ხასიათის შედეგია და, (ეხადია, სავსებით ბუნებრივი არის.

მიუხედავად ზოგან დიდი სიმძლავრისა, ქვიშაქვებისთვის დამოუკიდებელი სტრატეგრაფიული როლის მიკუთვნება არ იქნება მიზანშეწონილი. კირქვები ზოგჯერ უშუალოდ ეხებიან კრისტალურ ქანებს და მათ ნატეხებს შეიცავენ, ან მცირე სიმძლავრის კონგლომერატული შრით იწყებიან (ხახულიახო, კაცხი და სხვ.), რაც ფაციესური პირობების ცვალებადობაზე მიგვითითებს. ზოგიერთ უბანში კირქვების ქვედა ნაწილი სტრატეგრაფიულად ქვიშაქვების ეკვივალენტის შეიძლება იყოს. მართლაც, ქვილარის ქვიშაქვებში ი. კახაძე ზედალიასურ ნამარხებს აღნიშნავს და ფიქრობს, რომ შუა ლიასი აქ კონგლომერატული ქვიშაქვებით უნდა იყოს წარმოდგენილი (46). ასე რომ ქვიშაქვები და კირქვები, —პირველი როგორც ფუძის ფორმაცია და, მეორე როგორც ჩამოყალიბებული აუზის ტიპური ნალექი, —ერთ სტრატეგრაფიულ ერთეულად უნდა იქნენ მიღებული.

წითელ კირქვებში შეგროვილ ნამარხებს შორის შუალიასურ Amaltheus-ებს გარდა ა. ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე ტოარსულ ამონიტებსაც აღნიშნავს². კირქვებში ტოარსული მიტილოიდების არსებობაზე მიგვითითებს ი. კახაძე (49). ამგვარად, იქ, სადაც წითელი კირქვების შედარებით სრული ქრილდ გვაქვს, კირქვების ზედა ნაწილი ზედალიასურ ელემენტებსაც შეიცავს.

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, მასივის აღმოსავლეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ლიასურ ფორმაციაში გაბატონებული მდგომარეობა ფიქალ-მერგელების და მკვრივი თიხების წყებას უჭირავს, რომელიც ზევით სრული თანდათანობით ბაიოსურ ვულკანოგენ სერიაში გადადის. მერგელების ქვეშ იზოლირებული ლინზებრივი უბნების სახით შიშვლდებიან ან კვარცინა-არკოზული ქვიშაქვები, ან წითელი კირქვები.

ფიქლების წყებას გ. ბარსანოვი, ემყარება რა უმთავრესად ლითოლოგიურ მსგავსებას სამხრეთ ოსეთის ზედა ლიასთან (ი. კუზნეცოვი მითითებით), ზედალიასურად სთვლის (82).

1. გ. ბარსანოვის მითითება, რომ „в некоторых участках известняк (ლაპარაკია ს. გვირგვინას ზემოთ წარმოდგენილ ტექტონიკურ ლინზაზე) состоит сплошь из мелких Cadoceras, давая аммонитовый известняк (82, გვ. 13), გაუგებრობაზე უნდა იყოს აგებული-არავითარი მსგავსი რამ იქ, ცხადია, არ ჩანს და არც შეიძლება იყოს: cadoceras-ი მხოლოდ ზედა იურაშია ცნობილი.

² Hildoceras sp. და Hammatoceras cf. insigne Sch. (28).

1931 წ. ჩვენ ფიქლების წყების ქვედა (ლოპანის-წყლის პირად) და შუა- (ს. გვირგვინასთან) ნაწილში ვიპოვეთ ნამარხები, რომელთა შორის ა. ჯ ა ნ ე ლ ი დის განსაზღვრით აღმოჩნდა ტოარსულის დამახასიათებელი *Grammoceras thouarsense d'Orb.*

ი. კახაძე ჯვარის გადასასვლელთან ქვიშაქვების შემცველ პირველ მერგელოვან შრეში აღნიშნავს *Amaltheus margaritatus Schloth.*-ას არსებობას (46), რის მიხედვით ფიქლების ამ ნაწილს შუალიასურად ათარიღებს და ხაზს უსვამს მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე შუა ლიასში კირქვების ნაცვლად თიხამერგელოვანი ნალექების წარმოშობას, რომელთაც ის უფრო ღრმა ზონის ფორმაციად სთვლის (47).

ამგვარად, მასივის O და NO პერიფერიის შუალიასური ნალექები ხასიათდებიან ერთი მხრივ კირქვების შეცვლით თიხა-მერგელების ფაციესით და, მეორე მხრივ—ზედალიასურის არსებობით და ბაიოსურში თანდათანობითი ლითოლოგიური გადასვლით. ამ მხრივ სურათი საგრძნობლად განსხვავდება მასივის სამხრეთი პერიფერიის კრილისაგან, სადაც ბაიოსის მკვეთრი უთანხმოება ლიასთან უდავო ფაქტს წარმოადგენს.

II. ბ ა ი ო ს ი

პ ო რ ფ ი რ ი ტ უ ლ ი წ ყ ე ბ ა

ლიასურ ტრანსგრესიულ წყებას, როგორც აღვნიშნეთ, მასივის სამხრეთ ნაწილში უთანხმოდ, ხოლო აღმოსავლეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით—თანხმობით, ბაიოსური პორფირიტული ფორმაცია შეცვლის.

ჩხერიმელის ხეობაში პორფირიტული წყების უთანხმო განლაგება ლიასზე ყოველგვარ ექვს გარეშეა. ამ მოვლენის მკაფიო მეტყველი არის წყების შენება ლიასის სხედასხვა პორიზონტთან, ზოგან ლიასის სულ არარსებობა, — პორფირიტულის განლაგება უშუალოდ კრისტალურ ქანებზე და ლიასის შრეების შეტაცებული მასალა ბაიოსურ ლაეურ თუ ტუფურ ბრეჩიებში. ასეთივე უთანხმოებით ხასიათდება ლიასის და ბაიოსის ურთიერთობა ძირულის ხეობაშიც—საქსარია-ლიჩის ზოლში. თუმცა მრავალ ადგილას, რთულ ტექტონიკურ პირობებში, ლიასის დაწყვეტა, გათხელება და გამოსოფვა, ნაწილობრივ მაინც, ოროგენულ პროცესებს უნდა მივაწეროთ, მაინც არის ზოგიერთ ზენაჩენში, როგორც ჩხერიმელის, ისე ძირულის ხეობაში, სრულიად აშკარა ნიშნები ლიასის გადარეცხვისა და ბაიოსური ქანების განლაგების ან უშუალოდ კრისტალურ მასივზე, ან ლიასის ნაშთის გადარეცხილ ზედაპირზე. კუთხურ უთანხმოებაზე ვერაფერს ვიტყვით, რადგან არავითარ საამისო ფაქტიურ მასალას ზენაჩენები არ იძლევიან. კუთხური უთანხმოების სურათი მხოლოდ შროშის რაიონშია (გლინავის-ლეღეში) ჯერჯერობით შენიშნული (14).

ის გარემოება, რომ მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ლიასის კრილი სრულია და ბაიოსური ფორმაცია თანდათანობითი გადასვლით თანხმობით აგრძელებს ლიასს, საბუთს გვაძლევს მასივის სხვა ნაწილებში შენიშნული უთანხმოება ადგილობრივი ხასიათის მოვლენად ჩავთვალოთ და ის ძირითადად ბაიოსური დროის დასაწყისში ადგილობრივ მოძრაობას, ზღვის გათხელებას და მასთან ნაწილობრივ წყალქვეშა ვულკანურ ეროზიას დავეკავშიროთ.

აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ თითქმის ყველგან უთანხმო შეხების უბნებში ბაიოსი მასივი პორფირიტებით, ტუფ-პორფირიტებით ან კიდევ ლავური ბრეჭიებით იწყება, და არა მკაფიო შრეებრივი ტუფოგენი ქვიშაქვებით ან პელიტური ტუფოგენებით, როგორც სხვაგან.

პორფირიტული წყების ქვედა პორიზონტი მრავალ ადგილას არის გაშიშვლებული.

სოფ. წნელისთან წყება (მასივი ატაქსიტური ლავა, ქვეშ ლავური კონგლომერატით და ბრეჭიით) უშუალოდ გრანიტებს ეხება. სოფ. კობთან, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, წყების ქვეშ შუალიასური ნალექების ნაფლეთი არის გაშიშვლებული, სიმაღლით 20 მეტრამდე. აქვე მეზობლად ბაიოსის პირველი ქანი ბრეჭიულ-კონგლომერატული ბუნებისაა და შეიცავს ლიასური კირქვის და გრანიტების ნამტვრევებს.

სოფ. ბრილთან ბაიოსი ლავური განფენით იწყება, რომელიც უშუალოდ კრისტალურ მასივზეა განლაგებული. დასავლეთით ბაიოსის ზოლი მასივური ლავური განფენებით და ტუფ-ლავებით (შუალეღეში ატაქსიტების და ბრეჭების რელიეფური მონაწილეობით), იშვიათად ტუფოგენ-პელიტური კლასტური ქანებით არის წარმოდგენილი. ბაიოსის ქვეშ ლიასი მხოლოდ ნაფლეთების სახით არის აქა-იქ გაშიშვლებული. ზოგან (შუალეღე) ჩანს ვულკანური ფორმაციის უშუალო შეხება ძველ სუპსტრატთან. ქვედა პორიზონტში, ბუნებით ტუფურ ლავაში თუ ატაქსიტურ პორფირიტში, წითელი კირქვის მოზრდილი ლოდებია შეტაცებული; ლავის გავლენით ქანს გადაკრის ზალემა ემჩნევა. ლიასური კირქვის ასეთივე ნატეხები მოქცეულია პორფირიტულ ლავაში აგრეთვე სოფ. ჩუმათელეთიდან ნიკორაგულისკენ მიმართულ ქედზე (ნეონიტრუზი-ვთან შეხების ზოლში).

შემდეგ პორფირიტული ფორმაციის ქვედა პორიზონტი გაშიშვლებულია მდ. ჩხერიშელის ნაპარებზე, ჭარტალის და წიაღის ღეღეების შესართავთან. მართალია, აქ ტექტონიკა, პორფირიტული წყებას არაშრეებრივობა და დაკვირვებათა ცუდი პირობები (მცენარეულობის სიხშირე, უშუალო შეხების გაშიშვლებათა იშვიათობა და სხვ.) ართულებენ ისედაც ბუნდოვან კრილს, ზოგჯერ იმდენად, რომ ლიასსა და მომდევნო ასაკის ქანებს შორის საზღვრის სწორად გავლენაც კი ძნელდება, მაგრამ მაინც გარკვეულად ჩანს უთანხმოება ლიასსა და ბაიოსს შორის. ეს უკანასკნელი აქ პირდაპირ მასივი ლავური განფენით იწყება; წიაღის-ღელის შესართავთან, რკინაგზის პირად, ქანს ლავური ბრეჭიის სახე აქვს, რომელშიაც გრანიტებისა და ლიასური ქანების ჩანართებია წარმოდგენილი. მასთან პორფირიტული წყება იქ, სადაც ნორმალური კრილები გვაქვს, სხვადასხვა პორიზონტს ეხება, — ზოგჯერ სულ ქვედა, ფუძის არკოზულ მსხვილმარცვლიან ქვიშაქვებს, ზოგჯერ კიდევ უფრო ზედა — ქარსიან-ნახშიროვან, მუქ, ფიქლებრივ შრეებს, ლიასისა და ბაიოსური ქანების შეხება წესიერი სიბრტყის შთაბეჭდილებას არ სტოვებს. ჩანს, რომ ბაიოსის პირველი ქანები უსწორმასწორო ეროზიულ ზედაპირზე განლაგებულან. ამ ნაწილში ლიასი, განსაკუთრებით პორფირიტული წყების მოსაზღვრე ზოლში, მდიდარი პორფირიტის შრეძარღვებით. ეს გარემოება ზოგჯერ საზღვრის გავ-

ლებას ძლიან აძნელებს: და ექვს ბადებს—ბაიოსური ფორმაციის დასაწყისად მიღებული განფენი ნამდვილად ლიასში შეკრილ შრეძარღვებრივ სხეულს ხომ არ წარმოადგენს. მაგრამ დეტალური დაკვირვებებით მტკიცდება, რომ, თუ ზოგ შემთხვევაში ასეთი რამ მართლაც შესაძლებელია და ნამდვილი სურათის გარკვევა შეუძლებელი ხდება, ზოგ შემთხვევაში კიდევ ლიასის გადარეცხვა და ბაიოსური ვულკანური პროდუქტების კრისტალურ მასივზე ან ლიასის ნაშთ-ნაფლეთზე განლაგება სრულიად უდავო ფაქტს წარმოადგენს¹.

უთანხმოება კარგად ჩანს ჩხერიმელის ხეობის გასწვრივ კარტალის დასავლეთითაც. (ვახანის-წყალსა და ბეოლიხევს შუა ჩხერიმელის მარცხენა მხარეზე, სად. მარელისთან, დიდეაკეში, ბეოლიხევის ხეობაში, მდ. ლაფრანის ქვედა ნაწილში, სოფ. ზარანში და სხვ.).

აგრეთვე თვალცხად ფაქტს წარმოადგენს ეს მოვლენა ძირულის ხეობაში, განსაკუთრებით ს. ბენინეის აღმოსავლეთით: ლიასი ჯერ ნაფლეთების სახით გვხვდება ბაიოსის ქვეშ, ხოლო შემდეგ ის დიდ მანძილზე—ს. ხუნევიდან ს. ლიჩამდე (ე. ი. პორფირიტული ფორმაციის სრულ გამოსოფლვამდე)—სრულე-ბით აღარ ჩანს, ბაიოსი უშუალოდ ძველ კრისტალურ სუბსტრატს ეხება; აღსანიშნავია, რომ იქ, სადაც ბაიოსი შედარებით ნორმალური ტუფოგენი ნალექებით იწყება (სოფ. ციციქური, ბიბლიხევი, ხუნევი), ამ შრეებში ხშირად ვპოულობთ ლიასის ქანების (უმთავრესად ქვიშაქვების) ნამტვრევებს.

ამგვარად, სრულიად უდავოა ძირულის მასივის ამ ნაწილში ბაიოსური პორფირიტული წყების უთანხმო განლაგება მის წინა ფორმაციებზე.

სულ სხვა სურათი გვაქვს, როგორც აღვნიშნეთ, მასივის აღმოს. და ჩრდილო-აღმ. პერიფერიაზე—ლოპანის წყლიდან ძირულამდე. აქ სახეებით ნათლად ჩანს ლიასის თანდათან გადასვლა ბაიოსში². ფიქალ-მერგელებს და თიხებს *Grammoceras thouarsense d'Orb.*-თ აგრძელებენ უწყვეტლივ (თითქმის უწყვეტი თანმიმდევრობითი ზენაჩენების წყალობით საკმაოდ სრული კრილი გვაქვს, განსაკუთრებით ქერათხევისა და ჯვარს შუა) იგეთივე ჰაბიტუსის ქანები, მხოლოდ არაკარბონატინი (HCl არ მოქმედებს); მათში თანდათან სპორადულად გამოერევა ჯერ თხელი, ხოლო შემდეგ უფრო სქელი, კირქვიანი ქვიშაქვის შრეები; ზევით ამ ქვიშაქვების როლი იზრდება, მასთან მათ აგებულებაში ვულკანოგენი მასალა იწყებს მონაწილეობას, თიხებიც პელიტური ტუფოგენების სახეს იღებენ და ასე ამგვარად გადავდივართ ტიპიურ ტუფქვიშაქვებში და თხელშრეებრივ პელიტურ ტუფიტებში, რომლებშიც მალე მიკროტუფბრეჭიები, ტუფები და პორფირიტები იწყებენ მონაწილეობის მიღებას.

ლოპანის-წყლის ხეობაში ბაიოსის ტიპიური შრეებიდან ნამარბებიან ზედა-

¹ უთანხმოების კარგი სურათია სოფ. მოლითის განაპირას—წილის დღეში: გრანიტზე უშუალოდ განლაგებული თავისებური ტუფურ-ლაფური ბრეჭია, რომლითაც იწყება აქ ბაიოსი და რომელშიაც ლიასის ქვიშაქვების პატარა და მოზრდილ (რამდენიმე კვ. მეტრის მოცულობის) ქსენოლითებს ვხვდებით. ლავის გავლენით მათ გამკვრივება და რამდენიმე სხვაგვარი ელფერის მიღებაც ემჩნევათ.

² ბაიოსის მიერ ლიასის თანხმობით შეცვლა პირველად აღნიშნულ იქნა ჩვენ მიერ 1932 წ.

ლიასამდე იქნება ასიოდ მეტრი (მიმართების მართობულად). უფრო მძლავრი ჩანს შუალედი წყება ს.ჯვარის მიდამოებში.

ჯვარის გაგრძელებაზე ს. ჩონთოს რაიონში ი. კახაძის დაკვირვებით ლიასის ფაციესი შეცვლილია, — წარმოდგენილია აქ ქვიშაქვები სიმძლავრით 200 მეტრამდე. ეს წყება ტოარსულა და აალენური ფიქალ ქერგელების გაგრძელება უნდა იყოს. ამ წყებას თანხმობით მოჰყვება მორიგეობა თხელშრეებრივი ქვიშაქვებისა (ტუფოგენური ხასიათის) და ფიქლების, საერთო სიმძლავრით 85 მეტრამდე, რის შემდეგ დაიწყება მასივი სქელშრეებრივი ტუფბრეჭიები მსხვილშარცვალა ქვიშაქვებით და პორფირიტის თხელი განფენებით; სიმძლავრე 160 მ; უნამარხოა. ამ უკანასკნელ ჯგუფს შეცვლის თხელშრეებრივი მოშწვანო ქვიშაქვების დასტა მიკროკონგლომერატებით და ფიქლებით, რომელშიაც ი. კახაძე სხვა ნაპარხებთან ერთად აღნიშნავს ბაიოსური სართულის მეორე ზონის დამახასიათებელ *Stepheoceras Freycineti Bayle*-ს (46).

ცხადია, არ შეიძლება არ დავეთანხმოთ ი. კახაძეს იმაში, რომ უნამარხო 240—250 მეტრიანი წყება ბაიოსურის სულ ქვედა ზონას შეიძლება შეიცავდეს. ასე რომ, აქ ლითოლოგიურად თანდათანობით გადასვლას სტრატოგრაფიული მონაცემებიც სავსებით ეთანხმებიან. •

ბაიოსურის სრული ჰრილი ჩვენს რაიონში არსად არ გვაქვს. ამ გარემოების გამო ნამდვილი სიმძლავრის გაგება შეუძლებელი ხდება, მით უფრო, რომ თავისებური ფაციესი მოვლენას კიდევ უფრო ართულებს, მაგრამ აშკარა არის მაინც, რომ ფორმაციის სიმძლავრე საგრძნობ სიდიდეს აღწევს და კილომეტრზე ნაკლები არ უნდა იყოს. მაგალითად, მდ. ლაფრანის ქვედა ნაწილისა და ვანისწყლის მერიდიანულ ჰრილში მანძილი ბაიოსის ფუქიდან ამ წყებაზე ცარც-მიოცენის ტრანსგრესიულ განლაგებამდე, პირდაპირი ხაზით, სამ კილომეტრამდე აღწევს; შრეების დაქანების მხედველობაში მიღებით სიმძლავრე გამოდის დაახლოებით 1—1,5 კმ.

უფრო სრულად უნდა იყოს წარმოდგენილი ეს წყება სოფ. ბეინეცსა და მოლითს შუა, ნაწილობრივ აგრეთვე ძირულის ხეობაშიაც, მაგრამ მთელი კომპლექსის მასივი და ნაწილად საკმაოდ ერთგვაროვანი აგებულება განლაგების პირობების გარკვევას აქაც შეუძლებელს ხდის; ცხადად ჩანს მხოლოდ, რომ პირველ ნაწილში ბაიოსი ანტიკლინურად, ხოლო მეორე უბანში სინკლინურად არის განლაგებული; სიმძლავრის გასაგებად საჭირო შედარებით დეტალური სურათი კი სრულებით არ გვაქვს.

ჩვენი რუკის ჩრდილო ნაწილში პორფირიტული ფორმაცია აგრეთვე დიდი გავრცელებით სარგებლობს; აქედან (უკვე რუკის გარეთ) ის დიდ ფართობს იჭერს, ებმის სამხრეთ ოსეთის ცენტრული ნაწილის ბაიოსს, მაგრამ დაახლოებით იგეთივე მიზეზები აქაც ძალიან აძნელებენ სიმძლავრის გარკვევას. თვალცხადი სიმძლავრე (ლობანის მიდამოებში) არა ნაკლებ 1—1,5 კილომეტრისა უნდა იყოს.

აღნიშნული რუკის ფარგლებში ბაიოსი ფაციესის დიდი ცვალებადობით ხასიათდება.

როგორც ცნობილია, დასავლეთ საქართველოს, კერძოდ ძირულის მასივის პერიფერიების ბაიოსი საერთოდ ვულკანოგენი ფორმაციით არის წარმო-

დგენილი. ცალკეული უბნების კრილების ერთმანეთთან შედარებით ირკვევა, რომ ამ ფორმაციის ფაციესური ბუნება, თუმცა განსაზღვრულ ფარგლებში, მაგრამ მაინც სწრაფ ცვლილებებს განიცდის საკმაოდ ახლო მანძილზედაცკი.

ხარაგოულის აღმოსავლეთით, სადაც ფორმაცია ცარცული ნალექების ქვეშ მზიურდება, ის წარმოდგენილია მასივი აგლომერატული ტუფებით, მიკროტუფბრექჩიებით და ლავური ბრექჩიებით, პორფირიტული განფენების მონაწილეობით. იშვიათია ტუფქვიშაქვური. ისიც ტლანქშრეებრივი ქანი.

კარგ განაკვეთს იძლევა მდ. ვანის-წყალი, რომელიც მდ. ლაფრანის ქვედა, მერიდიანული მიმართულების ნაწილთან ერთად პორფირიტული წყების საკმაოდ ნაწილს აშიშვლებს. წყების ქვედა ნაწილი (სტრატეგრაფიული გაგებით), დაახლოებით 1,5 კმ-ს მანძილზე, პორფირიტებით, ლავური ბრექჩიებით და ტუფურ-ლავური ბუნების ქანების მორიგეობით არის წარმოდგენილი. ვანის-წყლის შესართავიდან 0,5—1 კმ-ზე გამოერევიან წყებაში ტიპური ტუფები და მიკროტუფბრექჩიები; ქანებს ემჩნევათ ტლანქი შრეებრივობა. დაახლოებით ნახევარი კილომეტრის შემდეგ წითელი ფერის მასივ ტუფურ ქანებში მკაფიო თხელშრეებრივი წმიდა და წვრილმარცვლოვანი ტუფქვიშაქვები და ტუფიტებიც გაერევიან (შრეების დაქანება სამხრეთით, საშუალო კუთხით). ამის შემდეგ სამხრეთისკენ—ცარცის ნალექებით დაფარვამდე—სულ მუდამ შრეებრივი ტუფიტების, ტუფქვიშაქვების და მიკრობრექჩიების მორიგეობა გვაქვს, რამდენიმე ადგილას ეფუზივის მონაწილეობით.

ვანის-წყლის შემდეგ აღმოსავლეთისაკენ პორფირიტულ ფორმაციაში მკაფიო შრეებრივობას, მასივის სამხრეთი პერიფერიის გასწვრივ, თითქმის ვეღარსად ვერ ვხვდებით. წყებაში თანდათან იზრდება ამონახეული ქანების როლი. მეტწილად შერეული ბუნების მასივი ტუფ-პორფირიტები გვაქვს; ტიპური ტუფები, კიდევ უფრო მიკროტუფბრექჩიები, მცირე გავრცელებით სარგებლობენ.

კარგად ჩანს ეს სურათი ჭარტალის-ღელესა და ვანის-წყალს შუა. ჭარტალის აღმოსავლეთით ჩხერიმელის მარჯვენა შენაკადების აუზში უკვე თითქმის მთლიანი ეფუზიური მასივი გვაქვს, რომელიც სხვადასხვა ბუნების პორფირიტებისა და ტუფური ლავებისაგან შედგება, დამორჩილებულად აქა-იქ მიკროტუფბრექჩიის ან ტუფური ქანის მონაწილეობით.

ამგვარად, პორფირიტული წყების ლითოლოგიური ბუნება ხარაგოულიდან აღმოსავლეთისაკენ თანდათანობით საკმაოდ მკვეთრად იცვლება: ტლანქ და ნორმალურშრეებრივი ტუფოგენი სენდემენტები სავსებით იზრდილებიან და ადგილს უთმობენ მასივ ეფუზიურ ფორმაციას.

პორფირიტული ფორმაცია მოლითის მიდამოებში დიდ ფართობს იჭერს. მდ. ჩხერიმელის მარჯვენა მხარეზე ის ანტიკლინურ ამალგებას ჰქმნის, რომელიც ამავე დროს მდ. ძირულის და ჩხერიმელის წყალგამყოფი არის. ჩრდილოეთით წყება უწყვეტლივ გადადის ძირულის დეპრესიულ ზოლში, რომელიც ბეინევის სინკლინის გაგრძელებას წარმოადგენს.

ძირულის ხეობაშიც ჩხერიმელის ანალოგიური სურათი გვაქვს: ლიჩიდან ნადაბურამდე გავრცელებულია მეტწილად სხვადასხვა პორფირიტები შიგადაშიგ ტუფური ქანების მცირედი მონაწილეობით. ქვემოთ ძირულის გასწვრივ,

მიუხედავად იმისა, რომ ხეობა სოფ. ხუნევაში გასწვრივი მიმართულებიდან სულ მცირედ არის გადახრილი, კარგად ჩანს მაინც, თუ როგორ თანდათან წდიდრდება წყება ტუფური კომპონენტებით, — ხუნევიდან მასში უკვე ტუფები და ტუფურ-ლავეური ბრეჩიები (მხოლოდ მაინც მასივი აგებულების) სჭარბობენ. აქ, ზოლის სულ ქვედა ნაწილში (კრისტალური ქანების საზღვართან), ტლანქი შრეებრივობაც ჩანს, შრეების თითქმის ყირაზე დგომით. აქედან წყება უწყვეტლივ გადადის ბენეურის ხეობაში, სადაც ის უკვე მეტწილად სხვადასხვაგვარი შრეებრივი ტუფებით და ტუფოგენი სელიმენტებით არის წარმოდგენილი, ლავეების დამორჩილებული მ. ნაწილებით. ბენეურის ხეობის შემდეგ ფორმაცია, დანალექი ბუნების კიდევ უფრო მკაფიო რელიეფურობით, გადასჭრის საქანარულის ხეობას და ამ უკანასკნელის მარცხენა ნაპირზე ცარცის ნალექების ქვეშ დაიძირება. აქ წყების ქვედა ნაწილში ნორმალური წმინდარცვლოვანი ქვიშაქვის და პელიტური მასალის შრეებიც კი გამოერევა.

მდინარე ქვადურის ხეობაში (ქვემო ნაწილში) ცარცის ქვეშ კვლავ გამოჩნდება პორფირიტული წყება — ისევ შრეებრივი ტუფოგენების და პელიტური ტუფების ქარბი მონაწილეობით. აქედან ის შემდეგ უწყვეტლივ მიიმართება დასავლეთისაკენ და უშუალოდ ებმის შროშა-ძირულის რაიონის პორფირიტულ სერიას.

ჩხერიმელის ხეობაში, ხარაგოულ-ლაშეს შუა, პორფირიტული წყება, როგორც ცნობილია, აგრეთვე ცარცის ნალექების ქვეშ არის დამარბული, რის გამო უწყვეტი გადაბმა ძირულა-შროშის მიდამოების პორფირიტულ სერიასთან არც აქ გვაქვს, მაგრამ ხარაგოულის და ბენევის მიდამოების ვულკანოგენი წყება რომ შროშა-ძირულის რაიონის ფორმაციის პორიზონტულ გარკმლებას წარმოადგენს, ამაში ეჭვის შეტანის არავითარი საფუძველი, ცხადია, არ მოიპოვება.

როგორც აღნიშნული იყო, ხარაგოულისა და ბენევის მიდამოების ტიპური პორფირიტული წყებები აღმოსავლეთი მიმართულებით უწყვეტლივ გადადიან თითქმის ერთ მთლიან, მასივ, ლავეურ ფორმაციაში, რომელიც მოლითის (ტყემთის) ლავეური პორფირიტული წყების პორიზონტულ გაგრძელებას წარმოადგენს.

ამგვარად, როგორც ჩხერიმელის, ისე ძირულის ხეობის გასწვრივ, შუაიურული პორფირიტული სერია აღმოსავლეთისკენ ფაციესს მკაფიოდ და საკმაოდ მკვეთრად იცვლის, — აშკარა ზღვიურ-შრეებრივი ტუფოგენი წყებიდან, ლავეების დამორჩილებული როლით, ის მასივ ვულკანოგენ უნამარხო ფორმაციაში გადადის, რომელშიაც პორფირიტული ლავეები უკვე საგრძნობლად არიან გაბატონებული.

ფაციესის შეცვლის სურათი და ამ მოვლენის გეომორფოლოგიური როლი კარგად ჩანს სოფ. ბენევის მიდამოებში. მის შესახებ ქვემოთ გვექნება დაწვრილებით ლაპარაკი.

მოლითის პორფირიტული ფორმაციის ფაციესი დაკულია აღმოსავლეთითაც წითა-სურამ-ჩორჩანის მთელ ზოლში, სადაც ეს წყება არასრული, წყვეტილი კრილების სახით არის გაშიშვლებული. ზოლის მთელ ამ სიგრძეზე ლა-

ვები, მასივი ტუფები და შუალედი ბუნების ტუფ-ლავეები არიან წარმოდგენილი, ტუფოვანი ქანების უმნიშვნელო სპორადული უბნებით.

მეტწილად სწორედ ამგვარ ფაციესს უკავშირდება ბაიოსის უთანხმო განლაგება ლიასზე, რაზედაც ზემოთ მივუთითებდით.

მასივის ჩრდილო-აღმოს. პერიფერიაზე ფაციესი უკვე განსხვავებული ჩანს. ბაიოსის ქვედა ნაწილი, ყოველ შემთხვევაში ლიასის მოსაზღვრე ზოლი განით 1—1,5 კმ-დე, ხასიათდება—იმ გარდამავალ ფიქლებსა და ქვიშაქვებს რომ თავი დაეხებოთ, რომელნიც ბაიოსს ლიასთან თანხმობით აკავშირებენ,—შრეებრივი ტუფოვანების მორიგეობით. შემდეგ N-კენ მათ, ჩხერიმელის ხეობის ანალოგიურად, მთელ ზოლში მასივი ვულკანოვანი ფორმაცია სცვლის, რის გამო ქანების განლაგების პირობების გარკვევა აქაც შეუძლებელი ხდება. თუმცა ამ ნაწილს პეტროგრაფია არ შემისწავლია, მაგრამ მაკროსკოპიულად ჩანს მანც წყებაში ჩხერიმელის ქანებისაგან რამდენადმე განსხვავებული ტიპების მონაწილეობა.

სხვათა შორის, ტყემთის პორფირიტული მასივის თავისებური ბუნების ერთ-ერთი მიზეზი წიფის იურული ინტრუზივი უნდა იყოს: კონტაქტურ ზოლში ამ უკანასკნელის გავლენით პორფირიტული წყების კომპონენტები ხშირად საგრძნობ მანძილზე გარაგავიკებულან და გამკვრივებულან. გარდა ამისა, ამ ფორმაციისთვის დამახასიათებელი ძლიერი ეპიჰაემური პროცესები (ეპიდოტიზაცია, ქლორიტიზაცია, ალბიტიზაცია და სხვ.) გენეტურად აღნიშნულ ნეონტრუზივთან შეიძლება იყვნენ დაკავშირებული. ყოველ შემთხვევაში გარაგავიკება და აგრეთვე პირიტიზაცია, რის შედეგად ქანები მასივი, მკვრივი, კომპაქტური ბუნების გამხდარან, უდავოდ ამ ფაქტორით არის გამოწვეული.

თუ ასეთი მოვლენები ნეონტრუზივიდან საკმაო დაშორებითაც იჩენენ თავს, ეს მხოლოდ იმ მარტივი მიზეზის გამო, რომ ეროზიას პორფირიტული ფორმაციის საფარი ამ ნაწილებში ჯერ კიდევ არ გადაუტლია და ინტრუზივი არ გაუშიშვლებია.

ვიდრე ჩვენი რაიონის პორფირიტული წყების ასაკს შევხებოდეთ, საჭირო იქნება წინასწარ წყების სტრატეგრაფიული მთლიანობის საკითხი გავარჩიოთ.

მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე პორფირიტული წყება წინა მკვლევარების მიერაც მთლიან ერთეულად არის მიღებული და მიკუთვნილი ბაიოსზე. მაგრამ ჩხერიმელის ხეობაში, ჩვენს კვლევამდე (1934—35 წწ.) ჩატარებული მუშაობის მიხედვით, ორი სხვადასხვა ასაკის ფორმაცია იყო გამოყოფილი: 1) ზედაიურული ვულკანური განფენები და 2) ბაიოსური პორფირიტული წყება. პირველად ეს შეხედულება გამოთქმული იყო ჩვენ მიერ (პ. გ. ა. მ. ყ რ ე ლ ი ძ ე ს თ ა ნ ერთად) 1929 წ. ბჟინევის მიდამოების დაზვერვის დროს (14). ეს აზრი მიიღეს აქ ჩვენს პარალელურად ან შემდეგში მომუშავე მკვლევარებმაც.

დებულება ემყარებოდა იმ ფაქტს, რომ ბჟინეურის შემადგენელ ტოტე-ბში (ჯგოლის დელე, მიჭირვა და შაეიწყალი) შრეებრივი წყება, რომელიც ფაციესურად შროშა-უბისის ბაიოსური ფორმაციის ანალოგია და მის პორიზონტულ გაგრძელებას წარმოადგენს, ერთბაშად მასიური, შედარებით მკვრივი

ვულკანოგენი ქანები იცვლება. უნდა ითქვას, რომ რაიმე აშკარა უთანხმოების ნათელი სურათი ზენაჩენებში აქ არსად არ ყოფილა ნახული, — დასკვნა ღელის გასწვრივ ქანების ლითოლოგიური ბუნების მკვეთრ შეცვლაზე იყო ძირითადად დამყარებული, ნაწილობრივ კიდეც შროშის მიდამოებთან შედარებით ვხელმძღვანელობდით.

1934 წ. ჩხერიმელის ხეობაში მუშაობის შედეგად მე მომიხდა ამ დებულების უარყოფა. როგორც ჩხერიმელის ხეობის პორფირიტული ფორმაციის დეტალურმა შესწავლამ¹ (1934 წ.), ისე მდ. ბჟინეურის აუზის შემოწმებითა და ზვერვამ (1936 წ.) საბოლოოდ დამარწმუნა, რომ ნამდვილად არავითარი დამოუკიდებელი — სტრატეგრაფიულად განსხვავებული და ბაიოსურზე უთანხმოდ განლაგებული — ვულკანური განფენები არ გვაქვს. ჩვენი პირველი შეხედულება არსებითად ფაციესური ცვლილებებისათვის არასაკმარის ანგარიშის გაწვევით იყო გამოწვეული. როგორც უკვე იყო აღნიშნული, შრეებრივი ფაციესი აქ სწრაფად მასივი ვულკანური ფორმაციით იცვლება; გარდა ამისა, სამხრეთით გავრცელებული ქანების ლითოლოგიის თავისებურებაში საკმაო წვლილი შეაქვს წიფის ინტრუზივს, რომლის პოსტბაიოსური ასაკი მხოლოდ შემდეგში იყო დადგენილი (იხ. ქვემოთ).

იმ ინტერესის გამო, რომელიც ამ საკითხს ენიჭება, შევვებით ფაქტიურ მდგომარეობას შედარებით დაწვრილებით.

სოფ. ბჟინევის მიდამოებში ლიასის საზღვართან ბაიოსი მასივი ტუფური ქანებით (ხშირად ტუფურ-ლაფური ბუნების) არის წარმოდგენილი, ამგვარი ქანი იწყება ჯერ კიდევ საქასრულის ხეობაში (აქ ტუფური ბუნება უფრო მკაფიოა); დასავლეთისკენ ის აშკარად ძლიერდება. ბჟინეურის ხეობის მარცხენა მხარეზე შრეებრივი ტუფოგენები (ტუფიტები) პირველად ეკლესიასთან გამოჩნდებიან. მდინარის კალაპოტში დიდ მანძილზე სულ მასივი, სხვადასხვაგვარი ტუფურ-ლაფური ქანები არიან განვითარებული. შრეებრივ ფაციესს მშვენივრად შეეხამება ადგილის მორფოლოგია: ხეობა აქ გაშლილია, ფერდობები მოვაკო. დასავლეთისკენ ხეობის მარჯვენა მხარეზე ეს ფაციესი მალე წყდება, აქ ფერდობს ამთავრებს მაღალი ქედი (წყალგამყოფი მდ. უხედურის და სხვ. წვრილი ღელეებისა ბჟინეურისაგან), რომელზედაც შრეებრივ ტუფოგენებს უკვე სრულიად ვეღარ ვხვდებით. თვით მასივ ქანებშიაც შესამჩნევი ხდება ბუნების ცვლა პორიზონტული მიმართულებით; საქასრია-ბჟინეურის წყალგამყოფი ამ ნაწილში შედარებით დაბალია და უფრო რბილი ფერდობებით (შედარებით სუსტი ტუფური ქანების გავლენა) ხასიათდება, ვიდრე მარჯვენა მხარე. ამგვარად, ადგილის მორფოლოგია მშვენივრად გამოხატულებას იძლევა ქანების ლითოლოგიური ბუნების შეცვლისას, — ადგილს ორი მხრიდან მაღალი მთებით შემორკალული ტაფობის სახე აქვს მიღებული.

სამხრეთით ფაციესური ცვლილებების კარგ სურათს იძლევიან მდ. შავიწყალი და განსაკუთრებით „მიჭირვა“ (მდ. ბჟინეურის მარჯვენა ტოპები). ამ უკანასკნელის კალაპოტში, შე-

¹ დაწვრილებით ამის შესახებ მოხსენებული იყო გეოლოგიური ინსტრუქციის საჯარო სხდომაზე 1935 წ. თებერვალში. მითითებულია აგრეთვე 1936 წ. დაწვრილ წინასწარ ანგარიშში (90).

სართავიდან აღმა, ჯერ¹ ტიპიური თელშრეებრივი ტუფიტების დასტა არის წარმოდგენილი (ტუფიტიკის და ტუფიტიკის შრეებით), რომელიც რამდენიმე ასეულ მეტრზე გრძელდება, შემდეგ კი—ორი ტოტის შეერთების მახლობლად—დაიწყება ტუფური, მწვანე, მიკროატაქსიტური მასივი ქანი (ხეობაც აქ შედარებით ვიწროვდება); 150 მ. შემდეგ კანი ბუნებით აგლომერატულ მასივ ტუფს წარმოადგენს, გრძელდება 100—150 მ-ზე, ხევიტყენ (ხევალმა) ის ხასიათს რამდენადმე იკვლის. ამის შემდეგ ხეობა მალე ისევ გაიშლება; რბილი ტუფოგენების არსებობის გეომორფოლოგიურ ნიშნებს ზენაჩენებიც ადასტურებენ: ქანები წარმოდგენილი არიან შედარებით სუსტი, აქა-აქ შრეებრივი აგებულების ტუფიტებით. ტუფებით და მიკროტუფბრეჭიებით. მათ პორფირიტული ჰაბიტუსის ქანები შეცვლიან, შემდეგ კვლავ ტუფოგენები განმეორდებიან, მხოლოდ უფრო მცირე გავრცელების და მათთან მთლიანად მასივი აგებულების, და ა. შ. ბოლოს ხევის ხედა ნაწილში მთლიანად მკვრივი პორფირიტული ქანები ბატონდებიან.

ჯგოლის ღელეში (ბენიეურის პირველი აღმოსავლეთი ტოტი) კიდევ ასეთი მღვრმარეობაა: ლიასის გაშიშვლებამდე სულ შრეებრივი ტუფოგენი ქანები გვაქვს, დაქანებულნი W, SW პატარა კუთხით. ლიასის ზენაჩენებში დაქანება თანდათან იზრდება და სულ ქვედა შრეები უკვე თითქმის ყირაზე დგანან. ლიასის რუხი ქვიშაქვების ქვეშ ხევში შიშვლდება ბრეჭიული ვულკანოგენი ქანი, რომელიც ხევით ხევალმა დიდ მანძილზე გრძელდება. ქანი ძლიერ დამსხვრეულია; ჩანს, რომ ეს გარემოება ტექტონიკური ზეგავლენის შედეგია, — სწორედ აქ გადის წყვეტის და თავისებური შეცოცების ხაზი, დადგენილი ჩვენ მიერ 1929 წ. (14). ამ ღელეში ტიპიური პორფირიტი არც კი გვაქვს, მთელ მანძილზე ბრეჭიული ქანი არის წარმოდგენილი (შეცოცების ხაზი დაახლოებით ღელას გასწვრივ მიიმართება). ხევის სათავემდე 250—350 მეტრის დაშორებით შიშვლდება ინტრუზიული ქანი, დასაწყისში მუქი, ძალიან წვრილმარცვლიანი (გაბრო-დიორიტული ტიპის), შემდეგ კი — თანდათან მომატებული მარცვლიანობის და უფრო ღია ფერის.

ეს ქანა წარმოადგენს წიფის ინტრუზივის სოლურ აპოფიზს. ხევით, ბენიეურა-უხედურის წყალგაყოფისაკენ, ის თანდათან ფართოვდება, თვით თხემზე სივანე აღწევს 400 მეტრს. ნეონიტრუზივის სოლი პორფირიტულ წყებას აქ ორად ჰყოფს.

აღსანიშნავია, რომ აპოფიზის გვერდებზე პორფირიტული წყების ლითოლოგიური ხასიათი მართლაც განსხვავებული ჩანს: ჩრდილო ნაწილში² დაშლილი, აშკარად ტუფური (ხშირად მიკრობრეჭიული) ქანები არიან გაბატონებული, სამხრეთით კიდევ — შედარებით სალი, მკვრივი, ატაქსიტური ჰაბიტუსის ლავები გვაქვს, ნეონიტრუზივთან კონტაქტში მკაფიოდ გარაგვიკებულნი. ცხადია, ეს ფაქტი არ შეიძლება საკმარისად ჩავთვალოთ, სამხრეთით წარმოდგენილი ლავური პროდუქტების, ჩრდილოეთით განვითარებულ პორფირიტულთან, უთანხმოების დასადგენად: ლითოლოგიური განსხვავებები ნეონიტრუზივის სამხრეთ და ჩრდილო კონტაქტურ ზოლში, თუნდაც რომ ამ უკანასკნელ ნაწილში რაგავიკები მართლაც არ აღმოჩნდნენ, მარტივად აიხსნება შემდეგი მოსაზრებებით:

1. ლიასური წითელი კირქვის ტექტონიკური ზოლის გამორიცხვით.

2. სამართლიანობა მოითხოვს აღინიშნოს, რომ კარგი ზენაჩენები ქედზე იშვიათია, მასთან გამოსავლები ერთმანეთისაგან დიდი მანძილით არიან დაშორებული.

ა) პორფირიტული წყების ფაციესის ცვლა ყველა მიმართულებით, უთუოდ, ზუსტად თანაბრად არ ხდებოდა, რაც, რა თქმა უნდა, სავსებით ბუნებრივ მოვლენად უნდა ჩაითვალოს.

ბ) ნეონტროზივის კონტაქტური ზეგავლენა შეიძლება ყველგან ერთნაირად ინტენსიური არ იყო, რის შედეგად სამხრეთით, ჩრდილო ნაწილისაგან საკმაოდ განსხვავებული, შედარებით მკვერივი ქანები წარმოიშვნენ.

გ) კარგად ხსნის აღნიშნულ ფაქტს, სხვა მოსაზრებებს რომ თავი გავანებოთ, ტექტონიკური პირობები: სწორედ ჩრდილო კონტაქტის ზოლში გაივლის ზემოხსენებული რღვევა, რომლის გასწვრივ მასივის სამხრეთ ნაწილს ამოუწვევია და შეცოცებულია ჩრდილო ნაწილის ფორმაციებზე, მათ შორის ბენევის სინკლინის სამხრეთი კალთის პორფირიტულზე. ამ დროს სრულიად ბუნებრივად შეიძლება მომხდარიყო წყების ქვედა ნაწილის, შედარებით სხვაგვარი ბუნებრივ ქანებით (რავავიკებთან ერთად), დაძირვა; ეროზიას ამ მიდამოებში ისინი ჯერ არ გაუშეშვლენია.

1936 წ. მუშაობის პროცესში დასახელებული ტექტონიკური რღვევის ახალი დამადასტურებელი ფაქტები მივიღეთ (ტექტონიკური ბრეჩია და ლიასის წითელი კირქვების და ქვიშაქვების დაწყვეტილი ლინზები პორფირიტულში მიქირვას ფერდობებზე, უხედურის ხეობაში, და სხვ.).

ამგვარად, „უთანხმოება“ ბენეურის ზემო ნაწილის ვულკანოგენი ქანებისა ჩრდილო ნაწილის შრეებრივ ტუფოგენ ჯგუფთან მოჩვენებითია, — მოვლენა, როგორც ირკვევა, წყების ლითოლოგიური ბუნების სწრაფი შეცვლით და ტექტონიკური პირობებით აიხსნება.

ჩხერიმელის ხეობაშიც კრილების დეტალური შესწავლით სავსებით ნათლად მტკიცდება წყების გეოლოგიური მთლიანობა, ტყემთის ჩრდილო ფერდობებიდან მოყოლებული სამხრეთით ცარცის საზღვრამდე.

პეტროგრაფიული შესწავლიდან და გეოლოგიური ანალიზიდან უდავოდ ჩანს, რომ მთელ ამ მანძილზე წყება აშკარად ერთ მთლიან, მასივ ვულკანოგენ ფორმაციას წარმოადგენს, რომლის შედგენილობაში მთავარ როლს საკმაოდ ძლიერ სახეცვლილი პორფირიტები და, ხშირად გაურკვეველი ბუნების, შუალედი ტუფურ-ლაფური ჰაბიტუსის ქანები თამაშობენ. შედარებით ნაკლები გავრცელებით სარგებლობენ ტუფები და მიკროტუფბრეჩიები. ტუფოგენი ქვიშაქვები და პელიტური ნალექები ძალიან იშვიათად გვხვდებიან. ქანების განაწილებაში რაიმე კანონზომიერების შემჩნევა ძნელია, მით უფრო, რომ შრეებრივობის უქონლობა შეუძლებელს ხდის ქანების განლაგების ელემენტებზე და ტექტონიკურ მოვლენებზე მსჯელობას. ყოველად შეუძლებელი ჩანს ჩხერიმელის მარჯვენა შენაკადების ზემო ნაწილში განვითარებული ქანების ცალკე, განსხვავებული ასაკის ვულკანოგენ ერთეულად გამოყოფა და თქმა, რომ ის რაიმე უთანხმო ურთიერთობაში არის დანარჩენ ნაწილთან. ამგვარი გამოყოფის არავითარ საფუძველს არ იძლევიან არც სავსე დაკვირვებები და არც ქანების შედარებითი პეტროგრაფიული შესწავლა.

ამგვარად, როგორც ამ თავის დასაწყისში იყო აღნიშნული, ტყემთის პორფირიტული ფორმაცია შუაიურული ვულკანოგენი სერიის ერთ-ერთ უბანს

წარმოადგენს თავისებური ფაციესით, რომლის ინდივიდუალიზება, ნაწილობრივ თავდაპირველადი პალეოგეოგრაფიული პირობებით, ნაწილობრივ კიდევ შემდგომი ინტრუზიული პროცესის ზეგავლენით აიხსნება.

ჩვენი რაიონის აღმოსავლეთი და ჩრდ-აღმ. პერიფერიების პორფირიტული ფორმაციების ბაიოსური ასაკი მტკიცდება ლიასთან ურთიერთობით და აგრეთვე ფაუნის ხასიათით (იხ. ზემოთ).

მდ. ჩხერიმელის და ძირულის მასივური წყების ასაკი უშუალოდ არ ირკვევა; სტრატეგრაფიული მნიშვნელობის ორგანული ნაშთები ამ წყებაში არ მოიპოვება, თუ არ მივიღებთ მხედველობაში გ. ზაჩიძის მითითებას მის მიერ ბელემნიტის¹ პოვნაზე გოლათუბნის-ღელეში (37), მაგრამ, ცხადია, ეს საკითხს სრულიად არ სწყვეტს.

ბეინევის მდამოებში, სოფლის სამხრეთ ნაწილში, ჯგოლის ღელისაკენ მიმავალ გზაზე 1936 წ. ვნახეთ შრეებრივ ტუფიტებში ამონიტის ცუდად დაცული კალაპოტი, რომლის მხოლოდ გვარის განსაზღვრა მოხერხდა. ი. კახაძის განსაზღვრით ის აღმოჩნდა *Stropheoceras*-ი. ცხადია, არც ეს ნამარხი არკვევს ნამდვილ სურათს, მაგრამ ზემოთ მიღებული დასკვნის შემდეგ ასაკის საკითხი მაინც გარკვეულად წყდება.

დასავლეთით ძირულა-შროშის, ხოლო აღმოსავლეთით ჩონთო-ლოპანის პორფირიტული წყებები, როგორც ცნობილია, უდავოდ ბაიოსურს ეკუთვნიან (14, 46, 89,). ამაზე აქ ზრ შევჩერდები. მათ შუა მოქცეული ჩხერიმელის პორფირიტული ფორმაცია, როგორც ვხედავთ, ეროი მხრივ მთლიან გეოლოგიურ ერთეულს წარმოადგენს და მეორე მხრივ ის აშკარად მათი პორიზონტული გაგრძელებაა. ცხადია, ასაკის საკითხიც ლოგიკურად იჭრება: ჩვენი რაიონის პორფირიტული წყებაც ბაიოსურ ფორმაციას წარმოადგენს².

ზემოაღწერილი ფაციესური ცვლილებები სტრატეგრაფიული მხრივ რაიმე კანონზომიერებას არ ექვემდებარებიან. ხარაგოლის მდამოებში (ლაფრანა-ვანისწყლის კრილი) მასივი ფორმაცია ქვევით არის მოქცეული, შრეებრივი ტუფოგენები ზევით იწყებიან. ბეინეურის აუზში უკანასკნელი ნაწილობრივ ქვევით არის მოქცეული (ჯგოლის-ღელე), ნაწილობრივ კიდევ—ზევით (სინკლინის ჩრდილო ფრთაში). აქ, როგორც ზემოთ დავინახეთ, მასივი ფორმაცია თვალცხადივ აგრძელებს პორიზონტული მიმართულებით შრეებრივს. ძირულის ხეობის მარჯვენა მხარეზე (ს. ციციური და ლაშე) წყება შრეებრივი ტუფოგენებით უნდა იწყებოდეს. ჩორჩან ს რაიონშიაც, კრისტალური მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, ქვედა პორიზონტები შრეებრივით არიან წარმოადგენი-

1. ბელემნიტის სახე განსაზღვრული არ არის.

2. თუ როგორია საკუთრივ ბაიოსურის სტრატეგრაფია, სათანადო მასალის უქონლობის გამო, უშუალოდ არ ირკვევა. მოსალოდნელია, რომ შროშის ანალოგიურად, როგორც ი. კახაძე ფიქრობს (51) ქვედა ბაიოსი ძირულის მასივის მთელ სამხრეთ ზოლში ხარვეზით ხასიათდებოდეს. ფორმაციის ქვედა ნაწილის ზოგიერთი დამახასიათებელი ნიშნები, ურთიერთობა ლიასთან და სხვ. აზრს მართლაც აქეთკენ ხრიან.

ლი, რომელსაც ზევით თანდათანობით მასივური კომპლექსი შეცვლის; სამხრეთ პერიფერიაზე კიდევ—შრეებრივი არ ჩანს,—წყება პირდაპირ მასივი (ტუფ-პორფირიტები, ატაქსიტები და სხვ.) ქანებით იწყება. ასე რომ, მხოლოდ რომელიმე გარკვეულ ჰორიზონტში ლოკალიზაცია, მასივურ ფაციესს, შეიძლება ითქვას, რომ არ ემჩნევა.

წყების ახლო შესწავლა ამტკიცებს, რომ ლავის ამონთხევა წყალქვეშ ხდებოდა. ასე რომ მასივი ქანების გავრცელების უბნებიც ზღვით ყოფილა დაფარული, მხოლოდ, უთუოდ შედარებით თხელით. ეფუზიურ მოქმედებათა წინ აქ, როგორც ჩანს, სედიმენტაციის ნაცვლად მასალის გადარეცხვა წარმოებდა.

სავულისხმოა ის ფაქტი, რომ მასივ წყებაში, რომელიც ყველაზე ტიპურად მოლითის რაიონში არის წარმოდგენილი (ტყემთის პორფირიტული ფორმაცია), სულ ქვედა ჰორიზონტის გამოკლებით, კრისტალური მასივის გადარეცხვის მასალა (კლასტური კვარცი, არკოზი და სხ.) მართალია, აქა-იქ გვხვდება, მაგრამ მაინც საკმაოდ იშვიათად და მცირე რაოდენობით. ეს გარემოება იმაზე მიგვითითებს, რომ ზღვიური თუ ვულკანური ეროზიით ბაიოსური აუზის ფსკერზე მასივის მხოლოდ მცირე უბნები თუ შიშვლდებოდნენ.

ის ფაქტი, რომ ტყემთის პორფირიტული ფორმაცია სრული თანდათანობით გადადის—მასივი ავლომერატული ბრექჩიებისა და ტუფების მეშვეობით—ტიპურ პელიტურ და სხ. ტუფოგენებში, შიგადაშიგ განფენების მონაწილეობით, უთუოდ იმის მაჩვენებელია, რომ ამოფრქვევითა ცენტრი სწორედ ტყემთის მიდამოებში უნდა ვეძებოთ.

საერთოდ, მასივი ვულკანური ბრექჩიების და ლავების გაბატონებული გავრცელების უბნები შრეებრივ ვულკანოგენ სერიაში მეტწილად ალბათ ამონთხევითა კერებს თანხვდებიან. ასე რომ ამგვარი უბნების ფაციესური თავისებურება ყოველთვის აუზის ფსკერის ადგილობრივი ამოწვევების მაჩვენებელი არ შეიძლება იყოს. ერთ და იმავე პირობებში, ცხადია, დიდი განსხვავებები შეიძლება მივიღოთ ამოფრქვევის უბანში და მის გარშემო გავრცელებულ ლითოლოგიურ ფაციესებს შორის. განსხვავებათა მასშტაბი და სიმკვეთრე, აგრეთვე გავრცელების ხასიათი, დამოკიდებული იქნება ვულკანური ცენტრების სიდიდებზე, მათ განლაგებაზე, ეფუზიური პროცესის ინტენსივობაზე და სხ. ადგილობრივ პირობებზე.

ამ თვალსაზრისის თანახმად ჩვენს რაიონში ბაიოსური დროის ვულკანური მოქმედების კერებს, როგორც ჩანს, ხაზებრივი გავრცელება ჰქონიათ,—უთუოდ ნაპრალების გასწვრივი. ამოფრქვევითა ერთი ზოლი, იწყებოდა რა ტყემთის მიდამოებში, შემდეგ გრძელდებოდა მასივის სამხრეთი პერიფერიის გასწვრივ აღმოსავლეთისაკენ. რა თქმა უნდა, სავსებით შესაძლებელია, რომ მთავარ ხაზს გარდიგარდმო ტოტებიც ჰქონებოდა, მაგრამ ეს საერთო სურათს მაინც არ შეცვლის. მეორე ხაზი უნდა იყოს დაახლოებით მდ. ძირულის ხეობის გასწვრივი. მოსალოდნელია, რომ ტყემთასა და ნიკორაგულს შუა ეს ორი ხაზი ერთმანეთს უერთდებოდა გარდიგარდმო ნაპრალებით. ასეა თუ ისე, ტყემთა-ნიკორაგუ-

ლის რაიონი და ძირულის ხეობის შუა ნაწილი გარკვეულად წყალქვეშა ვულკანურ ამონთხევათა კერებს შეიცავდნენ.

ქრილების დეტალური დაზვერვისა და სათანადო მასალის მიკროსკოპიული შესწავლის საფუძველზე ჩხერიმელა-ძირულის ხეობების პორფირიტული ფორმაციის ქანების დაჯგუფების ცდა, მიუხედავად პოსტვულკანური პროცესებით ფორმაციის პეტროგრაფიული ბუნების დიდი გართულებისა, ასე თუ ისე მაინც გარკვეულ სურათს იძლევა¹.

დაჯგუფების საფუძველად პლაგიოკლაზის და ფერადი კომპონენტის ბუნებას ვიღებთ. პირველი ნიშნის მიხედვით წყების შემადგენელი ტიპური პორფირიტები და მათთან დაკავშირებული სხვადასხვა ვულკანოგენი ქანები ორ ძირითად ჯგუფად შეიძლება გავყოთ: 1) ქანები პირველადი ფუძე პლაგიოკლაზით და 2) ქანები ალბიტოზებულ პლაგიოკლაზით. ამგვარი დაყოფა რამდენადმე სტრატეგრაფიულ პრინციპსაც ეთანხმება. ეს გარემოება მას კიდევ უფრო მიზანშეწონილად ხდის.

ფერადი შემადგენლის მიხედვით თითოეულ ჯგუფში გამოირჩევა შემდეგი ტიპები: ავიტიანი, ავიტ-რქატყუარიანი; რქატყუარიანი, გაურკვეველ ბისილიკატიანი (მარტო ქლორიტიანი) და უბისილიკატო (პლაგიოკლაზიანი). თავის მხრივ სტრუქტურულ-ტექსტურული და ზოგიერთი სხვა დამახასიათებელი ნიშნის მიხედვით მათში კიდევ ქვეტიპები შეიძლება გამოვყოთ: დიამაზური პორფირიტები, მანდელშტაინური პორფირიტები, ბრეჭიული ლავები, ტუფ-ლავები და სხვა.

ფერადი კომპონენტის მიხედვით გამოყოფილი ტიპები გენეტურად ერთი პეტროლოგიური ტიპის ვარიაციებს წარმოადგენენ. მათი ურთიერთობა გარკვეულად ფაციესური ხასიათისა არის. აქეთკენ მიგვითითებს, როგორც ქანების მიკროსკოპიული შესწავლა, ისე ტერიტორიული გავრცელება და გეოლოგიური პირობები. შეიძლება ლაპარაკი მხოლოდ იმა თუ იმ ტიპის თუ ქვეტიპის მიტნაკლებ გავრცელებაზე, სტრატეგრაფიულ-გენეტური განცალკევების და გარკვეული ზონური ლოკალიზაციის კი არავითარი საბუთი არ გვაქვს. ხშირად ერთი და იგივე მასივი ზენაჩენის ერთი ნაწილი ერთ სახესხვაობას გვაძლევს, მეორე კიდევ—სხვას. ხშირ შემთხვევაში სხვადასხვაობას პოსტვულკანური პროცესების ინტენსივობაც განსაზღვრავს.

საკმაოდ დიდი გავრცელებით სარგებლობენ სხვადასხვა ბრეჭიული ლავები. მათი ნაწილი წარმოშობილია ამონთხევის დროს წინა ეფუზივის ქერქის დაწყებით და მასალის შეტაცებით, ნაწილი კიდევ—დაკრისტალების პროცესში პირობების შეცვლის შედეგად მიღებულ სტრუქტურულ-კონსტიტუციურ ატაქსიტებს უნდა წარმოადგენდეს.

¹ ჩხერიმელისა და ძირულის ხეობის შუა ნაწილის (მოლით-ხუნევის რ-ნის) პორფირიტული ფორმაცია ჩვენი დეტალური კვლევის საგანს შეადგენდა, როგორც ველზე 1934—1936 წლ., ისე შემდეგ—მასალის დამუშავების დროს. მუშაობის შედეგების აქ მოკვანა შრომის მოცულობას ძალიან გაზარდდა. განზრახულია უახლოეს ხანში მათი ცალკე გამოქვეყნება. ამის გამო აქ მხოლოდ სრულიად ზოგადი შენიშვნებით გვამყოფილდებით.

ზოგჯერ ქანის ბუნება იმგვარია, რომ შეუძლებელია გაირკვეს—ქანი პორფირიტია თუ ტუფი; ის თითქმის ერთნაირად ატარებს ორივეს დამახასიათებელ ნიშნებს (ტუფ-ლავეები).

პორფირიტებთან დაკავშირებულ ტუფებში შეიძლება გავარჩიოთ კრისტალური, აგლომერატული, ბრეჩიული და პელიტური სახეობანი. შრეებრივი ფაციესის განვითარებისას რელიეფური ხდება როლი სხვადასხვა შრეებრივი ტუფოგენების: ტუფქვიშაქვების, პელიტურის და სხ.

წყების გარკვეულად გამკვეთი, ეპიგენეტური ქანებიდან აღსანიშნავია ალბიტოფირები, რქატყუარიანი პორფირიტები და დიამაზური ტიპის ქანები. ცალკე ჯგუფად უნდა გამოვყოთ აგრეთვე კვარციანი პორფირიტები, რომელნიც ბაიოსური ვულკანიზმის ბოლო სტადიას უნდა უკავშირდებოდნენ.

შესწავლილი ადგილების პორფირიტული წყება საქართველოს სხვა რაიონების ექვივალენტური ფორმაციის მსგავსად ინტენსიურად არის შეცვლილი. შეცვლა ძირითადად გამოიხატება: ალბიტიზაციაში, ქლორიტიზაციაში, სილიციფიკაციაში, ეპიდოტიზაციაში, კარბონატიზაციაში, ნაწილობრივ კიდევ—პირიტიზაციაში და პელიტიზაციაში. ეს პროცესები მეტწილად პოსტვულკანურ ავტომეტამორფულ მოვლენათა კატეგორიას მიეკუთვნებიან. გარკვეულ უბნებში საგრძნობია ჰიდრომეტამორფიზმის გამოხატულებაც.

გამოყოფილი ორი ძირითადი ჯგუფის სტრატეგრაფიულ-გენეტური ურთიერთობის შესახებ შემდეგი უნდა აღინიშნოს: ქანები ალბიტიზებული პლაგიოკლაზით პირველი ჯგუფის ქანების ალბიტიზაციის შედეგს წარმოადგენენ. ეს კრილების დეტალურმა შესწავლამ გვიჩვენა. მასთან აღმოჩნდა, რომ ალბიტიზაციის პროცესი არსებითად წყების ქვედა ნაწილთან არის დაკავშირებული, ე. ი. ის გარკვეულ სტრატეგრაფიულ ჰორიზონტში უნდა იყოს ლოკალიზებული. ამ ქანების ალბიტიზაციის ხასიათი არავითარ ექვს არ სტოვებს ალბიტის მეორად (უკვე ჩამოყალიბებული ფუძე პლაგიოკლაზის დენორტიტიზაციის გზით) წარმოშობაში. ამას ამტკიცებს დასახელებული ქანების პლაგიოკლაზის მიკროსკოპიული მორფოლოგია, მეორადი მინერალების, რაგვარობა, მათი რაოდენობრივი როლი და სხვა ნიშნები.

ამგვარად, ჩვენს რაიონში ბაიოსის თითქმის მთელ მანძილზე ეფუზიური მოქმედების მკვებავი კერა დაახლოებით ერთნაირი ბუნებისა ყოფილა, — ამოფრქვევები არსებითად თითქმის ერთი და იგივე ტიპებით ხასიათდებოდა. ავტომეტამორფიზმი კი (პირველ რიგში პლაგიოკლაზის დაშლა) პირველ ხანებში და შემდეგში რამდენადმე სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობდა.

ფაქტს რეგიონული მოვლენის უფლებას ჯერ ვერ მივცემთ. ბაიოსის ქვედა ჰორიზონტი, მეზობელ რაიონებშიც კი, მუდამ ალბიტიზებული პორფირიტებით და მათი წარმოებულებით შეიძლება არ იყოს წარმოდგენილი.

ბაიოსური ვულკანოგენი წყების შემდეგ ცარცულამდე ჩვენს რაიონში, ისე როგორც ძირულის მასივის სხვა პერიფერიებზე, არავითარი ზღვიური ან კონტინენტური ფორმაციის ნაშთი არ გვხვდება.

გენეტურად ბაიოსური ვულკანიზმის მაგმურ კერას უნდა უკავშირდებოდეს ინტრუზიული პროცესი, რომელმაც ბაიოსურის მიწურულში თუ მის შემდეგ მოზრდილი გრანიტული სხეული მოგვცა. ეს უკანასკნელი ქვემოთ წიფის ნეოინტრუზივის სახელით გვაქვს აღწერილი. უწოდებენ მას ხევის ნეოინტრუზივსაც (37).

II. ნეონიტრუზივი

თითქმის ყველა, ვინც კი მასივის ცოტად თუ ბევრად საგრძნობ ნაწილს გაცნობია და მიღებული მასალის საფუძველზე საერთო გეოლოგიურ საკითხებს შეხებია, იმ დასკვნამდე მისულა, რომ მასივის დასრულებულ გეოლოგიურ სხეულად ჩამოყალიბება მთლიანად ძველი—მეზოზოურისწინა დროის საქმეა.

უკანასკნელი წლების კვლევა მოითხოვს გარკვეული კორექტივის შეტანას ამ დებულებაში: აღმოჩნდა, რომ ძირულის და ჩხერიმელის ხეობათა ზემო ნაწილში საგრძნობი გავრცელებით სარგებლობენ იურული გრანიტოიდული ქანები, რომელთაც წინათ მათი რუხი ფერის გამო ზოგნი თითქმის უძველესი ინტრუზივის წარმომადგენლად სთვლიდნენ.

ამ ქანების ახლოს გაცნობა მოგვიხდა 1934—35 წლებში, ძირულის მასივის სამხრეთი ნაწილის შესწავლასთან დაკავშირებით.

ძირულის მასივში ნეონიტრუზივის არსებობის შესახებ პირველი ცნობები 1933 წელს ეკუთვნის საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის ერთ-ერთ საჯარო სხდომაზე ამ წელს პროფ. გ. სმირნოვმა გააკეთა საინტერესო მოხსენება სოფ. ფონის მიდამოების გრანიტის მიკროსკოპიული შესწავლის შედეგებზე (კვლევა ჩატარებული იყო გ. ზარიძის თანამშრომლობით); აღნიშნა, რომ ამ გრანიტს ახასიათებს კატაკლაზის ნიშნების არარსებობა და კალინობატის ანორიოკლასური ხასიათი და, რომ ამ ნიშნებით ეს ქანი ერთი მხრივ განსხვავდება ძირულის მასივის სხვა უბნების გრანიტებისაგან, და მეორე მხრივ კიდევ—ანალოგიურია ბელიანკინის მიერ ჩრდილო კავკასიაში აღწერილი მესამეული დროის ნეონიტრუზიების, ე. წ. „კავკაზიტები“-სო¹.

1934 წელს ჩვენ მიერ ჩატარებულ იქნა ფონის გრანიტის დეტალური გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული შესწავლა,—გაირკვა ურთიერთობა წიფის კვარციან დიორიტთან და მეზობელ დანალექ წყებებთან, გავრცელება და სხვა. ამ საკითხებზე მუშაობაში მონაწილეობას იღებდა გ. ზარიძე იმ დროს საქ. მეცნ. აკადემიის ყოფ. საქართველოს ფილიალის ასპირანტი (ექსპედიციაში თანამშრომლობდნენ გეოლოგები—იმ დროს სტუდენტები—ნ. სხირტლაძე და ვ. ჩიკოიძე). შედეგად მიღებულ იქნა საინტერესო დასკვნები: აღმოჩნდა, რომ ფონის გრანიტი და წიფის კვარციანი დიორიტი ერთი და იგივე ინტრუზივის ფაციესებია (ამ ინტრუზივის ჩვენ „წიფის ნეონიტრუზივი“ ვუწოდეთ); ეს ინტრუზივი გარკვეულად პორფირიტულ წყებზე ანალოგიურადაა, ხოლო ცარცზე ადრინდელი; ინტრუზივის საკმაოდ ფართო გავრცელება აქვს—ის წყალგამყოფ ქედის ჩრდილოეთითაც შორს უნდა გრძელდებოდეს და სხვა. ამ შედეგების შესახებ ვრცლად იყო მოხსენებული საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის სჯარო სხდომაზე 1934—35 წლის ზამთარში.

შემდეგ წელს (1935 წ.) ჩვენმა ექსპედიციამ დაამთავრა ნეონიტრუზივის გეოლოგიური პარობების შესწავლა და შემოკონტრუბა. პარალელურად გ. ზარიძემ ჩაატარა ნეონიტრუზივის დეტალური დაზვერვა საქანდადატო დისერტაციის თემასთან დაკავშირებით. ნეონიტრუზივის მცირე ნაწილი—ჯერ სოფ. ფონასთან (1934 წ.) და შემდეგ (1935 წ.) მდ რიკოთულის მარჯვენა მხარეზე შეისწავლა აგრეთვე პეტროგრაფმა თ. ყახახაშვილმა პროფ. გ. სმირნოვის ხელმძღვანელობით (71,72)².

1. Г. Смирнов и Г. Заридзе. Неонитрузия сел Псна,—ხელნაწერი მინერალურ-რიკოთულის ინსტიტუტის არქივში. შემდეგში (1936 წ.) გამოქვეყნდა დასახელებული ავტორების მოკლე ცნობა (6³) ამ ცნობაში გამოყენებულია 1934—35 წ. მუშაობის შედეგად მიღებული მასალები.

2. 1936 წ. გაზაფხულზე ჩვენ შემთხვევა გვექონდა გაგვეკითება სპეციალური მოხსენება ძირულის მასივის ნეონიტრუზიების შესახებ თბ. სახ. უნივერსიტის სამეცნიერო სესიაზე. მოხსენება გადაცემული იყო გამოსაქვეყნებლად, მაგრამ სწავლასავე მიზნების გამო გამოქვეყნება არ მოხერხდა.

წიფის ინტრუზივი მდებარეობს ქართლ-იმერეთის საზღვართან, მდ. ჩხერიმელის და ძირულის ხეობებს შუა. ადგილი მთავორიანია. ინტრუზივის ფართობის ცენტრული ნაწილი მდ. ჩხერიმელისა და ძირულის წყალგამყოფ ქედს ჰქმნის.

აღსანიშნავია ნეოინტრუზივის ადგილობრივი ხასიათის გავლენა რაიონის მორფოლოგიაზე (იხ. შესავალი): ის შედარებით ჩადაბლებულ, რბილფერდობებიან გაშლილ უბნებს იძლევა.

წიფის ნეოინტრუზივს, როგორც ეს კარგად ჩანს რუკაზე, თითქმის ყოველი მხრიდან გარსეკვრის პორფირიტული წყება. მხოლოდ ერთ მხარეს— ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში ეხება ის მასივის ძველ კრისტალურ კომპლექსს. სამხრეთ აღმოსავლეთ ნაწილში მცირე მანძილზე პორფირიტული ქანების ზოლი ძლიერ შევიწროებულია მასზე ტრანსგრესიულად განლაგებული ნეოკამის მიერ; აქ ნეოინტრუზივს თითქმის უშუალოდ ეხებიან ქვედა ცარცის შრეები. ეს მოვლენა ნაწილობრივ შეიძლება ტექტონიკური პროცესების შედეგიც იყოს.

წიფის ნეოინტრუზივი ტექტონიკურად ტყემთა-ნიკორავულის პორსტულ ამოწვევასთან არის დაკავშირებული (იხ. ქვემოთ). მისი შემოჭრა უთუოდ ამ ამოწვევის განმსაზღვრელი ოროგენული მოძრაობით არის გამოწვეული.

ნეოინტრუზივის დეტალურ პეტროგრაფიულ აღწერას არ გამოვუდგები; საამისოდ საჭირო მასალის დაწვრილებითი შესწავლა არც ჩამიტარებია, მხოლოდ ტიპური წარმომადგენლების რამდენიმე შლიფი მაქვს შესწავლილი. საერთო დახასიათების დროს ვსარგებლობ აგრეთვე მის შესახებ არსებული ლიტერატურული მასალებით (37, 71)¹.

ნეოინტრუზივის ქანების მთავარი შემადგენელი მინერალებია: კვარცი, კალიშპატი, პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, რქატყუარა. მეორე რიგის შემადგენლები: აპატიტი, ცირკონი, სფენი (ხანდახან), და მადნის მინერალი. სტრუქტურა—ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი; ქანები წვრილ-და ზომიერად საშუალომარცვლოვანი აგებულების არიან.

კვარცი ჩვეულებრივი ალოტრიომორფული მარცვლების სახითაა, სითხეებისა და გაზების ჩანართებით. კატაკლაზი ან სრულებით არ ემჩნევა, ან კიდეც—სუსტად; ხანდახან (იშვიათად) ჩანს დამსხვრევაც და ნაპირების დაკბილვა. იძლევა ზოგჯერ კალიშპატთან მიკროპეგმატიტურ შენაზრდებს (განსაკუთრებით ხშირად ჩრდილო ნაწილში—გრანიტულ ფაციესში). რაოდენობა, ფაციესის-და მიხედვით, იცვლება 8—10%-დან 26%-მდე.

კალიშპატი ზოგჯერ უფრო დაშლილია ვიდრე პლაგიოკლაზი (წიფის მიდამოები), ზოგჯერ კიდეც—შედარებით სალი (ხევისჯვარი); დაშლის პროდუქტი უმთავრესად პელიტური ნივთიერებაა. მიკროკლინური ბადე არც ერთ ნიმუშში არ ემჩნევა. ზოგჯერ ჩანს მიკროპეგმატიტური შენაზრდები კვარცთან.

¹ უფრო ვრცლად ნეოინტრუზივის პეტროგრაფიის გაცნობა შეიძლება გ. ხარიძის შრომაში (37)

ხშირია ალბიტის პერტიტული ჩანაზრდები (სამხრეთ ნაწილში ეს სურათი შედარებით იშვიათია). ხშირად გარსერტყმის პლაგიოკლაზის მარცვლებს. კუთხე ოპტიკურ ღერძებს შორის 45° — 75° -ს ფარგლებში მერყეობს, უფრო ხშირად 50° — 60° . ამის მიხედვით კალიშპატი გარკვეულად ანორთოკლაზური ბუნებისა არის, რაც ძალიან დამახასიათებელია ამ ინტრუზივისთვის, როგორც შედარებით ახალგაზრდა სხეულისთვის.

პლაგიოკლაზი იდიომორფული, ხშირად მკაფიოდ ზონალური მარცვლების სახით, საკმაოდ დაშლილია; დაშლის პროდუქტები: ეპიდოტ-ციონიტიური მასა, პელიტური ნივთიერება და სერიციტი. ახასიათებს მკაფიო პოლისინთეზური და მარტივი მრჩობლები—ჩვეულებრივ ალბიტური და მანებახური კანონებით, შედარებით ნაკლებად კარლსბადის და პერიკლინური კანონით.

პლაგიოკლაზის ნომერი 20—25-დან (გრანიტულ ფაციესში) 50—60-დე (კვარციან დიორიტში და დიორიტებში).

ბიოტიტი ფირფიტებრივი აგრეგატების სახით არის, ძლიერი პლეოქროიზმით—მურა მუქი ყავისფერიდან მოყვითალო ღია მოყავისფრომდე. შეიცავს ჩანართების სახით ცირკონს და აპატიტს. ხშირად ბიოტიტში ეპიდოტის და ქლორიტის გამონაყოფები ჩანს.

ამფიბოლი მწვანე ფერის ჩვეულებრივი რქატყუარის სახით არის. ზოგჯერ ის შლიფში არ ჩანს სრულიად. ემჩნევა ხშირად გაქლორიტება.

რაოდენობით ქანში ბიოტიტი გაცილებით სჭარბობს რქატყუარას.

ზოგჯერ (წიფის მიდამოები, კვარციანდიორიტული ფაციესი) ნეონტრუზივის ქანში შესამჩნევია მონოკლინური პიროქსენიცი.

აპატიტი ჩვეულებრივ ჩანართებად არის ფერად კომპონენტში, ზოგჯერ მინდვრის შპატშიაც.

ცირკონი შედარებით მცირე რაოდენობით, ჩართულია მეტწილად ბიოტიტის მარცვლებში.

არის ზოგჯერ სფენი მისთვის დამახასიათებელი ძლიერ მიაღლი რელიეფით, ინტერფერენციული ფერებით და სხვა თვისებებით.

მადნის მინერალი ქანში მუდამაა, საშუალოდ დაახლოებით 0,5—1%-დე იქნება.

მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია: ეპიდოტი, ქლორიტი, ეპიდოტ-ციონიტიური მასა, პელიტური ნივთიერება და სერიციტი.

შემადგენელი მინერალების რაოდენობრივი ცვალებადობის შესახებ შეიძლება ითქვას, რომ შედარებით მცირეა კვარცის და პლაგიოკლაზის რაოდენობის მერყეობა, უფრო დიდია (ფაციესებისა და მიხედვით) კალიშპატის და ფერადი კომპონენტების მერყეობის ფარგლები.

წიფის ნეონტრუზივის ქანების შედარება ძირულის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდულ ქანებთან გვიჩვენებს, რომ ისინი ზოგიერთი დამახასიათებელი ნიშნების ერთობლიობით, მკაფიოდ განირჩევიან ამ უკანასკნელთაგან. ეს ნიშნები შემდეგია: 1) კატაკლაზის ან სულ არარსებობა ან ძალიან სუსტი ხასიათი; 2) კალიშპატის ანორთოკლაზური ბუნება; 3) პლაგიოკლაზის ზონური

ხასიათი; 4) ამფიბოლის უფრო ხშირი მონაწილეობა ქანის შედგენილობაში და 5) სისალე, თანაბარმარცვლიანობა და დაფიქლებების ნიშნების არარსებობა.

ქანების ქიმიური შედგენილობის საილუსტრაციოდ მომყავს 5 ნიმუშის ქიმიური ანალიზი შედეგების მაგმურ ფორმულაში გამოსახვით (ცხრ. 15)¹.

ნეოინტრუზივი პეტროგრაფიულად ერთფეროვან სხეულს არ წარმოადგენს. ეს ანალიზებიდანაც საკმაოდ კარგად ჩანს. მასში შემდეგი ფაციესები შეიძლება გამოიყოს: გრანიტული, გრანოდიორიტული, კვარციანდიორიტული და დიორიტული.

ზემომოყვანილი მიკროსკოპიული დახასიათება თითქმის საერთოა ყველა ამ ტიპებისათვის. განსხვავებას მათ შორის უმთავრესად შემადგენელი მინერალების სხვადასხვა რაოდენობრივი შეფარდება განსაზღვრავს, ნაწილობრივ პლაგიოკლასის ფუძიანობის ხარისხიც. ასე მაგალითად, ხევისჯვრის გრანიტებში რკატყუარა ან სულ არ არის, ან ორი-სამი მარცვლის სახით მხოლოდ, წიფის კვარციან დიორიტში კი ის ხშირად 20%-ს აღემატება.

კატეგორიული ლაპარაკი რაიმე კანონზომიერებაზე ფაციესების გავრცელებაში ჯერხნობით შეუძლებელია. გ. ზარბიძის დებულება, რომ ინტრუზივის ბირთვი შედარებით მეკვება და პერიფერიებისაკენ ფუძიანობა იზრდება (97), ჩვენი დაკვირვებით არ მართლდება: ჩრდილო ნაწილში (ხევისჯვრის მიუდამოებში) ნეოინტრუზივი თითქმის მთელ პერიფერიულ ნაწილში გრანიტებით არის წარმოდგენილი. მართალია, პორფირიტებთან კონტაქტში პერიფერიული ზოლი ხშირად წერილმარცვლოვან მუქ დიორიტულ ქანს შეიცავს, მაგრამ ახლო შესწავლით ირკვევა, რომ ეს გარემოება მაგმის მიერ კონტაქტას ზოლში პორფირიტული წყების მასალის შეთვისებით არის გამოწვეული და არა თვით მაგმურ სხეულში მომხდარი დიფერენციაციით. ამგვარ ზოლს ჩვეულებრივ მკირე სივანე აქვს, დაახლოებით 10—20 მ; ზოგან ის კიდევ უფრო ვიწროა ან თითქმის სრულებით არ ჩანს, ზოგჯერ კიდევ შედარებით განვითარებულია, როგორც, მაგალითად, წიფა-ფონის გზატკეცილის გასწვრივ. ასეთ უბნებში ქანი მკაფიოდ ჰიბრიდული ბუნებისაა.

კონტაქტის ზოლში, ინტრუზივის პერიფერიული პირობების (რასაც მარცვლის სიდიდის შემცირება ახასიათებს) და მოსაზღვრე ქანების ასიმილაციის გამო, ზოგჯერ ნეოინტრუზივიდან პორფირიტულ წყებაში „თანდათან გადასვლის“ შთაბეჭდილება იქმნება: ძნელია საზღვრის ზუსტად გატარება, თუ სად თავდება ნეოინტრუზივის პერიფერიული ჰიბრიდულ-დიორიტული ნაწილი და სად იწყება პორფირიტული წყების, კონტაქტის ზეგავლენით გარაგავიკებული ქანები. ასეთი სურათია მაგალითად წიფა-ფონის მიდამოებში.

საკუთრივ მაგმურ სხეულში პატარა მასშტაბის დიფერენციაციის კარგ სურათს იძლევიან ზენაჩენები წიფის მიდამოებში, გზატკეცილის გასწვრივ.

პერიფერიულ ნაწილში სტრუქტურული ცვლილებებიც ჩანს; ქანი თანდათან წერილმარცვლიანი ხდება, მასთან ზოგჯერ პორფირულ ჰაბიტუსს ღებუ-

¹ ანალიზები შესრულებულია მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის მიერ. პირველი ოთხი ანალიზი შესრულებულია ჩვენი დავალებით, ხოლო მე-5 ამოღებულია (71)-დან.

ცხრილი 5

პანგები	ნიმუში № 167. წიგნ- ფონის გატაცებითი, მთავარი კარიერიდან		ნიმუში № 136. წიგნ- ფონის გატაც. პირველი- როტებთან კონტაქტში		ნიმუში № 145. წიგნ-ფონის გატაცებითი, წიგნ-დან 0,5 კილომ-ზე		ნიმუში № 175 წიგნ- ფონის მარჯვენა ტოტის სათავეებიდან		ხევისჯვარი. სათვე- ლელოდან	
	%	მგ/მ ³	%	მგ/მ ³	%	მგ/მ ³	%	მგ/მ ³	%	მგ/მ ³
სინესტი	0,45	—	0,63	—	0,51	—	0,45	—	0,32	—
SiO ₂	63,99	1,065	56,55	0,942	64,94	1,081	63,57	1,058	69,37	1,171
Al ₂ O ₃	16,69	0,164	20,63	0,202	15,27	0,150	17,96	0,176	16,55	0,164
Fe ₂ O ₃	4,69	0,029	4,91	0,031	4,22	0,026	3,58	0,022	2,23	0,014
FeO	2,11	0,031	2,52	0,037	2,45	0,035	1,84	0,027	2,24	0,031
CaO	4,49	0,080	5,45	0,084	4,40	0,078	4,54	0,070	2,06	0,034
MgO	3,27	0,081	3,71	0,092	2,60	0,064	2,32	0,057	1,58	0,040
MnO	0,11	—	0,14	—	0,10	—	0,13	—	0,06	—
S	0,38	—	0,36	—	0,29	—	0,34	—	0,26	—
TiO ₂	0,62	—	0,60	—	0,59	—	0,49	—	0,26	—
P ₂ O ₅	კვალი	—	კვალი	—	კვალი	—	კვალი	—	0,06	—
Na ₂ O	1,50	0,024	1,98	0,032	2,47	0,040	2,65	0,043	2,53	0,041
K ₂ O	1,17	0,015	0,98	0,012	1,10	0,014	1,89	0,024	2,42	0,026
ხუ. დაწ- კარგი	0,95	—	1,23	—	1,28	—	0,43	—	0,43	—
მაგური ფარბულა	100,42	—	100,69	—	100,21	—	100,20	—	100,37	—
R ₂ O : RO	1,2 ROR ₂ O ₃	5,52 SiO ₂	1,1 ROR ₂ O ₃	4,04 SiO ₂	1,31 ROR ₂ O ₃	6,14 SiO ₂	1,12 ROR ₂ O ₃	5,31 SiO ₂	0,97 ROR ₂ O ₃	6,58 SiO ₂
α	1 : 4,92	—	1 : 4,84	—	1 : 3,28	—	1 : 2,3	—	1 : 1,57	—
	2,63	—	1,97	—	2,85	—	2,5	—	3,32	—

ლობს. ეს უკანასკნელი მოვლენა კარგად არის გამოსახული გოლათუბნის-დელის ხეობაში. ამ მხრივ ერთგვარ გამონაკლისს ძირულის ხეობა წარმოადგენს, — აქ (ხევისჯვრისა და გრიგოლათის მიდამოებში) პორფირიტულ წყებას საკმაოდ მკვეთრად ესაზღვრება ნორმალური საშუალომარცვლოვანი გრანიტი. ეს მოვლენა შეიძლება ტექტონიკური პირობებითაც აიხსნებოდეს: ძირულის ხეობაში ნეოინტრუზივის და პორფირიტული წყების შეხება, ჩვენი დაკვირვებით, ტექტონიკური უნდა იყოს; მასივში შესხლეტვითი მოვლენების შედეგად ნეოინტრუზივი მალა არის აწეული; სხეულის ზედა, შედარებით მალა მოქცეული პერიფერიული ნაწილი შემდეგში დენუდაციურ პროცესებს გადაურეცხია; ასე რომ ძირულის ხეობა ამჟამად ინტრუზივის შედარებით ღრმა ნაწილებს უნდა აშიშვლებდეს. შეიძლება, რა თქმა უნდა, აღნიშნული ფაქტი, ნაწილობრივ მაინც, არა ტექტონიკური, არამედ მაგმის კრისტალიზაციის განსხვავებული ფიზიკურ-ქიმიური პირობების შედეგაც იყოს. საერთოდ უნდა ითქვას, რომ ძირულის ხეობაში ნეოინტრუზივი შედარებით მსხვილმარცვლიანი აგებულების გრანიტით არის წარმოდგენილი.

ნეოინტრუზივში, განსაკუთრებით სამხრეთ პერიფერიულ ნაწილში, ხშირია პატარა შლირული ხასიათის მუქი ჩანართები. მეტწილად ეს პორფირიტული წყების ქანების შეტაცებული და არამთლიანად ათვისებული ნატეხები, ე. ი. ქსენოლითები, უნდა იყოს.

ნეოინტრუზივის ჰკვეთს აპლიტ-მიკროგრანიტების, პეგმატიტების და მუქი პორფირიტული ქანის ძარღვების მთელი რიგი. ძარღვებს მეტწილად სივანეღური მიმართება ახასიათებთ.

აპლიტ-მიკროგრანიტები და პეგმატიტები გენეტურად უთუოდ ნეოინტრუზივთან არიან დაკავშირებული, — ისინი, როგორც საერთოდ ეს ცნობილია, ინტრუზიული მოქმედების უკანასკნელ ფაზისს გამოხატავენ. ძარღვების სიმძლავრე მცირეა — საშუალოდ 0,3—1 მეტრის ფარგლებში, იშვიათად თუ აღემატება 1 მეტრს. მიკროგრანიტის ძარღვები შედარებით სქელია. დამახასიათებელია ამ ქანებისათვის ვარდისფერი ელფერი, რითაც დედა-ქანის მორუხო მასაში მათი ძარღვები მკვეთრად გამოიყოფიან. პეტროგრაფიულად ისინი ხასიათდებიან შედარებით მეავე ბუნებით, წვრილ-და წმიდამარცვლოვანი აგებულებით, ანორთოკლაზური კალიშპატის ხშირი პერტიტული და მიკროპეგმატიტური შენაზრდებით, ალბიტის რიგის პლაგიოკლაზით და ფერადი კომპონენტის, დედა-ქანთან შედარებით, გაცილებით ნაკლები რაოდენობით. აღსანიშნავია ერთი გარემოება: აღწერილი ძარღვები ნეოინტრუზივის ჩრდილო ნაწილში უფრო მეტი გავრცელებით სარგებლობენ და მასთან შედარებით მეტი სისქისა არიან, ვიდრე სამხრეთში; კერძოდ, პეგმატიტური ძარღვი ამ უკანასკნელ ნაწილში სრულებით არ შეგვხვდებოდა. საერთოდ პეგმატიტებს ჩრდილო ნაწილშიაც კი გარკვეული ლოკალური გავრცელება ემჩნევათ, — ისინი უმთავრესად ს. ხევისჯვრის მიდამოებში არიან განვითარებული, სხვაგან ან სრულებით არ ჩანან. ან იშვიათად გვხვდებიან.

12. გეოლოგიის ინსტ. შრომები, ტ. IV (IX).

მელანოკრატიული ძარღვები შედარებით ნაკლები გავრცელებით და უფრო სქელი დაიკებით ხასიათდებიან (სისქე აღწევს ზოგჯერ 20—30 მეტრს). მათ გავრცელებაში რაიმე კანონზომიერება არ ჩანს. ძარღვები წარმოდგენილი არიან რქატყუარიანი პორფირიტებით და დიბაზებით¹. პირველისთვის (მაგალ., შლ. № 242/35) დამახასიათებელია: მარცვლოვანი ძირითადი მასა, შემდგარი პლაგიოკლაზის, რქატყუარის და მადნის მინერალის მიკრომარცვლებისაგან; ჩანაწინწყლები—1) ჩანართებით მდიდარი ფუძე პლაგიოკლაზის და 2) მწვანე ჩვეულებრივი რქატყუარის; აქცესორული—აპატიტი, ბიოტიტი და სხ. ვიტიტი, ქლორიტი და კარბონატის არარსებობით ეს პორფირიტები მკვეთრად განსხვავდებიან პორფირიტული წყების რქატყუარიანი პორფირიტებისაგან.

დასაწყისში ჩვენ უკვე აღვნიშნეთ, რომ წიფის ნეონტრუზივი იურული ასაკისაა. აქ შედარებით დაწვრილებით შეეჩერდებით ამ საკითხზე.

ურთიერთობა პორფირიტულ წყებასთან არავითარ ექვს არსტოვებს ნეონტრუზივის შედარებით სიხალგაზრდავენი. ამას ნათლად ამტკიცებს ერთი მხრივ ნეონტრუზივის კონტაქტური ზეგავლენა პორფირიტული წყების მოსაზღვრე ქანებზე—უმთავრესად გარაგავიკების სახით (იხ. ზემოთ), და, მეორე მხრივ—ნეონტრუზივის აპოფიზების შეჭრა მათში.

გარაგავიკება კონტაქტურ ზოლში მეტ-ნაკლები სიძლიერით თითქმის ყველგან ჩანს, სადაც კი ნეონტრუზივის ახლომოსაზღვრე ქანების შესაფერი ზენაჩენები მოიპოვებიან. საერთოდ კი კონტაქტი ორიოდ ადგილის გამოკლებით ცუდად არის გაშიშვლებული. ნეონტრუზივის უშუალო შეხება პორფირიტულ წყებასთან ჩანს ზენაჩენებში წიფასთან, ფონის-ღელეში (სოფლის ქვემოთ) და ტყემთის მწვერვალის ჩრდილო ფერდობზე. საპირველად ადგილზე კარგად ჩანს ერთი მხრივ ნეონტრუზივის თანდათან გაწვრილმარცვლიანება და გაშუქება, ხოლო მეორე მხრივ—პორფირიტული წყების მოსაზღვრე ქანის მკაფიო მარცვლიანობა და გარაგავიკება, მასთან გარაგავიკების ინტენსივობის თანდათანობით შესუსტება კონტაქტიდან მოშორებით. სხვა ადგილებშიაც გვაქვს ტიპური რაგავიკები, მიუხედავად იმისა, რომ უშუალო კონტაქტი არ არის კარგად გაშიშვლებული (ტყემთის მიდამოები, სურამ-ძირულის გზატკეცილი, მდ. რიკოთულის ნაპირები, მწვ. ნიკორაგულის ფერდობი და სხვა).

ნეონტრუზივის აპოფიზების მიერ პორფირიტული წყების გაკვეთა ძალიან კარგად ჩანს ფონის-ღელეში კონტაქტის მახლობლად და სურამ-ძირულის გზატკეცილზე. ფონის-ღელეში ხევის მარჯვენა მხარეზე მიკროგრანიტის რამდენიმე წვრილი ძარღვია შეჭრილი გარაგავიკებულ პორფირიტებში; ერთ მათგანს სისქე აქვს სულ 5 სანტ. (დაქანება 0-კენ, $< 50^{\circ}$ — 70°). მეორე გაშიშვლებულია პირველის დასავლეთით; სისქე 15—20 სმ აღწევს. მესამე წარმოდგენილია თვით ხევში მარცხენა ნაპირზე, უსწორმასწორო ფორმის ძარღვია—ზედა ნაწილში (ჰიპსომეტრიულად) ის განივრიი და დატო-

¹ გამკვეთი ქანების ვრცელი დახასიათება მოცემული აქვს გ. ხარაძეს (37).

ტვილი, ქვეით კი შედარებით ვიწროა. ცხადია, ამგვარი ძარღვების რიცხვი ამ უბანში უთუოდ ამ სამით არ ამოიწურება.

რიკოთის-წყლის ხეობაში, მდ. ძირულის და რიკოთულის შეერთების აღმოსავლეთით, პორფირიტულ წყებაში უკვე ტიპური რუხი ნეოგრანიტის სქელი ძარღვი გვაქვს, სისქით 10—15 მეტრამდე. ძარღვს დაქანება აქვს W-კენ 70° — 80° კუთხით. დაიკის ორსავე ზალბანდში გარაგავიკებული ქანია. თვით ძარღვის სხეულში ზალბანდებისკენ, განსაკუთრებით დასავლეთ ზალბანდისკენ, სტრუქტურული ცვლილებები ჩანს.

პორფირიტულ წყებას კონტაქტის მახლობლად ზოგჯერ ვარდისფერი აპლიტის წვრილი—რამდენიმე სანტიმეტრის სისქის ძარღვები ჰქვითს. გენეტურად ეს აპლიტიც, უთუოდ, ნეონტრუზივთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

უფრო ძნელი გასარკვევი ხდება ნეონტრუზივის ასაკის ზედა საზღვარი. ჩხერიმელის ხეობაში კარგად არის წარმოდგენილი ქვედა ცარცის ნალექები, მაგრამ მათი ურთიერთობა წიფის ნეონტრუზივთან არ არის თითქოს საესვებით ნათელი. მართალია, მცირე მანძილზე სოფ. ფონა-სარეკლას მიდამოებში გვაქვს ნეონტრუზივის უშუალო შეხება ქვედა ცარცთან, მაგრამ საკითხს ართულებს შეხების ტექტონიკური ხასიათი: სამხრეთისაკენ დაქანებული ცარცის შრეები შეცოცებული არიან მაგმური ქანებისგან შემდგარ უხეშ ფუძეზე (შრეებრივი ცოცვა).

მაინც საკმაოდ ძლიერი საბუთებია იმ დებულებას ნათელსაყოფად, რომ წიფის ნეონტრუზივი ცარცზე ადრინდელი უნდა იყოს.

ეს დებულება შემდეგ ფაქტებზე არის დამყარებული:

1. არსად მეზობლად ცარცის ნალექებში არც კონტაქტური ზეგავლენის და არც ჰიდროთერმული მოქმედების გამოჩნატველი მოვლენები არ არის შემჩნეული.

2. ნეონტრუზივის აპოფიზები და გენეტურად მასთან დაკავშირებული აპლიტები (შეიძლება კვარციანი პორფირიტებიც), რომელნიც პორფირიტულ წყებას საკმაოდ რაოდენობით ჰქვეითენ, არსად ცარცის ნალექებში არ იკრებიან. ერთ-ორ ადგილას (სოფ. გოლათუბანში და წიფაში) კვარციანი პორფირიტის დამუშავებული ნატეხები ჩანან ცარცის ფუძურ კვარციან ქვიშაქვაში, ეს ქანი კი გენეტურად წიფის ნეონტრუზივთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

3. სოფ. სარეკლაში (წყაროსთან) პატარა მანძილზე გაშიშვლებულია ქვედა ცარცის და ნეონტრუზივის თითქმის უშუალო შეხება. ცარცი იწყება მოყვითალო, წვრილკვარციანი ფხვიერი ქვიშაქვით; ზევით რამდენიმე შრის შემდეგ მას თანდათანობით მკვრივი კირქვა შეცვლის. ნეონტრუზივი კონტაქტში დაშლილია, —საკმაოდ გამოფიტული არის. არავითარი კონტაქტური ზეგავლენა ცარცის შრეებს არ ემჩნევა. ვფიქრობ, რომ შეხების ტექტონიკური ხასიათი, —შეცოცების (რაიონის აგებულების მიხედვით), უთუოდ საკმაოდ შეზღუდული განვითარების გამო, ვერ დაჩრდილავდა მეტამორფიზმის მოვლენებს კონტაქტური ზეგავლენისათვის ისეთ აქტიურ, ხელსაყრელ ქანში, როგორც არის კირქვა, მით უფრო, რომ გაცილებით ნაკლებ აქტიურ კომპლექ-

სში—პორფირიტულ ქანებში—კონტაქტური ზეგავლენა შეხების ხაზიდან საკმაო მოშორებითაც კი კარგად ჩანს.

ამგვარად, გამოდის, რომ წიფის ნეოინტრუზივი ერთი მხრივ ბაიოსურ პორფირიტულ წყებაზე ახალგაზრდაა, მეორე მხრივ კიდევ—ქვედა ნეოკომურზე უფრო ძველი. რადგან მაგმურ მოქმედებას ჩვეულებრივ ოროგენულ პროცესებს უკავშირებენ, საბუთი გვეძლევა დავასკვნათ, რომ წიფის ნეოინტრუზივის შემოჭრა დანაოჭების შუაიურულ ფაზისს უნდა უკავშირდებოდეს.

მჭიდრო ურთიერთობა ბაიოსურ პორფირიტულ წყებასთან და გენეტური კავშირი კვარციან პორფირიტებთან გვაფიქრებინებდა იმთავითვე ნეოინტრუზივის და ბაიოსური ვულკანიზმის ერთი კერით კვებას; ნეოინტრუზივის შემოჭრას ვთვლიდით ბაიოსური დროის მიწურულში ან შეიძლება ცოტა დაგვიანებით მომხდარ მოვლენად. ეს აზრი წამოყენებული იყო ჩვენ მიერ 1935 წ. მოხსენებაში, მაგრამ შემდეგ წელს (მოხსენება უნივ-ტის სამეცნ. სესიაზე 1936 წ.), ასაკის საკითხში ტრადიციულ, საეროოდ მიღებულ გზას მივმართეთ და ნეოინტრუზივის შემოჭრა ზედაიურულ (ანდურ) ფაზისს დავუკავშირეთ. ამ სახითვეა გაშუქებული ასაკი გ. ზარიძის შრომაშიაც (37)¹.

ამჟამად კვლავ უნდა დავუბრუნდეთ პირველ აზრს. აქეთკენ მიგვიბრუნებდა და მტკიცე საფუძველზე აყენებს მას აკად. ალ. ჯანელიძის მიერ წამოყენებული შეხედულება (27) ოროგენული ფაზისების და მათთან დაკავშირებული მაგმური პროცესების დიფერენციის შესახებ. ალ. ჯანელიძემ ნათლად დაასაბუთა, რომ ოროგენული მოძრაობა წინ უნდა უსწრებდეს რეგრესიას და თვით ამ უკანასკნელის დროსაც უნდა გრძელდებოდეს; არ არის სწორი ის შეხედულება, რომელიც ტრანსგრესიის წინ აუცილებლად დანაოჭების ფაზისს გულისხმობს. ამ დებულების თვალსაზრისით ფაქტიური მდგომარეობის ანალიზს იმ დასკვნამდე მივყევართ, რომ ძირულის მასივში შედარებით ძლიერ ოროგენულ მოძრაობას სწორედ ბაიოსის მიწურულში და ბათურში უნდა ჰქონებოდა ადგილი (შუაიურული ფაზისი), და არა ტიტონის წინ.

ამის მიხედვით კვარციან პორფირიტების გენეტური კავშირი წიფის ნეოინტრუზივთან და ამავე დროს მისი ბაიოსური ასაკი (მჭიდრო თანადროული მონაწილეობა ბაიოსურ კომპლექსში და კონტაქტური ზეგავლენის ნიშნები, გამოწვეული ნეოინტრუზივით), ისევე როგორც მჭიდრო ურთიერთობა ნეოინტრუზივსა და პორფირიტულ წყებას შორის, სრულიად მარტივ ბუნებრივ სურათს წარმოადგენს. ის გაცილებით ბუნებრივი ჩანს, ვიდრე ამ მოვლენის ახსნა უფრო გვიანი ანდური ინტრუზიით, მით უფრო, რომ ძირულის მასივში ზედაიურული ნალექები არ გვაქვს სრულებით; ცარცული ტრანსგრესიით კი ამ უკანასკნელი ფაქტის ახსნა ხომ ხელოვნური იქნება.

საქართველოში კალოვიურისწინა ოროგენული ფაზისი, როგორც უკანასკნელი გამოკვლევები ამტკიცებენ (ა. ჯანელიძე, ი. კახაძე), მნიშვნელო-

¹ ახლოხანად გამოკვეყნდა გ. ზარიძის წერილი: „საქართველოს შუაიურული მაგმური ციკლი“ (საქ. სსრ მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. V, № 2, 1944), რომელშიაც ავტორი ნეოინტრუზივის ასაკზე წინათ მიღებულ აზრს აგრეთვე უარყოფს, და მას ბათურს აკუთვნებს.

ვანი მოძრაობა ყოფილა. ტიტონურისწინა ფაზისის ინტენსივობა პრობლემატურიც კი ხდება. ასე რომ რეგიონული მიდგომაც უფრო ზემოაღნიშნული დასკვნის სასარგებლოდ ლაპარაკობს.

ამგვარად, ჩვენი სქემის მიხედვით ჩხერიმელა-ძირულის რ-ნში პორფირიტული წყების ზედა ნაწილი ნეოინტრუზივის მაგმური კერიდან მომდინარე ეფუზიური პროდუქტებით ხასიათდება. დაახლოებით პერიოდის ბოლოს აღვილი აქვს საგრძნობ ოროგენულ მოძრაობას, რომელსაც უთუოდ რეგრესია მოჰყვა. იურული ფორმაციები თავისებურ დანაოჭებას განიცდიან. ამ დროს ხდება ნეოინტრუზივის შემოჭრა ანტიკლინური გაღუნვის და მასთან ვულკანიზმის უთუოდ ყველაზე აქტიურ უბანში.

წიფის ნეოინტრუზივს გეგმაში დაახლოებით 50 კვ. კმ. უჭირავს. წოლის ფორმა არ ირკვევა. უფრო მოსალოდნელი არის მისი ლაკოლითური ხასიათი, — ფენებრივი შეჭრა ძველ კრისტალურ სუბსტრატსა და იურულ ფორმაციებს შუა. ბაიოსურის მასივი აგებულება ართულებს სურათს, მაგრამ საერთო პირობების მიხედვით ამგვარი განლაგება უფრო ბუნებრივი ჩანს.

ნეოინტრუზივებთან ამიერკავკასიაში ლითონების გარკვეული საბადოებია დაკავშირებული. წიფის ნეოინტრუზივიც მოსაზღვრე ქანებში იძლევა ერთგან (სოფ. გეთსამანიის მიდამოებში) სპილენძის სულფიდურ გამადნებას, მაგრამ ეს საბადო ჯერ შეუსწავლელია და პრაქტიკულ ინტერესს შეიცავს თუ არა, გაუარკვეველი რჩება. სხვაგან ჯერჯერობით არ არის შემჩნეული რაიმე გამადნება. პორფირიტულ წყებაში ნეოინტრუზივის გავლენით საკმაოდ განვითარებულია პირიტისა, მაგრამ პრაქტიკული მნიშვნელობის კონცენტრაციები არ არის ნაპოვნი.

ბოლო ხანებში ძირულის მასივის სხვა ადგილებშიაც არის შემჩნეული წიფის ნეოინტრუზივის ანალოგიური ქანები. ამ შემთხვევაში ქანების იურული ასაკი უშუალო ფაქტიური მასალით ვერ მტკიცდება, მაგრამ პეტროგრაფიული ბუნების ანალოგია საბუთს აძლევს მკვლევარებს დაასკვნან მათი ერთდროულობა. ერთი ასეთი საკმაო გავრცელების ნეოინტრუზიული სხეული გამოჰყვებს პროფ. გ. სმიტნოვმა, ნ. თათრიშვილმა და თ. ყაზახაშვილმა წიფის ნეოინტრუზივის ჩრდილო-აღმოსავლეთით — სოფ. ქალოვანის მიდამოებში (71). არ არის უარყოფილი ანალოგიური ინტრუზივების არსებობა სხვაგანაც.

III. ც ა რ ც ი ¹

ცარცი ჩხერიმელის ხეობაში, თუმცა რთულად დისლოცირებული, მაგრამ მაინც უწყვეტი ზოლის სახით აგრძელებს ლორეშა-ხარაგოულის ცარცულ ნალექებს, გადადის სურამის რაიონში და გრძელდება აღმოსავლეთითაც. სოფ. ცედნიდან მოყოლებული ზოლი წყდება მიოცენური ნალექების ძლიერი უთანხმოების გამო და მხოლოდ ხეობაში, ღრმა ეროზიის წყალობით, თუ შიშვლდება

¹ ცარცული და მესამეული ნალექები ჩვენი კვლევის საგანს არ შეადგენს. ამ ფორმაციებს შრომაში სისრულისათვის და ტექტონიკური აგებულების სიცხადისათვის ვეხებით მხოლოდ.

კუნძულებად სუსტად დანაოჭებული მიოცენის ქვეშ (ს-ბი: ბრილი, ალი, აბანო და ატოცის მიდამოები). რუკის ჩრდილო ნაწილში ცარცი ბერეთისა-მეჩხეთურის მიდამოებშია გაშიშვლებული. აქ ის ქიათურის ცარცული კირქვების გაგრძელებას წარმოადგენს.

ჩხერიმელის ხეობის და ზემო ქართლის ცარცის აღწერა და სტრატეგრაფია საქმაოდ ვრცლად მოგვცეს ჯერ კიდევ სიმონოვიჩმა და საროკინმა (76).

ახალი მკვლევარებიდან ჩხერიმელის ხეობის და სურამის რ-ნის დეტალური კვლევა ჩატარებული აქვს 1930—33 წლ. პ. გამყრელიძეს (15, 16, 17). პარალელურად 1931—32 წლ. ჩვენ გვიხდებოდა ქერათხევე-ლოპანისწყლის ცარცის დაზვერვა. სურამის რ-ნს 1932 წ. სწავლობდა აგრეთვე ნ. კანდელაკი. ყველა მომდევნო ლიტერატურულ წყაროებში, რომლებშიაც ამ რ-ნის ცარცზეც არის ლაპარაკი, ავტორები უმთავრესად ხსენებულ მკვლევართა მუშაობის შედეგებს, კერძოდ რუკას, ეყრდნობიან.

ჩრდილო ნაწილის ცარცული ფორმაცია შესწავლა 1938 წ. ივ. კახაძემ; გამოქვეყნებულიც აქვს ამის შესახებ წერილი (50).

ცარცული ნალექების პალეონტოლოგიურ და სტრატეგრაფიულ კვლევასთან დაკავშირებით ჩვენი რ-ნის ცარცის ფაუნის შესწავლა ჩატარებული აქვთ ი. რუხაძეს (64, 65), ა. ცაგარელს (84, 85), მ. ერისთავს (97), ქ. ნუცუბიძეს (59).

ა. ცაგარელი მაწინა მკვლევარების მიერ შეგროვილ გეოლოგიურ და პალეონტოლოგიურ მასალას საკუთარი დაკვირვებებიც დაურთო და ჩხერიმელის ხეობის ზედა ცარცის დეტალური კრილი მოგვცა.

დასავლეთ საქართველოს შუა და ზედა ცარცის სტრატეგრაფიის შემდგომ დაზუსტებასთან ერთად, ჩვენი რაიონის შესაფერი სართულების სტრატეგრაფიის შუქსჰ ფენნა. ცაგარლის (86) და მ. ერისთავის (98) ახლობანად გამოსული წერილები. აჭაური ცარცის დასავლეთ საქართველოს სხვა კუთხეებთან რეგიონულ დაკავშირებას ა. ჯანელიძის შრომები გვაძლევს (28—30).

ცარცის სრული კრილი მხოლოდ მასივის სამხრეთ პერიფერიაზეა წარმოდგენილი. აღმოსავლეთ ნაწილში სისრულეს შუა და ზედა ცარცის მიოცენური ნალექებით დაფარვა არღვევს, ხოლო ჩრდილოეთით—ზედა ცარცულის ტრანსგრესიულობა.

ცარცი ტრანსგრესიულია. ის ძლიერი უთანხმოებით ადევს თავზე იურულ ფორმაციებს ან კრისტალურ მასივს. იწყება კრილი კვარციანი, კონგლომერატული სახის კირქვიანი ქვიშაქვით ან ქვიშიანი კირქვით, რომელიც მალე მკვრივი, მეტნაკლებად ქვიშიანი, სქელშრებბრივი კირქვით შეიცვლება. კონგლომერატი ალაგ არ ჩანს, —პირველივე შრე კვარციან-არკოზულ კირქვიან ქვიშაქვას წარმოადგენს. აღსანიშნავია ამ ჰორიზონტში დოლომიტების და დოლომიტიანი კირქვების არსებობა (ლოპანისწყლის ხეობა).

მკვრივ კირქვას ზევით ურგონული ფაციესის კირქვები მოჰყვებიან. ნამარხებს შორის უმთავრესად Requieniae-ბი (კერძოდ Requienia Ammonia) გვხვდება. როგორც საყოველთაოდ კარგა ხანია უკვე ცნობილია, ეს კირქვები ფაუნის მიხედვით ბარემულ სართულს მიეკუთვნებიან.

ბარემულის ქვეშ მდებარე შრეებში ზოგიერთ უბანში (აღის მიდამოები) ფაუნაც მოიპოვება; წარმოდგენილი არიან უმთავრესად ბრაქიოპოდები და გასტროპოდები (კერძოდ, გვარი *Nerinea*), იშვიათად ზღარბები ან სხვა ნამარხები.

ძირულის მასივის ჩრდილოეთით, როგორც ცნობილია, ქვედა ცარცის სიმძლავრე დიდ სიღრმეს აღწევს, კერძოდ, ბარემულის ქვეშა კვარციანი ქვიშაქვების და ქვიშიანი კირქვების წყების სისქე 100 მეტრს აღემატება. უმთავრესად სტრატეგრაფიული მოსაზრებით—ამ წყებაში ვალანჟინურს და ჰოტრივულს გულისხმობენ (28).

ჩვენც 1928—30 წ. ძირულის მასივის ბარემულის ქვეშა თხელ (რამდენიმე მეტრიან) წყებას ანალოგიურ ასაკს ვაკუთვნებდით (14), მაგრამ ამჟამად საჭირო იქნება ამ აზრში შესწორების შეტანა.

ოკრიბის სამხრეთ პერიფერიაზე (მასივისკენ) ქვედა ცარცს ემჩნევა სწრაფი გათხელება (28). ჩხარის რაიონში ეს ძალიან კარგად ჩანს. მაგალითად, სოფ. სკანდეს მახლობლად ქედზე კარგად წარმოდგენილ ჭრილში ურგონულის ქვეშა შრეების სიმძლავრე (კონგლომერატულის ჩათვლით) 20—25 მეტრს არ სცილდება. თხელია ურგონიცი, თუმცა ეს, ნაწილობრივ მაინც, ზედა ცარცის ტრანსგრესიულობასაც შეიძლება მიეწეროს. კიდევ უფრო თხელია ქვედა ცარცი იქვე მახლობლად, მდ. ძუსის ხეობაში (88).

მასივის სამხ.-აღმ. პერიფერიაზე ჩხერიმელის ხეობაში, ჭერათხევში და ლოპანის-წყალზე ქვედა ცარცის სიმძლავრე ათეული მეტრობით იზომება. მასთან აღსანიშნავია, რომ ლოპანის-წყლის ხეობაში და აღმოსავლეთით—ატოცის-წყლის პირად, ე. ი. მასივიდან თანდათან დაშორებით, მას რამდენადღე გასქელება ემჩნევა.

გაცილებით თხელია ქვედა ცარცი ძირულის ხეობაში, უბისა-საქასრიას ზოლში. მისი სიმძლავრე ერთეული მეტრებით განისაზღვრება.

ამგვარად, ძირულის მასივისაკენ ქვედა ცარცი ყოველი მხრიდან სწრაფად თხელდება, რაც მასივის პერიფერიების მკვლევარების მიერ არა ერთხელ აღნიშნულა (ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე, გ ა მ ყ რ ე ლ ი ძ ე, ჩ ი ხ ე ლ ი ძ ე, კ ა ხ ა ძ ე). მასივის ჩრდილო ნაწილში მისი ოდესმე არსებობა ეჭვის ქვეშაც კი დგება. საკუთრივ ურგონის სიმძლავრის ცვლა მთელი წყების პროპორციულად ხდება.

აღნიშნული ფაქტიური მდგომარეობა გარკვეულად მიგვითითებს მასივში (მის პერიფერიებთან შედარებით) სედიმენტაციის განსხვავებულ პირობებზე, კერძოდ, ზღვის სითხელზე. მეორე მხრივ—ის მასივში ტრანსგრესიის დაგვიანებით განვითარებას გვაფიქრებინებს. როგორც ჩანს, ძირულის მასივი ბარემულის წინ ან თითქმის: ხმელეთს წარმოადგენდა, რომელსაც ზღვა ყოველი მხრიდან თანდათან ავიწროებდა, ან კიდევ აუზის ამალღებულ, თხელი წყლით დაფარულ ნაწილს, რომელზედაც უთუოდ აბრაზიული მოქმედება უფრო სწარმოებდა, ვიდრე მასალის დაღეჟვა.

ურგონულ კარქებს სრული თანხმობით შეცვლის *Exogyra latissima*-თი მდიდარი შრე, რომელსაც შემდეგ ფაუნით ძალიან მდიდარი აპტური მერგე-

ლოვანი კირქვები და მერგელები მოჰყვებიან. *Exogyra*-იანი შრე უკანასკნელი გამოკვლევებით აპტს უნდა მიეკუთვნოს (97).

ლითოლოგიურად აპტი ურგონისაგან შრეების მერგელოვანი და შედარებით თხელშრეებრივი ბუნებით განსხვავდება. ფაუნის ხასიათი წყების შედარებით ღრმა ზღვიურ წარმოშობაზე მიგვითითებს, თუმცა ფაციესი აქაც ნერიტული რჩება. ნალექები ყველგან საკმაოდ ერთფეროვანია.

აპტური ფაუნა მასივის პერიფერიებზე და მეზობელ რაიონებში კარგად არის შესწავლილი (ა. ჯანელიძე, ი. რუხაძე, მ. ერისთავი)¹.

სიმძლავრე რამდენიმე ათეულ მეტრს აღწევს. ზოგიერთ უბანში მას ემჩნევა შემცირება, რაც მომდევნო წყების თავისებური ურთიერთობით აიხსნება.

აპტური მერგელები ზევით თანხმობით და თანდათანობით გლაუკონიტიანი შრეებით შეიცვლებიან, წყება შედგება მორუხო-მომწვანო მერგელებისა, მერგელოვანი თიხებისა და ქვიშაქვებისაგან. დამახასიათებელია მათთვის გლაუკონიტის მეტ-ნაკლები მუდმივი მონაწილეობა. შრეების ბუნება და სიმძლავრე ცვალებადობს. ხშირად თავს იჩენენ სანაპირო ფაციესის მკაფიო ელემენტები. ფაუნით ცარცის ეს ნაწილიც მდიდარი ჩანს.

გლაუკონიტიანი წყება ალბურს მიეკუთვნება. სართულის ზუსტი საზღვრები, თავისებური რთული პირობების გამო, ბოლო დრომდე არ არის ყველგან საესებით ნათლად გარკვეული, თუმცა ბოლო წლების დეტალურმა სტრატიგრაფიულმა კვლევებმა (ა. ჯანელიძე, პ. გამყრელიძე, მ. ერისთავი და სხ.) დიდი სიცხადე შეიტანეს ამ საქმეშიაც.

გლაუკონიტიანი წყება, როგორც ცნობილია, ვულკანოგენი ქანების მონაწილეობით ხასიათდება. ლორეშა-ამაშოკეთის მიდამოებში ვულკანოგენი ქანები თითქმის აპტურს ეხებიან. ეს უკანასკნელი აქ ზოგჯერ თითქოს გათხელებულიც კი ჩანს. პორიზონტი ქვედა ვულკანოგენის სახელს ატარებს. აღსანიშნავია, რომ პ. გამყრელიძის დაკვირვებით მოლითის მიდამოების ვულკანოგენი ელემენტები აპტის სულ ზედა შრეებში ჩანან.

მოლითის რაიონის შუა ცარცში პ. გამყრელიძემ მეორე ვულკანოგენი წყებაც გამოპოო. ეს უკანასკნელი უკვე ალბს მაღლა ექცევა. ასე რომ

¹ ნამარხების აქ ჩამოთვლა არ იქნებოდა მიზანშეწონილი. დასაბუთებულ ავტორთა შრომებში მათი დეტალურად გაცნობა შეიძლება. მაგრამ მაინც მოვიყვან კერათხევეში და ლოპანის-წყალზე ჩემ მიერ შეგროვილი ფაუნის განსაზღვრის შედეგს. შესაძლებელია მან რაიმე დახმარება გაუწიოს ჩვენი კუთხის ცარცის მკვლევართ. ნამარხებში ი. რუხაძის განსაზღვრით აღმოჩნდა:

1. *Puzosia Matheroni* d'Orb.
2. *Latidorsella akuschense* Ant.
3. *Uhligella sub-Zurcheri* Renng.
4. *Tetragonites Duvali* d'Orb.
5. *Acanthohoples* cfr. *subpeltocernoides* Sing.
6. *Acanthohoplites sub-Tobleri* Sinz.
7. *Acanthohoplites* sp. ind. div.
8. *Argvethites* (*Heteroceras*) sp.
9. *Colchidites* sp. ind.
10. *Hibolites* cfr. *longus* Schw.

ჩხერიმელის ხეობაში ვულკანოგენ წყებას ორ სხვადასხვა პორიზონტში ვხვდებით. პ. გამყრელიძემ ამ წყებებს, ბ. მეფერთის მიერ ქუთაისის მიდამოებში გამოყოფილი მთავრის წყების ანალოგიურად, ქვედა და ზედა მთავარი უწოდა (15,17), თუმცა, როგორც ირკვევა, სტრატиграფიული და ნაწილობრივ ლითოლოგიური მხრივაც ჩხერიმელის ვულკანოგენების და მეფერთის მთავარის გაიგივება შეუძლებელია.

ზედა ვულკანოგენი სადგურ მოლითთან იწყება. აღსანიშნავია, რომ ქვედა ვულკანოგენი აქ უკვე თითქმის გამოსოლილი ჩანს,—სრულიად უმნიშვნელოდ არის წარმოდგენილი.

მოლითის აღმოსავლეთით წყება დიდ სიმძლავრეს აღწევს; მდ. ზვარულის გასწვრივ (ჩხერიმელის მარცხენა შენაკადი) მისი სისქე 500—600 მეტრით იზომება, მაგრამ მალე წიფისკენ თანდათან მცირდება და სადგურის ცოტა ზემოთ თითქმის სრულიად ისოლება. ზენაჩენში ამ ადგილას ძალიან კარგად ჩანს წყების ხლართულ-შრეებრივი, სოლივით გამოჩრა გლაუკონტიან კირქვა-ქვიშიან შრეებში.

პორიზონტული მამართულებით ვულკანოგენი წყებების სწრაფი ცვლა და გადასვლები ნორმალურ ლითოკლასტურ ნალექებში გარკვეულად მათ ადგილობრივ ფაციესურ ხასიათზე მიგვითითებენ.

გლაუკონტიანი წყება ქვედა ვულკანოგენის ჩათვლით ერთ მთლიან სტრატиграფიულ ერთეულს წარმოადგენს და გარკვეულად ალბური ასაკისაა.

ზედა ვულკანოგენი წყება სენომანურს მიეკუთვნება. წყებაში მოქცეულ ე. წ. ზოლებიან ქვიშაქვებში ა. ცაგარლის მიხედვით სენომანური ინოცერამები არიან წარმოდგენილი (85).

ალბური წყების სიმძლავრის და ფაციესის ცვალებადობა (განსაკუთრებით ქვედა შრეების),—ალაგ სრული ვადარეცხვა, ალაგ კი საკმაოდ რელიეფური განვითარება,—იმდროინდელი პირობების თავისებურებით აიხსნება.

როგორც აკად. ა. ჯანელიძემ დასავლეთ საქართველოს დიდი მასალის შედარებითი შესწავლის ნიადაგზე დაასკვნა, ალბური საქართველობ ბელტზე (რომლის ერთ-ერთ, ამჟამად ამომზეურებულ ნაწილს ძირულის მასივი წარმოადგენს) საერთოდ რეგრესიით ხასიათდება,—უთუოდ ავსტრიულ ოროგენულ ფაზისთან დაკავშირებით. ზღვა თხელდება, იწყება მასთან ვულკანური აქტივობა, ამას თან სდევს ზღვიური და ვულკანური ეროზია. წინა ნალექები ირეცხება. ვულკანური პროდუქტები აპტურზე ალაგ უთანხმოდ ლაგდებიან, ალაგ კიდევ—იქ, სადაც აუზის სიღრმე თითქმის არ დარღვეულა, ან სანაპირო ზოლში შეიძლება პირიქით სედიმენტაციის პირობები ზოგან კიდევ გაძლიერდა,—ნალექების დაგროვება არ წყდება, ასე რომ აპტს ალბური თანხმობით აგრძელებს. ვულკანური მოქმედება, როგორც ჩანს, ცარცის დიდ მანძილზე გრძელდებოდა, მხოლოდ ინტენსივობა, როგორც ტერიტორიული გავრცელების, ისე დროის მხრივ, უთუოდ ლოკალურ ხასიათს ატარებდა. ამის შედეგად ვულკანოგენი ფაციესი—ერთი მხრივ პორიზონტული მიმართულებით საგრძნობ არამუდმივობას და ლითოკლასტურ ნალექებში სწრაფ გადასვლას იჩენს და, მეორე მხრივ—სულ სხვადასხვა სტრატиграფიულ დონეზე ხვდება (ჩხერიმელის ხეობაში: ქვედა ალბური და სენომანურიში).

ზედა ვულკანოგენი წყება ყველაზე რელიეფურად, როგორც ვთქვით, მოლითის მიდამოებში არის წარმოდგენილი. ხასიათდება ის მასივი ტუფბრეჭიებით; ჩვეულებრივ გლაუკონიტიანი ქვიშა-თიხიანი ტუფური მასალა აკავშირებს ეფუზიური ქანის სხვადასხვა ზომის ლოდებს, ზოგჯერ საკმაოდ დიდი ზომისას. არ არის უარყოფილი ზოგან განფენის ნაფლეთების მონაწილეობაც. ამ ქანების ბუნება ნაწილობრივ შესწავლილია (გ. ს მი რ ნო ვ ი, გ. ძო წ ე ნ ი-ძე); ისინი პორფირიტ-ანდეზიტების ჯგუფს მიეკუთვნებიან.

ჩხერიმელის ხეობის სრულ კრილში ალბურს სენომანური მოჰყვება. მისი არსებობა აქ ფაუნით მტკიცდება (პ. გ ა მ ყ რ ე ლ ი ძ ე, ა. ც ა გ ა რ ე ლ ი). ფაციესურად სენომანური საერთოდ ალბურს ენათესავება. მისთვისაც ქანში გლაუკონიტის მონაწილეობა არის დამახასიათებელი, თუშცა შედარებით სუსტად; წარმოდგენილია, მეტნაკლებად ქვიშიან-გლაუკონიტიანი, შრეებრივი კირქვებით. საერთო სიმძლავრით 50—100 მეტრამდე. წყებას ფუძეში ალავ კვარციან მიკროკონგლომერატული სანაპირო შრე უძევს (სალანძილე, ხარაგოული), რომელსაც ზევით თანდათანობით შედარებით ღრმა ზონის ნალექები შეცვლიან. მოლი-სა და წიფას შუა, როგორც ვთქვით, სენომანურში მძლავროვულკანოგენი წყება არის განვითარებული, რის გამო მთლიანი სიმძლავრე აქ 600 მეტრს აღემატება.

სენომანურის ფაციესური ბუნება და ურთიერთობა ქვეშმდებარე წყებებთან გარკვეულად მის ტრანსგრესიულობაზე მიგვითითებს, ასე რომ ალბურის რეგრესიული ზღვა სენომანურში კვლავ ფართოვდება და გაშიშვლებული კუნძულები ისევ წყლით იფარება.

ეს შეეხება ძირულის მასივის სამხრეთ ნაწილს. როგორც იყო მდგომარეობა ჩრდილოეთით, ამის შესახებ გადაჭრით გარკვეულის თქმა შეუძლებელია. მასივის ამ ნაწილში სენომანური ნალექები, ისე როგორც უფრო ძველი ცარცული წყებები, არ გვხვდებიან, — კრისტალურ მასივზე უშუალოდ განლაგებულია ზედა ცარცული კირქვების ტრანსგრესიული წყება.

სენომანური ალბურის მსგავსად ცვალებადი ჩანს. ხანდევის კრილი—ქანის ბუნებით და წყების სიმძლავრით — განსხვავდება, მაგალითად, ზვარულის კრილისაგან: ამ უკანასკნელში წყება, ვულკანოგენა რომ თავი გავანებოთ, თხელ-შრეებრივი და ალავ შედარებით თიხიანი ჩანს.

გლაუკონიტიან კირქვებს ჩხერიმელის ხეობაში თანხმობით თხელშრეებრივი, სუსტად მერგელოვანი კირქვები მოჰყვებიან, დასაწყისში ვარდისფერი შეფერვის და მასთან კაფის კონკრეციებიანი. წყება საკმაოდ ერთფეროვანია. ფაუნა უმთავრესად ინოცერამებით და ბელემნიტებით არის წარმოდგენილი.

სტრატეგრაფიულად ეს კირქვები ზედა ცარცს მიეკუთვნებიან. ლიტერატურაში წყება ცნობილია ტურონ-სენონის კირქვების სახელით. ფაუნით დასტურდება ტურონული, კონიაკური, სანტონური და კამპანური საართულების არსებობა (ა. ც ა გ ა რ ე ლ ი: 85, 87) ეროზიისაგან დაცული სულ ზედა ნაწილი მაასტრიხტულს და დანიურსაც შეიძლება შეიცავდნენ.

მდ. ძირულის ჩრდილოეთით ზედა ცარცი ტრანსგრესიულია, თავზე იდევს უშუალოდ კრისტალურ მასივს. ლითოლოგიურადაც ჩანს განსხვავება მა-

სივის სამხრეთი პერიფერიის ეკვივალენტური წყებისაგან. ერთგვაროვანი სქელ-
შრეებრივი ან მასივი კირქვებით არის წარმოდგენილი, რომელნიც უშუა-
ლოდ ებმიან ყვირილის ხეობის ზედაცარცულ მასივ კირქვებს. ბოლო წლების
კვლევა ამტკიცებს, რომ ამ უკანასკნელთა ქვედა ნაწილი ზედა ტურონულს მი-
ეკუთვნება (ი. კახაძე). ასე რომ ტრანსგრესია ტურონულ დროში მიმდინა-
რობდა.

მეჩხეთურ-ბერეთისის მიდამოებში ცარცის სულ პირველ შრეებს ი. კა-
ხაძე სენონს მიაკუთვნებს (კამპანური ფაუნა).

ცხადად ჩანს მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ტრანსგრესიის თანდათან
დაგვიანებითი განვითარება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ.

სამხრეთ პერიფერიაზე, როგორც დაგინახეთ, სურათი სხვაგვარია: ტრა-
ნსგრესია სენომანურს უკავშირდება, ტურონული აქ თანხმობით აგრძელებს
ამ უკანასკნელს.

მეტად საგულისხმოა ის გარემოება, რომ მასივის ამ ნაწილში სამხრეთი-
საკენ, თუმცა სწრაფად, მაგრამ მაინც თანდათანობით, ბაქნურ ფორმაციაში
თრიალეთ-აჭარის გეოსინკლინის (ანტიკავკასის) ელემენტები ძლიერდებიან:
წყება სქელდება და მასთან შრეები თავისი ბუნებით. ამ ზოლის ნალექების
თითქმის სრული ანალოგი ხდებიან (თხელშრეებრივი, ძლიერ წმინდამარცვლ-
ვანი მორუხო და მოყვითალო, მერგელოვანი, ლითოგრაფიული ქვის. მსგავსი
კირქვები). ძალიან კარგად ჩანს ეს სურათი მდ. ზვარულის ხეობაში, მინერა-
ლური წყლის უბანში.

როგორც აკად. ა. ჯანელიძე ასკვნის (30), შუა ცარციდან მასივის
ჩრდილო და სამხრეთი ნაწილები გათვისებული არიან. პირველი საქართველოს
ბელტის ეპიკონტინენტური ზღვის სამხრეთ სანაპირო ზოლს ჰქმნიდა—ამ მი-
მართულებით ტრანსგრესიის თანდათანო განვითარებით, ხოლო სამხრეთი პე-
რიფერია აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინურ აუზს უკავშირდებოდა.

რა თქმა უნდა, ტურონის შემდეგ,—თუ ტურონშივე არა, ორივე აუზი
ბელტის ამ ნაწილზეც გაერთიანებულია, მაგრამ ეს გარემოება, ბუნებრივია,
ფაციესების ხასიათს ვერ სცვლის,—გეოლოგიური განვითარება ისტორიული
პირობებით განსაზღვრულ გზას არ სცილდება.

თუ როგორი პირობები ყოფილა ზედაცარცულ დროში მასივის აღმოსა-
ვლეთ პერიფერიაზე, ამის შესახებ, სამწუხაროდ, არაფერი არ ირკვევა, რადგან
სურამის აღმოსავლეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით ზედაცარცული ნალე-
ქები მასივის პერიფერიაზე არსად არ უიშვლდებიან.

IV. მესამეული

მკვეთრი უთანხობით ყველა ზემოჩამოთვლილ ფორმაციებს თავზე ადევს
მიოცენური ფორმაცია, წარმოდგენილი დასაწყისში ჩვეულებრივ ბრეჭიულ-
კონგლომერატური მასალით, ხოლო ზევითკენ თიხებით, ქვიშებით და კირქვი-
ანი ქვიშაქვებით.

მიოცენი ტრანსგრესიულია. ფაციესი აშკარად ეპიკონტინენტურია. სა-
კუთრივ მასივის ფარგლებში ფორმაცია დაუნაოჭებელია, თითქმის პორიზონ-

ტულად დევს. პერიფერიებზე ემჩნევა სუსტი უსწორმასწორო, ტალღებრივი დანაოკება.

მასივისაქენ წყება მეტწილად უშუალოდ ძველ კრისტალურ ქანებზე არის განლაგებული, პერიფერიებზე კი—ხშირად იურაზე და ცარცზე.

მიოცენური ზღვის აბრაზიულ მოქმედებას, როგორც შესავალ ნაწილში აღვნიშნეთ, ეკუთვნის, შემდგომ ეპიროგენეტურ ამოწვევასთან ერთად, გადაშეკვეტი როლი მასივის თანამედროვე მორფოლოგიის გამომუშავებაში: მასივი იღებს სწორზედაპირიანი, ერთ სიბრტყეში მოკვეთილი ვაკემალობის სახეს, დასერილს შემდგომი ეროზიული პროცესების შედეგად ღრმა ხეობებით.

ძირულა-ჩხერიმელის წყალგამყოფი და მისი ჩრდილო-აღმოსავლეთი გაგრძელება ოსეთის მთებისკენ მიოცენურ დროში, როგორც ჩანს, ხმელეთს წარმოადგენდა.

აღნიშნული წყალგამყოფის ჩრდილოეთით მიოცენი, როგორც ცნობილია, სპანიოდონტელებიანი შრეებით იწყება. კიათურის მიდამოებში უფრო ძველი ჰორიზონტიც—ჩოკრაკული არის წარმოდგენილი. ჩხერიმელის ხეობაში ქრილი მასივის ჩრდილო ნაწილის ანალოგიურია. სპანიოდონტელებიანის ქვეშ აქაც ჩანან ზოგან (დასავლეთ ნაწილში) ჩოკრაკული ფაუნის შემცველი შრეები. ზოგან კი მიოცენის ქვედა ნაწილი უნამარხო ქვიშებით და კონგლომერატებით უნდა იყოს წარმოდგენილი; კერძოდ, ქროლის ქვიშები ალბათ ჩოკრაკს მიეკუთვნება, და არა ოლიგოცენს, როგორც ზოგი ფიქრობდა.

უკვე სურამის მიდამოებში ჩოკრაკული ფაუნა აღარ ჩანს; სპანიოდონტელებიანი ჰორიზონტიც სპორადულად ჩნდება. სოფ. ალთან ეს უკანასკნელიც წყდება და პირველივე შრეების ნამარხები სარმატულს მიეკუთვნებიან. სარმატულ ფაუნას აქ აღწერდა ჯერ კიდევ სიმონ ოვიჩი (67); მის შემდეგაც ახალი კვლევები იგივეს ადასტურებენ (ი. კაჭარავა).

ჩორჩანა-ალის ზოლში ნამარხებიანი შრეების ქვეშ სქელი ბრეჩია არის განვითარებული. ამ ზოლის გაგრძელებას უნდა მივაკუთვნოთ სურამის ქვიშები, რომელთაც ჩოკრაკულ-ქარაგანულად სთვლიან (პ. გამყრელიძე: 16). ეს ნაღებები აშკარად სანაპირო ფაციესს წარმოადგენენ. მათ საკმაოდ განიერი ზოლი უჭირავთ მასივის სამხ.-აღმ. პერიფერიაზე—სურამიდან მოყოლებული სოფ. წნელისამდე (ლოპანის-წყლის ხეობა). მასალა თითქმის მთლიანად კრისტალური მასივის ხარჯზეა დაგროვილი; მეტნაკლებად დამრგვალებულია, ზოგჯერ კი დაუხარისხებელი და სუსტად გადამუშავებული ჩანს (ბროლოსთან). შიგადაშიგ მსხვილმარცვლოვანი ქვიშის და ზოგჯერ ქვიშიანი თიხის ლინზები გამოერევა. ასეთი მასალა მასივის ზედაპირზე ზოგჯერ საკმაოდ შორს არის შეჭრილი (ჩორჩანის ჩრდილოეთით—ქვაშავაზე, სოფ. ცედანთან, ალთან და სხვ.). აშკარა ხდება მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე აუზის სწრაფი გათხელება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. ძირულის ხეობაში კიდევ პირიქით ჩანს.

სარმატის პირველი შრეები კრისტალურ მასივზე ზოგან ადგილზევე შეცემენტებულ გრანიტულ დრესვას წარმოადგენენ. ასეთ შემთხვევაში ძვენიერი ქრილი იქმნება გრანიტის „თანდათან გადასვლისა“ ტიპურ კირქვიან ქვიშაქვაში (ს. ბროლოსთან).

სარმატის კონგლომერატით დაწყება და უშუალო განლაგება ძველ ფორმაციებზე თითქოს სარმატულის ტრანსგრესიულობაზე მიგვიბრუნებს, მაგრამ ნამდვილად სურათი სხვაგვარია: საქმე გვაქვს ჩოკრაკული ტრანსგრესიის, რომელიც კარგად არის ცნობილი და დაკანონებული დასავლეთ საქართველოში, თანდათან განვითარებასთან, — ზღვისპირის თანდათან გადანაცვლებასთან მასივის პერიფერიებიდან დაახლოებით ცენტრული ნაწილისაკენ. როგორც ჩანს, ეს პროცესი შედარებით ნელა მიმდინარეობდა. კარგად ეთანხმება ამგვარ დასკვნას სულ ახლო მეზობელ უბნებში მიოცენის სრული ქრილის არსებობა ჩოკრაკულიდან (თუ უფრო ადრინდნვე არა) ზედა სარმატამდე.

მიოცენური ნალექები ფაუნით მდიდარი არიან. ხშირია შრეები მთლიანად ნიჟარებისა და მათი ნამტვრევებისაგან შემდგარი. ფაუნის დასახელებას არ შეეუდგები, აღვნიშნავ მხოლოდ, რომ ეს ფაუნა გარკვეულად შუა სარმატულია (ი. კაკარავას დასკვნით), მაგრამ არ არის უარყოფილი ქვედა შრეებში ქვედა სარმატული ფაუნის არსებობაც. ფუძის ქვიშები და ბრეჭია (უნამარხო) შესაძლებელია კარავანულსაც შეიცავდნენ. მართალია, სოფ. ჩორჩანასა და წნელისს შუა კრისტალურ მასივზე განლაგებული პირველი შრეები შუასარმატული ფაუნის შემცავი თიხებით და ქვიშნარ-თიხებით არიან წარმოდგენილი, მაგრამ ეს გარემოება ტექტონიკური პროცესით უნდა აიხსნას: სარმატი მასივზე არის მიწყვეტილი, რის შედეგად ნალექების სულ პირველი პორიზონტი ნამდვილად დაძირული უნდა იყოს.

ტექტონიკურად ამალღებულ და შემდეგში გადარეცხილ უბნებში ჩნდებიან მესამეულის უფრო ძველი ნალექებიც: ასე მაგალითად, სოფ. ნაბათხევთან და ვაყასთან, მდ. ქერათხევის ნაპირებზე, მესამეულის შედარებით ძველი შრეები მზიურდებიან, რომელნიც ოლიგოცენს უნდა ეკუთვნოდნენ; შემდეგ, სურამის ციხის ქვიშაქვებს ქვედა მიოცენურად, ე. წ. „საყარაულოს“ პორიზონტის ეკვივალენტად სთვლიან (16).

ჩხერიმელის სამხრეთით შიშვლდება ეოცენის სქელი ვულკანოგენი წყება. თანდართული რუკა სამხრეთით სწორედ ამ ფორმაციის ზოლით მთავრდება. მასზე არ შეეჩერდები. აღვნიშნავ მხოლოდ, რომ, როგორც ეს რუკიდანაც კარგად ჩანს, ეოცენი მთელ ზოლში ტექტონიკურად ესაზღვრება მის ჩრდილოეთით გავრცელებულ სხვადასხვა ფორმაციებს. ეს უკანასკნელნი აშკარად ბელტის ნალექებს მიეკუთვნებიან (თუმცა ზოგიერთ ნაწილში გარდამავალი ბუნებისას), მაშინ როდესაც მათი მოსაზღვრე ეოცენი სულ სხვა ტიპის გეოლოგიურ ერთეულს წარმოადგენს: ის ანტიკავკასური გეოსინკლინის ნალექია. სწორედ ეს გარემოება განსაზღვრავს მის ფაციესურ და ტექტონიკურ ინდივიდუალობას.

შუა სარმატის შემდგომი ნალექები მასივის ფარგლებში არსად არ მოიპოვება.

მეოთხეული წარმოდგენილია მდინარეული ნალექებით და დელუვიალური დელუვიალური საფარით. მასივის გეოლოგიაში და, შეიძლება ითქვას, მორფოლოგიაშიც ის რაიმე შესამჩნევ როლს სრულებით არ თამაშობს.

V. ტ ე მ ტ ო ნ ი კ ა

ძირულის მასივის სამხრეთი და აღმოსავლეთი პერიფერიების ტექტონიკური აგებულების დეტალური შესწავლა ჩატარებული აქვთ (1930—32 წლ.)¹ კ. გამყრელიძეს (ჩხერიმელის ხეობა და სურამის მიდამოები) და ავტორს (ჩორჩანის რ-ნი¹). სურამ-ალის ზოლის კვლევაში საკმაო წვლილი აქვს შეტანილი ნ. კანდელაკსაც (1932 წ.). შემდგომ მუშაობებს მხოლოდ უმნიშვნელო დაზუსტებები შეაქვთ დასახელებულ კვლევათა შედეგებში.

მასივის პერიფერიების ტექტონიკა რთულია, რაც ძველი წარმოშობის კრისტალური მასივის არსებობით და მისი უსწორმასწორო მოძრაობით არის გამოწვეული.

ცალკეული ტექტონიკური მოვლენების დაწვრილებით გარჩევას არ შევუძლები; მით უფრო, რომ მათი ხასიათი რუკაზე და კრილში საკმაოდ ნათლად ჩანს. დოკუმენტალური საფუძვლის დახასიათება კი შორს წაგვიყვანდა. დავ-კმაყოფილდები საერთო სურათის განხილვით.

მასივის პერიფერიების ტექტონიკაში ძალიან კარგად ჩანს დანაოჭების პროცესთა სხვადასხვადროულობა, — ოროგენეზისის ცალკეული ფაზისების გამოვლინება. სურათის სიცხადისთვის შესაძლებელია მოვლენათა ისტორიული თვალთახედვით განხილვა უფრო მისაღებიც იყოს, მაგრამ ამ შემთხვევაში — მასივის მხოლოდ ერთი ნაწილის აგებულების გარჩევისას — პირველ რიგში თანამედროვე სტრუქტურის ძირითადი ელემენტების დახასიათებას უნდა მივმართოთ.

ჩვენ მიერ გამოქვეყნებულ წერილში (14) ძირულის ხეობის ერთ-ერთ არსებით ტექტონიკურ ელემენტად დასახელებულია ბჟინევის თავისებური, უსწორმასწორო, დაახლოებით განედური მიმართულების სინკლინი, უფრო სწორად — სინკლინისებური დეპრესია. მის აგებულებაში მონაწილეობას იღებენ იურის ნალექები, რომელნიც შემდეგ დასავლეთით მდინარე საქასრიას მარცხენა მხარეზე უთანხმოდ განლაგებული ცარცის შრეებით იფარებიან. ღერძის გაგრძელებაზე სინკლინური აგებულება ცარცის ნალექებშიაც ჩანს, მაგრამ გაცილებით სუსტად და მასთან სინკლინი ამ მიმართულებით (დასავლეთისაკენ) გაშლას განიცდის.

ბჟინევის დეპრესიის ორივე მხარეზე ამართულია ძველი კრისტალური მასივი (ჩრდილო ნაწილში მეტამორფული ფიქლების ნაფლეთით). სინკლინი-

¹ მართალია, ჩვენამდე — 1929—30 წ. ლოპანის-წყლის და ჭერათხევის ხეობების დეტალურ კვლევას ა. ფლორენსკი და გ. ბარსანოვი აწარმოებდნენ, მაგრამ ამ რაიონის ტექტონიკური აგებულების მათი სქემა (82) ელემენტარული კრიტიკის გარეშე რჩება განსაკუთრებით უცნაური ჩანს კრილის გრაფიკული სახე.

ფართულებულია შეცოცებებით და ნაწევ-ნასხლექით. იურის ნალექები ორსავე მხარეზე შეცოცებულია, კიდური მოძრაობის სახით, ძველ კრისტალურ სუბსტრატზე. შეცოცების შედეგად ლიასის წყება ან გათხელებულია და დაწყვეტილი, ან კიდევ ზოგჯერ სრულიად გამოსოლილი. თუმცა, უნდა ითქვას, რომ აქ ეს მოვლენა, ნაწილობრივ მაინც, უთუოდ სტრატиграფიული ხასიათისაა.

ბეინევის დებრესია აღმოსავლეთით დიდ მანძილზე ვრცელდება, როგორც ეს მოსალოდნელიც იყო, ძველი ავტორების (სიმონოვიჩი, სოროკინი) მელაფირები სოფ. ხუნევისა და ნადაბურის ზოლში, ბეინევის ხეობის პორფირიტული წყების უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენენ, მხოლოდ, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, განსხვავებული ფაციესით: წყება ბეინეურის მარჯვენა ქედის შემდეგ მასივი ხდება, შრეებრივობა თითქმის სრულებით აღარ ემჩნევა და მასთან ლითოლოგიაც შეცვლილი ჩანს, — შრეებრივი ტუფოგენები პირველობას მასივი ვულკანოგენებს უთმობენ.

დებრესია ხუნევიში რამდენადმე ილუნება, სიგანედურის ნაცვლად უფრო ჩრდილო-აღმოსავლეთურ მიმართულებას იღებს.

განლაგების ელემენტები ვერ ირკვევა, მაგრამ ზოგიერთი დაკვირვების მიხედვით შესამჩნევი ხდება, რომ დაქანება ორივე ფრთაში საგრძნობი უნდა იყოს. მასთან დებრესიის გაგრძელება აღმოსავლეთისკენ თანდათან მაღლა იწევს. გარდა ამისა, ამ მიმართულებით ის შედარებით ფართოდება, იშლება.

ჩრდილო ნაწილში — მასივის საზღვართან — პორფირიტული წყების ქვეშ, ბეინეურადან ძირულის ქალამდე, ლიასის ქანების (წითელი კირქვები ქვიშაქვებით) ნაწყვეტებიც მზიურდებიან, სამხრეთ ნაწილში კი ლიასი — მდ. უხედურის პრობლემატური ზენაჩენის შემდეგ — სრულებით აღარ ჩანს; ეს მოვლენა ნაწილობრივ წიფის ნეოინტრუზივის შემოჭრასაც შეიძლება მიეწეროს, მაგრამ მეტწილად აქ ლიასის არარსებობა სტრატиграფიული და ნაწილობრივ ტექტონიკური ხასიათის მიზეზებით უნდა აიხსნებოდეს.

დებრესიის ორივე მხარეზე იურის ნალექების შეცოცება კრისტალურ მასივზე ხუნევი-ნადაბურის ზოლშია ჩანს.

ჩრდილო შეცოცების დიფერენცირება — ფრთას გაწყვეტა და მოწყვეტილ ნაწილზე მისი გაგრძელების შემოცოცება, რის შედეგად ლიასის იზოლირებული ნაწყვეტები პორფირიტული წყების ქანებს შორის ექცევიან (ბეინეურის ხეობა. 14), — აღმოსავლეთისკენაც გრძელდება. შეცოცების ზოლში რამდენიმე ადგილას აქაც ვხვდებით პორფირიტულ ქანებს შორის წითელი კირქვის დიდ ლოდებს. ეს შეცოცება ძირულის ხეობის გასწვრივ, ნადაბურის შემდეგ, ნასხლექში უნდა გადადიოდეს.

არის ნიშნები სამხრეთი (ჯგოლის-ღელის) შეცოცების გაგრძელებისაც აღმოსავლეთისკენ. ეს ტექტონიკური ელემენტი, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ნათლად ჩანს ბეინეურის შუა ნაწილის გასწვრივ და მის ერთ-ერთ ტოტ — ჯგოლის-ღელეში. აღმოსავლეთ გაგრძელებაზე ისიც ნასხლექში უნდა გადადიოდეს. მასთან ეტყობა, რომ ეს მოძრაობა წიფის ნეოინტრუზივის შემდგომი უნდა იყოს, რადგან ამ მოვლენაში ეს უკანასკნელიც იღებს მონაწილეობას

(პორფირიტული წყების მიწყვეტა ნეონიტრუზიზე უხედურის ხეობაში და აღმოსავლეთით).

ძირულის ხეობაში ნადაბურიდან ლიჩამდე პორფირიტული ფორმაციის ქვეშ რამდენიმე ადგილას ძველი სუბსტრატი შიშვლდება. მდინარის გასწვრივ, ამ უკანასკნელის მკვეთრი მებნდრული ხასიათის გამო, პორფირიტული და ძველი მასივი ერთმანეთს რამდენიმეჯერ ენაცვლებიან, რაც სურათს არაწესიერს ხდის. გ. სმიტნოვი ამ მოვლენას ძველი ფუძის ეროზიული გაშიშვლებით ხსნის (71). გადაჭრით ამკვარი ახსნის უარყოფა შეუძლებელია, ნაწილობრივ შეიძლება მართლაც ასე იყოს, მაგრამ ფაქტიური მდგომარეობა მოვლენის ძირითადად ტექტონიკურ ხასიათზე უფრო მიგვიითივებს.

დებარესიის დაბოლოებაც ტექტონიკური არის: ლიჩთან ძირულის ხეობაში პორფირიტული ძველ მასივს მიაწყდება; მისი გაგრძელება აწეული და გადარეცხილი ჩანს.

ბენევე-ლიჩის დებარესიის ჩრდილოეთით—კრისტალური სუბსტრატის პორსტული ნაწილის შემდეგ—ყვირილის (ქიათურა-სახხერის) სინკლინური დებარესიის სამხრეთი ფრთა იწყება. ამჟამად გადარეცხილი მიოცენის ქვეშ აქ შიშვლდება ზედა ცარცის კირქვები საერთო დაქანებით $N.NO$ -კენ.

ს. ქვილართან ცარცის ქვეშ საკმაო მანძილზე გამომზეურებულია ლიასის ლიასის შრეები აქ ადგილობრივ სინკლინს ჰქმნიან ჩრდ.-დასავლ. მიმართულებისას. სინკლინის ჩრდ.-აღმოს. ფრთა გრანიტებზეა მიწყვეტილი. ლიასის დანაოკება და დასხლეტვა გარკვეულად ცარცისწინა მოვლენა არის,—ეს საფეხებით ნათლად ჩანს მდ. დუშალის კრილში. მიუხედავად მკვეთრი უთანხმოებისა, იურის და ცარცის ნალექთა მთელი კომპლექსი ტექტონიკურად მაინც ერთ დებარესიულ ზოლს ჰქმნის, რომელიც სქემატურად მასივის ჩრდილოეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით განვითარებული ნაოკა სისტემის თავისებურ ტოტს წარმოადგენს.

სამხრეთით ბენევის სინკლინს ტყემთა-ნიკორაგულის ანტიკლინური, უფრო სწორად—პორსტული, ამალდება შეცვლის.

ამ ამოწეულ ზოლს გარდიგარდმო ჰკვეთს—ერთ ნაწილში მერიდიანული, ხოლო შემდეგ NW-ური—ნახლექტი, რომელსაც „მოლითის ნახლექტს“ ვუწოდებ. ამ უკანასკნელის აღმოსავლეთით—დაწეულ ფრთაში—წარმოდგენილია უწყვეტელი პორფირიტული სერია და წიფის ნეონიტრუზივი, ასე რომ პორფირიტული წყება უშუალოდ ებმის ჩხერიმელისას, დასავლეთით კი მათ პირისპირ გაწიშვლებულია ძველი კრისტალური კომპლექსი. იურული ფორმაციები აქ გადარეცხილი არიან.

ტყემთის ამოწევის სამხრეთით კვლავ დებარესია მოჰყვება. ეს არის ჩხერიმელის გასწვრივ მეზოზოური და მესამეული ფორმაციების განვითარების ზოლი.

დასავლეთით ეს ამოწევა, ჩანს, სწრაფად წყდება; აქ ცარცის ნალექები და მის ქვეშ ვიწრო, ცვალებად ზოლად გაშიშვლებული იურა რთულ ტექტონიკურ ურთიერთობაშია მასივთან, რაც, ამ მოძრაობასთან დაკავშირებულ,

უხეშ ფუძეზე (მასივზე) შრეების ცოცხით მოძრაობებში და ამით გამოწვეულ ცალკე სტრატოგრაფიული ერთეულების დაწყვეტა-გამოსოფლაში გამოიხატება.

ამოწევა სწორედ აქ იწყება და სწრაფად ძლიერდება. დასავლეთით კი ძირულის და ჩხერიმელის დეპრესიები ერთ ტექტონიკურ უბნად არიან გაერთიანებული; მათი გამაჯვნა ამ ნაწილში თითქმის შეუძლებელია.

მართალია, ცარცულ ნალექებში აქ თითქოს ცალკე ელემენტების, უსწორმასწორო თავისებური ნაკვების გამოყოფა შეიძლება, მაგრამ ესენი მცირე მასშტაბის და მსათანე შემდგომი დროის ადგილობრივ მოვლენებს წარმოადგენენ. საერთო სურათს ისინი არ სცვლიან. ამ მოვლენების განვითარება სიღრმეში—კრისტალურ ფუძეში და ბაიოსურ წყებაში მომხდარი წვეტიანი დისლოკაციების გამოძახილია.

ამგვარად, პორფირიტული სერია ძირულის და ჩხერიმელი ხეობებს შორის, მასივს ამ ნაწილის პორსტული ამოწევის შედეგად, ანტიკლინურად არის განლაგებული, თუმცა ამ ფაქტის უშუალო დაკვირვებებით დადგენა, შრეებრივობის უქონლობის გამო, თითქმის შეუძლებელი ხდება. წიფის ნეონიტრუხივი პორფირიტული სერიის სწორედ ამ ნაწილთან არის დაკავშირებული მისი შემოჭრა უთუოდ ტყემთა-ნიკორაგულის ამოწევის ერთდროულად ხდებოდა. უნდა ვიფიქროთ, რომ ის ლაკონითურად არის განლაგებული ძველ კრისტალურ სუბსტრატსა და პორფირიტულ ფორმაციას შორის.

ჩხერიმელის ხეობაში ყველა წყებას საერთოდ დაქანება აქვს S. SO-კენ სხვადასხვა კუთხით. ამ დეპრესიის ტექტონიკა ხასიათდება ერთი მხრივ წყებების შრეებრივი ცოცხით ძველ, უხეშ ფუძეზე და მეორე მხრივ—მთელი რივი ნახლეტებით, ნაწევებით, შესხლეტვებით და შეცოცხებით. ეს მოვლენები დეტალურად აქვს აღწერილი პ. გ. ა. მ. ყ. გ. დ. მ. (15-17), რომლის რუკიდანაც თითქმის უცვლელად არის გადმოღებული ეს ნაწილი.¹ აღწერებს არ გავიმეორებ. აღვნიშნავ მხოლოდ, რომ ეს მოვლენები, ნაწილობრივ, სიღრმეში ახლო მდებარე კრისტალური მასივის წვეტიან დისლოკაციით გამოწვეული უსწორმასწორო მოძრაობების გამოძახილია, ნაწილობრივ კიდევ—დანაკვების პროტუსის დროს მოძრაობის მიმართულებით შეხვედრილი წინააღმდეგობების შედეგი.

¹ ჩვენ მიერ პ. გ. ა. მ. ყ. გ. დ. მ. რუკაში ადავ ზოგიერთი პატარა ცვლილებებია შეტანილი. ასე მაგალითად, ჩხერიმელის მარჯვენა მხარეზე ლიასის წყებაში საფეხურებრივი ნახლეტებია შემწინებული; პირველი ჩრდილო ნახლეტი, ნაცვლად წიაღისღებლის მარჯვენა ნაპიროდან დაახლოებით შრეების ირიბად გატარებისა, როგორც ეს პ. გ. ა. მ. ყ. გ. დ. მ. აქვს, ჩვენ მიერ მდებარეობა მთლიანად, დასავლეთითაც, გასწვრივ ნახლეტად, რადგან ფაქტები სწორედ ამგვარი ახსნის სასარგებლოდ უფრო ლაპარაკობენ. მეორე ცვლილება შეეხება მარჯვნივს უბანს, — აქ ლიასის წყება ჩვენი დაკვირვებით მასივს უნდა აწყდებოდეს და ეს მიწვევა უნდა იყოს იმ ირიბი ნახლეტის გაგრძელება, რომელიც დაქანების მიმართულებით შრეებს გრანიტებზე მიაწვევს (რკინიგზასთან); შენდეგ ამ ნახლეტების ტოტი უნდა იყოს რკინიგზის გასწვრივი ნახლეტი, შემწეული ჭარბად მდგლის შესართავთან. პატარა ცვლილებებია აგრეთვე შეტანილი აქვე ვახანის-წყლის შესართავის უბნის ტექტონიკაში. — მაგრამ ყველაფერი ეს დეტალური, მათზე დაწერილებით შეგვირება ჩვენი შრომის საერთო ხასიათს არ შეეფერება.

ჩხერიმელის ნასხლეტებიდან განსაკუთრებით აღსანიშნავია ხეობის გასწვრივი ნასხლეტი, როგორც დიდი გავრცელების და მასთან ბუნებაში მკაფიოდ გამოსახული მოვლენა: პორფირიტული წყების მიწყვეტა ხაზის გასწვრივ ცარცის სხვადასხვა საართულზე ამ ნასხლეტის უდავო დამამტკიცებელია. წიფასთან ამპლიტუდი კლებულობს და აღმოსავლეთისკენ ნასხლეტი, ჩანს, მალე კიდევ ისოლება.

როგორც უკვე იყო აღნიშნული, ჩხერიმელის ხეობის მარცხენა მხარეს ბელტის ნალექებზე შემოკოცებულია აჭარა-თრიალეთის სისტემის ეოცენური ასაკის სქელი ფულკანოგენი სერია. ეს ტექტონიკური ზოლი ხასიათდება ნალექების ძლიერი გადმოწოლით ბელტზე და დიდი მასშტაბის შეცოცებებით; მათ შორის არის ნამდვილი შარიაჟის ტიპის მოვლენებიც (15).

ეოცენის შეცოცების წინ, გარდამავალი ტიპის ცარცულ ნალექებში (N-კენ) გადის მეორე, არანაკლებ ინტენსიური, ბუნებაში კარგად გამოსახული შეცოცება აგრეთვე მესამეული ასაკის. აღწერილია პირველად პ. გამყრელიძის მიერ. ზედა ცარცი შეცოცებულია მხოცენზე; შეცოცება საკმაოდ დამრეცია; სოფ. ზვარე-ჩრდილის მიდამოებში მხოცენზე გადაწოლილი ცარცული შრეების დაქანება 20° — 30° -ს ფარგლებში ცვალებადობს. აღმოსავლეთით სურამის მიდამოებში შეცოცება ალუვიონის ქვეშ იწალება. ტექტონიკურად ეს შეცოცება თრიალეთის სისტემას უნდა მივაკუთვნოთ. გეომორფოლოგიურადაც შეცოცების გასწვრივი ზოლი აჭარა-იმერეთის მთების წინაკალთას წარმოადგენს. შეცოცებული ცარცის შრეებისგან აგებული ზოლი მაღალმთიანია და ღრმად დასერილი; ის ზევიდან მკვეთრად დაჰყურებს მხოცენური ნალექებით დაქერილ, შედარებით დაბალგორაკებიან ვაკემალობს, მაშინ როდესაც სამხრეთისაკენ შეუმჩნევლად უერთდება ეოცენური ტუფოგენი სერიისგან აგებულ ლომისის ქედს.

ტყემთა-ნიკორაგულის ამოწვევა გრძელდება ჩრდილო-აღმოსავლეთით ქართლ-იმერეთის ქედის სახით. ანტიკლინური ხასიათი ამ მიმართულებით იჩრდილება—ამოწვევის მეორე მხარეზე (NW) მკაფიო ტექტონიკური დეპრესიის უქონლობის გამო. აქ ძირულის დეპრესიის კრისტალური ფუძე და მოლითის ქედის გაგრძელება (ედისჯვარი, დედაბერა, კორტოხი) ფაქტიურად ერთდებიან და მხოლოდ ისტორიულად და მორფოლოგიურად თუ იმიჯნებიან: მეორე, როგორც ყოფილი ხმელეთი მხოცენურ ზღვაში, შეიძლება ითქვას, რომ ჰიპსომეტრიულად შედარებით ინდივიდუალურია,—გამოირჩევა მეტი სიმაღლით და დაღვრვით. ჩრდილო-დასავლეთით კრისტალური მასივი აქ შეუმჩნევლად მხოცენური ნალექებით იფარება. იგივე საფარი მალავს, ამ ნაწილში იურული და ცარცული ფორმაციებით დაქერილ, პერიფერიულ უსწორმასწორო ძველ დეპრესიულ ზოლს (ბერეთისა-კორბიულის ზოლი).

მასივის ამოწვეული ნაწილის ჩრდილო-აღმოსავლეთური დაბოლოება მკვეთრია, მასივი ერთბაშად იძირება. აქ ტექტონიკური ურთიერთობით მას იურა სცვლის, მაგრამ ამ ზოლის დახასიათებაზე ქვემოთ გვექნება ლაპარაკი.

ჩხერიმელის ტექტონიკური დეპრესია გრძელდება უწყვეტლევ ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ,—სურამის მიდამოები და მასივის პერიფერია ჩუმათელეთ-

ალი-წნელისის ზოლში სწორედ მის უშუალო გავრძელებას წარმოადგენენ. ამ ნაწილის ტექტონიკაც ფუძეზე იურისა და ცარცის შრეებრივი ცოცვით ხასიათდება. მოძრაობა აქ, ძირულის დებრესიის მსგავსად, შედარებით ინტენსიური სწორედ იურულ ფორმაციებში ჩანს,—დიდი კუთხით დაქანება, ყირაზე დგომა, ალაგ გადაყირავენაც კი სამხრეთისკენ, დაწყვეტა და გაორებული შეცოცვებები კრისტალური ფუძის ნაფლეთის მოქცევით ლიასის ორ ზოლს შუა, ხოლო ცარცულის შედარებითი სიმწვიდე (საკმოდ ნელი, ერთფეროვანი დაქანება SO-კენ),—ამ დებულების უდავო დამამტკიცებელია. ამგვარად, ამ ნაწილში ცარცის ტექტონიკური უთანხმოება იურასთან კვლავ რელიეფური ხდება.

უნდა ითქვას, რომ საერთოდ ამ მიმართულებით (აღმოსავლეთისაკენ) ოროგენულ მოძრაობათა ინტენსივობა შედარებით ცხრება, განსაკუთრებით ცარცულ ნაღებებში: სურამის აღმოსავლეთით დაქანება ერთფეროვანი და სუსტი ხდება; გაწყვეტები და სხლეტვები—ესე ხშირი ჩხერიმელის ხეობაში, აქ (ჩუმათელეთის ნაწევის გამოკლებით) ძალიან იშვიათია. შრეებრივი ცოცვის ნაკლებ ინტენსივობაზე (ცარცულ ფორმაციებში) მიგვითითებს კრილების სისრულეც,—იშვიათად თუ ხდება შესამჩნევი ლითოლოგიური ჰორიზონტის ტექტონიკური გამოსოფლა ან გათხლეება.

მიოცენის მკვეთრი უთანხმოება ქვეშმდებარე ფორმაციებთან აქაც მთელ ზოლში მკაფიოდ არის დაცული. სამხრეთ-აღმოსავლეთისკენ მცირე კუთხით საერთო დაქანების პირობებში, მიოცენურ ნაღებებში შესამჩნევეა გაშლილი, უსწორპასწორო, ტალღებრივი ნაოქები ალაგ წყვეტითი დისლოკაციის მოვლენებით.

ჩორჩანის მიდამოებში სარმატი ანტიკლინურ განლაგებას იჩენს; ჩრდილო ნაწილში შრეები, N და NO-კენ დაქანებით, მასივს ტექტონიკურად უნდა აწყდებოდნენ. როგორც ეს თავის დროზე გ. ს. მ. ი. ნ. ო. გ. მ. ა. აღნიშნა (1929 წ.). მაგრამ ახლოს შესწავლა ამ ზოლის სხვაგვარი ახსნის შესაძლებლობასაც არ უარყოფს; შრეების მორგება სამხრეთისკენ მიქცეულ ფერდზე (ქვაშავიდან ქერათხევიკენ მიმავალ გზაზე), ალაგ მიწყვეტის არამკაფიო ხასიათი და სხ. შესაძლებელია სანაპირო ზოლის პირველადი ბეჭობის არსებობის შედეგიც იყოს, თუმცა ფაქტიური მდგომარეობა აზრს უფრო ნასხლეტისკენ ან ნასხლეტ-ფლექსურისკენ ხრის.

ლოპანის-წყლის ხეობაში მასივის აღმოსავლეთ დაბოლოებას, რომელსაც სოლის ფორმა აქვს, ორივე მხრიდან იურული ფორმაციები ესალტებიან: იქმნება სქემატურად ანტიკლინური განლაგება აღმოსავლეთისკენ დაძირული ლერძით. სამხრეთი ფრთა, როგორც აღვნიშნეთ, ჩხერიმელის სინკლინური დებრესიის გავრძელება არის. ეს უკანასკნელი აქ მთავრდება და ებმის მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთით განვითარებულ დებრესიას. ამ ორი დებრესიის ლერძი, სწორიდან მცირედ გადახრილი, მახვილი კუთხით ხვდება ერთმანეთს მდ. ფრონეს ხეობაში (მიოცენის ქვეშ).

სქემატურად ლოპანის ანტიკლინი მოლითის ანტიკლინური ამალლების პერიკლინურ ნაწილად შეიძლება ჩაითვალოს.

სამხრეთი ზოლის ესგავსად, მხოლოდ აქ კიდევ უფრო მკაფიოდ, მთელ ჩრდილო ზოლში იჭრებოდა ფორმაციები მასივზე არიან შეცოცხებული. აქ ცარი უკვე აღარ გვაქვს. შეხების თითქმის მთელ ზოლში შრეები ციცაბო დაქანებით ხასიათდებიან (ჯვარის უღელტეხილის გამოკლებით), ალავ შრეები გადაყირაყვებულიც არიან N-კენ. შესამჩნევია ხშირად დაშრეების სიბრტყეზე სრიალის სარკე, ნაკაწრები და ცოცვის სხვა ნიშნები. შესამჩნევია აგრეთვე ცალკე პორიზონტების ტექტონიკური დაწყვეტა და გამოსოცვა.

შირთალია, ზედალიასური ფიქლების ქვეშ წარმოდგენილი შუალიასური წყება ფაციესურ ცვლილებებს განიცდის, რის გამო წითელი კირქვის, ან ამ უკანასკნელის ქვეშ მდებარე არკოზული ქვიშაქვების მთლიანი ზოლი არ გვაქვს მაგრამ მარტო სტრატეგრაფიული პირობებით ამ მოვლენების ახსნა, ვფიქრობ, რომ ცალმხრივობა იქნებოდა, ისე როგორც პირიქით. წითელი კირქვის ლოდების გამოჩრა ლიასურ ფიქლებში, სწრაფი გიწყვეტები და ლინზებრივი ფორმა, არკოზული ქვიშაქვების აგრეთვე მკვეთრი ლინზური ხასიათი, ფიქლების ხშირად უშუალო განლაგება კრისტალურ მასივზე და სხ., — შეუძლებელია ნაწილობრივ ოროგენული პროცესებით არ იყოს გამოწყვეული. ლოპანის-წყალსა და ქერათხევს შუა, წყალგამყოფზე (ხახულიახოზე) შეცოცხების ადგილობრივი გარეობაც ჩანს: წითელი კირქვის ორი პატარა ლინზებრივი ზოლია შესამჩნევი; ერთი მათგანი (შედარებით თხელი) დაქანების მიმართულებით ფერდობზე თვალცხადლივ წყდება.

აღნიშნული შეცოცხების ჩრდილოეთით, მის პარალელურად, მეორე შეცოცხება გაივლის, რომლის არსებობა ფაქტიური მდგომარეობით ნათლად მტკიცდება. გრანიტული მასივის მოშორებით შრეების დაქანება სუსტდება, ლიასს თანხმობით შეცვლის ბაიოსური შრეებრივი ტუფოგენები; სოფ. გვირგინას ზემოთ დაქანება საკმაოდ ნელია. ამ სოფელსა და ლოპანს შუა, გრანიტის კონტაქტიდან დაახლოებით 1 კილომეტრზე, მდინარის ორივე ნაპირზე შრეების ძლიერი აშუშვნა არის შესამჩნევი; ციცაბო დაქანებიან ტუფოგენებს შორის აქ გაჩხირულია წითელი კირქვა და მის ჩრდილო გვერდზე როგორც ჩანს, განლაგებით მის ზევით) არკოზული ქვიშაქვა; მათი სიმძლავრე ათიოდ მეტრს აღწევს. ქანების ლითოლოგია და ფაუნის ნაშთი არაერთარ ექვს არ სტოვებს მათ ლიასურ ასაკში, — ისინი პირველ ზოლში წარმოდგენილი წყების აშკარა გაგრძელებას წარმოადგენენ. მიმართების ხაზზე ლიასის ზენაჩენი სწრაფად ისოლება, მაგრამ სოფ. ლოპანის სამხრეთ-დასავლეთ მხარეზე — ხახულიახოდან განედურად მომდინარე ერთ-ერთი ხევის პირად — კვლავ შიშვლდება ბაიოსურ ტუფოგენებს შორის წითელი კირქვის ლოდები.

ჩვენგან დამოუკიდებლად შემდეგ წლებში ი. კახაძე აქ შეცოცხების კიდევ უფრო დამაჯერებელ ფაქტებს წააწყდა სოფ. ჯვარის მიდამოებში (46). აქ, როგორც ი. კახაძის რუკიდან ჩანს, პირველი და მეორე შეცოცხება ერთდება, — გაგრძელებაზე NW-კენ მხოლოდ ერთ ზოლთან გვაქვს საქმე.

ეს შეცოცხებები აშკარად მიოცენისწინა დროის არიან. ცარცულის არარსებობა ამ ზოლში შეუძლებელს ხდის მათი ასაკის უფრო დაზუსტებას, მაგრამ ის გარემოება, რომ შეცოცხების ხაზს ჰკვეთენ, წარმოშობით უთუოდ

პოსტბაიოსურნი, ბოლო ცარცზე აღმინდელი, კვარცპორფირები (მზ), გვაფიქრებინებს, რომ ეს შეცოცხებანი ძირითადად შეიარაღებულ (კალოვიურისწინა) დანაოჭებებს უნდა უკავშირდებოდნენ.

შეიძლება, რა თქმა უნდა, რომ მოვლენა მარტო ამ დროით არ განისაზღვრებოდეს, — შემდეგი ოროგენული ფაზისების დროსაც (კერძოდ პალეოგენში) შეხადლებულია ადგილი პქონდა შეცოცხების განვითარებას, მაგრამ ეს სურათს არსებითად არ სცვლის, — მოვლენის მთავარი ნაწილი კალოვიურისწინა ფაზისს უნდა მიეკუთვნოს.

ჩვენი წარმოდგენა ამ შეცოცხებათა წარმოშობის და განვითარების მექანიზმზე ნაწილობრივ ნახაზიდანაც ჩანს. ლოპანის შეცოცხების ჩასახვას უთუოდ წინ უსწრებდა შტეების სინკლინური გაღუნვა; ოროგენული ძალების მოქმედების გაძლიერებას თან მოჰყვა გაწყვეტა და მოკვეთილი ჩრდილო ნაწილს შეცოცხება წინა მხარეზე. იურულ სფერაში ასეთი მოვლენების წარმოშობა აღმათკრისტიანურ სუბსტრატში მომხდარი ძლიერი წყვეტილი მოძრაობის ანარეკლს წარმოადგენს.¹

ლოპანის აღმოსავლეთით სოფ. მეტეხის მიდამოებში (ფრონეს ხეობა) ბაიოსში გაშლილ სინკლინურ ნაოჭს ვამჩნევთ. ეს უკანასკნელი შეცოცხები ჩრდილოეთით უნდა მდებარეობდეს და ილბათ ადგილობრივი ხასიათის მოვლენაა. ყოველ შემთხვევაში დასავლეთით ის ლოპანამდე არ უნდა აღწევდეს.

VI. გეოლოგიური მხარე

ძირულის მასივის პალეოზოურის შემდგომი გეოლოგიური ისტორია შემო-მოყვანილი ფაქტიური მდგომარეობის მიხედვით სქემატურად შემდეგი მთავარი მომენტებით შეიძლება დავახასიათოთ:

პალეოზოურში (უთუოდ ქვედაში) დანაოჭებული და ჩამოყალიბებული კრისტალური მასივი პალეოზოურის ბოლოს ხმელეთს წარმოადგენდა და ვადარეკვას განვიციდდა. ჩანს, ამ დროს ის ნალექთა თითქმის მთელი სამხრისისაგან განთავისუფლებულა. ცხადია, ინტრუზიული კომპლექსებიც დენუდაციური პროცესების მოქმედებას ვერ ასცდებოდნენ, მაგრამ თუ რამდენად ღრმად შეიჭრა მასივს დენუდაცია, ამის შესახებ ხაიმედომასალა არ მოგვეპოვეთ. ლიასისწინა თუ ქვედა ლიასური კონტინენტური ტუფიტები ქვიშებით და თიხებით

¹ ფლორენსკის და ბარსანოვის შრომაში იურის შეხება მასივთან, კერძოდ ლიასის ბოლის გაორება, ახსნილია მეტად თავისებურად: იურა (ლიასის ფიქლები და ვულკანოგენი ბაიოსი) ნორმალურ, საშოვთისკენ გადახრებულ ანტიკლინურ ნაოჭს ქვინს, რომელიც ჩრდილოეთით ასეთვე ტრანს სინკლინში გადადის; ამ უკანასკნელს N-კენ კვდა ანალოგიური ანტიკლინი ვბმის; მოხვედრი ანტიკლინის სიმბრედი ფრთის შრეები დაქანების მანუ ბოლოებით ძველ სუბსტრატზე არიან დაბჯენილნი, როგორც საყრდენზე. ანტიკლინის მეორე ფრთაში რიპიური ფაიკის მსგავსად (N-კენ ციცაბოდ დაქანებულ შრეებში, S-კენ დაქანებულ) შეჭრილია მეორე ბოლის წი უფლი კირქვა და ქოშაქვა, რომელთაც ავტორნი რატომღაც ტრიალსად სთვლიან (82).

ამგვარი წარმოდგენა მეტად უცნაური ჩანს. მასზე შეხება ზედმეტი იქნება.

შრომის რ-ში უშუალოდ კრისტალურ კომპლექსზე არიან განლაგებული (ინიექციური კრისტალური ფიქლები გრანიტებით, დიორიტ-გნეისებით და სხვ.).

გაურკვეველი რჩება, შუა ლიასის ტრანსგრესიული ზღვა მთელ მასივს ფარავდა თუ არა. ყოველ შემთხვევაში ის ყველგან სედიმენტაციის არეს, უთუოდ არ წარმოადგენდა. კერძოდ, ღრმად დენუდირებული მასივის სამხრეთ და აღმოსავლეთ ნაწილებს ზღვა მთლიანად, ან თითქმის მთლიანად ფარავდა. როგორც ჩანს, ეს ზღვა შედარებით თხელი ყოფილა. ნალექების ბუნება ცვალებადია; თავი რომ დავანებოთ სანაპირო ზოლის ქვიშაქვებს, კირქვის ფაციესი ყველგან არ არის ერთნაირი ინტენსივობით წარმოდგენილი, — ზოგან ის სრულეობთაც არ დალექილა და ასეთ უბნებში ეკვივალენტი ნალექები ან მცენარეულ-დეტრიტუსიანი ქარსიანი ქვიშაქვებით (ს. ქვილარი), ან კიდევ ფიქლებრივი შერეულებით (ს. ჯვარი) ხასიათდებიან. ტერიგენული ქვიშაქვებით კირქვების ჰორიზონტული შეცვლა უნდა მოწმობდეს ახლო მეზობლად, მასივშივე გადარეცხვის უბნების არსებობას.

მასივის სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ პერიფერიებზე ბაიოსის აშკარა უთანხმო განლაგება შუა ლიასზე, იმ დროს, როდესაც ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში ლიასის სრული თანდათანობითი გადასვლა გვაქვს ბაიოსში, როგორც ჩანს, ადგილობრივი ტექტონიკური მოძრაობის მაჩვენებელია. უნდა ვიფიქროთ, რომ რეგიონული გავრცელება მას ალბათ არ ჰქონია, ყოველ შემთხვევაში მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიას ის არ შეხებია. მოძრაობის შედეგად მასივის საგრძნობ ნაწილში კონტინენტური რეჟიმი მყარდება და ის გადარეცხვას განიცდის. ამ მოძრაობის ასაკი უთუოდ ააღენურით განისაზღვრება.

ბაიოსურში ზღვა კვლავ უტევს. ის მთელ მასივს უთუოდ არც ამ დროში ფარავდა. აქეთვე მიგვითითებს ფორმაციის სულ სხვადასხვა ჰორიზონტის ქანების შედგენილობაში ძველ კრისტალურ ქანთა მასალის მონაწილეობა. წყების დიდი სიმძლავრე მაჩვენებელია ამ დროში მასივის საკმაოდ დაძირვისა. ამავე დროს, როგორც აკად. ა. ჯანელიძე შენიშნავს, ვულკანიზმის დიდი აქტივობა ამ დროში ტექტონიკური მხრივ სიმშვიდის მაჩვენებელი არ შეიძლება იყოს. ნალექების ფაციესი, როგორც ჰორიზონტული, ისე ვერტიკალური მიმართულებით, ახლო მანძილზეც კი სწრაფად ცვალებადობს; შრეებრივ ტუოგენებს (ნორმალური ნალექებით) წყალქვეშა ვულკანური მასალის სქელი, მასივი დანაგროვები ენაცვლებიან. ამ უკანასკნელთა უბნები პირველ რიგში უთუოდ ამოფრქვევის ცენტრებს თანხვდებიან.

ცარცის აშკარა ძლიერი ტექტონიკური უთანხმოება ბაიოსთან უდავო დამამტკიცებელია ცარცისწინა დროის ოროგენული ფაზისის დიდი სიძლიერის. დანაოკების ამ პროცესის ზედაიურულზე მიწერა (ანდური ფაზისი) ხელოვნური იქნება, ის უფრო ბაიოსურის მიწურულს (კალოგუორისწინა) ფაზისს უნდა მიეკუთვნოს, როგორც ეს აღნიშნა რამდენიმე წლის წინათ აკად. ჯანელიძემ და სავსებით დაადასტურეს შემდგომმა კვლევებმაც.

მასივის დაძირვა დაახლოებით 1 კმ-დგ (თუ მეტი არა) სიმძლავრის ნალექების ქვეშ, მას შედარებით მოქნილს ხდის; თითქოს მას რამდენადმე პლასტიუ-

რობასაც კი ანიჭებს. ამ ნიადაგზე იურულ ნალექთა საფარში შუაიურული დანაოქების დროს თავისებური ზეწრული ნაოქები წარმოიშვება, რაც თავის მხრივ ძველადანაოქებულ კრისტალურ ფუძეში ძირითადად წყვეტითი დი-სლოკაციის განვითარების და ამასთან დაკავშირებული ვადანაცვლებების შედეგია. ჩვენი კვლევის რაიონში ყველა ის ტექტონიკური უბანი, რომელიც ზემოთ გავარჩიეთ, სწორედ ამ დროს მიეკუთვნება. ჩნდება ძირულის განედური დეპრესია, რომელიც აღმოსავლეთით ორად იტოტება: ჩრდილოეთით გამოიყოფა ჩრდილო-აღმოსავლეთური მიმართულების დაწვევის ზოლი (ბჟინევი-ხუნევის), რომელიც ლიჩის აღმოსავლეთით ბოლოვდება, ხოლო სამხრეთით, პირველის პარალელურად, — ჩხერიმელის დეპრესია; შუაში აღიმართება ტყემთა-ნიკორაგულ-დედაბერას ახევა. ამ უკანასკნელს ცენტრულ ნაწილში, — როგორც ჩანს ამოფრქვევითა ყველაზე ინტენსიურ უბანში, ვულკანიზმი ინტრუზიული პროცესით გვირგვინდება: ბაიოსურ ეფუზიურ პროდუქტთა კომპლექსში შემოსჭრება გრანოდიორიტული მადმის ინტრუზივი.

თუ როგორი სახე ჰქონდათ იურულ ნაოქებს მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში — სოდ. ლიჩა და ჩორჩანას. შუა, ფაქტიური მასალის უქონლობის გამო არ ირკვევა. ჩანს მხოლოდ, რომ ძირულის და მოლითის ტექტონიკურ ზოლებს გაგრძელებაზე სცვლიდა, მათ პერპენდიკულარულად მიმართული, დეპრესიული ზოლი, — ლოპან-ჩონთოს დეპრესია. შეხების ხაზი ხასიათდება მასივში დიდი გაწყვეტის არსებობით: რომლის ჩრდილო-აღმოსავლეთით მასივი ერთბაშად არის დაწეული. გეომორფოლოგიურად ეს მოვლენა თითქმის შეუმჩნეველია: იურის დანაოქებული კომპლექსი უწყვეტლივ აგრძელებს ჩრდილო-აღმოსავლეთით ქართლ-იმერეთის შიგნით, თანდათან ამიღლების გამოძევათ.

ტექტონიკური დაძაბულობის გაძლიერებისას, როგორც შუაიურული ფაზისის დროს, ისე უთუოდ შემდეგშიაც, — კერძოდ, ცარცულის შემდეგ, — მასივის ამოწეული ნაწილი (ტყემთა-ნიკორაგულ-დედაბერას ჰორსტი) მუდამ მაღლა აწევის ტენდენციას იჩენს. ეს არის ბელტური მალა აწევა. საერთო შეკუმშვის პირობებში, ამ პროცესის დროს, კრისტალურ სუბსტრატზე შემორკებული შრეები ცოცვით მოძრაობას განიცდიან. ამას კი შედეგად მოჰყვება აწევის ხაზზე შრეების ციკაბო დაქანება, გადაყირავება, დაწყვეტა და ზოგჯერ ცალკე ჰორიზონტების გამოსოფვა (კი).

შუაიურული დანაოქების შედეგად ძირულის მასივი უთუოდ მთლიანად ხმელეთად იქცა. უნდა ვიფიქროთ, რომ ზღვის ტრანსგრესია მას ცარცამდე აღარ შეხებია.

ბარემულის წინ დენუდაციური პროცესები მასივის საგრძნობ ნიველობას ახდენენ. იურის ანტიკლინი ტყემთა-დედაბერის ზოლში, უთუოდ ნაწილობრივ მაინც, გადარეცხილია. ყოველ შემთხვევაში, შუაიურულ ნაოქთა სტრუქტურული მთლიანობა, როგორც ჩანს, მნიშვნელოვნად არის დარღვეული: ცარცი მრავალ ადგილას უშუალოდ კრისტალურ მასივზე განლაგებული (ამაშუკეთი, საქასრია, მეჩხეთური, კორბოული, ალი და სხ.).

ცარცული ზღვა მთლიანად ფარავდა თუ არა მასივს, განსაკუთრებით ქვედა და შუა ცარცში, ძნელი სათქმელია; უფრო უნდა ვიფიქროთ, რომ არა.

უთუოდ ავსტრიულ ოროგენულ ფაზისთან დაკავშირებით, ალბურში რეგრესიას აქვს ადგილი, იწყება მასთან ვულკანური აქტივობა; ჩრდილიან კუნძულებრივი უბნები. შემდეგ სენომანურში ზღვა კვლავ ღრმავდება. სამხრეთ ნაწილში, შვირე უბნების გამოკლებით, ნალექების უწყვეტი სვეტი წარმოიშვა. ჩრდილო ნაწილის განვითარება კი დამოუკიდებლად წარიმართა: შუა ცარცში ეს ნაწილი ხმელეთს წარმოადგენდა; მასთან აქ ზედა ცარცის ტრანსგრესიისთან გვაქვს საქმე.

შუაცარცულ ოროგენულ პროცესს ტექტონიკურ სურათში არსებითი ცვლილებები არ შეიქვს. მას თან სდევს უმთავრესად სტრატოგრაფიული კრილის გართულება და ფაციესების სხვადასხვაობა. ძირითადი ამ დროისათვის მისივის სამხრეთი და ჩრდილო ნაწილების გათვისება არის, რაც შესაძლებელია, რომ სწორედ აღნიშნულმა მოძრაობამ გამოიწვია.

მასივის ისტორია პალეოგენში, უშუალო ფაქტიური მასალის სიმკირის გამო, არა სავსებით ნათელი ხდება. ოლიგოცენის ნაწყვეტები ჩრდილო პერიფერიასზე და სურამის აღმოსავლეთით¹ მხოლოდ საქართველოს სხვა კუთხეებთან დაკავშირების შემდეგ თუ ჰფენენ შუქს მასივის მდგომარეობას ამ დროში. ამგვარი მუშაობა ჩატარებული აქვს პროფ. ი. კაკაბაძეს (52). მისი დასკვნით ზედა ეოცენამდე მასივი თითქმის მთლიანად ზღვას ეკირა; ადგილი აქვს რბევით მოძრაობებს, რომელნიც ზედა ეოცენში მასივის ამოწვევით მთავრდებიან; ოლიგოცენში კვლავ დაწევას და ამასთან დაკავშირებით ტრანსგრესიას აქვს ადგილი.

ცარცის შემდგომი დანაოჭება მასივის ფარგლებში, მართალია, ინტენსიურობით ჩამორჩება იურულს. მაგრამ ის მაინც საჭიროდ საგრძნობი ხდება. ამ დანაოჭების ფაზისას ასაკი ზუსტად არ ირკვევა. მხოლოდ ერთი რამ არის ცხადი,—ის ჩოკრაკისწინა დროისაა და მასთან, როგორც ი. კაკაბაძეს დასკვნის, ერთგვის არ მომხდარა. ის გარემოება, რომ ქიათურის რაიონში ოლიგოცენსა და ზედა ცარცს შორის კუთხური უთანხმოება არ უნდა იყოს შესაშინევი, გვაფიქრებინებს, რომ ცარცის შემდეგ ოროგენული მოძრაობის მთავარი გამოვლინება ოლიგოცენისა და მიოცენის სიჯნაზე უნდა ყოფილიყო (შტირიული ფაზისი). მას უთუოდ ზღვის რეგრესია მოჰყვა შედეგად.

როგორც უკვე იყო აღნიშნული, ცარცის შეხება იურულ ფორმაციებთან ძლიერი კუთხური უთანხმოებით ხასიათდება. ცარცული ნაოჭები არც შირეების დაქანების სიძლიერით და ხშირად არც ნაოჭების მიმართებით არ უთანხმოებიან იურულს. ძირულის ტაფობში ცარცი თუმცა იჩენს აგრეთვე უსწორმასწორო სინკლინურ განლაგებას, მაგრამ შედარებით მკრთალად და მასთან რამდენადმე განსხვავებული მიმართებით.

ბარაგოულის და საქასრიას აღმოსავლეთით, მასივის ჩრდილო და სამხრეთ პერიფერიულზე გავრცელებული ცარცის შრეების ერთმანეთთან სქემატური დაკავშირება ერთ ანტიკლინურ ნაოჭს იძლევა, რომელიც შუაიურული დროის ტყვითა-დედაბერის პორსტულ ამოწევას თითქმის თანხვედრება. ბენეგ-ხუნგვის დეპარე-

¹ ჩხარის რ-ში მას ზედა ეოცენიც ემატება.

სია ამ დროს სრულიად აღარ მცლავნდება. ის კრისტალური მასივის ჩრდილო და სამხრეთ ნაწილებს ერთ მთლიან უდრეკ სხეულად აწებებს. ცარცი მას სრულიად უთანხმოდ გადაეფარება, რაც კარგად ჩანს საქასრულის ხეობაშიაც.

ცარცის ურთიერთობა იურასთან, აგრეთვე მიოცენისა ძველ წყებასთან, წითლად ამცლავნებს კრისტალური მასივის, როგორც უდრეკი სხეულის, თანდათანობით ზრდას. დანაოკების ცალკეული ფაზისების შემდეგ ხდება დანაოკებული პერიფერიების თავისებური შეზრდა კრისტალურ სხეულთან. ეს კარგად ჩანს განსაკუთრებით მასივის ჩრდილო და ცენტრალურ ნაწილში. ჩვენს მასივის მინიბურულ მავალითზე ერთხელ კიდევ მტკიცდება ცნობილი დებულება უდრეკი სუბსტრატების ზრდისა ოროგენული პროცესების შედეგად.

ჩხერიმელის ხეობაში ცარცი შედარებით ინტენსიურად არის დანაოკებული. დიდ დაჭანებასთან ერთად მასში ხშირია ნაწიგ-სხლეტვითი ხასიათის გაწვეტები. საგრძობი დანაოკება, ბაიოსურ ფორმაციაში შრეებრივობის უქონლობასთან ერთად, ჩრდილავს აქ იურასთან ძლიერი კუთხური უთანხმოების სიცხადეს, მაგრამ ფაქტიური მდგომარეობის ახლოს გაცნობით ის მაინც შესამჩნევი ხდება. მასივის ამ პერიფერიის ძლიერი დანაოკება, უკავშირდება აჭარა-თრიალეთის მესამეული დროის ნაოკთა სისტემის უშუალოდ მიწვეტას მასზე. ამ დროს მასივი ამ დანაოკების აენაპოსტს წარმოადგენდა, რომელზედაც ეხეთქებოდნენ და იშლებოდნენ დანაოკების, სამხრეთიდან მომდინარე, ტალღები.

სტრუქტურულად ჩხერიმელის ხეობის სამხრეთი ნაწილის დანაოკებული ცარცული ზოლი, გარდაძვალი ბუნების ნალექებით, თრიალეთის სისტემას ენათესავება. თუ მორფოლოგიურად ეს ყველგან ასე არ არის, — აჭარა-ახალციხის, პალეოკენით აგებულ მთიან ზოლს წინ ვაკემალლობი მიუყვება, — ეს ვარჯიშობა უმთავრესად მიოცენური ზღვის ტრანსგრესიით და შემდგომი დანაოკების თავისებური ხასიათით აიხსნება.

მიოცენურ დროში დენუდაციური პროცესები მასივის საგრძობ მოვაკებას ახდენენ. დიდ ნაწილში, განსაკუთრებით ცენტრულ ზოლში, ის თავისუფლდება ნალექი წყებებისაგან. ძირულა-ჩხერიმელის წყალგამყოფი და მისი ჩრდილო-აღმოსავლეთური გავრძელება — ქართლ-იმერეთის მთები — ამ დროს ხმელეთის პატარა ნაწილს წარმოადგენდნენ. აბრაზიული მოქმედება ამ უკანასკნელს უთუოდ არ შეეხება, მაგრამ აქ შრეების მთლიანობას ეროზიული პროცესები არღვევენ. კერძოდ, ცარცის ნალექების გათიშვა წყალგამყოფის ჩრდილო და სამხრეთ მხარეზე, თუ კი რომ ცარცულში (ზედა ცარცში მაინც) ზღვა მართლაც მთლიანად ფარავდა მასივს, ამ დროს უნდა მომხდარიყო.

პალეოცენური ფაზისის დროს ტექტონიკური ძალების ზეგავლენა მხოლოდ მასივის მთლიანი ეპიროგენეტური ამოწვეით განისაზღვრა, მცირე ადგილობრივი წვეტებით და უსწორმასწორო მოძრაობებით (ჩორჩინის მიოცენური ანტიკლინი, წნელასის ნაოკი და სხვა). ამ ამოწვეამ განსაზღვრა შემდეგში ეროზიული პროცესების მიმართულება და საბოლოო შედეგად მასივის თანამედროვე მორფოლოგიური სახე მოგვცა.

ამოწვევა აღმოსავლეთით შედარებით ინტენსიური ყოფილა. დასავლეთით მასივი შეუმჩნეველად იძირება და ადგილიც მორფოგრაფიულად ვაკემალლობიდან

ბორცვებიან დაბლობში შეუმჩნევლად გადადის. ამოწვევის დროს მაშინდელი ხმელეთის ნაწილის—თანამედროვე ქართლ-იმერეთის მთების და მისი დასავლეთი დაბლობების (მოლითის ქედი)—მასივის დინარჩენ ნაწილთან შედარებითი პიუსომეტრიული ამაღლება, როგორც ჩანს, სავსებით შენარჩუნებულ იქნა.

სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე მიოცენი კიდე იჩენს. მიკროოდენ ტალღებრივ დანაოქებას, რაც ამ ნაწილში მასივის ერთბაში ღრმა დაძირვის და თრიალეთის სისტემის მობჯენის გამოძახილია. ჩრდილო ნაწილში კი მიოცენური ნალექები თითქმის პორიზონტულად არიან განლაგებული. მხოლოდ მასივიდან მოშორებით—ჩხარის და ნაწილობრივ ქიათურა-სახჩერის ზოლში—განიცდიან ისინი ინტენსიურ კიდეურ დანაოქებას (ჩეენი რუკის გარეთ). ეს მოვლენა გენეტურად ოკრიბა-მუხურის (და მისი გაგრძელების: ხრეთი—ჯრუჭი) დანაოქებული ზოლის ბელტურ ამოწვევას უკავშირდება და სხვაგვარ ელემენტს წარმოადგენს; მასზე აქ შეჩერება არ იქნება მოხდენილი.

ამგვარი, ძირულის მასივი მეზოზოურში პერიოდულად განიცდის ზღვით დაფარვას. დანაოქების ინტენსივობა იურიდან მესამეულამდე თანდათან სუსტი ხდება; მასთან იზრდება მასივის, როგორც უდრეკი სხეულის, საზღვრები. მასივს გარკვეულად ემჩნევა დანაოქების ფაზისების დროს, პერიფერიებთან შედარებით, მუდამ მაღლა ამოწვევის ტენდენცია. მასივის სამხრეთი პერიფერია უფრო ძლიერად ნაოქდება, ვიდრე ჩრდილო, — განსაკუთრებით შუაიურული ფაზისის შემდეგ. ეს გარემოება დაკავშირებულია მასივის სწრაფ შეცვლასთან ანტიკავკასის გეოსინკლინით.

როგორც ვიცით, ძირულის მასივი უფრო დიდიკრისტალური ნაგებობის — საქართველოს ბელტის — ამჟამად ამოწვეულ ნაწილს წარმოადგენს (29). აღმოსავლეთით და დასავლეთით ის იძირება, პირველი მიმართულებით უფრო სწრაფად, დასავლეთით კი — შედარებით შეუმჩნევლად. აკად. ა. ჯანელიძე ბელტის ამ ნაწილის ამოწვევას, ისე როგორც მთელი მერიდიანული ზოლის — ცენტრული კავკასიონიდან სომხეთამდე (რომელშიაც ძირულის მასივიც მოხვდება) — შედარებით ინტენსიურ დანაოქებას ხსნის ამ ზოლში რუსეთისა და არაბეთის ბაქნების ერთმანეთთან მიახლოვებით.

აღსანიშნავია ერთი გარემოება. პალეოზოური ნაოქები, როგორც ეს პირველ ნაწილშია ნათქვამი, ჩრდილო-აღმოსავლეთური მიმართულებით ხასიათდებიან. ჩორჩანის ფილიტების ზოლი, როგორც არ უნდა იყოს მისი ნამდვილი ბუნება, ერთ-ერთ იმდროინდელ ტექტონიკურ დეპრესიას გამოხატავს. მეორე ასეთ დეპრესიას ბეინევის ფილიტები შეადგენენ. თუმცა ფაქტიური მასალით ეს უშუალოდ არ მტკიცდება, მაგრამ საფიქრებელია, რომ ბეინევის და ჩორჩანის დეპრესიები სწორედ რომ ერთმანეთისაგან დამოუკიდებელ, პარალელურ ტექტონიკურ ელემენტებს წარმოადგენდნენ.

იურიული დანაოქების დროს ტექტონიკური დეპრესიები თითქმის თანხედებიან ძველს და იღებენ მის გასწვრივ მიმართულებას. ბეინევის იურიული სინკლინი სწორედ მეტამორფული ფიქლების უბანს ემთხვევა: მის გაგრძელებას ძირულის გასწვრივ ხომ მკაფიო ჩრდილო-აღმოსავლეთური მიმართულება

ახასიათებს. ჩხერიმელა-სურამ-ჩორჩანის პერიფერიული დებარესიული ზოლიც აღმოსავლეთური, მეტამორფული ფიქლების წყების პარალელური, მიმართულებით ხასიათდება. მართალია, ეს ზოლი ზედ ფილიტებზე არ არის დამთხვეული, მაგრამ მათ შუა მხოლოდ ვარდისფერი გრანიტის ვიწრო ზოლია მოქცეული, რომელსაც სამხრეთიდან, ალის მიდამოების აგებულების მიხედვით, ისევ მეტამორფული კრისტალური ფიქლების ფორმაცია სცვლის. როგორც ჩანს, ვარდისფერი გრანიტის ზოლურმა ინტრუზივმა, მეტამორფულ წყებაში შეჭრილი ტოტებით, ძველი დებარესიის ეს ნაწილი შედარებით მტკიცე უდრეკ სუბსტრატად აქცია და სუსტმა უბანმა სამხრეთით გადმოინაცვლა. წინააღმდეგ ბრუნვის დებარესიისა, ეს უკანასკნელი მთელი მეზოზოურის განმავლობაში ინარჩუნებს დებარესიულ ხასიათს და მასთან პირველ მიმართულებას. ემჩნევა მხოლოდ დროის მანძილზე დანაოქების ინტენსივობის თანდათან შემცირება.

ამგვარი დამთხვევა არ შეიძლება შემთხვევითი იყოს. როგორც ჩანს, პალეოზოური დანაოქებით შექმნილმა ძველმა სტრუქტურამ მეზოზოურში, განსაკუთრებით შუაიურული დანაოქების დროს, ინტრუზივებით შემტკიცებულ უბნებში გამოიწვია ახალი ნაოქების მასზე მორგება, მიუხედავად იმისა, რომ ტექტონიკური ძალების მიმართულება ამ დროს უთუოდ სხვაგვარი ყოფილა.

ძველი სტრუქტურის ასეთი გავლენა მის შემნივთებელ ინტრუზიულ სხეულთა ფორმას უნდა უკავშირდებოდეს. ბრინევის და ჩორჩანის რაიონებში მეტამორფულ კომპლექსში შეჭრილი ინტრუზივები, როგორც 1 ნაწილში გვაქვს აღნიშნული, ტექტონიკური ხაზების გასწვრივ, ზოლურ გავრცელებას იჩენენ. ამით უნდა აიხსნებოდეს აქ ძველი და შედარებით ახალი დებარესიების თითქმის თანხედრება, ან პარალელური განლაგება.

С. С. ЧИХЕЛИДЗЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

Резюме

Древнейшей формацией Дзирульского кристаллического массива является метаморфизованный комплекс, среди которого различаются две свиты: 1) кристаллические сланцы и 2) филлитовая толща.

Филлиты в основном известны в двух местах: в окрестностях с. Бжиневи на сравнительно небольшом участке и в районе с. с. Чорчана-Уцлеви в виде широкой полосы длиной около 14 км.

В петрографическом отношении филлитовая толща довольно многообразна. Наряду с нормальными сланцами, к которым примыкают также кварциты, мраморизованные известняки и др., занимающие подчиненное положение, в толще можно выделить зеленые сланцы (хлоритовые и хлоритово-амфиболовые) и инъекционные (мигматитовые) сланцы.

Первая группа объединяет породы разной степени метаморфизма, начиная от слабоизмененных углистых и аспидных сланцев и кончая почти настоящими слюдяными сланцами. Значительным распространением среди них пользуются разные промежуточные слюдистые сланцы. В разрезе толщи положение отдельных типов не подчинено какой-либо определенной закономерности.

Существенную составную часть филлитовой толщи представляют древние основные породы порфиритовой и габбро-диабазовой группы, сильно измененные последующими процессами. Несмотря на внешние и микроскопические различия, мы объединяем их всех по генетическому признаку в одну—зеленокаменную группу. Сюда входят разные породы, начиная от безкварцевых хлоритовых сланцев и кончая кварцево-дионитовыми амфиболитами и актинолитовыми сланцами. Взаимоотношение их с вмещающими породами не всегда ясно. По предварительным данным часть зеленых сланцев, повидимому, синхронична филлитовой толще. Амфиболиты и габбро-амфиболиты являются более поздними, секущими породами.

Инъекционные сланцы представляют собою продукт весьма тонкой, т. н. интимной инъекции сланцев гранитным материалом и генетически связаны с внедрением в толщу розовых гранитов. Интенсивность инъекционных проявлений колеблется в широких пределах,—от спорадических импреняций гранитных минералов до образования гнейсовидных мигматитов. В последних первичная природа породы всегда

обнаруживается в реликтовой сланцеватой текстуре и наличии иногда микроксероантов сланца в виде тонких параллельных прерывистых полосок. Привнесенный материал является тонко или мелкозернистым, иногда же и крупнозернистым (кристаллы микроклина до 0,5 см, рис. 4). Мощность отдельных пачек колеблется в широких пределах. Состав их обычно неоднороден.

Необходимо отметить, что распространение выделенных отдельных групп и типов не характеризуется закономерной зональной локализацией.

Контактовое воздействие гранитов выражено обычно в ороговиковании прилегающих слоев, а иногда в фельдшпатизации их. Отсутствует проявление контактовых зон.

Петрографическая природа толщи, свойства контакта и другие данные определенно указывают на общий региональный характер метаморфизма, протекающего повидимому в гипобиссальных условиях. В интенсивности метаморфизма можно подметить некоторую закономерность: южная периферическая полоса сравнительно сильнее изменена; кроме того, степень метаморфизма в юго-западном направлении заметно возрастает.

По характеру фауны археоциатов, найденных в мраморизованных известняках (5, 42), возраст филлитовой толщи определен как нижнекембрийский (12).

В филлитовой толще достаточно отчетливо выделяются отдельные тела внедрившихся пород: серпентинитов, габброидов, микрогранитов и др., имеющих почти всегда пластовую линзовидную форму залегания.

По нашим наблюдениям в р-не Уцлеви (в устьевой части р. Нинисис-цкали) в филлитовую толщу внедрен кварцевый диорит, представляющий, по всей вероятности, апофизу крупного тела (с. Уцлеви) типичного для Дзирульского массива кварцевого диорита (серого гранитоида). Таким образом, в возрастном отношении все интрузивные породы Дзирульского массива являются посткембрийскими.

В чистом своем виде—свободном от инъекции магматического вещества—кристаллические сланцы обычно представлены разными слюдяными сланцами. Среди них встречаются иногда и слюдястые сланцы, характерные для филлитовой толщи.

Участки распространения кристаллических сланцев во всем массиве обычно представляют редкую сеть этих сланцев, пропитанную продуктами магматической деятельности. В физическом отношении ксеролиты сланцев занимают всегда строго подчиненное положение. Первое место принадлежит интрузивным породам и связанным с ними многочисленным и разнообразным мигматитам гнейсовидного характера.

В непосредственном соприкосновении с филлитовой толщей кристаллические сланцы нигде не известны. Наиболее близко друг от друга они находятся в районе с. Уцлеви, где между ними полосой до 1 км. вклинивается розовый гранит.

По характеру метаморфизма, связи с интрузивными процессами, петрографической природе и условиям распространения, кристаллические сланцы и филлитовая толща, вопреки существующему взгляду о их взаимоотношении, представляют собою единую формацию геосинклинального типа, метаморфизованную одними и теми же процессами регионального метаморфизма.

Чорчано-Уцлевско-Бжиневская филлитовая толща представляет верхи метаморфизованного комплекса. Кристаллические сланцы, по крайней мере часть их, должно быть древнее кембрия, слагающая нижнюю часть стратиграфической колонки. Не исключена возможность, что некоторые участки кристаллических сланцев являются горизонтальным продолжением филлитовой толщи.

Относительно сильная степень метаморфизма кристаллических сланцев объясняется в основном погружением их на сравнительно большую глубину.

Складкообразование метаморфической формации и развитие параллельно с ним интрузивных процессов скорее всего должно быть связано с каледонским орогенезисом.

Интрузивный комплекс в чистом своем виде представлен кварцевыми диоритами (серыми гранитоидами), габброидами, серпентинизированными гипербазитами и розовыми гранитоидами.

Магматическая деятельность, выражающая по существу единый магматический цикл, как видно, протекала в гипоабиссальных условиях, развиваясь путем последовательного внедрения отдельных типов.

Наиболее древними породами являются кварцевые диориты. Внедрение данной магмы в метаморфическую формацию ограничилось лишь глубокими горизонтами ее, т. е. кристаллическими сланцами. Воздействие на сланцы выразилось главным образом в процессах инъекционного метаморфизма, — в явлениях весьма тесного пропитывания сланцев магматическим веществом. Связанные с типичными гипидиоморфнозернистыми кварцевыми диоритами, сланцеватые гнейсовидные породы, которых обычно называют кварцевыми диорит-гнейсами, по существу представляют собою результат мигматитизации (послойной инъекции) сланцев. Собственно кристаллические сланцы среди них обычно встречаются в виде спорадических, более или менее мелких останцев или ксенолитовых участков.

Розовые гранитоиды и связанные с ними аплит-пегматиты принадлежат к последней фазе магматического цикла. С этим интрузивным

процессом широко связана микроклинизация, отчасти и окварцевание древних пород. Явления интимной инъекции, доходящие иногда почти до полной гранитизации пород, наиболее ярко и убедительно выражены в сланцах филлитовой толщи.

Микроклинизация кристаллических сланцев и первых мигматитов еще более осложнила их природу.

Непосредственное контактовое воздействие на сланцы, как серых, так и розовых гранитоидов, помимо указанной мигматитизации, в общем слабое. С ним можно связать, например, спорадическое появление в сланцах некоторых контактовых минералов (турмалина, граната и др.).

Внедрению розовых гранитоидов предшествовала интрузия основных и ультраосновных пород. Эти последние, видоизмененные автометаморфическими процессами в серпентиниты, встречаются во всем Дзиргульском массиве только лишь в восточной части его и территориально тесно связаны с филлитовой толщей. Наиболее крупные тела обнажены вдоль северной периферии ее (Тетриминдори-Чешора), залегая между гранитами и сланцами.

Контакт гранитов с серпентинитами, вопреки сложившемуся мнению об отсутствии контактовых явлений, на самом деле характеризуется определенными, ясновыраженными эндо-и экзоконтактовыми явлениями. Гранит показывает структурные изменения, становясь в сторону серпентинита постепенно мелкозернистее, приобретая при этом порфириковую структуру и обогащаясь биотитом; одновременно понижается кислотный характер породы. Экзоконтактовое воздействие выражено в появлении в контакте (Чешора-Квашава) биотитового сланца, образовавшегося в результате воздействия гранитной магмы на серпентиновое вещество.

Кроме того, наблюдающиеся в контактовой полосе талькообразование и лиственитизация также должны быть связаны с гранитной интрузией, но уже с ее гидротермальной стадией.

Габбро-амфиболиты, повидимому, скорее всего связаны с тем же интрузивным процессом, что и гипербазиты. Во всяком случае не наблюдается нигде, чтобы какая-нибудь из этих пород секла бы другую.

Взаимоотношение первых основных пород с кварцевыми диоритами пока еще нельзя считать окончательно выясненным. Весьма возможно, что габброиды, по крайней мере часть их, фациально связаны с интрузивным процессом кварцевых диоритов; но вовсе не исключена возможность и более древнего их образования. Вопрос требует специального изучения.

Интенсивно дислоцированный древнейший комплекс пород со столь густо пронизавшими его интрузивными телами в дальнейшем превращается в жесткий субстрат.

Структуры древней складчатости не поддаются расшифровке. Можно лишь сказать, что направление складок, повидимому, было северо-восточное. Кроме того, Бжиневские филлиты и Чорчано-Удлевская полоса, какова бы ни была их истинная тектоническая природа, повидимому, представляют собою древние тектонические депрессии.

Точно также остается неизвестной дальнейшая история массива до начала мезозоя. Известно лишь, что в верхнепалеозойское время Дзирульский массив подвергался денудации, в результате чего преобладающая его часть полностью освободилась от покрова осадочных формаций.

В мезозойское и кайнозойское время массив служил ареной неоднократных трансгрессий и регрессий.

Известная в западной части массива формация нижних туффигов в восточной и юго-восточной его части полностью отсутствует.

Наиболее древними из мезозойских отложений являются средне-лейасовые осадки, представленные аркозовыми песчаниками, конгломератами, цветными известняками и, частично, мергелистыми сланцами. Взаимоотношение песчаников и известняков носит фациальный характер. В восточной части массива в горизонтальном направлении они иногда сменяют друг друга. Наиболее отчетливо песчаниковая фация развита в районе Бжиневи-Молити. В среднелейасовое время море почти полностью покрывало рассматриваемую часть массива.

На северо-восточной периферии Дзирульского массива имеем полный разрез лейаса. Здесь его согласно продолжает порфиритовая свита. В южной же части массива в верхнем лейасе отмечается перерыв.

Сменяющая лейас порфиритовая свита целиком относится к байосу. В южной части массива байосские породы несогласно залегают на лейасе, местами даже лежат непосредственно на древних кристаллических породах. Явление это объясняется орогенетическим движением и связанным с ним поднятием массива.

Порфиритовая свита в фациальном отношении проявляет большое непостоянство. Туфогенные отложения с нормальными литокластами и чередованием лав быстро сменяются массивными вулканогенами. Господствующей для данной части массива является именно эта фация. Отсутствие слоистости в сильной степени мешает расшифровке тектоники.

Вулканические излияния происходили под водой и, повидимому, носили линейный характер. Одна из этих линий должно быть совпадала с полосой Ткемта-Никорагули (Молитский хребет), а другая — с долиной р. Дзирулы.

Породы, входящие в состав нашей порфиритовой серии, можно разделить в основном на три группы: 1) порфиритовые породы с альби-

тизированным плагиоклазом и связанные с ними туфогены; 2) породы с неизменным основным плагиоклазом и 3) кварцевые порфириды. В пространстве их можно усмотреть определенную закономерность. Породы первой группы приурочены исключительно к низам толщи. Кварцевые порфириды скорее всего соответствуют последней фазе вулканизма.

По характеру цветного компонента и структурным признакам в первых двух группах можно выделить целый ряд разновидностей.

Породы порфиритовой толщи в сильной степени изменены автометаморфическими процессами. К ним относятся: альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, пелитизация, иногда пиритизация и др. В развитии и взаимосвязи этих процессов видна некоторая закономерность.

В конце байоса или в начале бата Дзирульский массив испытал интенсивные дислокации. Помимо ряда дизъюнктивных нарушений, главным для этого пароксизма в данной части массива является образование двух депрессий простирания $0, N0$ с горстовым поднятием между ними (Ткемта-Никорагульское поднятие). В образовании и морфологии их ясно видно влияние палеозойской структуры.

Очевидно в связи с указанным орогенетическим движением, байосский вулканизм заканчивается интрузивным процессом, давшим Ципский гранитоидный интрузив. Этот последний находится в полосе вышеуказанного поднятия и по форме залегания должно быть представляет собою интраформационное тело, расположенное между древним кристаллическим субстратом и порфиритовой формацией.

В верхнеюрское время местность, повидимому, представляла сушу и подвергалась размыву.

Трансгрессия неокомского моря захватывает массив только в барремское время.

В связи с австрийской орогенетической фазой в среднем мелу имело место движение, вместе с которым активизировалась вулканическая деятельность. Изменился по всем данным и характер бассейна (обмеление, образование островов). Существенным для этого времени является отделение южной периферии массива от северной и включение ее в Триалетскую геосинклиналь. После альба геологическая история северной и южной частей массива развивалась различно.

В послемеловой период значительную дислокацию массив, очевидно, испытал перед миоценом. Складки меловых отложений только частично совпадают с юрскими. Тектоническое несогласие между мелом и юрой быстро возрастает от периферий к центральной части массива.

Миоценовая трансгрессия коснулась восточной части массива в сарматское время. Срезание преобладающей части массива почти в од-

ной плоскости и ее освобождение от покрывающих осадков должно быть приписано действию миоценового моря.

Водораздел между р. Дзирула и р. Чхеримела и его продолжение на NO (Картло-Имеретинский хребет) в миоценовое время, по всей вероятности, представлял сушу.

В верхнемиоценовое время Дзирульский массив испытал эпигенетическое поднятие и полную эмерсию. С тех пор он остается сушей.

Характерные черты геоморфологии Дзирульского массива, в частности его юго-восточной части, в основном обусловлены именно указанным последним этапом его геологической истории.

ბ ა ბ მ ე რ ე ბ ე ბ შ ლ ი ლ ი ბ ი ბ ა ბ შ რ ა ბ

1. Abich H.—Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg, VI sér. Sciences mathém. et phys., t. VII, 1858.
2. Abich H.—Das Meskische oder Karth-Imeretische Grenzgebirge in geologischen und klimatologischen Beziehungen. *Bull. sect. phys.-math. Ac. Sciences de St. Pétersbourg*, vol. IX, 1859.
3. Авиябеков Ш.—Материалы к петрографии центральной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Геол. Инст. Аз. Фил. Акад. Н. СССР, т. XII/63, Баку, 1939.
4. Авиябеков Ш. и Кашкай М.—Листвениты Закавказья. Геолог. Инст. Азерб. Фил. Акад. Н. СССР, Баку, 1939.
5. Барсанов Г.—Нижний кембрий в Закавказье. Изв. Акад. Н. СССР, № 9, Москва, 1931.
6. Барсанов Г.—Равновидность серпентина „нефритоид“ и вопрос его генезиса. Тр. Лом. Инст.-та Акад. Н., вып. 2, Ленинград, 1933.
7. Белявкин Д.—Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петр. Инст. Акад. Н. СССР, вып. 6, 1934.
8. Белявкин Д. и Петров В.—Петрографы Академии Наук СССР в Грузии. Вестник Акад. Н. СССР, № 2, Москва-Ленинград, 1936.
9. Бетехтин А.—Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика. Тр. ЦНИГРИ, вып. 60, Ленинград, 1936.
10. Богачев В.—Геологический очерк Чиатурского бассейна. Изв. Азерб. Гос. Политехн. Инст.-та, т. 6, Баку, 1929.
11. Боуэн Н.—Эволюция изверженных пород. Москва, 1934.
12. Вологдин А.—К открытию артезиан на Кавказе. Изв. Вс. Г. Р. О. Л., в. 100, 1931.
13. Габуния К.—Крольское месторождение песка. 1931 (рукопись), Тбилиси. ф-дм Тр. Геол. упр.
14. გამყრელიძე პ. და ჩიხელიძე ს.—ძირულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისათვის. საქ. გეოლოგიური ინსტ.-ტის მოამბე, ტ. 1. ნაკვ. 2, 1933
15. Гамкрелидзе П.—Геологическое описание части долин р.р. Дзирулы и Чхеримелы. საქ. გეოლ. ინსტ.-ტის მოამბე, ტ. 1. ნაკვ. 2, 1933.
16. გამყრელიძე პ.—სურამის რაიონის გეოლოგიური აგებულება. 1932, ხელნაწერი, თბილისი, საქ. გეოლ. სამმართვე. ფ-ბი.
17. Гамкрелидзе П.—Отчет по геологическому изучению трассы электропередачи

- „Загეს—Рионгეს между Зестафони и Хашури. 1934, (рукопись), Тбилиси, груз. отд. ВГФ.
18. Гамкрелидзе П. и Эдилашвили В.—Геологическое описание листа К-38-XX (Боржоми). 1941 (рук.), ib.
 19. Герасимов А.—К вопросу о возрасте древнейших свит на северном Кавказе. Изв. Геол. Ком. XLVIII, № 7, 1929.
 20. Герасимов А.—Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне р.р. Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
 21. Гогоберидзе Г.—Отчет по разведкам мрамора в Юго-Осетии. 1931 (рук.). Тбилиси. Груз. отд. ВГФ.
 22. Горбунов С. Месторождение талка Юго-Осетии. Минеральное сырье, № 12 Москва, 1931.
 23. Грубенман У. и Нигли П. Метаморфизм горных пород. Ленинград-Москва, 1933.
 24. Дембо Т. К. геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Всер. Мин. Общ., ч. 66, в. 4, 1937.
 25. Демчук А. Полный отчет о результатах г.-разв. работ в Чорчанском р-не. 1933 (рукопись), Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
 26. ჯანელიძე ა. ველოლოგია ტფილისის უნივერსიტეტში. საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე, ტ. III, ნაკ. 2. თბილისი, 1932.
 27. Джanelидзе А. К вопросу об орогенических фазах, *Сов. Геол.*, № 5—6, Москва, 1940.
 28. Джanelидзе А. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Изд. Груз. Фил. Ак. Н. СССР, Тбилиси, 1940.
 29. ჯანელიძე ა. საქართველოს ბელტის პრობლემა. საქ. სსრ მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. III, № 1—2, თბილისი, 1942.
 30. ჯანელიძე ა. დასავლეთ საქართველოს ცარცის გლაუკონიტანისზედა კირქვების ასაკის გამო. საქ. სსრ მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. III, № 5, 1942.
 31. ჯანელიძე ა. მრეების წარმოშობის საკითხისათვის. საქ. სსრ მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. IV № 5, 1943.
 32. ძოწენიძე გ. მსაღები პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისათვის (ზემო რაჭა და სამხრეთ-ოსეთი). საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე, ტ. III, ნაკ. 3. თბილისი, 1938.
 33. Дзоцендидзе Г. Сравнительное изучение вулканогенных отложений средней юры Грузии. 1941 (рук.), Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
 34. Дзоцендидзе Г. О некоторых вопросах образования альбитовых диабазов. *Сообщения Ак. Н. Гр. ССР*, т. III, № 4, 1942.
 35. ძოწენიძე გ. კლასტური ქანები პორფირიტულ წყებაში. საქ. სსრ მეცნ. აკ. მოამბე, ტ. IV, № 7, 1943.
 36. Дэлл Р. Изверженные породы и глубины земли. Ленинград, 1936.
 37. Заридзе Г. Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве. საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე, ტ. IV, ნაკ. 1, თბილისი, 1938.
 38. Заридзе Г. Основные жильные породы района селений Рухмелури и Циплаки (ущелье р. Цхенис-цхали) в Нижней Сванетии. *Сообщ. Ак. Н. Гр. ССР*, т. II, № 9, 1941.
 39. Канделаки Н. Отчет Уцлевской геолого-развед. партии за 1932 г. Рукопись, Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
 40. Киласония П. Петрографическое строение юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива (бассейн р. Черат-хеви). 1940 (рук.), Тбил. Гос. Унив. им. Сталина.

41. Кузнецова Е. Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива в Закавказье. *Изв. Вс. Геол. Раз. Об.*, Л., вып. 98, 1931.
42. Кузнецов И. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. *Изв. Вс. Гл. Геол. Раз. Об.*, вып. 100, 1931.
43. Кузнецов И. Дзирульский кристаллический массив. Сборник «Интрузивы Закавказья». *Тр. Гр. Гос. Геол. Упр.*, в II, Тбилиси, 1941.
44. Кузнецов И. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. (Рукопись), Кав. эксп. Инст. геол. и. Ак. Н. СССР, 1942.
45. კახაძე ი. დასავლეთ საქართველოს ბაიოსურის ამონიტები. საქ. გეოლ. ინსტ. მოაზრებ., ტ. II, სპ. 4, თბილისი, 1936.
46. Кахадзе И. и Канделаки Н. Отчет Юго-Осетинской гео-съемочной партии. 1939 (рук.), Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
47. Кахадзе И. Фацции среднего лейаса Грузинской глыбы. *Сообщ. Гр. Ф. Ак. Н. СССР*, т. I, № 2, 1940.
48. Кахадзе И. и Канделаки Н. Геологическое описание листа К-38—XIV (Чиатура). 1941 (рук.), Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
49. Кахадзе И. Заметка о лейасских и байосских иноцерамах Грузии. *Сообщ. Ак. Н. Гр. ССР*, т. II, № 5, 1941.
50. Кахадзе И. К стратиграфии верхнего мела северной периферии Дзирульского массива. *Сообщ. Ак. Н. Гр. ССР*, т. II, № 8, 1941.
51. კახაძე ი. საქართველოს შუა იურულის ფაუნა. საქ. სსრ მეცნ. აკ. გეოლ. ინსტ. შრომები, გეოლ. ს., ტ. I (VI), თბილ., 1943.
52. კახაძე ი. რაჭა-ლეჩხუმის აუზი და მოსახლვრე რაიონები პალეოგენის დროს საქ. სსრ. მეცნ. აკად. გეოლოგ. ინსტ.-ის შრომები, გეოლ. ს., ტ. II (VII), თბილისი, 1944.
53. Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, Москва, 1937.
54. Левинсон-Лессинг Ф. Олонецкая диабазовая формация. *Тр. Петерб. О-ва Естеств.* т. XIX, Петербург, 1888.
55. Левинсон-Лессинг Ф. Петрография. Изд. II, ГНТИ, Ленинград, 1931.
56. Лодочников В. Породообразующие минералы. Гос. Г. Р. Изв., Ленинград—Москва, 1933.
57. Лодочников В. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы с ними связанные. ОНТИ, Ленинград—Москва, 1936.
58. Мефферт Б. Юрские отложения Имеретии. *Изв. Гл. Г. Раз. Упр.*, т. XIX, № 1, Ленинград, 1930.
59. მუცუხიძე ქ. დასავლეთ საქართველოს ქვედა ცარცის ბრაქიოპოდები. თბილისი, 1941 (იბეჭდება).
60. Оллинг Г. Петрология. Перов. С. А. Лучицкой. Гос. Изв. Геол. лит. ВКВШ, Москва, 1941.
61. Освальд Ф. К истории тектонич. развития Армянского нагорья. *Зап. Кавк. Отд. Рус. Геогр. Общ.*, кн. XXIX, в. 2, Тифлис, 1916.
62. Робинсон В. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабь и Белой на Северном Кавказе. *Тр. ВГРО*, вып. 226, 1932.
63. Роженбуш Г. Описательная петрография. Перевод с нем. под ред. В. Н. Лодочникова, Горгеонефтеиздат, 1934.
64. Rouchadze I. Les ammonites aptiennes de la Géorgie Occidentale. *Bull. Instr. géol. Géorgie*, v. I, f. 3, Tiflis, 1933.

65. რუხაძე ი.—საქართველოს ხ. ცენტრული ეპიზოიდები. სპ. სპ. მუხ. მოაზრებ., ტ. X-A, თბილისი, 1940.
66. Sederholm L.—Ueber die Entstehung der migmatischen Gesteine. Geol. Rund., 4, 1913.
67. Симонович С. Геологические наблюдения в бассейне левых притоков Куры между Сурамом и Гори. *Мат. для геологии Кавказа*, с. II, кн. 6, Тифлис, 1892.
68. Смирнов Г. Из геологических наблюдений в Шоратанском уезде. *Зап. Краев. Сборн.*, с. А, т. I, Тифлис, 1930.
69. Смирнов Г. и Заридзе Г. Неинтрузивы Дзирульского кристаллического массива. *Доклады Акад. Н. СССР*, т. II, № 1, 1936.
70. Смирнов Г. Петрография кристаллических плит и роль их в геологической истории Закавказья. 1936, (рукопись), Тбилиси, Груз. отд. ИФ.
71. Смирнов Г., Татришвили Н. и Казахашвили Т. Геолого-петрографический очерк сев.-восточной части Дзирульского массива. *Тр. Петр. Инст-а Акад. Н. СССР*, в. 11, Москва, 1937.
72. Смирнов Г., Татришвили Н. и Казахашвили Т. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского массива. *Тр. Груз. отд. ВИМСа*, вып. II, Тбилиси, 1938.
73. Смирнов Г. Интрузивные породы южной части Дзирульского кристаллического массива. *Сб. «Интрузивы Закавказья»*. *Тр. Гр. Гос. Геол. Упр.*, в. II, Тбилиси, 1941.
74. Смирнов Г. и Роква М. Петрографическое описание мраморовидного известняка и некоторых прилегающих пород в окрестностях сел. Молити. *Мат. по петрогр. Грузии*. *Тр. Груз. Гос. Госл. Упр.*, вып. V, Тбилиси, 1941.
75. Соловьев С. К вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. *Зап. Мин. Общ.*, LXIV, № 2, 1935.
76. Сорокин А. и Симонович С. К геологии Кутаисской губернии. Шоратанский уезд. ст. I. Долина р. Чхеришлы. *Мат. для Геол. Кавк.*, с. I, кн. 12; ст. II. с. I, кн. 13, Тифлис, 1885, 1886.
77. Сорокин А. и Симонович С. К геологии Кутаисской губ. Объяснительная записка к геол. карте части Кут. губ. *Мат. для геол. Кавк.*, с. 2, кн. 2, Тифлис, 1887.
78. Твалчрелидзе А. Полевой шпат пегматитовых жил Дзирульского массива. *Матер. сообщ. по полевому шпату*. *КЭПС*, № 63, Москва, 1927.
79. Твалчрелидзе А. и Топурия П. Отчет о работе Дзир. эксп. Груз. филиала Акад. Н. СССР в северо-западной части Дзирульского массива. 1936, (рукопись), Тбилиси, Геолог. инст-т Акад. Н. Груз. ССР.
80. Твалчрелидзе А. Древние докембрийские и палеозойские породы Дзирульского кристаллического массива. Тез. доклада на сессии Отд. Матем. и Ест. Н. Акад. Н. Гр. ССР, Тбилиси, 1941.
81. Топурия П. Рквийский интрузив порфиоровидного гранита в Дзирульском массиве. *საქ. ვიწრო, სპ. სპ. მოაზრებ., ტ. III, ბ. 4, თბილისი*, 1938.
82. Флоренский А. и Барсанов Г. Геология, петрография и полезные ископ. IV, АН СССР, СОПС, вып. 13, Москва—Ленинград, 1936.
паемые бассейна р. Лопанис-цхали в Юго-Осетии. Произв. силы Юго-Осетии.
83. Fournier F. Description géologique du Caucase centrale (Thèse). Marseille, 1896.
84. Цагарели А.—Горизонт с *Inoceramus Labiatus* в Грузии. *Сообщ. Акад. Н. Груз. ССР*, т. II, № 8, 1941.

85. ცაგარელი ა.—საქართველოს ცარცული ინოცერამები. საქ. სსრ მეცნ. აკ. გეოლ. ინსტ. შრომები, გეოლ. ს., ტ. 1 (VI), თბილისი, 1942.
86. Цагарели А. К вопросу о проявлении Австрийской фазы в Западной Грузии. *Сообщ. Акад. Наук Гр. ССР*, т. III, № 8, 1942.
87. ცაგარელი ა. დასავლეთ საქართველოს ზედა ცარცი. 1942 (ხელნაწერი), თბილისი, საქ. მეცნ. აკ. გეოლოგიის და მინერ. ინსტ-ტი.
88. Чихелидзе С. Марганец Сб. «Минеральные ресурсы Грузии». Тифлис, 1932.
89. Чихелидзе С. Отчет Юго-Осетинской тальковой партии. 1932 (рук.), Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
90. ჩიხელიძე ს. ძირულის კრისტალური მასივის სამხრეთი ნაწილის გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული კვლევის წინ. ანგარიში. 1936, (ხელნ.), თბილისი, საქ. მეცნ. აკ. გეოლოგ. და მინერალოგიის ინსტ-ტი.
91. ჩიხელიძე ს. ძირულის მასივის სერპენტინიტების და ვარდისფერი გრანიტების ურთიერთობისათვის, მოხსენებების ანოტაციები კიროვის სახ. საქ. ინდ. ინსტ. IV სამ.-ტექ. კონ-ზე, თბილისი, 1941.
92. ჩიხელიძე ს. ძირულის მასივის გეოლოგიური ისტორია. თეზისები მოხს. საქ. სსრ მეცნ. აკ. მათემა. და საბუნ. განყ-ს სესიაზე, თბილისი, 1941.
93. Чхотуа Г. Графит. Сб. Минеральные ресурсы Грузии, Тифлис, 1932.
94. Чхотуа Г. К петрографии древних основных и ультра-основных пород верховьев р. Кодора в Абхазии. საქ. გეოლ. ინსტ-ტის მო.მპე, ტ. III, ნ. 1, თბილისი, 1938.
95. Чхотуа Г. и Эдилашвили В. Отчет Абхазской геол. съемочной партии по работам 1936 г. (рук.), Тбилиси, Груз. отд. ВГФ.
96. ჭიჭინაძე კ. და ჯავრიშვილი კ. ძირულის მასივი. ტექნიკა და შრომა, № 8, თბილისი, 1935.
97. ერისთავი მ. დასავლეთ საქართველოს ქვედა ცარცი. 1941 (ხელნ.), თბილისი, საქ. მეცნ. აკ. გეოლოგიის და მინერ. ინსტ-ტი.
98. Эрнстави М. К вопросу о наличии клансейского горизонта в Западной Грузии. *Сообщ. Акад. Наук Гр. ССР*, т. II, № 5, 1941.

დაბეჭდა საქ. სსრ მეცნიერებათა აკად.
სარედაქციო-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით



რედაქტორი საქ. სსრ მეცნ. აკად.
ნამდვილი წევრი ალ. ჯანელიძე
ტექნიკური რედაქტორი ვალ. გაბილია

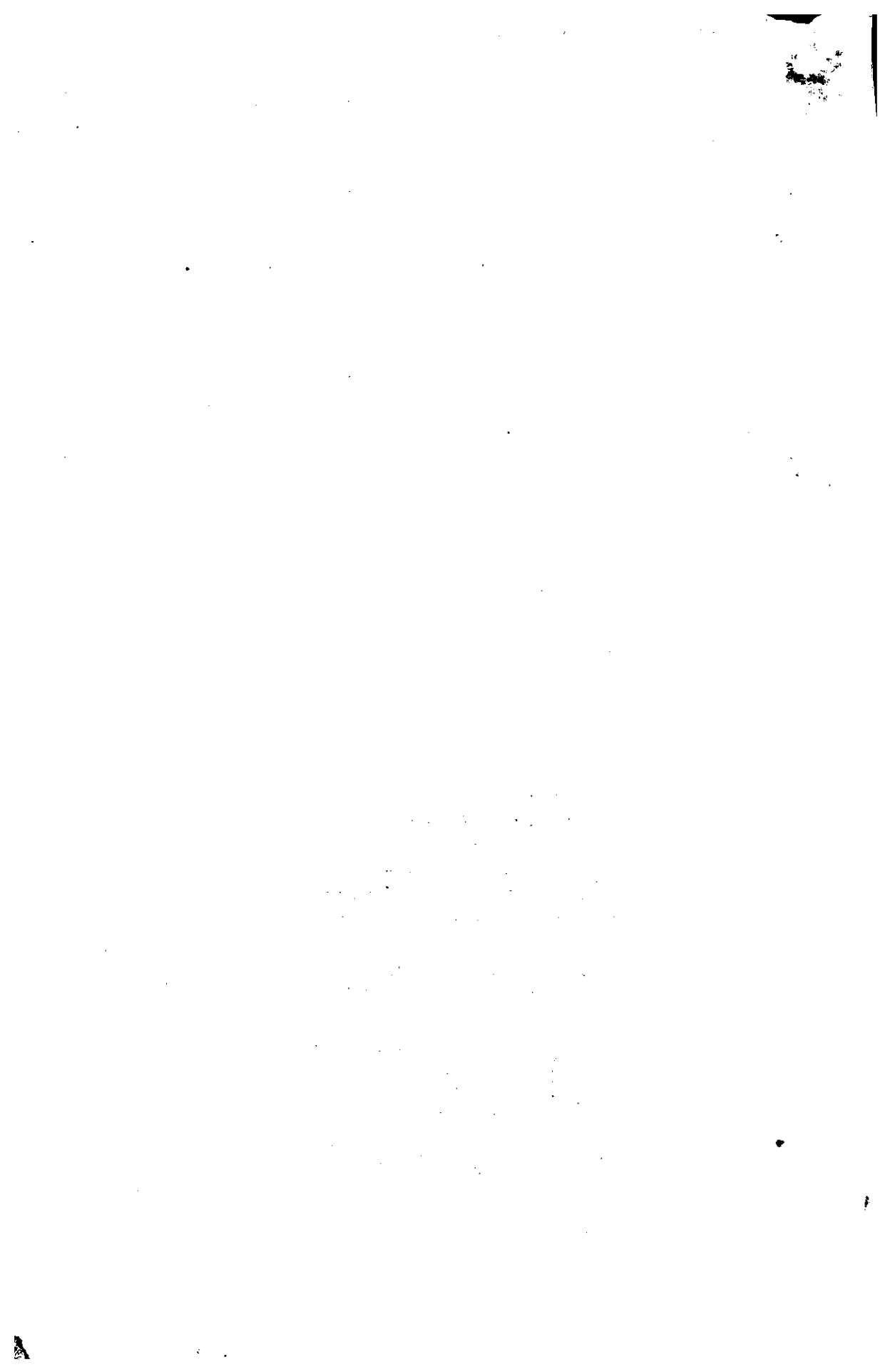


საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
სარედაქციო-საგამომცემლო საბჭო

№ 10

სტ. შეკვ. 433. უფ. 13012. ტირ. 600
ხელმოწერილია დასაბეჭდ. 23 8.48
ქალ. ხ. 74×118. საბ. ფურ. 14.
საალრიცხვო საგამომცემლო ფ. 18.

საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის სტამბა
აკაკი წერეთლის ქუჩა, № 7

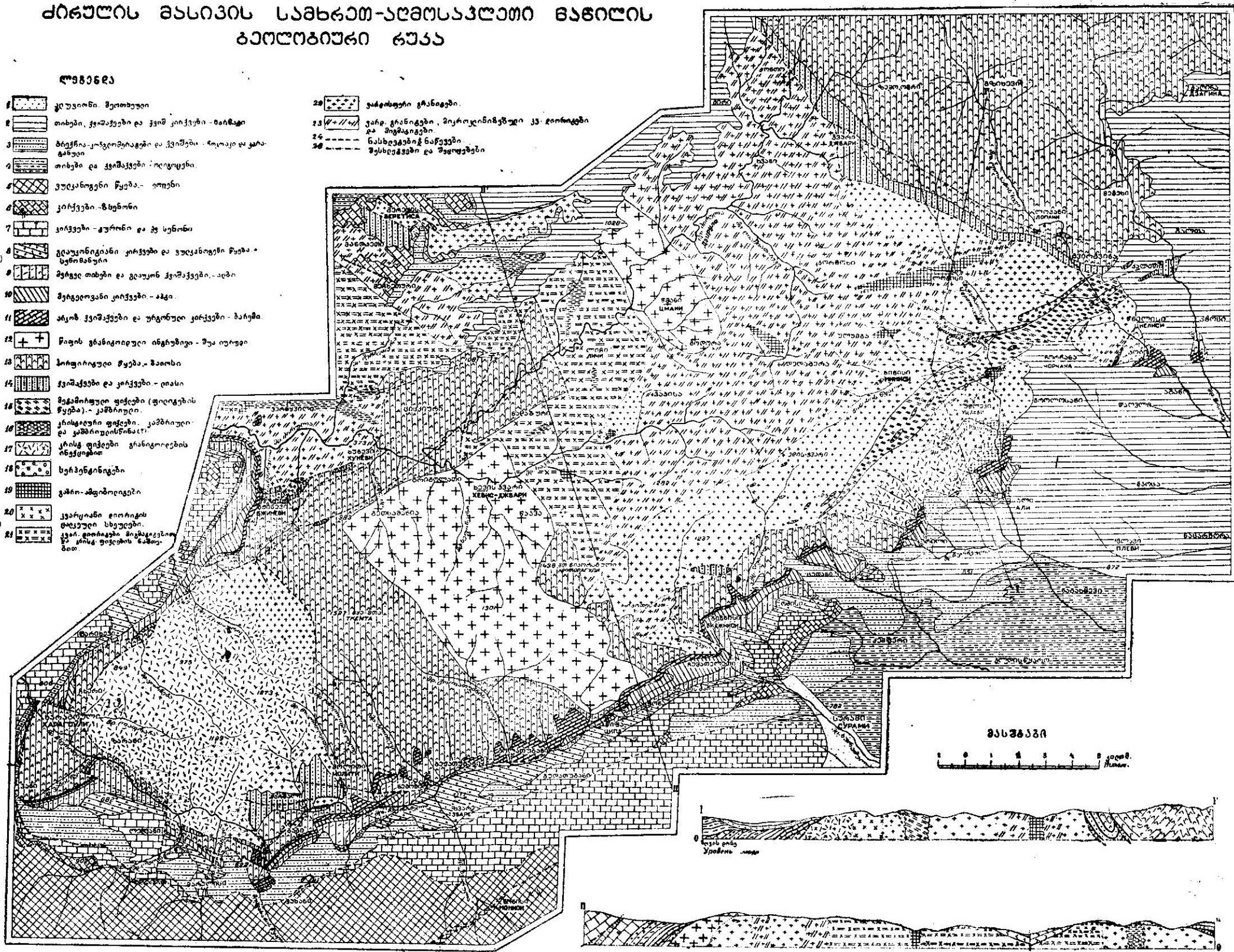


ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის გეოლოგიური რუკა

ლეგენა

- 1 კლუვიონი შეიშთული
- 2 თიხები, ქვიშაქვები და ქვიშ კირქვები - ბარემი
- 3 ბრექჩია-კონგლომერატები და ქვიშაქვები - ჩოკაკი და კარაგანი
- 4 თიხები და ქვიშაქვები - ოლიგოცენი
- 5 ვულკანოგენი წყება - ეოცენი
- 6 კირქვები - სენონი
- 7 კირქვები - ტურონი და კვ სენონი
- 8 გლაუკონიტოვანი კირქვები და ვულკანოგენი წყება - სენონი
- 9 მერგელი თიხები და გლაუკონი ქვიშაქვები - ალბი
- 10 მერგელიანი კირქვები - აპტი
- 11 არკოვი ქვიშაქვები და ურგონული კირქვები - ბარემი
- 12 შიპის გრანიტოიდული ინტრუზივი - შუა იურა
- 13 ჰორტიკოვული წყება - ბაიოსი
- 14 ქვიშაქვები და კირქვები - ლეასი
- 15 მეტამორფული ფილიტები (ფილიტების წყება) - კემბრი
- 16 კრისტალური ფილიტები, კემბრიული და კემბრიული წყება
- 17 კრისტალური ფილიტები გრანიტოიდების ინტრუზივით
- 18 სერპენტინიტები
- 19 ვაბრო-ამფიბოლიტები
- 20 კვარციანი დიორიტის ცალკეული სხეულები
- 21 კვარციანი დიორიტები მიგმატიზაციის და კონსოლიდაციის ნაშთებით

- 22 ვადკოსური გრანიტები
- 23 ვარდ გრანიტები, მიკროკლინიზებული და პორფირიტები
- 24 ნახსენებებზე ნაწევები
- 25 შესხვები და შეფარებები



Геологическая карта юго-восточной части Дзирульского массива. 1—аллювий; 2—глины, песчаники и песчаные известняки, сармат; 3—брекчии, конгломераты и пески, чокрак и караган; 4—глины и песчаники, олигоцен; 5—вулканогенная свита, эоцен; 6—известняки, верхн. сенон; 7—известняки, нижн. сенон и турон; 8—глауконитовые песчаники и вулканогенная свита, сеноман; 9—мергелистые глины и глауконитовые песчаники, альб; 10—мергелистые известняки, апт; 11—аркозовые песчаники и ургонские известняки, баррем; 12—Шипский гранитоидный интрузив, средняя юра; 13—порфировая свита, байос; 14—песчаники и известняки, лейас; 15—метаморфические сланцы (филиты), кембрий; 16—кристаллические сланцы, кембрий и докембрий (?); 17—кристаллические сланцы, инъецированные гранитоидами; 18—серпентиниты; 19—габбро-амфиболиты; 20—отдельные тела кварцевых диоритов; 21—кварцевые диориты с мигматитами и останцами кристаллических сланцев; 22—розовые граниты; 23—розовые граниты, микроклинизированные кварцевые диориты и мигматиты; 24—сбросы и сдвиги; 25—взбросы и надвиги.