



570  
1960

В. XII

ვენუშვის სახელობის  
გეოგრაფიის ინსტიტუტის  
შრომები

149

ფიზიკურ-გეოგრაფიული  
კატეგორიები

Т Р У Д Ы  
ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ  
Т. XII

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ  
РАЧА-ЛЕЧХУМИ

ვენუზის სხელოვის  
გეოგრაფიის ინსტიტუტის  
შრომები

ტ. XII

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია  
რეზა-ლეჩხუმი

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ им. ВАХУШТИ

Т. XII

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ  
РАЧА-ЛЕЧХУМИ



8168

რედაქტორი საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის აკადემიკოსი  
აღ. ჯავახიშვილი

Редактор академик Академии наук ГССР  
А. Н. Джавахишвили



ლ. მარუაშვილი

ლეჩხუმის ბიომორფოლოგიური დახასიათება

გეოტექტონიკური თვალსაზრისით, ლეჩხუმის ტერიტორია კავკასიონის კომპლექსის ანუ ზონის სამხრეთულ პერიფერიაში შედის და ორ ქვეზონად იყოფა. ტერიტორიის ჩრდილო ნაწილი, რომელიც იურული ნაფენებით არის ძირითადად აგებული, კავკასიონის სამხრეთული ფერდობის ქვეზონის ტიპობრივი ნაწილია, — მისთვის დამახასიათებელია ინტენსიური დანაოქება და მნიშვნელოვანი ამპლიტუდის აზევებანი. გეოტექტონიკური რეჟიმის ინვერსიას, ე. ი. დაძირვების შეცვლას აზევებებით და სედიმენტაციისას დენუდაციით ამ ზონაში ჯერ კიდევ ნეოგენამდე ჰქონდა ადგილი. ამ ქვეზონის სამხრეთული საზღვარი ლეჩხუმის ფარგლებში ცავერ—ორბელ-ლაილაშის შემეგრეთებელი ხაზის ჩრდილოეთით ვადის. ამრიგად, აღნიშნულ ქვეზონაში სამეგრელოს ქედის აღმოსავლეთური ბოლო (ცეკურ-საქერის მასივი), ლეჩხუმის ქედი და ლაჯანურის აუზის უმეტესი ზემო ნაწილი ექცევა. ლეჩხუმის დანარჩენი, მჭიდროდ დასახლებული სივრცე შედის კავკასიონის ტექტონიკური აგებულების იმ თავისებურ ერთეულში, რომელსაც რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინი ეწოდება. ამ ქვეზონისათვის დამახასიათებელია აზევების შედარებით ზომიერი ამპლიტუდი, ხოლო ამ აზევების ფონზე ადგილობრივი დაძირვის არის არსებობა. ეს დაძირვა ზედა მიოცენამდე აბსოლუტური იყო — რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინი ეკავა ზღვიურ აუზს, რომელშიც ნალექების დაგროვება ხდებოდა; ზედა მიოცენის შემდეგ დაძირვამ შეფარდებითი ხასიათი მიიღო — სინკლინის ღერძული ზონის აზევება ჩამორჩებოდა ფრთებისას. სინკლინის გეოტექტონიკური რეჟიმის ინვერსიის შემდეგ ღერძულმა ზონამ დაახლოებით 1200—1500 მეტრით ამოიწია, კიდურმა ზონებმა კი 2000—2500 მეტრით. დანაოქება სინკლინის ქვეზონაში უფრო სუსტია, ვიდრე მის ჩრდილოეთით მდებარე ქვეზონაში. ზოგადად ეს ზონა არასიმეტრიულ სინკლინს წარმოადგენს ციკაბო, თითქმის ვერტიკალური, მოკლე ჩრდილოეთური და დამრეცი, გრძელი სამხრეთული ფრთებით. სინკლინი ზოგან მეორეხარისხოვანი ნაოქებითაა გართულებული (იხ. ქვემოთ, ლაბეჟინას ანტიკლინზე).

ლეჩხუმის ტექტონიკური განვითარებისა და სტრუქტურის ზემოაღნიშნული თავისებურებანი აქაურ რელიეფში გამოვლინებულია ჰიფსომეტრიის, ეროზიულ დანაწევრების სიღრმისა და გაბატონებულ დახრილობათა სხვაობებით, ე. ი. რელიეფის ძირითადი მორფოგრაფიული მაჩვენებლებით. რაიონის კულმინაციური საფეხურები ჩრდილო ქვეზონაშია თავმოყრილი; სამხრეთული ქვეზონა ზოგადად ღარისებური მოყვანილობისაა, მაგრამ რაჭა-ლეჩხუმის მოსაზღვრე ზოლში მდგომარეობა გართულებულია ლაბეჟინას ანტიკლიკური სერის არსებობით, რომელიც აღნიშნული ღარის ორ ტოტად გაყოფას

განაპირობებს. აქედან გამომდინარე, ლეჩხუმის ტერიტორიის აღმოსავლეთური ნაწილის მერიდიანულ კრილში შეიძლება გამოიყოს ხუთი ჰიფსომეტრიული ზოლი, დაკავშირებული ტექტონიკასთან: 1. ლეჩხუმის ქედის ზოლი (აბსოლუტური სიმაღლეები 3000 მეტრამდე), 2. ორბელის ქვაბულის ზოლი (1000—1100 მეტრამდე), 3. ლაბეჭინას ანტიკლინური სერა (1200—1450 მეტრამდე), 4. რიონის ხეობის ზოლი (900—1000 მეტრამდე) და 5. ხვამლ-ნაქერალას ზოლი (1800—2000 მეტრამდე). ლეჩხუმის ტერიტორიის დასავლეთურ ნაწილში, ლაბეჭინას ანტიკლინის გამოსოფლვასთან დაკავშირებით, მხოლოდ სამი ჰიფსომეტრიული ზოლი გვაქვს: 1. სამეგრელოს ქედისა (3000—3500 მეტრამდე), 2. ცაგერის ქვაბულისა (1000—1100 მეტრამდე) და 3. ხვამლ-ასხის ზოლი (2000—2500 მეტრამდე).

ლეჩხუმის ტერიტორიის ეროზიული დანაწევრების სიღრმისა და გაბატონებული დახრილობების სივრცობლივი ვანაწილება ზოგადად ემორჩილება ზემოაღნიშნული, ტექტონიკური ფაქტორებით შეპარობებული ჰიფსომეტრიული ზონალობის კანონზომიერებას.

ლოთლოგიური ფაქტორის გავლენა ლეჩხუმის რელიეფზე რამდენადმე ნაკლებია ტექტონიკის გავლენაზე, რაც, ნათელაა, რაიონის გეომორფოლოგიურ სიახალგაზრდესთან უნდა იყოს დაკავშირებული და ძირითადად მიკრო- და მეზორელიეფური ფორმების ჩასიათში გამოვლინდება. ლეჩხუმის სტრატეგრაფიული სვეტი ლეიასით იწყება და, მეოთხეულს თუ არ ჩავთვლით, სარმატულით ბოლოვდება. იურული ნაფენები ჩრდილო ზოლში (სამეგრელოსა და ლეჩხუმის ქედებზე) არის გავრცელებული და ორი ძირითადი ფაციესითაა წარმოდგენილი: ლეიასის თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების წყებით, რომლითაც აგებულია ლეჩხუმის ქედის (ლაჯანურის ზემო აუზის). უმეტესი ნაწილი და ბაიოსის ვულკანოგენური პორფირიტული სერიით, რომელიც განსაკუთრებით მძლავრ განვითარებას დასავლეთ ლეჩხუმში აღწევს (ამ წყებითაა აგებული სამეგრელოს ქედი, ცხენის წყლის ხეობა სარეწველას კლდეკარს ქვემოთ); ცხენისწყლის აღმოსავლეთით ამავე წყებითაა აგებული ცაგერ-ორბელის ქვაბულებზე ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან მიკრული, ლეჩხუმის ქედის სამხრეთული ფერდობის პერიფერიაზე მდებარე ზოლი. ცარცული წყებები ჰქმნიან სინკლინის ჩრდილოეთურსა და სამხრეთულ კიდეებს ანუ ფრთებს და სინკლინის შუაგულში გაწოლილ ლაბეჭინას ანტიკლინურ სერს. ქვედა ცარცის ბარემული სართული და ზედა ცარცის ტურონ-სენონური სართულში კირქვების მძლავრი წყებებით არიან წარმოადგენილი, რომლებიც გაყოფილია შუა და ნაწილობრივ ზედა ცარცის თიხნარ-ქვიშოვანი და ვულკანოგენური ნაფენებით. ქვედა ცარცული კირქვები ჰქმნიან ხვამლის, ასხისა და ნაქერალას უმაღლეს თხემებს, ლაბეჭინას ანტიკლინის ბირთვის ლაჯანურის ქვემო წელის ანტეცედენტურ კლდეკარში და სინკლინის ჩრდილო ფრთის უკიდურეს ჩრდილო ზოლს, ხოლო ზედაცარცული და მათთან დაკავშირებული ეოცენური კირქვები სინკლინის სამხრეთული ფრთის შედარებით დაბალ ზოლს, უშუალოდ მიკრულს მესამეულ აუზზე. რაჭა-ლეჩხუმის მესამეული აუზი ოლიგოცენიდან მიოცენის ბოლომდე წარმოადგენდა სედიმენტაციის განცალკევებულ არეს, რომელშიც იღეპებოდა სხვადასხვაგვარი მასალა — ოლიგოცენური (მაიკობური) თიხები, ჩოკრაკული ქვიშაქვები, თიხები და კირ-

ქვები, კარავანული ქვიშაქვები და თიხები. ქვედასარმატული ქვიშაქვები, თიხები და კონგლომერატები და სხვ. მეოთხეულ ნაფენებს ლენინში ლოკალური გავრცელება აქვთ,—ორბელისა და ცაგერის ქვაბულების ფსკერზე და ჯონოულის ხეობაში განვითარებულია ალუვიური და ღვარცოფული ნაჩენები, სამეგრელოს ქედზე (ცეკურ-საზამთრო-საქერის მასივებზე) მორენები და ა. შ. ზემოჩამოთვლილი გეოლოგიური ფორმაციები სხვადასხვაგვარად მოქმედებენ რელიეფის ხასიათზე. ლეიასის თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების გავრცელების არეში რელიეფი საკმაოდ ნაზია. ქვიშაქვების გამოსავლებთან დაკავშირებული კლდოვანი ფორმები აქ მცირე სიდიდით განიჩნევა და ზედაპირის საერთო ხასიათს არ სცვლის. ბაიოსურ პორფირიტულ წყებთან, პირიქით, მკვეთრი კლდოვანი ფორმებია ხოლმე დაკავშირებული. კირქვების წყებები ერთნაირად როდი ექვემდებარებიან კარსტულ პროცესებს, —ქვედაცარცული კირქვები (ურგონული ფაციესი) გაცილებით უფრო ინტენსიურად იკარსტება, ვიდრე თხელშიანი ზედაცარცული (ტურონ-სენონური) კირქვები. დაკარსტებას განიცდიან აგრეთვე ჩოკრაკული კირქვებიც. მესამეული თიხნარი წყებები დიდ მიდრეკილებას იჩენენ დამეწყურისაკენ, რაშიც პასუხურ მონაწილეობას ღებულობენ (განსაკუთრებით სინკლინის ჩრდილო, ციცაბო ფრთაში) ეოცენური და ზედაცარცული კირქვის მოზრდილი ბლოკები.

გამყინვარების ეპოქის კლიმატურმა ვითარებამ ღრმა კვალი დასტოვა სამეგრელოს ქედის ალმოსავლეთური ნაწილის თხემური ზონის რელიეფში, ყოფილი ყინვარების ნამუშევარი გამოვლინებულია ცირკების, ტროგების, მორენებისა და ერატიული ლოკების არსებობით. ჯონოულის ხეობაში დაცულია ნიშნები კატასტროფული ღვარცოფისა, რომელსაც აქ წარსულში ჰქონია ადგილი.

**გეომორფოლოგიური ზონები და რაიონები.** ლენინის დაყოფა გეომორფოლოგიურ რეგიონებად ექვემდებარება, უპირველესად ყოვლისა, გეოლოგიურ აგებულებას—ტექტონიკას და ლითოლოგიურ პირობებს. ლენინის ტერიტორია შედის კავკასიონის ოთხ დიდ გეომორფოლოგიურ ზონაში, რომლებიც ადრე იქნა გამოყოფილი საქართველოს, ამიერკავკასიისა და კავკასიის გეომორფოლოგიური დარაიონების სქემათა ავტორების (განსაკუთრებით სრულად ალ. ჯავახიშვილის) მიერ. ეს ზონებია:

ა) მაღალმთიანი ფიქალოვანი ზონა უმთავრესად ეროზიული, შედარებით ნაზი რელიეფით (ლენინის ფარგლებში წარმოდგენილია ლენინის ქედის სამხრეთული ფერდობით—მდ. ლაჩანურის აუზით), ბ) მაღალმთიანი პორფირიტული ზონა ეროზიული და ყინვარული მკაცრი რელიეფით (სამეგრელოს ქედის აღმოს. ბოლო).

გ) დაბალმთიანი, მესამეული ქანებით აგებული, ეროზიულ-მეწყურული რელიეფის მქონე ზონა (რაჭა-ლენინის სინკლინის ზონა) და

დ) საშუალომთიანი, კირქვიანი, ეროზიულ-კარსტული ზონა (ხვამლ-ასხნაქერალის მასივები).

ზემოაღნიშნული გეომორფოლოგიური ზონები ლენინის ფარგლებში შეიძლება უფრო წვრილ ტერიტორიულ ერთეულებად—რაიონებად ან უბნებად დაიყოს. პირველი ორი (ა და ბ) ზონის შედგენილობიდან გამოიყოფა სინკლინის ჩრდილო ფრთის რაიონი; მესამე (გ) ზონა იყოფა შემდეგ ექვს რაიონ-

ნად: 1. ჯონოულის ხეობა, 2. ცაგერის ქვაბული, 3. შუა ლეჩხუმის სერი, 4. ორბელის ქვაბული, 5. ლაბეჯინას სერი და 6. რიონის ხეობა ტვიშის კლდე-კარს ზემოთ. მეოთხე (დ) ზონაში შედის სამი რაიონი: ასხის, ხვამლისა და ნაქერალას კირქვიანი მასივები.

**სამეგრელოს ქედის ადმოსავლეთური დაბოლოების რაიონს** უკავია ლეჩხუმის ჩრდილო-დასავლეთური ნაწილი ცხენისწყლის ხეობის დასავლეთით და ჯონოულის ხეობის ჩრდილოეთით. სამეგრელოს ქედის ეს ნაწილი აგებულია შუაიურული პორფირიტული წყებით, რომელიც მარაოსებური ანტიკლინის გადარეცხილ თაღს ჰქმნის. ეს გარემოება, ქედის ამ მონაკვეთის დიდ აბსოლუტურ სიმაღლესთან ერთად, რაც ახლოებელ გეოლოგიურ წარსულში ყინვარების არსებობას ხელს უწყობდა; განაპირობებს თხემის კლდოვან, დაკბილულ ხასიათს. ეს ლეჩხუმის თითქმის ერთადერთი ნაწილია, რომელსაც მეოთხეულში გამყინვარება განუტედა.

ძველი გამყინვარების კვლები ლეჩხუმის ამ ნაწილში განსაკუთრებით მკვეთრად ჯონოულის მარცხენა შემდინარის ახალოურის<sup>1</sup> აუზშია გამოსახული. ეს გარემოება აიხსნება ამ მდინარის სათავეების კავშირით ცეკურის მაღალ მასივთან, რომელიც ზედა მეოთხეულში გამყინვარების მნიშვნელოვან ცენტრს წარმოადგენდა. ყველაზე დაბალი პუნქტი, სადამდეც ახალოურის აუზის ყინვარები ჩამოდიოდნენ, მდებარეობს კურორტ ახალქალის სამხრეთით, ზღვის დონიდან 1900 მ სიმაღლეზე.

უფრო ზემოთ (ჩრდილოეთით) გადაშლილია ახალქალის მოვაკებულ ველობი, რომელზეც უზარმაზარი ერატიული ლოდებია მიმოფანტული. ზოგერთგან მოზრდილი სახლის სიდიდისაა. ლოდები პორფირიტისაგან შესდგებიან და სამეგრელოს ქედის თხემიდანაა ჩამოტანილი.

გამყინვარების კარგად შენახულ მორფოლოგიურ ნიშნებს ახალქალის ზემოთ ვხვდებით მდ. ახალოურის ხეობაში, რომელიც წყალს უშუალოდ ცეკურის, ცალმაგისა და საზამთროს მასივებიდან იკრებს. ცეკურსა და ცალმაგს შორის მდებარე თხემიდან სამხრეთისაკენ ტროგი ეშვება, რომლის კარგად დაცული ნაწილი 2250 — 2300 მ აბსოლუტურ სიმაღლემდე ჩამოდის. უფრო ქვემოთ ახალოურის ხეობას ეროზიული ელფერი აქვს. მაგრამ ფერდობებზე დარჩენილი ერატიული ლოდები მოწმობენ, რომ ყინვარი უფრო დაბლაც ჩამოდიოდა. ერატიული ლოდები ხეობის მარცხენა სანაპიროს თხემამდე აღიან. — აქედან ცხადი ხდება, ეს სერი ძველი ყინვარის გვერდით მორენას უნდა წარმოადგენდეს.

თუ ახალოურის სათავეების გარემომცველი თხემების სათავეების საშუალო აბსოლუტურ სიმაღლეს ზემოაღწერილი ტროგის აუზის ფარგლებში 3200 მეტრად ვივარაუდებთ, მაშინ 2300 მ სიმაღლეზე მდებარე ყინვარის ბოლოს შეესაბამება მარადიული თოვლის საზღვარი 2750 მ სიმაღლეზე. შესაბამისი სიდიდე თოვლის საზღვრის დეპრესიისა 550—600 მ იქნება. ახალქალის სამხრეთით მდებარე ბოლო მორენას (1950 მ) და შესაბამისი აუზის გარემომცველი თხემების საშუალო სიმაღლეს (3000 მეტრს) შეესატყვისება თოვლის საზღვარი 2400 მეტრზე (დეპრესია 700—800 მ). ჯერჯერობით ძნელია ცეკურის მასივის (მდ. ახალოურის სათავეების) გამყინვარების ზემოხსენებული ორი

<sup>1</sup> შეერთვის ჯონოულს სოფელ ქულბაქს ზემოთ. ხე-ტყის სახერხი ქარხნის მახლობლად.

სტადიის დაწმენებით დათარიღება, — შესაძლებელია, რომ ყინვარის ბოლოს დაბალი მდებარეობა (1950 მ) შეესაბამება უკანასკნელი გამყინვარების მაქსიმუმს, ხოლო უფრო მაღალი (2300 მ) უკუდახვევის ერთ-ერთ სტადიას, მაგრამ გამორიცხული არ არის ისიც, რომ ქვედა მდგომარეობა უკანასკნელისწინა გამყინვარებას ეკუთვნოდეს, ზედა კი უკანასკნელს. ყინვარის შესაბამისი სიგრძეებია 5 კმ და 3,5 კმ.

**ლეჩხუმის ქედის სამხრეთული ფერდობის ნაწილის რაიონს** ლეჩხუმის ფარგლებში მდ. ლაჯანურის აუზი უჭირავს და მთლიანად ლეიასური თიხაფიქლებით და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით არის აგებული.

ლაჯანურის ხეობისათვის დამახასიათებელია საკმაოდ ფართო და ბრტყელი ფსკერი, რომელიც მთლიანად თანადროულ რიყეს უკავია, და ამოზნექილი პროფილის მქონე გვერდები. ხეობა სავსებით მოკლებულია ტერასებს, თუ არ ჩავთვლით ფერდობთა ზედა ნაწილების გავაკებებს. ხეობის გვერდებზე ალაგ-ალაგ განვითარებულია დელუვიური მეწყერები.

ლეჩხუმის ქედის თხემს თეთნარ-ლელაშხას მონაკვეთზე 2500—3000 მ აბსოლუტური სიმაღლე აქვს. ეს გარემოება განაპირობებს ძველი გამყინვარების კვლების უმნიშვნელო გავრცელებას ლაჯანურის აუზის ფარგლებში. ლეჩხუმის ქედის სამხრეთული ფერდობის ამ ნაწილში, მეოთხეული პერიოდის გამყინვარებების დროს. მხოლოდ უმნიშვნელო და შორი-შორს გაფანტული ყინვარები არსებობდა. ეს ყინვარები კარულ და ჩამოკიდულ ტიპებს მიეკუთვნებოდნენ და დაკავშირებულნი იყვნენ უმაღლეს მასივებთან, რომელთა აბსოლუტური სიმაღლეც 2800—2900 მეტრს აღემატება.

ლეჩხუმის ქედის ლეიასური წყებებისათვის დამახასიათებელია შერჩევითი დენუდაციით წარმოქმნილი თავისებური მიკრორელიეფი—შრეების გაწოლის მიმართულებით გაჭიმული გრძელი, ღარისებური დეპრესიები და მათი გამყოფელი ტიხრები.

ლანჭორის უღელტეხილის აღმოსავლეთით ამგვარ ღარებში პატარა, მოგრძო ფორმის ტბებია მოთავსებული.

**რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთის რაიონს** ლეჩხუმის ფარგლებში ვიწრო ზოლის სახით არის გაჭიმული სამეგრელოსა და ლეჩხუმის ქედების სამხრეთული კალთების გასწვრივ. იგი აგებულია ვერტიკალურად დაყენებული ცარცული და პალეოგენური კირქვების შრეებით. მისი შემადგენელი, მოგრძო და ვიწრო, სუსტად დანაწევრებული მასივი სერები, რომლებიც ერთმანეთისაგან ცხენისწყალ-ლაჯანურისა და მათი შენაკადების ეროზიული ხეობებითაა გაყოფილი. ზღვის დონიდან მხოლოდ 1350—1550 მ სიმაღლეს აღწევენ, ხოლო მათი შეფარდებითი სიმაღლე აღნიშნული ხეობების ფსკერიდან 900—1000 მეტრამდეა.

ეროზიული ხეობებიდან, რომლებიც ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთას ჰკვეთენ, ყველაზე რთული და საინტერესო მურის კლდეკარი არის, ცხენისწყლის მიერ სვანეთ-ლეჩხუმის საზღვრას გადაკვეთის ადგილში გაჭრილი. სინკლინის ჩრდილო ფრთის კირქვები ამ ადგილას ძლიერ თხელ, კედლის მსგავს სერს ჰქმნიან, რომელიც მოკლე კანიონითაა გახერხილი და რომლის თხემზეც ძველი ციხე-სიმაგრეებია წამოდგმული. კირქვის ფენები აქ სამხრეთისაკენ არის ვადმოკირავებული, ე. ი. მათი ვარდნა ჩრდილოეთურია. მურის



ტიხარი (ასე ვუწოდებთ ზემოაღნიშნულ კედლისებურ სერს) ცაგერის ქვაბულის ფსკერიდან 150—180 სიმაღლეზეა აშკარად აღმოჩენილი. მურის ტიხარზე და მასზე მაღლა, ცხენისწყლიდან ლაჯანურამდე გაჭიმული, 1355 მ სიმაღლის მქონე უსახელო მწვერვალით დაგვირგვინებული კირქვიანი მასივის თხემზე შეიმჩნევა რამდენიმე საფეხური, რომლებიც ეროზიულ ტერასებს წარმოადგენენ. ტერასების აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლეებია:

I.	ტერასი:	760 მ მდ. დონიდან ანუ	185 მ ცხენისწყლიდან
II.	"	820	" " 250
III	"	1005	" " 430

კარტული რელიეფის ფორმები განსახილველ რაიონში, კირქვის შრეების ციკაბო ვარდის შედეგად, სუსტად არის გამოსახული.

ლექსუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთის კირქვები პასიურად მონაწილეობენ მეწყრულ პროცესებში, რომლებიც ინტენსიურად არის განვითარებული მათ ქვეშე მოყოლებულ ოლიგოცენურ თიხებში. ამის შედეგად, კირქვიანი სერებიდან მორღვეულა და სამხრეთისაკენ (ცაგერისა და ორბელის ქვაბულებში) ჩამოცოცებულია კირქვის უზარმაზარი ბლოკები. ერთ-ერთ მათგანზე დაბა ცაგერის დასავლეთით აშკარად აღმოჩენილი გვესოს ძველი ცახე დვას, მეორეზე კი სოფელი ლაილაში.

ჯონოელის ხეობის რაიონი მოქცეულია ასხის მასივსა, სამეგრელოს ქედსა და ცაგერ-ლუხვანოს ქვაბულს შორის, რაჭა-ლექსუმის სინკლინის ანუ მესაძეული აუზის უკიდურეს დასავლეთურ, შევიწროებულ ნაწილში. იგი აგებულია ოლიგოცენ-მიოცენის ნალექებით, რომლებიც გარშემორტყმულია ეოცენ-ცარცის კირქვებისა და ბაიოსის პორფირიტული წყების გავრცელების არეებით.

გეომორფოლოგიური თვალსაზრისით, ჯონოელის ხეობა განსხვავებულ მონაკვეთებად იყოფა. უდიდესი შუა ნაწილი ხასიათდება ბრტყელი, თუმცა მნიშვნელოვნად დახრილი ფსკერით, რომლის სიგრძე 7 კმ და სიგანე 0,5—1 კმ არის. ფსკერი წარმოქმნილია მეოთხეული ხნოვანების ფხვიერი ნაფენებით —რიყარებით, ქვიშებით, ლოდებით. ყურადღებას იპყრობენ სოფ. ქულბაქს ზემოთ მიმოდანტული უზარმაზარი კირქვის ლოდები, რომლებიც მხოლოდ ხეობის ბრტყელ ფსკერზე გვხვდება და ჩამოტანილი უნდა იყოს ასხის მასივის ქარაფოვანი კიდიდან. ამ ლოდური მასალის წარმოშობა საინტერესო პრობლემად წარმოგვიდგება. შეიძლება წამოყენებულ იქნეს ორი ვერსია: ა) ყინვარული და ბ) ღვარცოფული. ყინვარული ვერსია მიუღებლად მიგვაჩნია ლექსუმის და კერძოდ სამეგრელოს ქედის აღმოსავლეთური დაბოლოების პალეოგლაციოლოგიური თავისებურებების გათვალისწინების საფუძველზე. როგორც უკვე აღნიშნული გვქონდა, ცეკურის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთური კალთის ყინვარი, რომელიც მთელი ლექსუმის მეოთხეულ ყინვართა შორის უდიდესი იყო, 1900 მ აბსოლუტურ სიმაღლემდე ჩამოდიოდა. ასხის მასივის ჩრდილო ფერდობზე მარადიული თოვლის საზღვარი შეიძლება 2—3 ასეული მეტრით უფრო დაბლა იყო, ვიდრე ცეკურის სამხრეთ-აღმოსავლეთურ კალთაზე, მაგრამ, ამისდა მიუხედავად, აქაური ყინვარები, ასეთებს რომ ეარსებნათ მეოთხეულში, ცეკურის ყინვარზე უფრო დაბლა ვერ ჩამოაღწევდნენ, ვინაიდან სამეგრელოს ქედის თხემის სიმაღლე გაცილებით აღემატება ასხისას (პირველი 2800—3500 მეტრამდეა, მეორე კი მხოლოდ 2250 მეტრამდე ჯონოელის აუზის ფარგლებში). ამ მოსაზრებას ეთანხმება ის გარემოებაც, რომ

ასხის მასივზე ძველი გამყინვარების მკაფიო მორფოლოგიურ ნიშნებს ვერსად ვამჩნევთ. განსახილველი ლოდების ყინვარულ გენეზისს ეწინააღმდეგება ისიც, რომ ისინი ყველა კირქვებისაგან შესდგებიან და მათში არ ურევია პორფირიტის ლოდები, რომლებიც ყოფილ ყინვარებს სამეგრელოს ქედიდან უნდა ჩამოეტანათ.

ლოდების ღვარცოფული წარმოშობის ჰიპოთეზი უფრო მისაღებად მოჩანს. მათი გავრცელება მჭიდროდ დაკავშირებულია ფხვიერი მასალის უზარმაზარ დაქანებულ ნაკადთან. რომელიც ჯონოულის ხეობას ჩამოუყვება. საკითხის გადასაჭრელად აუცილებელია დამატებითი კვლევა, მაგრამ ამჟამად უკვე შეიძლება ითქვას, რომ მეოთხეული პერიოდის მძლავრი ღვარცოფის კერა ასხის მასივის ქარაფოვან კედესთან იყო. რამდენადაც ჯონოულის აუზში თანადროული ღვარცოფური აქტიობის ნიშნები არ სჩანს, ცხადია, რომ ან მაშინდელი კლიმატური ვითარება იყო ეხლანდელისაგან არსებითად განსხვავებული (გამეფებული იყო შედარებით კონტინენტური ჰავა, რაც ხელს უწყობს ღვარცოფებს). ან კიდევ ღვარცოფი წარმოადგენდა გეოლოგიური მიზეზებით გამოწვეულ ეპიზოდს. ასეთი მიზეზი შეიძლება ყოფილიყო მეწყრით ან ქარაფის ჩამონგრევით ჩამონადენის დროებით შეგუბება და საგუბრის შემდგომი კატასტროფული გარღვევა ღვარცოფული ეფექტით. მეორე შესაძლებლობა უფრო რეალურად წარმოგვესახება, თუ გავითვალისწინებთ, რომ ჯონოულის შენაკადებს ღვარცოფული მოქმედების ნიშნები არ ეტყობათ.

შეიძლება ზემოაღნიშნულ ღვარცოფთანვე იყოს მიზეზობრივად და ქრონოლოგიურად დაკავშირებული ახალთურის ტბის წარმოშობა. ხსენებული ტბა მდებარეობს იმავე სახელწოდების მდინარის (ჯონოულის მარცხენა შენაკადის) ხეობის ქვემო. შესართავისპირა ნაწილში. ხეტყის სახერხე ქარხანასთან. იგი მოგრძო ფორმისაა, წარმოადგენს სრუტეებით შეერთებული აუზების სისტემას და 0,5 კმ მანძილზეა გაჭიმული ახალთურის ხეობის მარჯვენა გვერდის ძირის გასწვრივ. ტბის დონე 955 მ აბსოლ. სიმაღლეზე იმყოფება. იგი იკვებება წყაროს წყლებით, ანკარა და ნაპირზე მდგომი ადამიანი კარვად ხედავს სიღრმეში მოცურავე კალმახთა ჯოგებს. აუზების სიღრმე 2—3 მეტრს აღწევს.

ჯონოულის ხეობის ქვემოთ მონაკვეთი (სოფ. ჩქუმს ქვემოთ, 4—5 კმ სიგრძეზე) წარმოადგენს კირქვებში გამომუშავებულ ვიწრო კანიონს, დაკავშირებულს სარეწკელას ანტეცედენტურ კლდეკართან. ჯონოულის კანიონი გამომუშავებულია ჩრდილოეთისაკენ დახრილ კირქვების მონოკლინურ სერიაში, გასწვრივი მიმართულებით და ამასთან დაკავშირებით ასიმეტრიული განივი პროფილით განიჩქევა: მარცხენა გვერდი ქარაფოვანია, მარჯვენა კი შედარებით ნაკლებად ციცაბო. კირქვების ზემოაღნიშნული მონოკლინური სერია ცხენისწყლის აღმოსავლეთით უშუალოდ ხემალის კუესტაში გადადის, დასავლეთით კი ასხის მასივამდე მიულწევლად წყდება.

**ცაგერ-ლუხვანოს ქვაბული** მოიცავს ცხენისწყლის ხეობის მონაკვეთს მურისა და სარეწკელას კლდეკარებს შორის და ცხენისწყლის მარჯვენა შემდინარის კვერთხულას აუზს. სინკლიზში მოქცეული ეს რაიონი ოლიგოცენური და მიოცენური ქანებით არის აგებული, რომლებიც წარმოდგენილია თიხებით, შერგელებით, ქვიშაქვებით და ა. შ. ცაგერის ქვაბულის ფსკერზე მნიშვნელოვანი გავრცელება აქვს მეოთხეულ ალუვიონს, გამოსახულს კონგლომერატებით

და ქვიშებით. რაიონის სინკლინური ბუნება განაპირობებდა მის ჩამორჩენას კავკასიონის სამხრეთული ფერდობის საშუალომთიანი ზოლის ერთობლივი აზევეების პროცესში, აზევეების შედარებით მცირე ამპლიტუდს. ამ გარემოების შედეგად, ეროზიული ჩაჭრილობის სიღრმე აქ უფრო ნაკლებია, ვიდრე ლეჩხუმის ჩრდილო და სამხრეთულ ზოლებში.

ცაგერის ქვაბულის მორფოლოგიის მნიშვნელოვან ელემენტებად გვევლინებიან მდინარეული (აეუმულაციურ-ეროზიული) ტერასები, რომლებიც განსაკუთრებით კარგად ცხენისწყლის მარცხენა სანაპიროზეა განვითარებული. ტერასული ფორმების ხასიათის მიხედვით ცაგერის ქვაბული მკვეთრად განსხვავდება მის ჩრდილოეთით და სამხრეთით მდებარე საშუალომთიანი ზოლებისაგან და მიემსგავსება მთათაწინა ზოლს (მაგალითად, ცხენისწყლის, ენგურისა და კოდორის ხეობათა მთათაწინა მონაკვეთებს); ეს მდგომარეობს ტერასების ნაკლებ შეფარდებით სიმაღლეში, მათი სიბრტყისა და ალუვიური საფრის კარგ შენახულობაში, რაც მთათაწინა ტერასული სერიებისათვის არის დამახასიათებელი.

თუ არ ჩავთვლით ცხენისწყლის თანადროულ რიყეს, რომელიც ცაგერის ქვაბულის ფარგლებში საკმაოდ დიდი სიგანით განიჩქევა, აქ წარმოდგენილია შემდეგი ტერასული დონეები:

1. რიყისზედა ტერასი, რომლის შეფარდებითი სიმაღლე რამდენიმე (3—5) მეტრია, საკმაოდ ფართო ზოლის სახით გაუყვება ცხენისწყალს. ცაგერის ქვაბულის ჩრდილო ნაწილში იყო ცხენისწყლის მარჯვენა ნაპირზეა განვითარებული სს. ცაგერისა და ჭალისთავის სანახებში, ზოლო ქვაბულის სამხრეთ ნაწილში—მარცხენა სანაპიროზე. ს. ლასურიაშის მიდამოდან ს. ქვედა ალვამდე. მისი სიგანე 0,5—0,7 კმ უდრის.

II და III ტერასები წარმოდგენილია ცხენისწყლის მარცხენა სანაპიროზე, რომელსაც ისინი უწყვეტად გაუყვებიან ქვაბულის თითქმის მთელ სიგრძეზე, სოფ. ჩხუტელიდან ქვედა ალვამდე. ეს ორი ტერასი ჰქმნის საფეხურებრივ ვაკე ზოლს, რომლის სიგანეც 0,5—1 კმ შორის მერყეობს, და რომელზეც განლაგებულია სოფლები დეხვირი, ლასურიაში, მახაში და ქვედა ალვი და კულტურული ნაკვეთები.

II ტერასის შეფარდებითი სიმაღლე 70—75 მეტრია; ეს ტერასი მთელ სიგრძეზე უწყვეტად გაუყვება ცხენისწყლის რიყისა და I ტერასის მარცხენა კიდეს.

III ტერასი უფრო ფრავმენტულია. მისი გარეგანი კიდე 140—150 მ სიმაღლეზეა ცხენისწყლიდან.

ორივე ტერასს ძირეული ქანებით აგებული ცოკოლი აქვს, რომლებზეც დაფენილია ცხენისწყლის მეოთხეული ალუვიონი. ეს უკანასკნელი შედგება კავკასიონის აგებელი წყებების (უმთავრესად პორფირიტული ბაიოსისა და ფიქალ-ქვიშაქვიანი ლეიასის) ნატეხებისაგან.

ზემოაღნიშნული ტერასების ზევით, შუა ლეჩხუმის სერის დასავლეთურ ფერდობზე შენახულია უფრო მაღალი და ძველი ტერასების ნაფლეთებიც. მათი დონეები ძლიერ დამახინჯებულია მეწყრული და ეროზიული პროცესებით, ამიტომაც მათი დადგენა ჭერჯერობით ვერ ხერხდება.

ცაგერის ქვაბულის ფერდობებზე ადგილი აქვს ოლიგოცენ-მიოცენური თიხნარი წყებების დამეწყვრას. მოქმედი მეწყერი არის, მაგალითად ქვაბულის მარჯვენა ფერდობის სამხრეთულ ნაწილში—ს. წიფერჩის ტერიტორიაზე. აქ დამეწყვრას გაუჩენია რიგი ტბებისა. ამ უკანასკნელთა ნაწილი უკვე დამშრალია, ნაწილი კი დღესაც წყლითაა ამოვსებული. მოქმედი მეწყერის გვერდში ძველი მეწყერებიც არის.

მეწყერები განვითარებულია მდ. კვერეშულას (ლუხვანოსწყლის) აუზშიც, რომელიც ცხენისწყალს მარჯვნიდან შეერთვის ცაგერის ქვაბულის შუა ნაწილში.

**შუა ლენინის სერი** დასავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან შემოფარგლულია ცაგერისა და ორბელის ქვაბულებით, ჩრდილოეთიდან სინკლინის ჩრდილო ფრთის იმ სერით, რომელზეც 1355 მ სიმაღლეს მქონე უსახელო მწვერვალია აპართული და სამხრეთიდან ხვამლის მასივითა და ლაბეჭინას სერით. შუა ლენინის სერის შეფარდებითი სიმაღლე ცაგერ-ორბელის ქვაბულთა ფსკერიდან (ცხენისწყლისა და ლაჯანურის დონეებიდან) 400—600 მეტრს შორის მერყეობს. სერი მთლიანად მიოცენური და (განაპირა ნაწილებში) ოლიგოცენური ნაფენებით არის აგებული. განსაკუთრებით ფართო გავრცელება აქვთ შუა მიოცენის თიხებს, ქვიშაქვებსა და კარბონატულ ქანებს; წარმოდგენილია აგრეთვე სარმატული სართულის ქვიშაქვები, თიხები და კირქვებიც. ყველა ჩამოთვლილი გეოლოგიური ფორმაციები ინტენსიურად იმეწყვრება, რაც სერიოზულ ზიანს აყენებს აქაურ სოფლის მეურნეობას და ხელს უშლის საგზაო მშენებლობას (აღსანიშნავია, რომ სწორედ მეწყვრებმა აიძულეს ორბელ-ცაგერის საავტომობილო გზის მშენებლები ეს უკანასკნელი გაეყოლებინათ მაღალი კირქვიანი სერის ძირისათვის). მეწყერები განვითარებულია, მაგალითად, ზედაღვის, უცხერისა და სხვა სოფლების ტერიტორიაზე.

**ორბელის ქვაბული** ცაგერის ქვაბულზე ნაკლებია როგორც სიდიდით, ისევე ტერასების განვითარების ხარისხის მიხედვითაც. მის მორფოლოგიურ ხასიათს ძირითადად ეროზია და მეწყერები განსაზღვრავენ. გრანდიოზულ ბლოკურ მეწყერს წარმოადგენს ლაილაშის პლატო, რომელიც ორბელის ქვაბულის აღმოსავლეთურ ნაწილში მდებარეობს. ეს არის ქვედაცარცული კირქვების მოზრდილი (4×2 კმ) ფრაგმენტი, რომელიც სინკლინის ჩრდილო ფრთიდან ჩამოცოცხებულია ოლიგოცენური თიხების ზედაპირზე დასრიალებით.

**ლაბეჭინას სერი** წარმოადგენს 500—800—1000 მ შეფარდებითი სიმაღლის მქონე განედურ მაღლობს, აგებულს ანტიკლინურად შეკუმშული ცარცული და ეოცენური კირქვების შრეებით. სერის უმეტესი ნაწილი ზედაცარცული და ეოცენური კირქვებისაგან შესდგება, ხოლო უფრო ძველი წყებები (ურგონული კირქვები და აბტალბის თიხნარ-ქვიშნარ-კარბონატული ფორმაციები) გაშიშვლებულია სერის თხემურ ზოლში და ლაჯანურის კლდეკარში.

ლაჯანურის კლდეკარი წარმოადგენს ანტიცედენტური ტიპის გამკვეთ ხეობას. რომელიც შვეულგვერდებიანი კანიონის ხასიათს ატარებს და ტერასებს საესეებით მოკლებულია.

ლაბეჭინას სერის აღმოსავლეთური ნახევრის სამხრეთულ ფერდობზე მდებარეობს საირმის გრანდიოზული მეწყერი, რომლის თავისებური რელიეფის გენეზისი კარგა ხანს გამოუცნობელი რჩებოდა. ალ. ჯანელიძის დასკვნით, საირმის თვალწარმატავი კლდეები, რომლებიც ხიბლავენ ოსეთის სამხედრო

გზით მოგზაურის გონებას, წარმოადგენენ ლაბეჭინას სერიდან ჩამომეწყრილ ეოცენური კირქვების ფრაგმენტს.

**რიონის ხეობა** ლეჩხუმის ფარგლებში ცარცულსა და მესამეულ ნალექ წყებებშია გამოქვეყნებული. ხეობის უვიწროეს და უღრმეს ნაწილს წარმოადგენს ტეშის კლდეკარი, რომელიც რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთული ფრთის ცარცულ კირქვებშია გაპრილი. მის კედლებზე, რიონის დონიდან დიდ სიმაღლეზე, კარსტული მღვიმეებია — მარჯვენა გვერდზე ვერძის—თავას მღვიმე, მარცხენაზე ორხეისა.

**ასხის მასივის** აღმოსავლეთური, ლეჩხუმში შემავალი ნაწილი წარმოდგენილია მაიდანის და საჩიქვანოს პლატოების პერიფერიებით და ჩრდილოეთიდან და აღმოსავლეთიდან შემოფარგლულია კირქვის მაღალი ქარაფით. ეს უკანასკნელი კედელივით გაუყვება ჯონოულის აუზის ზემო ნახევრის მარჯვენა მხარეს და ცხენისწყლის ხეობის მარჯვენა მხარეს ზუზიდან ღვედამდე. ქარაფი ჩრდილო ნაწილში (ზუბის პარალელის ჩრდილოეთით) დიდი სიმაღლით ხასიათდება — მისი თხემი რამდენიმე ასეული მეტრით მაღლაა ძირზე. სამხრეთისაკენ ქარაფის სიმაღლე მცირდება და ღვედთან ათეული მეტრებით განისაზღვრება. ასხის მასივი საერთოდ და ლეჩხუმის ფარგლებშიც ორი საფეხურისაგან შედგება. ჩრდილო საფეხური, აგებული ურგონული და აპტური კირქვებით, უფრო მაღალია და წარმოდგენილია მაიდანის უტყეო პლატოთი, რომელსაც ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან ოფიცარესა და საწერეთქოს-სერის ანტიკლინური მაღლობები საზღვრავენ. მაიდანის აბსოლუტური სიმაღლე 2000—2100 მეტრია, მისი შემომფარგვლელი სერები კი 2200—2400 მ აღწევენ. ზედაცარცული თხელშიან კირქვებით აგებული სამხრეთული საფეხურის ანუ საჩიქვანოს პლატოს აბსოლუტური სიმაღლე 1300—1400 მ უდრის. ორივე პლატო და ქედები მოფენილია კარსტული ძაბრებით.

**ხვამლის კირქვიანი** მასივი თითქმის მთლიანად ლეჩხუმს ეკუთვნის. იგი აგებულია ჩრდილოეთისაკენ დახრილი ცარცული ნალექებით. ბარემული და ტურონ-სენონური წყებები დაკარსტვას განიცდიან, რაც ასუსტებს მათს ეროზიულ ნგრევას და დანაწევრებას, აპტ-სენომანური წყება კი, პირიქით, კარსტულ პროცესებს თითქმის არ ექვემდებარება და ინტენსიურად ირეცხება წყლის მექანიკური მოქმედებით. ამის შედეგად და აგრეთვე ხვამლის მონოკლინურ აღნაგობასთან დაკავშირებით, აქ ჩამოყალიბებულია ორმაგი კუესტა სამხრეთისაკენ მიპყრობილი ქარაფებით და ჩრდილოეთისაკენ მიქცეული დამრეცი ფერდობებით.

სამხრეთული კუესტა უფრო მაღალია. მის თხემზეა სწორედ ხვამლის უმაღლესი პუნქტი (2002 მ), რომლიდანაც კარგ ამინდში დილაადრიან შავი ზღვის დანახვა შეიძლება. ეს კუესტა სამხრეთით (იმერეთის მხარეზე) საზარელი ქარაფით არის მოსხევილი, რომელსაც სიმაღლის მიხედვით მაღალი არ გააჩნია დასავლეთ საქართველოს კირქვიან მასივებს შორის. გეგმაში ეს ქარაფი სამხრეთისაკენ გამოზნეჭილი მრუდის ხასიათს ატარებს და ამის შედეგად თვით ხვამლის სამხრეთული ანუ ურგონული კუესტაც ამავე მიმართულებით გამოშვარილი დახრილი პლატოს სახით წარმოგვიდგება. უფრო დაბალი ჩრდილოეთური ანუ ზედაცარცული კუესტა ზღვის დონიდან დაახლოებით 1500 მ სიმაღლემდეა ააართული; სამხრეთისაკენ მიპყრობილი მისი ქარაფიც გაცილებით უფრო დაბალია, ვიდრე სამხრეთული კუესტის ქარაფი (100—150 მ ნაცვლად

400—600 მეტრისა). ჩრდილო კუესტის სამხრეთულ, ქარაფოვან ფერდობსა და სამხრეთული კუესტის ჩრდილო, დამრეც ფერდობს შორის თითქმის განედურად გაჭიმულია დებრესიული ზოლი, რომელიც ორი ხეობისაგან არის შედგენილი: აღმოსავლეთით, რიონის ხეობისაგან ეშვება ლახეფისხევის ანუ დიდელის ხეობა, ხოლო დასავლეთით, ცხენისწყლისაგან ოყურემის ხეობა.

კარსტული ფორმები უფრო კარგად ურგონულ კუესტაზეა განვითარებული. როგორც უკვე ითქვა, ეს უკანასკნელი ჩრდილოეთისაგან დამრეცად დახრილსა და დანარჩენი მხარეებისაგან ვერტიკალურად ჩამოგლეჯილ პლატოს წარმოადგენს. კარსტული წარმონაქმები ახასიათებს როგორც პლატოს ზედაპირს, ისევე ქარაფოვან კლდეებსაც (პირველ შემთხვევაში საქმე გვაქვს უმთავრესად წყლის ვერტიკალური ცირკულაციის ზონაში გაჩენილ ფორმებთან, მეორე შემთხვევაში კი პორიზონტალური ცირკულაციის შედეგებთან).

ხეამლის ქარაფოვანი კიდეებისა და მათი ძირის მიკრორელიეფი გამოსახულია პორიზონტალური გვირაბებითა და ჩამონაგრევი ლოდების გროვებით. ფართოდ არის ცნობილი სამხრეთულ ქარაფში არსებული, ხელოვნური კედლით პირალობილი მღვიმე, რომელიც ქართულ მატთანებში მოიხსენება როგორც მონგოლთა შემოსევების დროს ქართველ მეფეთა განძეულის სამალავი. ურგონული კუესტის აღმოსავლეთურ ბოლოში, ტვიშის კლდეკარის მარჯვენა მხარეზე, ვერძის-თავას პერიოდული ვოკლუზის თავზეც არის ძნელმისადგომი კარსტული მღვიმეები. ქარაფიდან ჩამოვარდნილი ლოდები ბევრგან აჩენენ უხარმანარ ხროვებს ხერელთა ლაბირინტებით.

ურგონული კუესტის თხემი დაცხრილულია უამრავი წვეარამით—ძაბრებით, შახტებით, ნაპრალებით. ბევრ მათგანში თოვლი და ყინული მთელ ზაფხულს სძლებს. აღსანიშნავია „ბოგას“ სახელწოდებით ცნობილი ყინულოვანი შახტი, რომელიც ზღვის დონიდან 1710 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. მისი შესასვლელი კლდოვან-კიდეებიან კარსტულ ძაბრს წარმოადგენს, რომელიც სიღრმისაგან კიბისებურ გვირაბში გადადის. ძაბრის ფსკერზე, გვირაბის შესასვლელთან თოვლის ზონია. გვირაბი შესდგება რამდენიმე დარბაზისებურად გაფართოებულ ნაწილისა და მათი შემაერთებელი ვიწრო გასასვლელებისაგან. მღვიმეში არის გაყინული წყლის გუბეები, ყინულის სტალაქტიტები, სტალაგმიტები, ფსკერული ყინული და კედლებზე მიკრისტალბული, ჰაერის ორთქლიდან გამოყოფილი ყინულოვანი ქერქი. შახტის ვერტიკალური სიღრმე ადვილ-გასავლელი მონაკვეთის ფარგლებში 50 მეტრამდეა. იგი თავდება ან, უკეთ. გრძელდება ღრმა შახტით. რომელიც დღემდე გამოუყვლეველია. ადგილობრივ მცხოვრებთა თქმით, ბოგას საყინულეში ყინულის დნობის პერიოდები ზუსტად ემთხვევა ტვიშის კლდეკარში არსებული ვერძის თავას პერიოდული ვოკლუზის მოქმედების ფაზებს და აღიქმებიანებს ადამიანს მათი ურთიერთკავშირის შესახებ.

ხეამლის დასავლეთური ქარაფის კიდეზე აგებულ ძველ საყდართან, ეკლესიის-გვერდის სახელით ცნობილ მიდამოში ყურადღებას იპყრობს ღრმა ნაპრალებისა და შრატების სისტემა. ნაპრალები ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისკენ არის გაჭიმული, მათი სიღრმე 20—50 მეტრს აღწევს. ამ ადგილის აბსოლუტური სიმაღლე 1860 მეტრია. ნაპრალებისა და ქვაბების ფსკერზე ალაგ-ალაგ თოვლია ზაფხულობითაც. ნაპრალთა კიდეებთან დარჩენილია კოროზიული მოწმებები.

ხვამლის ჩრდილო ანუ ზედაცარცულ კუესტაზე კარსტული რელიეფის ფორმები შედარებით სუსტად არის განვითარებული. კუესტის დასავლეთურ ბოლოში, ს. ოყურეშთან აღსანიშნავია ე. წ. ჭყონდიდლის ქვაბი — გრძელი კარსტული მღვიმე. მღვიმეები არის რეხის სახელწოდებით ცნობილ ადგილებშიც, ს. ნაკურალეშის მახლობლად.

**ნაქერალას ქედი** ლეჩხუმის ფარგლებში წარმოადგენს დახრილ კირქვეულ პლატოს, რომელიც დასავლეთიდან (ტვიშის კლდეკარის მხრიდან) ქარავით არის შემოფარგლული. ქარავში, ს. ორხევის თავზე მღვიმეებია, რომლებსაც ემჩნევა საშუალო საუკუნეებში სამხედრო მიზნით გამოყენების კვალი. პლატოს ზედაპირი დაცხრილულია წკვარამებით და მოკლებულია ზედაპირულ ჰიდროგრაფიულ ქსელს.

**რელიეფის განვითარების ისტორია**

ოლიგოცენისა და მიოცენის განმავლობაში რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის არე წარმოადგენდა სედიმენტაციურ აუზს (ზღვის უბეს), რომელსაც გასასვლელები ჰქონდა დასავლეთით სამეგრელოსაკენ და აღმოსავლეთით სამხრეთ ოსეთისაკენ, და რომელიც ხმელეთის საკმაოდ დაბალი უბნებით იყო გარშემორტყმული. სარმატულ საუკუნეში, მძლავრ ოროგენეტულ პროცესებთან დაკავშირებით, რაჭა-ლეჩხუმის აუზის ირგვლივ (განსაკუთრებით ჩრდილოეთის მხარეზე) ხდება ინტენსიური აზევებანი, რაც იწვევს რელიეფის ენერგიის გადიდებას, საშუალო და მაღალმთიანი დანაწევრების შექმნას. თვით აუზიც აზევებას განიცდის, შრება და აკუმულაციურ პროცესებს ეროზიული პროცესები სცვლის. სრული ინვერსია მიოცენის ბოლოსათვის უნდა განხორციელებულიყო.

პლიოცენის დასაწყისში მდინარეთა ეროზიული მოქმედების შედეგად დაისახა ლეჩხუმის თანადროული ოროგრაფიულ აღნაგობის ჩონჩხი—კავერისა და ორბელის ქვაბულები, ჯონოულის ხეობა, ასხ-ხვამლ-ნაქერალას მასივები, რიონის ხეობა, ლაბეჭინას სერი. ამ ოროგრაფიული ერთეულების აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლე იმდროს საგრძნობლად ნაკლები იყო დღევანდელზე.

რელიეფის განვითარების შემდგომი ეტაპის დასაწყისი უკავშირდება როდნულ ოროგენესს, რომელსაც შუა და ზედა პლიოცენის მიჯნაზე ჰქონდა ადგილი. ამ ოროგენული ფაზის შედეგად რაიონის დადებითი ოროგრაფიული ელემენტების აბსოლუტური სიმაღლე მნიშვნელოვნად გაიზარდა და შესაბამისად გაღრმავდნენ უარყოფითი ელემენტებიც. ამასთან ერთდროულად მთელი დედამიწის მასშტაბით ხდება პავის გაცივება, რასაც მოსდევს ცხელი ზონის შევიწროვება, მაღალი განედების პერიოდული გამყინვარებანი და გლაციოვესტატიზმის მოვლენა. ყოველივე აღნიშნულის შედეგად იწყება ლეჩხუმის თანადროული მეზო- და მიკრორელიეფური თავისებურებების ჩამოყალიბება, კერძოდ ტერასების ფორმირება, კარსტული ციკლი, ყინვარების მექანიკური მოქმედება მაღალ ჰიფსომეტრიულ სარტყელებში.

ტერასების გაჩენა ლეჩხუმში შეპირობებული იყო ევსტატიზმისა და ტექტოგენეზის შერწყმული გავლენით. ცაგერის ქვაბულის ტერასები ვითარდებოდნენ შედარებითი ტექტონიკური სიმშვიდის პირობებში და დამოკიდებულ-

ნი იყვნენ უმთავრესად ტექტოვესტატიზმზე (ოკეანის დონის საერთო დადამლებზე ოკეანური ღრმულების მოცულობის ზრდის შედეგად) და გლაციოვესტატიზმზე, ეს გარემოება დასტურდება აქაური ტერასების შეფარდებითი სიმალეების დამთხვევით, მაგალითად, კოდორისა და ენგურის მთათაწინა მონაკვეთების ტერასების სათანადო მაჩვენებლებზე (იხ. გრ. დევედარიანი, 1955). ცხენისწყლის ტერასები ცაგერის ქვაბულის ფარგლებში შეიძლება დავათარილოთ რის-ვიურმული (მეორე ანუ 70—75 მეტრიანი ტერასი) და მინდელ-რისული (მესამე ანუ 145—150 მეტრიანი ტერასი) გამყინვარებათშორისული ეპოქებით. ცაგერ-ორბელის ქვაბულების ჩრდილოეთითა და სამხრეთით, სამეგრელო-ლეჩუმის ქედებისა და ასხ-ხვამლ-ნაქერალას მასივების ზონებში ტერასების ფორმირებაზე დიდ გავლენას ახდენდნენ ადგილობრივი ტექტონიკური პროცესებიც, რაც გამოიხატებოდა აქაური ტერასების დიდ აბსოლუტურსა და შეფარდებით სიმალეებში, მათი სიბრტყეების გამომუშავებულობის ცუდ ხარისხში და ალუვიური საბურველის სუსტ განვითარებაში. შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ მურის კლდეკარის ზონაში განვითარებული პირველი (185 მეტრიანი) ტერასი შეეფარდება ცაგერის ქვაბულის პირველ რიყისზედა ტერასს, მეორე (250 მ) ტერასი ცაგერის ქვაბულის 70—65 მ ტერასს და მესამე (430 მ)—145—150 მეტრიანს.

რაიონის უმაღლესმა მთებმა (განსაკუთრებით სამეგრელოს ქედის თხემ-მა—ცეკურის მასივმა და ა. შ. (მეოთხეულში გამყინვარება განიცადეს. შესაძლოა, რომ გამყინვარებას განმეორებითი მსვლელობა ახასიათებდა, და რომ ცეკურის კალთებზე შენახული ყინვარული წარმონაქმების ორი გენერაცია (იხ. სათანადო გეომორფოლოგიური რაიონის აღწერილობა) შეესაბამება არა უკანასკნელი გამყინვარების სტადიებს, არამედ ორ დამოუკიდებელ გამყინვარებას.

ქ. ი. მარუაშვილი

### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕЧУМИ

#### Резюме

Тектоника определила главнейшие, крупные черты современного рельефа Лечуми, в частности его гипсометрические показатели и глубину расчленения. На севере — в полосе Мегрельского и Лечумского хребтов, где амплитуда сводового поднятия была максимальной для всего Лечуми — высоты достигают 3000—3500 м над ур. моря, а глубина вреза долин 1500—2000 м. Южнее следует осевая зона Рача-Лечумской синклинали с высотами, в основном не превосходящими 1100 м (исключением является находящаяся в восточной части региона зона Лабчинской антиклинали, осложняющей синклиналиную структуру, где абсолютные высоты доходят до 1200—1450 м) при глубине вреза не более 500—600 м. Наконец, в южной полосе Лечуми — зоне южного крыла синклинали, образованного известняковыми плато Асхи и Хвамли, высоты достигают 2000—2500 м над ур. м., а глубина вреза 1600 м. Асимметричность Рача-Лечумской синклинали находит свое выраже-



ние в большей крутизне северного ограничения Лечхумской котловины, совпадающего с крутым, опрокинутым крылом, по сравнению с южным ограничением, которое приурочивается к пологому южному крылу складки.

Влияние литологического фактора выражено в большей резкости рельефа, развитого на основе порфиритовой свиты байоса по сравнению со сланцево-песчаниковыми толщами лейаса; в определенном размещении карстовых и оползневых форм (первые связаны с известняками мела-эоцена, вторые — с олигоценовыми и миоценовыми глинисто-песчаными отложениями).

Древнее оледенение наложило морфологический отпечаток на гребневую зону Мегрельского и Лечхумского хребтов и совершенно отсутствовало в полосе известняковых массивов Асхи-Хвамли-Накерала. В долине р. Джоноули сохранились следы древнего мощного селевого потока, спустившегося с Асхи.

Геоморфологическое разделение Лечхуми может быть представлено следующим образом:

Находящаяся в пределах Лечхуми восточная часть Мегрельского хребта имеет скалистый гребень, слагающийся порфиритовой свитой средней юры и увенчанный вершинами Цекури (3486 м над ур. м.), Сакериа и др. В истоках левого притока Джоноули — р. Ахалоури, на юго-восточном склоне мощного Цекурского массива сохранились следы древнего ледника, который в период своего максимального развития, отмеченного конечной и продольными моренами и эрратическими глыбами, спускался до высоты 1900—1950 м над ур. моря (ниже курорта Ахалчала), а в более позднюю фазу, которой соответствует свежий трог, оканчивался на высоте 2300 м. Эти два состояния верхнечетвертичного оледенения Цекурского массива могут соответствовать либо стадиям отступления последнего оледенения Б. Кавказа, либо двум самостоятельным оледенениям, из коих более раннее превосходило более позднее по величине депрессии снеговой границы метров на 300 (максимальное снижение указанной границы в данном районе равно 700—800 м).

Лечхумский хребт в пределах Лечхуми увенчан вершинами Леааша (3153 м), Зиэти (2909 м), Рокал (2919 м) и Тетнар (2963 м). На нем же расположен перевал Джвари или Ланкори (2450 м), связывающий Орбели с Лашхетским обществом Нижней Сванетии. Лечхумская часть хребта дренируется правым притоком Риони р. Ладжанури и имеет эрозионный рельеф при незначительном участии гляциальных форм. Склоны Ладжанурской долины выпуклы, дно представляет широкую галечную пойму с разветвленной рекою.

Район северного крыла Рача-Лечхумской синклинали образован пластами меловых и эоценовых известняков, поставленными на голову или даже опрокинутыми к югу. Известняковая полоса подразделяется пропиливающимися ее речными ущельями на несколько отрезков, имеющих характер массивных гребней. Из пересекающих район речных ущелий наиболее интересным является Мурское ущелье (теснина) на р. Цхенискали выше с. Цагери. На левом склоне Мурского прорыва развиты три высокоподнятых эрозионных уровня, располагающиеся на высотах в 185, 250 и 430 м. Карстовые формы рельефа в данном районе, несмотря на наличие известняков, довольно слабо развиты. Известняки северного крыла Лечхумской синклинали пассивно участвуют в оползневых смещениях, которым подвержены подмятые под них олигоценовые глины.

Входящий в геоморфологический район третичного бассейна подрайон долины р. Джоноули сложен в основном отложениями олигоцен-миоцена, которые окружены зонами развития известняков мела-эоцена и порфиритовой свиты байоса. Наибольший средний участок долины длиной в 7 км характеризуется наличием широкого (0,5—1 км) плоско-го днища, имеющего значительный продольный уклон при предельных отметках 1200 и 600 м и образованного четвертичной галечно-щебневой массой с огромными известняковыми глыбами в виде потока, спускающегося с северной окраины Асхи. Эти отложения, обнаруживающие некоторое внешнее сходство с ледниковым наносом, в действительности должны представлять собою древний селевой поток, причиной возникновения которого следует считать либо фазу континентального климата, способствовавшую длительному накоплению и эпизодическому катастрофическому смыву, ливневыми водами, продуктов физического выветривания, либо геологические факторы вроде горных обвалов или оползней, подпрудивших речные воды и впоследствии прорванных последними. Нижний отрезок долины Джоноули (ниже с. Чукуми), имеющий 4—5 км протяжения, носит характер узкого асимметричного каньона, прорезающего в продольном направлении южное известняковое (верхний мел-эоцен) крыло синклинали и соединяющегося с Сарецкельским каньоном р. Цхенисцкали.

Цагерская котловина представляет собой расширенный участок долины р. Цхенисцкали, протягивающийся от Мурской теснины до теснины Сарецкела и совпадающий с местом пересечения Рача-Лачхумской синклинали названной рекою. Существенным элементом морфологии котловины является система аккумулятивно-эрозионных террас Цхенисцкали. Помимо довольно широкой современной поймы Цхенисцкали, представлены:

I. терраса высотой в несколько (3—5) метров;

II. терраса в 70—75 м;

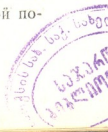
III. терраса в 145—50 м.

Средне-Лечхумская гряда, разделяющая Цагерскую и Орбельскую котловины, сложена также третичными глинами, песчаниками, конгломератами и мергелями и представляет низкогорную возвышенность эрозионного происхождения, имеющую 1000—1100 м абсолютной и 400—600 м относительной высоты. В ее морфологии существенную роль играют оползни, заставляющие автомобильную дорогу Орбели-Цагери делать обход по южным склонам известняковых предгорий Лечхумского хребта.

Орбельская котловина уступает Цагерской как по величине (длина ее не превосходит 5 км), так и по степени развития речных террас. Ее морфологический характер определяется в основном эрозией и оползнями. Грандиозным блоковым оползнем является Лайлашское плато, которое находится на восточной окраине котловины и имеет размеры 4 x 2 км. Это известняковая масса, сползшая с северного крыла синклинали.

Лабчинская гряда представляет собой широтную возвышенность длиной в 10—11 км, высотой до 1427 м над ур. моря и в 500—1000 м над прилегающими долинами и котловинами. Она соответствует антиклинальной складке, слагающейся меловыми и эоценовыми известняками, при чем большая ее часть образована известняками верхнего мела-эоцена. Гряда примерно в средней части рассечена антецедентным каньонообразным ущельем р. Ладжанури, имеющим 3,5 км протяжения и совершенно лишенным террас. На южном склоне восточной по-

2. გეოგრაფიის ინსტ. შტ., ტ. XII



ловины Лабечинской гряды находится грандиозный блоковый оползень Саирме — фрагмент эоценовых известняков, сползший по поверхности олигоценовых глин.

**Рионское ущелье** в пределах Лечхуми характеризуется значительной извилистостью, образуя коленообразный перелом и меняя широтное направление на меридиональное. Тальвег его на данном участке (между Твишской тесниной и с. Чребало) имеет отметки абсолютной высоты в 350—420 м. Ущелье имеет почти каньонообразную форму.

**Асхский известняковый массив** в пределы Лечхуми входит своей восточной частью, где абсолютные высоты достигают 2200—2400 м. Основными морфологическими элементами Асхи в Лечхуми являются карстовые плато Майдани и Сачиквано и восточные части хребтов Официаре и Сацерекос-сери. Все это с севера и востока окаймляется высоким известняковым обрывом, который тянется непрерывной отвесной стеной сначала вдоль правобережья верхней половины р. Джоноули, а затем поворачивает к югу, и, огибая верховья р. Рачха (правый приток Цхенисцхали, впадающий близ с. Зуби), направляется параллельно правому берегу р. Цхенисцхали до окрестностей с. Гведи. Северная часть обрыва отличается большой вышиной, достигающей многих сотен метров; к югу его высота уменьшается и у Гведи не превосходит нескольких десятков метров. Асхский массив слагается из двух ступеней, из коих северная, более высокая (2000—2400 м) образована известняками аптабаррема и представлена Майданскими плато с ограничивающими его, также закарстованными грядами, а южная, более низкая (1300—1400 м) ступень, плато Сачиквано, сложено верхнемеловыми известняками.

**Массив Хвамли** почти весь входит в Лечхуми. Он построен пластами меловых отложений, довольно полого падающими к северу и представляет собой двойную куэсту с обрывами, обращенными на юг и пологими склонами на север.

Южная куэста Хвамли более высока и несет высшую точку всего массива, откуда по утрам, в ясную погоду можно увидеть море. Эта куэста с юга, со стороны Имеретии ограничена обрывом ургонских известняков — самым высоким из всех обрывов, встречающихся в карстовой полосе Западной Грузии. Этот обрыв в плане образует выпуклую к югу кривую, в связи с чем ургонская куэста Хвамли носит характер выступающего к югу плато с пологой поверхностью, наклоненной к северу. Менее высокая северная или верхнемеловая куэста достигает около 1500 м абсолютной высоты, обрыв на южной стороне ее гораздо ниже, чем у южной куэсты, не превышая 100—150 м.

Карстовые формы рельефа лучше развиты на южной куэсте, что связано с массивностью и чистотой ургонских известняков. Карстовые формы свойственны как поверхности плато, так и его обрывистым краям. Микрорельеф обрыва и его подошвы выражен горизонтальными пещерами и глыбовыми нагромождениями обвалов. Поверхность плато истыкана множеством карстовых воронок, шахт, трещин. Во многих из них в течение всего лета сохраняются снег и лед. Особенно интересна ледяная шахта, среди местных жителей известная под названием «Бога» и находящаяся на абсолютной высоте в 1710 м.

Своеобразными формами рельефа плато Хвамли являются глубокие трещины, образующие вытянутую в направлении СЗ-ЮВ систему. Глубина их достигает 20—50 м. Абсолютная высота местности 1880 м. На дне трещин летом сохраняется снег.

**Накеральский хребет** в пределах Лечхуми представлен своей западной оконечностью, ограничивающей с В Твишскую теснину. Абсолютная высота данного отрезка достигает 1915 м. Хребет полого спускается на север в виде наклонного карстового плато, а с З и Ю обрешан высоким обрывом, в котором над с. Орхви имеются пещеры, в историческом прошлом использовавшиеся для оборонных целей.

В течение олигоцена-миоцена область Рача-Лечхумской синклинали представляла собой седиментационный бассейн — морской залив (или пролив), имевший выходы на запад в Мегрелию и на восток в Юго-Осетию. Бассейн был окружен участками низкой суши, с которой реки сносили мелкообломочный материал.

В сарматском веке, под влиянием мощных горообразующих движений, вокруг Рача-Лечхумского бассейна происходят интенсивные поднятия, увеличивающие энергию рельефа, усиливающие эрозионные процессы и создающие средне- и высокогорное расчленение. Сам третичный бассейн также испытывает сжатие, поднятие и осушение, приводящее к смене осадконакопления размывом. Полная инверсия должна была завершиться к концу миоцена.

В продолжение среднего и нижнего плиоцена в результате речной деятельности был намечен план современной орографической структуры Лечхуми — образовались Цагерская и Орбельская котловины, Рионская долина, долина р. Джоноули, Ахское, Хвамлийское и Накеральское плато, Лабечинская гряда.

На рубеже среднего и верхнего плиоцена абсолютные высоты положительных орографических элементов значительно увеличились в связи с роданской орогенической фазой и соответственно возросла глубина расчленения. Одновременно с этим происходит общеземное похолодание, обуславливающее сужение жаркого пояса, периодические оледенения высоких широт и явление гляциоэвстатизма. Под влиянием всех этих событий формируются современные мезо- и микрорельефные черты Лечхуми — вырабатываются речные террасы, карстовые формы, следы механического воздействия льда в высоких гипсометрических зонах:

Террасообразование в Лечхуми направлялось совокупным воздействием эвстатических и тектонических процессов. Террасы Цагерской котловины развивались в условиях относительного тектонического покоя, их формирование зависело от двух видов эвстатических колебаний океанического уровня, — тектоэвстатизма (общего снижения уровня гидросферы вследствие увеличения вместимости океанических впадин) и гляциоэвстатизма (колебаний уровня вследствие мобилизации и демобилизации водных масс в процессе чередования ледниковых и межледниковых эпох). Данное положение доказывается совпадением характерных черт террас Цагерской котловины с таковыми террас предгорных отрезков рек Б. Кавказа (например, Ингура). Террасы Цхенисцхали в Цагерской котловине могут быть сопоставлены, как и террасы Ингура ниже с. Джвари, с талассократическими фазами межледниковых эпох. Вторая (70—75 м) терраса датируется рисс-вюрмской эпохой, а третья (145—150 м) миндель-рисской.

Севернее и южнее Рача-Лечхумской синклинали, в зонах Мегрельского и Лечхумского хребтов с одной стороны, массивов Асхи, Хвамли и Накерала с другой на образование террас существенно влияли местные тектонические процессы. Более подвижная, по сравнению с зоной синклинали, обстановка террасообразования сказывается здесь в большой

абсолютной и относительной высоте террас, в несовершенстве их плоскостей, слабом развитии аллювиального покрова.

Сопоставление террас в различных зонах

Цагерская котловина		Левый склон Мурского ущелья	
Название террасы	Относ. высота в м.	Название террасы	Отн. выс. в м.
Первая надпойменная . . . . .	3—5	Крепостная	185
Вторая . . . . .	70—75	Вторая	250
Третья . . . . .	145—150	Третья	430

Высочайшие горные массивы северной полосы (в особенности Цекур и другие массивы Мегрельского хребта) в верхнечетвертичное время подверглись оледенению (возможно двухкратному). Гребень Лечхумского хребта в пределах Лечхуми, т. е. в бассейне Ладжанури испытала очень слабое оледенение, а на высочайших гребнях Асхского известнякового массива значительных ледников вообще не было никогда.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. აბაშიძე ელ. ხემლი, „საქართველოს სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების მოამბე“, 1946, № 2.
2. დეკდარიანი გო., კოლხეთის ბარის მდინარეთა ქსელის მეოთხეული ისტორიის საკითხისათვის, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. XVI, 1955 №4.
3. ვახუშტი ბაგრატიონი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა, თბილისი, 1941.
4. ჯანელიძე აღ., ასხის მთის გეოლოგიური კომპლექსი, „საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე“, ტ. II, 1941, № 1—2.
5. ჯანელიძე აღ., რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის გავრცელება დასავლეთისაკენ, „სსრ მეცნ. აკად. საქართველოს ფილიალის მოამბე“, ტ. I, 1940, № 10.
6. Бурчак-Абромович Н. И., Пещера хребта Хвамли, „საქართველოს ტუხუმის მოამბე“ 16—A, 1954.
7. Вахания Е. К., Геологическое строение Лечхуми. Труды Грузинского политехнического института, 1956, № 3
8. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, изд. АН СССР, М.—Л., 1947.
9. Джanelidze Ал., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Тбилиси, 1940.
10. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк Лечхума, „Материалы по общей и прикладной геологии“, вып. 140, 1980.
11. Радде Г., Путешествие в Мингрельских альпах и в трех их верхних продольных долинах (Рион. Цхеницкали, и Ингур), „Записки Кавк. отд. импер. Русского Географического общества“, кн. XII, вып. № 1 1866.



ს. ნაბანიშვილი

ქვემო რაჭის ჩრდილო ნაწილის გეომორფოლოგიისათვის  
 ზოგადი ცნობები

რაიონი მდებარეობს ლეჩხუმის ქედის სამხრეთ ფერდობზე და მოიცავს მდ. რიონის მარჯვენა შემდინარეების — მდ. მდ. ასკისწყლის, რიკეულის, ლუხუნისწყლის და სონტარულის აუზებს.

მორფოგრაფიულად რაიონი რაჭის გასწვრივი ქვაბულისაგან და ლეჩხუმის ქედის და მისი სამხრეთული ტოტებისაგან შედგება. ქვაბულში, რომელიც სინკლინის ემთხვევა, გამოიყოფა კირქვიანი და პორფირიტული ჩრდილო ფრთა, რომელიც საშუალო სიმაღლის ქედს (სოჩიბი, საელიო) წარმოადგენს და საკუთრივ სინკლინური ხეობა, რომლის ფსკერზე მდ. რიონი გაედინება, ხოლო ლეჩხუმის ქედის რაიონში — ჭუთხარო-სამერცხლის მასივი (ჭუთხარო-კუბრის ქედი).

ლეჩხუმის ქედი საკვლევ რაიონში შედის მ. ლელაშვიდან (3152 მ) აღმოსავლეთისაკენ მ. ლუხუნის წვერამდე (3185 მ), სადაც იგი გადაებმის შოდას ქედს. ქედის ცალკეული მწვერვალები 3000 მ-ზე მაღალია (ჭუთხარო 3539 მ, მ. 3443 მ და სხვ.), მიუხედავად ამისა, მასზე მუდმივ თოვლსა და ყინვარებს მაინც არ ვხვდებით, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ჭუთხარო-სამერცხლის მასივს, რომელიც გაცილებით უფრო მაღალია, ვიდრე ლეჩხუმის ქედის დანარჩენი ნაწილები. ლეჩხუმის ქედს მ. ლუხუნისწყერთან ებმის სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ მიმართული საკაოს ქედი, რომელიც მდ. მდ. საკაურას და ლუხუნისწყლის წყალგამყოფს წარმოადგენს.

ლეჩხუმის ქედზე ამართულ მ. ჭუთხაროსა და საკაოს ქედზე მდებარე მ. კუბრას შორის გაჭიმულია ჭუთხარო-კუბრის ქედი; ლუხუნის ხეობით გაკვეთილ ამ ქედზე მდებარეობენ საკვლევ რაიონის უმაღლესი მწვერვალები ჭუთხარო (3539 მ), სამერცხლე (3584 მ) და კარეტა (3078 მ), რომლებიც მცირე ყინვარებსაც კი ატარებენ.

რელიეფის ზემოაღწერილი მორფოგრაფიული ერთეულების თავისებურებათა შემაპირობებელ რელიეფწარმოშობებზე ფაქტორებს შორის მნიშვნელოვანი როლი ლითოლოგიურ, ტექტონიკურ, ყინვარულ და ეროზიულ-დენუდაციურ ფაქტორებს ეკუთვნის.

რაიონი შეიძლება შერჩევითი დენუდაციის მორფოლოგიური გამოვლინების კლასიკურ მაგალითად გამოდგეს; ლეიასის ფიქალ-ქვიშაქვები, რომლებიც ტერიტორიის უდიდეს ნაწილს აგებენ, რელიეფის არც ერთ დადებით ფორმას არ იძლევა. ხოლო ბაიოსის პორფირიტული წყება ყველგან ქედებით არის წარმოდგენილი (ჭუთხარო-კუბრის, სოჩიბის ქედები); რელიეფის დადებით

ფორმებსვე ქმნის რაჟის სინკლინის ჩრდილო ფრთის ცარცული კირქვები (საელიოს ქედი).

**ტექტონიკა.** ტექტონიკური თვალსაზრისით რაიონი შედის კავკასიონის ნაოჭა სისტემის გეოტექტონიკური ზონის მთისწინეთის ტექტონიკური ზონის რაჭა-ლეჩხუმის ქვეზონაში [3], სადაც ნაოჭებს საერთო კავკასიური მიმართულება აქვს. თანამედროვე რელიეფის თავისებურება თითქმის სრულებით არაა დამოკიდებული რაიონის ტექტონიკაზე: ძირითადი ხეობები (ლუხუნისწყლის, რიცეულის, ასკისწყლის) ნაოჭთა გაწოლის გარდიგარდმოდ არის გამომუშავებული, ხოლო არც ერთი ანტიკლინური ნაოჭი ქედს არ ქმნის; პირიქით, ყველაზე მაღალი ჭუთხარო-კუპრის ქედი სინკლინური სტრუქტურის არის და რელიეფის ინერსიის თვალსაჩინო მაგალითს წარმოადგენს. თვით ლეჩხუმის ქედი, რომელიც რაიონის მთავარი მორფოგრაფიული ერთეულია, შედგენილია სინკლინური და ანტიკლინური ნაოჭების მორიგეობით და ეროზიული ქედი უფროა, ვიდრე ტექტონიკური; ასევე ეროზიულია მისი სამხრეთული ტოტებიც. რაც შეეხება სოჩიბის და საელიოს ქედებს, ისინი ნაოჭის ფრთაში არიან გამომუშავებული და მონოკლინურ ქედებს წარმოადგენენ. რელიეფის ერთადერთი ფორმა, რომელიც ტექტონიკითაა შეპირობებული, არის რიონის სინკლინური ხეობა სს. ხიდკარსა და ღვარდიას შორის.

**გაყინვარება.** რელიეფის ფორმირებაში ერთ-ერთი წამყვანი როლი მეოთხეულმა გაყინვარებამ შეასრულა; გაყინვარება შეეხო საშუალო და მაღალმთიან უბნებს—ლეჩხუმისა და ჭუთხარო-კუპრის ქედებს. რელიეფის ყინვარული ფორმები შენახულია ცირკების, ტროგების, ვერძის შუბლების, მორენების და ფლუვიოგლაციური ნალექების სახით, თუმცა ლეჩხუმის ქედის დასავლეთ ნაწილში ისინი მცირე რაოდენობითაა, რაც ამგებელ ქანთა (ფიქლები) ზსიათით არის გამოწვეული.

#### რელიეფის ტიპები და მათი გავრცელების რაიონები

რაიონი, ალ. ჯავახიშვილის [7] მიხედვით, რელიეფის სამ ტიპში შედის. ეს ტიპებია: 1. მაღალი კლდოვანი თხემების რელიეფი, პეტრომორფული, თანამედროვე გაყინვარებით (სამერცხლე-ჭუთხაროს მასივი), 2. მაღალი კლდოვანი მთების რელიეფი, ღრმა გამკვეთი ხეობების სიჭარბით, პეტრომორფული, განვითარებული ვულკანოგენურ ქანებზე (ასკისწყლის, რიცეულის, ლუხუნისწყლის აუზები) და 3. დაბორცვილი რელიეფი, განვითარებული მესამეულ სინკლინურ დებრესიაში (რიონის ხეობა სს. ზ. ღვარდიასა და კვაცხუთს შორის).

ოროგრაფიული ერთეულები, რომლებიც ამ რაიონში ლითოლოგიური და ტექტონიკური პირობების მიხედვით ერთიმეორისაგან განსხვავდებიან, შეიძლება საფუძვლად დაედოს რელიეფის ტიპების გამოყოფას (იხ. გეომორფოლოგიური რუკა).



1. მაღალმთიანი რელიეფი ძველი გაყინვარების ნიშნებით და მეწურების განვითარებით, გამომუშავებული ვალანტინის, შუა და ზედა იურის მერგლური და თიხიანი ფიქლების, კირქვების, ქვიშაქვების და ზედა ლეიასის ფიქლ-ქვიშაქვების სუბსტრატზე

რელიეფის ეს ტიპი მდებარეობს ლეჩხუმის ქედის სამხრეთ ფერდობზე და მოიცავს მდ. მდ. რიცეულის და ყრინავის ზემო წელის, ლუხუნისწყლის მარჯვენა შემდინარეთა (ქაჯანი, ლატაშური, სოხორტული) აუზებს და საკაოს ქედის ჩრდილო ნაწილის დასავლეთ ფერდობს.

მთავარ მორფოგრაფულ ერთეულს აქ ლეჩხუმის ქედი წარმოადგენს; იგი რაიონის ფარგლებში მ. ლელაშვიდან აღმოსავლეთით მ. ლუხუნისწყერამდე გრძელდება საერთო ჩრდილო-აღმოსავლეთური მიმართულებით. ქედის ის ნაწილი, რომელიც მ. ლელაშვიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით მიემართება, მონოკლინური ხასიათისაა და ჭუთხარო-სამერცხლის სინკლინის სამხრეთ-დასავლეთ ფრთას წარმოადგენს. ქედის ასეთი აგებულების გამო მისი სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობი გაცილებით უფრო ციცაბოა, ვიდრე ჩრდილო-აღმოსავლეთი; ამასთან სამხრეთული ფერდობის ინტენსიური გამოფიტვის შედეგად, თხემი თანდათანობით ჩრდილოეთისაკენ იხევის.

რელიეფის ამ ტიპის ფორმირებაში მთავარი როლი მეოთხეულ გაყინვარებას ეკუთვნის. გაყინვარების ნიშნები ზოგიერთ ნაწილში თუმცა წაშლილია, რაც ამგებელი ქანების (ფიქლები) ადვილშლადობით არის გამოწვეული, მაგრამ მაინც საკმაოდ არის შენახული, რაც ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს ყინვარების გავრცელების, სიმძლავრის, მოძრაობის მიმართულების, თოვლის ხაზის დეპრესიის სიღიძისა და სხვათა შესახებ. რელიეფის ყინვარული ფორმები დიდი რაოდენობით გვხვდება მდ. მდ. რიცეულის და ყრინავის სათავეთა აუზებში; ისინი ძირითადად მორენებით, მორენული მწკრივებით და ტროგებით არის წარმოდგენილი. მდ. რიცეულის და მისი მარცხენა შემდინარის წყალგამყოფზე კარგად არის შენახული ბოლომორენული მწკრივები, რომლებიც პორფირიტული ქანებისაგან შედგება და განლაგებული არიან ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ. ლეჩხუმის ქედი, რომლიდანაც უნდა ყოფილიყო მომართული ყინვარები, ფიქლებით არის აგებული, ამიტომ ის კერა, საიდანაც შეიძლება მოტანილი ყოფილიყო მორენები, სხვაგან უნდა იქნეს მოძებნილი. საკვლევ რაიონში პორფირიტები მხოლოდ ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივზეა; მასივი ლეჩხუმის ქედის განხილული უბნის ჩრდილოეთით მდებარეობს და ბუნებრივია ვიფიქროთ, რომ წყალგამყოფზე არსებული ბოლომორენები სწორედ აქედან არის მოტანილი.

როგორც აღვნიშნეთ, ლეჩხუმის ქედის ის ნაწილი, რომლიდანაც მდ. რიცეული იკრებს წყალს, მონოკლინური აღნაგობისაა; ქედის ამ მონაკვეთსა და ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივს შორის გაქიმულია დადაბლებული ზოლი; მასივის პორფირიტული ლოდების გადატანა მდ. რიცეულის აუზში მხოლოდ იმ შემთხვევაში შეიძლებოდა მომხდარიყო თუ ყინვარები აავსებდნენ ამ დადაბლებას და ქედზე გავლით დაიწყებდნენ მოძრაობას სამხრეთ-დასავლეთისაკენ. ეს მდგომარეობა იმაზე მეტყველებს, რომ ყინვარები დიდი სიმძლავრის იყვნენ და, მოძრაობდნენ რა მდ. მდ. რიცეულის და ყრინავის შემდინარეთა გავლით, ავსებდნენ მათ ხეობებს. მდ. რიცეულის და მისი მარცხენა შემდინარის

წყალგამყოფზე, ზ. დ. 1900 მ სიმაღლეზე, ბოლომორენების მხოლოდ ერთი მწკრივი შეიმჩნევა, ხოლო მდ. რიცეულის მარცხენა და მდ. ქრინავის მარჯვენა შემდინარის წყალგამყოფზე—ორი, რომელთაგან ერთი 1900, ხოლო მეორე—2100 მ სიმაღლეზე მდებარეობს; მორენების ამ უკანასკნელი მწკრივის შემდეგ, თვით ლეჩხუმის ქედის ძირამდე მდებარე ტერიტორია (3 კმ სიგრძის) მთლიანად თავისუფალია ცინვარული მასალისაგან და ისინი, კვლავ მხოლოდ ქედის ძირთან, ფსკერის მორენების სახით გამოჩნდება.

რელიეფის ცინვარული ფორმები ყველაზე კარგად წარმოდგენილია მდ. ქრინავის ხეობაში. მდინარის სათავეებში განვითარებულია 2,5 კმ-ზე მეტი სიგრძის მკაფიოდ გამოხატული ძველი ცინვარული ცირკი, რომელიც ცხენი-ყბის სერით ორ ნაწილად იყოფა: ერთი, შედარებით მცირე ნაწილი, ორიენტირებულია მდ. ხეორის, ხოლო მეორე, უფრო დიდი ნაწილი, მდ. ქრინავის ხეობისაკენ. იგი რთულ ცირკს წარმოადგენს და კვებავდა ორ ცინვარს—ერთს მიმართულს მდ. ქრინავის და მეორეს მდ. ხეორისწყლის ხეობისაკენ. ცინვარებს გარდუქმნია ცინვარგამყოფი სერის ჩრდილო ნაწილი, რომელიც ვიწრო გასასვლელით არის გამოყოფილი ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივისაგან; ამის გამოა, რომ სერის ეს ბოლო მოგლუვებულია და ღიად ათავრდება; მოგლუვებულია ავრეთვე სერის მთელი თხემიც, გარდა მ. 2615 მ, რომელიც, როგორც ჩანს, თავისუფალი იყო ცინვარისაგან და ნუნატაკს წარმოადგენდა.

აღნიშნული ცირკიდან იწყებოდა ხეობის მძლავრი ცინვარი, რომელმაც წარმოშვა თანამედროვე ქრინავის ტროგული ხეობა; ტროგის ზედა ნაწილში, ხეობის გარდიგარდმოდ, მდებარეობს პორფირიტული ძარღვის რიგელი, რომელიც ალბათ ცინვარდნის ქმნიდა; ამჟამად იქ 8—10 მ სიმაღლია საჩქეფია, რომელზედაც მდ. ქრინავი ჩანჩქერს ქმნის. ტროგის შუა ნაწილში, ფსკერის მარცხენა მხარეზე, შექმნილია გასწვრივი მორენული სერი, რომელიც მოფენილია მსხვილი მორენული ლოდებით; ასეთი ლოდები გვხვდება არა მარტო ამ სერზე, არამედ ცხენიყბის სერის თხემზეც, რომელიც ტროგის ძირიდან 250—300 მ სიმაღლეზე მდებარეობს; ერთ-ერთი ლოდის სიდიდე 2800 (20 მ × 20 მ × 7 მ) კუბ. მეტრს უდრის. ნათქვამი იმის დასკვნის საშუალებას იძლევა, რომ ქრინავის ხეობის ცინვარის სიმძლავრე 300 მ აჭარბებდა.

რაც შეეხება იმას, თუ სანამდე ვრცელდებოდა ცინვარები სამხრეთისაკენ, ეს საკითხი ძნელი გადასაწყვეტია; სირთულეს იწვევს მდ. ქრინავის აუზის თითქმის გაუვალი ტყეებით შემოსილობა და კვლევა-ძიების ჩატარების სიძნელე. მიუხედავად ამისა, მაინც შეიძლება მოვიყვანოთ ზოგიერთი მონაცემები: ცხენიყბის სერის ბრტყელ თხემზე, აქა-იქ, თვით მდ. სოხასტერის მდ. ქრინავთან შეერთებამდე (ზ. დ. 1200 მ), გვხვდება ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივის ამგებელი პორფირიტული ქანების ლოდები; წყალგამყოფზე მორენული მასალის არსებობა იმას მიუთითებს, რომ ისინი ცინვარულია და არა წყალუცინვარული. თუ ამ მოსაზრებას მივიღებთ, მაშინ მდ. ქრინავის ხეობაც ხეობის ცინვართან უნდა ყოფილიყო ამოვსილი და ცინვარის სიმძლავრე 150—200 მ აღწევდა, ხოლო სიგრძე — დაახლოებით 8 კმ. მდ. მდ. ქრინავის და სოხასტერის შეერთების შემდეგაც ხეობის ფერდობის დაბალ ნაწილში შეიძლება შემჩნეული იქნეს მწკრივად განლაგებული პორფირიტული ლოდები, რომლებიც, აქ ალბათ, უკვე წყალუცინვარული წარმოშობის არის.

ჭრინავის ცირკის ფირნის ნაწილი (აღმოსავლეთი) საწყისს აძლევდა მდ. ხეორისწყლის ხეობის ყინვარს; ამ ხეობის ტროგული ხასიათი მკვეთრად არის გამოსახული მხოლოდ ხეობის შუა ნაწილში, სადაც, თვით სარძვევე ფერმამდე (ხ. დ. 1000 მ), გვხვდება პორფირიტული მორენული ლოდები; ისინი გვხვდება აგრეთვე მდ. სერულის (ხეორის მარცხენა შემდინარე) მშრალი ხეობის მონაკვეთის ფერდობებზეც, რომელიც ხ. დ. 900 მ სიმაღლეზე მდებარეობს.

ქველი გაყინვარების ნიშნების გავრცელების მეორე რაიონი მდ. ლუხუნისწყლის მარჯვენა შემდინარეების — მდ. მდ. სოხორტულის, ლატაშურის და ქაჯიანის აუზებში მდებარეობს. მდ. ლატაშურის ხეობა, რომელიც მკვეთრად გამოსახულ ტიპურ ტროგს წარმოადგენს, მიემართება ჭუთხარო-სამერცხლეს დიაბაზური და პორფირიტული მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის ძირის გასწვრივ. დამახასიათებელია, რომ ამ ტროგს ცირკი არ აქვს და ზემო ნაწილში, მცირე სიმაღლის წყალგამყოფით, რომელიც გადასავალს წარმოადგენს, უშუალოდ გადადის მდ. ლობიშურის (ცხენისწყლის მარცხენა შემდინარე) მარჯვენა შემდინარის ტროგულ ხეობაში. ეს წყალგამყოფი ლეჩხუმის ქედზეა და მეზობელი მთებიდან 200 მ დაბლა მდებარეობს, ხოლო ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივიდან 600—650 მეტრით. უნდა ვიფიქროთ, რომ მასივის ფერდობიდან ჩამოცვენილი თოვლი და ყინულები უშუალოდ ავსებდნენ მდ. ლატაშურის ხეობის ზემო ნაწილს და გადადიოდნენ რა მდ. ლობიშურის აუზში, წარმოშობდნენ გადაკიდულ ყინვარს. ასეთივე მდგომარეობა გვაქვს მასივის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე, სადაც ჭრინავის და ლობიშურის ცირკები უშუალოდ უერთდებოდნენ ერთი-მეორეს. ლატაშურის ყინვარი, რომელსაც ცირკი არ ჰქონდა, თურქესტანული ტიპის უნდა ყოფილიყო. ყინულით ამოვსებული იყო არა მარტო მდ. ლატაშურის ხეობა; ყინული გადადიოდა მდ. მდ. ლატაშურის და ქაჯიანის წყალგამყოფზეც, სადაც მას მორენები დაუტოვებია. მასივიდან წყალგამყოფზე მორენული მასალის მოხვედრა მხოლოდ იმ შემთხვევაში შეიძლებოდა, თუ მასივის ფერდობიდან ჩამონაცვენი თოვლ-ყინულები ამოავსებდნენ მდ. ლატაშურის ხეობას და ყინვარები დაიწყებდნენ მოძრაობას არა მარტო ამ ხეობის მიმართულებით, არამედ ნაწილობრივ ჩრდილოეთითაც — მდ. ქაჯიანის სათავეებისაკენ, სადაც ისეთივე უცირკო, ერთიმეორეში გამავალი ტროგები გვხვდება, როგორც ეს ლატაშურის ხეობაშია. ასეთი ტროგების წარმოშობა ალბათ იმით არის გამოწვეული, რომ გაყინვარების პერიოდში ლეჩხუმის ქედის თხემი გაცილებით უფრო ფართო იყო, ვიდრე ამჟამად არის; ფართო თხემზე ყინულის დიდი მასებიც მოთავსდებოდა, რითაც ნორვეგიის ტიპის ყინვარს მივიღებდით. ყინვარები, მოძრაობდნენ რა თხემის ორივე მხარეზე, წარმოშობდნენ ტროგებს. ამიტომ არის, რომ ქედის ორივე მხარეზე თითქმის ყოველთვის, ერთი-მეორეში გამავალი ტროგები გვხვდება.

ლატაშურის ტროგი დაახლოებით 8 კმ სიგრძისაა და იქ სწყდება, სადაც მდ. ლატაშურის ხეობა სამხრეთ-აღმოსავლეთზე იცვლის მიმართულებას, თუმცა ტროგის ფორმა ამ ადგილას საკმაოდ გარდაქმნილია; ასევე გარდაქმნილია ქაჯიანის ტროგიც, რომელსაც მხოლოდ ზედა ნაწილში აქვს შენარჩუნებული ტროგული სახე.

საინტერესოა მდ. სოხოტულის ტროგული ხეობის წარმოშობის საკითხი: იგი იწყება იქ, სადაც მ. კარეტას მიდამოებიდან მდ. სოხოტულის ხეობაში ეშვება კარეტას თანამედროვე ყინვარი; იგი ახლა არაერთარ როლს არ ასრულებს სოხოტულის ტროგის წარმოშობაში, მაგრამ წარსულში დიდი სიმძლავრით განიჩნეოდა და დასაბამს აძლევდა სოხოტულის მეოთხეულ ყინვარს, რომელმაც აღნიშნული ტროგი წარმოშვა. ეს ტროგი სოხოტულის ქედით გამოიყოფა ლატაშურის ტროგისაგან; ყინვარი, როგორც ჩანს, აქაც მძლავრი იყო და სოხოტულის ქედის თხემზეც გადადიოდა, სადაც მორენებიც კი დაუტოვებია; ქედის თხემი ტროგის ძირიდან 250—300 მ სიმაღლეზე მდებარეობს და მაშასადამე ყინვარის სიმძლავრე 300 მ-ზე მეტი ყოფილა. იგი ალბად ლატაშურის ყინვართანაც იქნებოდა დაკავშირებული. სოხოტულის ყინვარის ცირკი დაკავშირებული იყო მდინარის მეორე სათავის ასეთსავე ცირკთან, რომელიც დასაბამს აძლევდა სოხოტულის ყინვარის შარკვენა შემდინარეს და ამგვარად ორივე ყინვარს საერთო კვების არე ჰქონდა.

ზემოაღნიშნულის შემდეგ ისმის საკითხი გაყინვარების ჯერადობის შესახებ. მდ. ყრინავის ტროგული ხეობის ორივე ფერდობზე გვხვდება ხაზობრივად განლაგებული გვერდითი მორენების ორი მწყრივი; პირველი მდებარეობს ხეობის ძირიდან 50 მ სიმაღლეზე, ხოლო მეორე — 200 მეტრზე; გარდა ამისა წყალგამყოფთა თხემებზე მდებარე მორენული მასალა ხეობის ძირიდან 250—300 მ სიმაღლეზეა. ეს უკანასკნელი მორენები ყველაზე ძველი და ამავე დროს ყველაზე მძლავრი გაყინვარების შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი. ამ გაყინვარებას მოსდევდა შედარებით სუსტი ორი გაყინვარება ან სტადია, რომელთაც გვერდითი მორენები დატოვეს ხეობის ძირიდან 50 და 200 მ სიმაღლეზე. ყრინავის ტროგული ხეობის ამ თავისებურებას კარგად ეფარდება მდ. ლატაშურის ტროგული ხეობის მორფოლოგიაც, აქ ერთი-მეორეში ჩადგმული სამი ტროგი გვაქვს, რაც, მსგავსად ყრინავის მაგალითისა, გაყინვარების სამჯერადობაზე ან სამ სტადიაზე მიუთითებს.

**2. საშუალო სიმაღლის მთა-ხეობიანი, ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი, გამომუშავებული ზედა ლეიასის ფიქლების წყებაში**

რელიეფის ამ ტიპს უჭირავს ლეჩხუმის ქედის სამხრეთი ფერდობის საშუალო სიმაღლის ადგილები და მოიცავს მდ. ლუხუნისწყლის აუზის უდიდეს ნაწილს, მდ. მდ. სონტარულის და ჭალისწყლის მთელ აუზს, მდ. რიცეულის აუზის შუა ნაწილს და მდ. ასკისწყლის სათავეებს. აგებულია რა ლეიასის ფიქლებით, ეს რაიონი ძლიერი დანაწევრებით ხასიათდება. მიუხედავად ამისა, მისი ის ნაწილი, რომელიც ტყით არის დაფარული, რელიეფის სინაზით გამოირჩევა, ხოლო ტყეების გაჩეხვის შემთხვევაში უკვე ეტყობა რელიეფ-წარმომშობი გარეგანი ძალების გაქტიურება და რელიეფის მკვეთრი ფორმების წარმოშობა; ასეთი მოვლენები კარგად შეიმჩნევა მდ. რიცეულის აუზის შუა ნაწილში, სადაც ამჟამად ტყის ინტენსიური ჰრა—დამზადება მიმდინარეობს.

მდ. რიცეულის აუზის ნაწილი, რომელიც განსახილველ რაიონშია მოქცეული, ქვაბულს მოგვაგონებს; მის ხეობაში, ადგილ წესურს ზევით, მიუხე-

დავად ხეობის დიდი სიგანისა, ტერასები იშვიათი მოვლენაა; აქ შეიძლება მხოლოდ 2—3 მ სიმაღლის ჭალისზედა პირველი ტერასა შეგვხვდეს. ვაფართოებულ ხეობაში მაღალი ტერასების უქონლობა, როგორც ვიცით, შეიძლება იმით იყოს გამოწვეული, რომ დაძირვის მოვლენებს აქვს ადგილი, თუმცა მდ. რიკეულის ამ ადგილის შემდინარეთა გასწვრივი პროფილების ანალიზი საწინააღმდეგო მოვლენაზე მიგვიითითებს.

განსახილველ რაიონში მნიშვნელოვანი ფართობი უჭირავს მდ. ლუხუნისწყლის აუზს, რომელიც განსაკუთრებით ძლიერ არის დანაწევრებული ს. ურავსზევით. მიუხედავად იმისა, რომ ხეობა გამომუშავებულია ლეიასურ ფიქლებში, იგი მდ. ქაჯიანის შესართავს ზევით იმდენად ვიწროა, რომ 1000—1500 მ სიღრმეზე ჩაჭრისას ხეობის ფსკერი 20—25 და 10—15 მეტრამდეც კი ვიწროვდება; იშვიათ შემთხვევაში კი 40—50 მ-დე ფართოვდება. ხეობის ასეთ სივიწროვეს განაპირობებს შრეთა ვერტიკალური მდებარეობა და ხეობის გამკვეთი ხასიათი. გარდა ამისა, ხეობის ეს ნაწილი განიცდის ინტენსიურ აზვევებს, რასაც ხეობის ღრმად ჩაჭრის ფაქტი, შემდინარეთა მიერ ხეობის ფერდობების ძლიერი დანაწევრება, მათი გასწვრივი პროფილების უკიდურესად გამოუმუშავებლობა და მთავარი ხეობის ფერდობთა ამობურცული ხასიათი მიუთითებს.

მდ. ლუხუნისწყლის ხეობა შესართავისაკენ თანდათანობით ფართოვდება და ს. ურავის ქვევით ხეობის მარჯვენა ფერდობზე ტერასებიც კი გვხვდება. აქ შეიძლება გამოიყოს 6 ტერასა: I. 5 მ, II. 30—35 მ, III. 90 მ, IV. 125—130 მ, V. 150 მ და VI. 170—175 მ. ტერასები ხეობის მხოლოდ მარჯვენა ფერდობზეა წარმოდგენილი, ხოლო მარცხენაზე თითქმის სრულიად ან სრულიად არ გვხვდება, თუ არ ჩავთვლით ჭალის ტერასას ს. ურავის მიდამოებში. ტერასები გავრცელებულია ს. ს. ურავის, ლიხეთის და განსაკუთრებით აბარის მიდამოებში; ტერასების ასეთი განლაგების თავისებურება შეიძლება ხეობის მარჯვენა მხარის ინტენსიური აზვევებით ავხსნათ, რის გამო მდინარე მარჯვენა მხარეზე ტერასების სერიას სტოვებს. ამავე მიზეზით უნდა იყოს გამოწვეული მდ. მდ. აბარულას და ყიყვას მიერ მძლავრი გამოზიდვის ძველი კონუსის შექმნა, რამაც მდ. ლუხუნისწყალი აიძულა ს. აბარის მიდამოებში საკმაოდ დიდი რკალი გაეკეთებინა.

მდ. მდ. რიკეულის და ლუხუნისწყლის აუზთა წყალგამყოფის ად. ფერდობიდან ჩამოედინებიან მდ. ლუხუნისწყლის მარჯვენა შემდინარენი, რომელთა შორის მნიშვნელოვანია მდ. ხეორისწყალი. ამ ხეობისათვის, სარძეო ფერმიდან შესართავისაკენ. დამახასიათებელია კალაპოტის ძლიერი ჩაჭრა; ამის საფუძველზე შეიძლება გამოვყოთ ხეობის ორი ნაწილი: შუა-ბრტყელფსკერიანი და ნაკლებად ჩაჭრილი და ქვედა—ვიწრო და ღრმად ჩაჭრილი. ეს მოვლენა შეიძლება შემდგენიარად აიხსნას: გაყინვარების პერიოდში ამ ხეობაში, ყინვარული ენა თითქმის სარძევე ფერმამდე აღწევდა, საიდანაც სათავეს იღებდა მდ. ხეორისწყალი. ამ პუნქტამდე მიმდინარეობდა მაშინდელი მდ. ხეორისწყლის ხეობის გამომუშავება და, რა თქმა უნდა, იგი გარკვეულ სიღრმემდე იყო ჩაჭრილი; გაყინვარების შემდგომ პერიოდში მდინარემ აღნიშნული პუნქტიდან ზევით, ჯერ კიდევ ვერ მოასწრო ღრმად ჩაჭრა, იმ დროს როდესაც მის ქვევით ყინვარის დნობის შედეგად წარმოშობილმა უხვმა წყლებმა გამოიწვიეს მისი კიდევ უფრო გაღრმავება, რის გამო მას ამაჟამად ვიწრო ხეობის ფორმა აქვს. ხეობის ასე ღრმად ჩაჭრას მეორე ფერმის (მდ. სერულას შე-

სართავთან) ქვევით იმანაც შეუწყო ხელი, რომ აქ გაყინვარების შემდგომ პერიოდში მდ. ხეორისწყალმა მოიტაცა ახლანდელი მისი მარცხენა შემდინარე სერულა, რომელიც დამოუკიდებელ მდინარეს წარმოადგენდა და მდ. ლუხუნისწყალს ხეორის ახლანდელი შესართავის ზევით 2 კმ-ზე ერთვოდა. გაყინვარების შემდგომ პერიოდში ხეორის ხეობა საერთოდ 70—80 მ სიღრმეზე ჩაჭრილა; თუ გაყინვარების შემდგომ პერიოდს საშუალოდ 25000 წლად ვივლისხმებთ, მაშინ მდინარის მიერ კალაპოტის ჩაჭრის სიდიდე წელიწადში 3—3,2 მმ-ით განისაზღვრება.

ამავე გეომორფოლოგიურ რაიონში შედის აგრეთვე მდ. სონტარულას აუზი, რომელიც მდ. ლუხუნისწყლის შუა და ქვემო წელის აუზიდან გამოიყოფა საფიჩხის ქედით. მდ. სონტარულას ხეობა, ს. გადაშმის მდამოებში, ხასიათდება ნაზი ფერდობებით და ბრტყელი ფსკერით, რაც თითქოს ყინვარული ტროვის არსებობაზე მიგვითითებს; ამასვე ადასტურებს ხეობაში დიდი რაოდენობით არსებული მ. კუპრას ამგებელი ქანების ლოდები (პორფირიტები), რომელთა გადატანა ესოდენ დიდ მანძილზე (დაახლოებით 5 კმ) მხოლოდ ყინვარით ან თოვლის ზვაეების საშუალებით შეიძლება მომხდარიყო. აღსანიშნავია, რომ მდინარის სათავეებში არავითარი ნიშანი ცირკის არსებობისა არ არის; პირიქით, სათავე ხასიათდება დიდი დახრილობით და ფლატეებითაც, რომლიდანაც მხოლოდ თოვლის ზვაეების შოძრაობა უფრო იქნებოდა მოსალოდნელი. ზვაეებს თან მოჰქონდათ ზემოაღნიშნული ლოდები და ლექავდნენ ს. გადაშმის მდამოებში; ისიც შეიძლება წარმოვიდგინოთ, რომ ზვაეების დაგროვება იწყებდა მოკლე ყინვარის წარმოშობასაც, რომელიც მოძრაობდა მხოლოდ თოვლის მასის მომატების შედეგად. ხეობა სოფლის ქვევით თანდათანობით უფრო ღრმად ჩაჭრილი ხდება და ვიწროვდება კიდევ; ასეთი მოვლენა გრძელდება ხეობის სამხრეთისაკენ მოაქალბამდე, საიდანაც იგი კვლავ გაფართოვებას იწყებს. აღნიშნული მოვლენა ისევე შეიძლება ახსნილი იქნეს, როგორც ეს მდ. ხეორისწყლის ხეობის შესახებ აღვნიშნეთ. მთელ ხეობაში არსად გვხვდება მკაფიოდ გამოხატული ტერასები, გარდა ქალის ტერასისა.

განსაკუთრებული თვისებებით ხასიათდება მდ. მდ. სონტარულას და ქალას შორის მდებარე სივრცე; იგი სამხრეთით მდ. რიონის კალაპოტს ებჯინება და მაღალი ფლატეებით მთავრდება. ზედაპირი დანაწევრებულია მცირე სიღრმის მქონე მშრალი ხეევებით; ასეთი მდგომარეობის გამო ზედაპირს საერთოდ მოსწორებული ხასიათი აქვს; მისი სიმაღლე ზ. დ. 1200—1500 მ ფარგლებში მერყეობს, ზედაპირი ოდნავ არის დახრილი მდ. რიონისაკენ. უნდა ვიფიქროთ, რომ მოსწორებული ზედაპირის შექმნაში, ალბათ, მდ. რიონმაც მიიღო მონაწილეობა, თუმცა მდინარის მოქმედების კვალი ახლა არსად შეინიშნება.

**3. ჭუთხარო-სამერცხლეს მაღალმთიანი დიბაზუური და პორფირიტული მასივი, თანამედროვე და ძველი გაყინვარების ნიშნებით**

რელიეფის ამ ტიპს ჰიფსომეტრულად ყველაზე მაღალი სარტყელი უკავია, — ცალკეულ მწვერვალთა სიმაღლე აქ 3000 მ აღწერებს (კარეტა 3078 მ, ჭუთხარო — 3539 მ, სამერცხლე — 3584 მ). ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივი ქედს წარმოადგენს; ჩრდილო-დასავლეთით იგი მკვეთრი ჩამოკვეთილობით მთავრდება, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთ გავრძელებაზე თანდათანობით დაბ-

ლდება და მდ. ლუხუნისწყლით გარდიგარდმოდ არის გაკვეთილი. მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ გაგრძელებაზე, მდ. ლუხუნისწყლის ხეობის მეორე (მარცხენა) მხარეზე, კუპრას ასეთივე მასივია, რომელიც აგრეთვე ქედს წარმოადგენს და ჭუთხარო-სამერცხლის ბუნებრივი გაგრძელებაა, რის გამო ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივს კუპრასთან ერთად ვიზილავთ და მას ჭუთხარო-კუპრის ქედს ვუწოდებთ; იგი თუმცა მთლიანი არ არის, მაგრამ გენეტურად ერთ მთლიანს, სინკლინურ ქედს წარმოადგენს.

ჭუთხარო-კუპრის ქედის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი ხასიათდება მკვეთრი რელიეფით, მას დაკბლული თხემი აქვს; ასეთივეა მ. კუპრას მიდამოები; განსაკუთრებული სიმკვეთრით ამ მთის სამხრეთული ფერდობი გამოირჩევა. გარდა ამისა, ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობი გაცილებით უფრო მაღალია (1200 მ), ვიდრე სამხრეთ-დასავლეთი (800 მ); ეს იმით არის გამოწვეული, რომ ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის ძირში განვითარებულია მდ. ლატაშურის ტროგული ხეობა, რომლის გადაღრმავება ჯერაც არ დამთავრებულია.

მეოთხეულ პერიოდში ჭუთხარო-კუპრას ქედმა ინტენსიური გაყინვარება განიცადა; აქედან ყინვარები თითქმის ყველა მიმართულებით მოძრაობდნენ.

ჭუთხარო-კუპრის ქედს, მის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში, თანამედროვე ყინვარებიც გააჩნია. ყინვარები ქედის ამ ნაწილის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზეა განვითარებული. ტოპოგრაფიული რუკის მიხედვით აქ სამი მცირე ყინვარი გვხვდება; ისინი მდებარეობენ სამი მთავარი მწვერვალის (ჭუთხარო, სამერცხლე, კარეტა) მიდამოებში, ამიტომ მათ შეიძლება ამ მწვერვალთა სახელები ვუწოდოთ. უნდა აღინიშნოს, რომ ჭუთხაროს ყინვარი უფრო მუდმივი თოვლის ლაქაა, ვიდრე ყინვარი. გვრჩება ორი ყინვარი, რომელთაც ცირკები არ გააჩნიათ, თუმცა მათ ზედა ნაწილში, რელიეფის ოდნავ გაფართოებულ ან ჩაღრმავებულ ადგილებში, ხდება თოვლის მასების დაგროვება. ამიტომ არის, რომ ყინვარის ორი ნაწილის (კვების და ღნობის არეთა) გარჩევა. მათ შორის საზღვრის გავლება, თითქმის შეუძლებელია. ყინვარები არა თუ ხეობაში გამოდიან, არამედ ქედის ფერდობსაც არ სცილდებიან და თითქმის ფრიალო ფერდობზე დაკიდული ყინვარის სახე აქვთ.

კარეტას ყინვარი უზარმაზარი ძველი ცირკის ადგილას მდებარეობს და შთენილი ყინვარის სახეს ატარებს; ეტყობა ყინვარი ამჟამად ინტენსიურ შემცირებას განიცდის, — გვერდითი მორენები რამდენიმე ათეული მეტრით არის დაცილებული ყინვარის კიდიდან; მხოლოდ გაძლიერებული კვების დროს (ზამთრობით) აღწევს ყინვარი მორენებამდე. ზემო ნაწილში ყინვარს აქვს მცირე სიდიდის განშტოება. რომლის სიგრძე 0,7 კმ, ხოლო სიგანე—0,1 კმ; მთავარი ყინვარის სიგრძე 1,3 კმ, ხოლო სიგანე—0,4 კმ; ყინვარის ორივე ამ ნაწილის ფართობი დაახლოებით 0,6 კვ. კმ.

სამერცხლეს ყინვარი კარეტას ყინვარიდან 1,5 კმ დასავლეთით მდებარეობს; იგიც მცირე ენის სახით არის წინ წამოწეული, მაგრამ ხეობაში ვერ გამოდის და, მსგავსად კარეტისა, დაკიდულ ყინვართა კატეგორიას მიეკუთვნება. ამ ყინვარის ფართობი აგრეთვე 0,6 კვ. კმ. არის. წინაღ იგი მდ. ლატაშურის ტროგულ ხეობამდე აღწევდა და ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის სხვა ყინვარებთან ერთად ლატაშურის ტროგული ხეობა გამოიმუშავა.

4. საშუალო სიმაღლის მთა-ხეობიანი რელიეფი, განვითარებული ბაიოსის პორფირიტული წყების და ცარცული კირქვების სუბსტრატზე

რელიეფის ამ ტიპის გავრცელების არე მდებარეობს რაჭის სინკლინური დადაბლების ჩრდილო მხარეზე და შეადგენს სინკლინის ჩრდილო ფრთას; ეს ფრთა აგებულია ცარცული კირქვებით, რომელთაც ჩრდილოეთიდან ბაიოსის პორფირიტული წყების ქანები ეკვრის [8]. მართალია, ისინი ლითოლოგიურად განსხვავდებიან, მაგრამ მორფოლოგიური გამოვლინება მათ თითქმის ერთნაირი აქვთ, რის გამო ისინი ერთ ტიპში მოვაქციეთ. რელიეფის ამ ტიპის თავისებურება ამგებელი ქანების ლითოლოგიური და ნაწილობრივ ტექტონიკური თვისებებით განისაზღვრება, რის გამო თვით ტიპის გავრცელების რაიონი ისევეა გაჭიმული, განედური მიმართულებით, როგორც მისი ამგებელი ქანები. პორფირიტებით აგებულია სოჩიბის ქედი, ხოლო მის სამხრეთით მდებარე საელიოს ქედი წარმოქმნილია ცარცული კირქვებით. ორივე ეს ქედი რამდენჯერმე იკვეთება მათი მიმართულების გარდისაგარეშად მიმდინარე მდინარეებით და იქმნება ვიწრო, ზოგიერთ შემთხვევაში კანიონისებური ხეობები. სოჩიბის ქედი ტექტონიკურად სორის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ნარჩენს წარმოადგენს და მონოკლინურია, რის გამოც ასიმეტრულია. იმავე მიზეზით ასიმეტრულია საელიოს ქედიც, რომელიც ს. ლეიარის მიდამოებში იწყება და კლდისუბნის და ხიდიკრის კლდეკართა გავლით ხიხათის ქედს ებმის; ქედის სამხრეთი ფერდობი ძლიერი დახრილობით და ხშირი კარნიზებით ხასიათდება. ამ ქედშია გაჭრილი მდ. რიცეულის ხეობის კლდისუბნის და მდ. რიონის ხეობის ხიდიკრის კლდეკარები, რომელთაც კანიონის ფორმა აქვთ. კლდისუბნის კლდეკარის მინიმალური სიგანე 15 მეტრს აღწევს, ხოლო ხიდიკრის — 10—15 მეტრს. საელიოს ქედი ს. ლეიარის მერიდიანის დასავლეთით უკვე აღარ გრძელდება; ამ მხარეზე გვხვდება დაახლოებით თანაბარი სიმაღლის (1400—1500 მ) მოსწორებული ზედაპირები, რომლებიც ერთი მეორისაგან გამოყოფილი არიან მერიდიონალური მოკლე ხეხვებით. ზედაპირები ორიენტირებული არიან მდ. რიონის ხეობის პარალელურად და ამიტომ შეიძლება ვიფიქროთ, რომ მათ წარმოშობაში მდ. რიონმაც მიიღო მონაწილეობა.

საინტერესოა აღინიშნოს, რომ მდ. ასკისწყლის ხეობის მარცხენა ფერდობზე, ს. ყოშხას ზევით, კირქვებში განვითარებულია სამი, მკაფიოდ გამოხატული, ნახვავე საფეხური, რომელთაც ტერასების სახე აქვთ; იმის გამო, რომ მდინარე გამუდმებით ურცხავს ძირს ხეობის ამ ფერდობს, საფეხურები თანდათანობით მოძრაობენ ხეობის ფსკერისაკენ.

ორიოდე სიტყვით შევეხოთ სოჩიბის და საელიოს ქედთა გარდისაგარეშად განვითარებული ვიწრო, გამკვეთი, ხეობების (ასკისწყლის, რიცეულის, რიონის, ლეხუნისწყლის) წარმოშობის საკითხს. ქვედასარმატის შემდგომი დანაოჭების და ახეხვების შედეგად რაჭის სინკლინიდან ზღვა საბოლოოდ იდევნება, ხდება რელიეფის სრული ინვერსია და მდინარეთა მიმართულების შეცვლა სამხრეთულზე—დანაოჭების მიმართულების გარდისაგარეშად [8]; უნდა ვიგულისხმოთ, რომ საკვლევი რაიონის ფარგლებში მდებარე ლეჩხუმის ქედიც აგრეთვე სარმატის შემდგომი ახეხვებით გაფორმდა, რის შედეგად დასაბამი მიეცა მის სამხრეთ ფერდობზე არსებულ თანამედროვე მერიდიონალურ მდინარეებს; დასაშვებია აგრეთვე, რომ მდ. რიონის ხეობა, რაჭის სინკლინურ



დებრესიაში, არ იყო ისე ღრმად ჩაჭრილი, როგორც ამჟამად და შემდინარეები რიონს ვაცილებით უფრო მაღალ დონეზე ერთვოდნენ, ვიდრე ახლა; შემდინარეთა მიერ ამჟამად გაკვეთილი სინკლინის ჩრდილო ფრთის პორფირიტები და კირქვები, სარმატის შემდგომი ახეგების დროსაც გაშიშვლებული იყო და მდინარეები მათ თავზე, ვაწოლის გარდიგარდმოდ მიედინებოდნენ. ქვედა სარმატიდან საკვლევი რაიონი ვანუწყებელი განიცდის აღმავალ მოძრაობას, რაც დღემდე გრძელდება. ზედაპირის ამ მოძრაობასთან ერთად მიმდინარეობდა ინტენსიური სიღრმითი ეროზიული მოქმედება, რის შედეგად ხდებოდა მდინარეთა მიერ სოჩიბის და საელიოს ქედთა გადაღარვა და გამკვეთი, ანტიცედენტური ხეობების წარმოშობა.

გამკვეთია აგრეთვე მდ. ლუხუნისწყლის ხეობის მონაკვეთი ს. ურავის მიდამოებში, სადაც იგი ჭუთხარო-კუპრის ქედს ჰკვეთს. ეს ქედი სარმატულ საუკუნეშიც უნდა ყოფილიყო, როდესაც რაჭის სინკლინი ზღვისგან თავისუფლდებოდა. თუ ეს მოსაზრება სწორია, მაშინ უნდა დავუშვათ, რომ მდ. ლუხუნისწყალს სათავე ამ ქედზე ექნებოდა, ხოლო მის ჩრდილოეთით მდებარე თანამედროვე ლუხუნისწყლის მონაკვეთი შეიძლება დამოუკიდებელი მდინარე ყოფილიყო, რომელიც ჭუთხარო-კუპრის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობის გასწვრივ მიედინებოდა და მდ. საკაურას ერთვოდა. სარგებლობდა რა საკაოს ქედის თხემზე არსებული ხეობისმაგვარი დადაბლებით, რომელიც მ. კუპრის ჩრდილოეთით მდებარეობს. მდ. ლუხუნისწყალმა, უკუსელითი ეროზიული მოქმედებით, გადაღარა ჭუთხარო-კუპრის ქედი და მის ჩრდილოეთით არსებულ მდ. საკაურას მარჯვენა შემდინარის წყალს გზა მისცა თავისი კალაპოტისაკენ. ამგვარად უნდა მომხდარიყო თანამედროვე მდ. ლუხუნისწყლის ხეობის და ს. ურავის მიდამოებში მისი გამკვეთი უბნის წარმოშობა.

5. მდინარე რიონის ხეობის მარჯვენა ტერასირებული ფერდობი, მეწყერების განვითარებით, გამოშუშავებული ოლიგოცენის, შუა და ქვედა მიოცენის და სარმატის თიხების, ქვიშაქვების, კირქვების და მერგელების სუბსტრატზე

რელიეფის ეს ტიპი მდ. რიონის ხეობის განედური მონაკვეთის გასწვრივ არის გაჭიმული, ტერასების გავრცელების ზოლს მოიცავს და რიონის დასავლეთი საზღვრიდან მდ. რიონის ხიდიკრის კლდეკარამდე გრძელდება; აქ იგი ხეობის დიდი სიფიწროვის გამო წარმოდგენილი არ არის და კვლავ თავს იჩენს მხოლოდ მდ. რიონის მეორე (მუხლის) ვიწრობის ზემოთ, ს. სორის მიდამოებში.

მდ. რიონის ხეობის ფსკერი რაჭის სინკლინურ მულდას ემთხვევა. ხეობის ფსკერის აბსოლ. სიმაღლე მდ. შარეულის შესართავთან 400 მ, ხოლო ხიდიკრის კლდეკართან — 580 მ, ე. ი. დაახლოებით 25 კმ მანძილზე მდინარე 180 მ-ით ეცემა, რაც 0,007 დახრას შეადგენს. ამის გამოა, რომ მდინარეს ხშირად ახასიათებს შეანდრიობა და კალაპოტის გაფართოების შემთხვევები. ეს ყველაზე კარგად ამბროლაურის და ჭრებალო-ქვიშარის უბნებზეა წარმოდგენილი. ამით არის გამოწვეული აგრეთვე, რომ მდ. რიონს, განხილულ მონაკვეთზე, კარგად აქვს განვითარებული ფართო ქალა, რომელიც მცირე გამონა-

კლისის ვარდა თითქმის ყოველთვის მდინარის მარჯვენა მხარეზეა წარმოდგენილი.

რაიონის დანაოკება ისე წარიმართა, რომ შრეები ხეობიდან (ჩრდილოეთით) არის დახრილი [8], რამაც თავისებური გავლენა მოახდინა ხეობის მარჯვენა მხარის რელიეფის განვითარებაზე. კერძოდ, შრეთა დახრილობის ასეთი მიმართულების გამო ამ მხარეზე არ გვხვდება მეწყერები, რომლებიც ასე ხშირია ხეობის მარცხენა ფერდობზე [5]. სადაც იგივე შრეები ხეობისაკენ არიან დახრილნი. იმავე მიზეზის გამო ხეობის მარჯვენა ფერდობის ხეები ვიწრო, ღრმა და გამკვეთი ტიპის არიან. ეს ხეობები აღნიშნულ შრეებში თანაბარი სიმაღლის ბორცვებს გამოჰყოფენ, რის გამო ფერდობს ბორცვიანი რელიეფის შესახედაობა აქვს; ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს სს. კვაცხუთის, ძირაგეულის და სადმელის მიდამოებში.

მდ. რიონის ხეობის ძირზე ხშირად გვხვდება როგორც ძველი, ისე ახალი გამოზიდვის კონუსები; ძველი კონუსები განსაკუთრებით კარგად არის წარმოდგენილი კვაცხუთის, ძირაგეულის, ლეიარის, ბოსტანის, ჩორჯოს, ხვანჭკარის, ჭყვიშის ღელეთა შესართავებში და აგრეთვე ს. სორში მდ. ნაბადაროს შესართავში. კონუსთა ამგებულ ნაფენთა სიმძლავრე ხშირად ორ ათეულ მეტრზე მეტით განისაზღვრება; მაგალითად, ჭყვიშის ღელის გამოზიდვის კონუსის მასალის სიმძლავრე 20 მეტრს აღემატება; მასზე გაშენებულია ს. ქვიშარი; კონუსის ფუძის სიგრძე 1,5 კმ, ხოლო სიმაღლე—800—900 მ. კონუსი თითქმის რიონის დონემდეა ჩაჭრილი და მიმდინარეობს ახალი კონუსის წარმოშობა. რაც კონუსთა სართულების გაჩენას იწვევს. თითქმის ყველა ჩამოთვლილი კონუსი მდ. რიონის პირველ ტერასაზეა განვითარებული.

მდ. რიონის ხეობის განხილული ნაწილი წარმოადგენს ტერასების ვაკე-ცელეების მნიშვნელოვან რაიონს. ხეობის სხვადასხვა ნაწილში ტერასებზე მრავალჯერო დაკვირვების შედეგად მივედით იმ დასკვნამდე, რომ მდ. რიონის ხეობის მარჯვენა ფერდობზე სს. ხიდიკარსა და საირმეს შორის შეიძლება დადგენილად ჩაითვალოს 2—3 მ სიმაღლის ჭალის და ჭალისზედა 9 ტერასა: I. 10—15 მ, II. 25—30 მ, III. 55—60 მ, IV. 125—130 მ, V 170—180 მ, VI. 200—230 მ, VII. 250—270 მ, VIII. 280—300 მ და IX. 340—380 მ. ამ მანძილზე უწყვეტი ზოლის სახით არც ერთი ტერასა არ გვხვდება; ისინი დანაწევრებული არიან რიონის მარჯვენა შემდინარეებით, რის გამოც ხეობის მარჯვენა ტერასირებული ფერდობი, ამჟამად ხეობის ფსკერისაკენ მიმართული სერებით არის წარმოდგენილი; რიონის ტერასები მხოლოდ ამ სერებზეა შენარჩუნებული. ტერასების სრული რიგი გვხვდება: კვაცხუთის და ძირაგეულის ღელეთა წყალგამყოფზე, ძირაგეულის, ბოსტანის, ჩორჯოს და ჭყვიშის სერებზე. ვარდა ამისა მათი აბსარული სერია წარმოდგენილია სადმელის, ტოლის და ქვიშარის მიდამოებში.

როგორც წესი, ყველაზე ფართოდ I და II ტერასა გვხვდება; მაგალითად, პირველი ტერასა ს. კვაცხუთიდან მდ. რიკეულის შესართავზე გავლით თითქმის ს. ბოსტანამდე გრძელდება (9—10 კმ); ტერასის მაქსიმალური სიგანე 1 კმ-დე აღწევს და არსად 300—400 მეტრზე ნაკლები არ არის; იგი წარმოადგენს სს. სადმელის, ძირაგეულის და კვაცხუთის კოლმეურნობათა ძირითად სასოფლო-სამეურნეო ფართობს. პირველი ტერასა გვხვდება აგრეთვე სს. ჩორჯოს, ხვანჭკარის, ტოლის, კრებალოს და ქვიშარის მიდამოებში. მათ შორის

ჯანსაყუთრებული სიფართოვით გამოირჩევა ტერასა ს. ქვიშარის ახლოს, სადაც ე. წ. ქვიშარის ქალები ამ ტერასით არის წარმოდგენილი. მისი სიგრძე აქ 3 კმ-დეა. ხოლო უდიდესი სიგანე—1 კმ-ზე მეტი. ეს ტერასაც სასოფლო-სამეურნეო ფართობს წარმოადგენს.

რაც შეეხება დანარჩენ ტერასებს, ისინი გვხვდებიან მხოლოდ ზემოაღნიშნულ სეოცებზე. ტერასები ზოგიერთ შემთხვევაში ძლიერ ვიწრო ზოლის სახით არის წარმოდგენილი, მაგრამ უდიდესი მათგანი, რელიეფის ხელსაყრელობის გამო, გამოყენებულია დასახლებისათვის და ამიტომ ბუნებრივი სახე შენარჩუნებული არ აქვთ; ამასვე უწყობს ხელს, ტერასების გავრცელების რაიონში, მეწყრული პროცესების ფართოდ განვითარება.

მდ. მდ. ტოლისა და ზეანქარის ღელეთა წყალგამყოფი, რომელიც ტერასების გავრცელების ზოლში შედის, წარმოადგენს მდ. რიონის კალაპოტისაკენ თანაბრად დახრილ, თითქმის იდეალურად ბრტყელ ზედაპირს და დაახლოებით 3 კმ სიგრძისაა; ზედაპირის სიგანე საშუალოდ 300—400 მ უდრის. ზედაპირი ბ. მეფერთის [9] და ალ. ჭანელიძის [8] მიერ განიხილება როგორც მთის მდინარის გამონახიდი. რომ იგი გამონახიდი მასალით არის აგებული, ამაში ეჭვის შეტანა არ შეიძლება. მაგრამ მასალა დალექვაში ეტყობა გარკვეული კანონზომიერება: კერძოდ, ქრილში კარგად ჩანს, რომ ადგილი აქვს წვრილ და მსხვილმარცვლოვანი მასალის მორიგეობით დალექვის ფაქტს, რაც წყალმცირობის და წყალუხვობის მორიგეობაზე მიგვიბრუნებს.

აღწერილი ზედაპირი ტოლის სასოფლო საბჭოს ჩრდილოეთით მთავრდება რიონის დონიდან 200 მ სიმაღლეზე. ამ ადგილს ეროზიული ზედაპირის სახე აქვს; მის ძირში მდებარეობს მდ. რიონის მე-5 ტერასა (160—165 მ). ისმის კითხვა — რა დამოკიდებულება არსებობს აღწერილ ზედაპირსა და რიონის ტერასებს შორის? როგორც აღინიშნა, ზედაპირი ამავე დროს წყალგამყოფს წარმოადგენს; ყველა დანარჩენი, მისი პარალელური წყალგამყოფები ტერასების გავრცელების რაიონებია. ამ ზედაპირზე კი არსად ტერასა არ გვხვდება; მიუხედავად იმისა, რომ მისი სიმაღლე არ განსხვავდება მეზობელი წყალგამყოფებიდან. აშკარაა, რომ ზედაპირის წარმოშობამდე აქ მდ. რიონის მაღალი ტერასები (მე-6, 7, 8, 9) არსებობდა, მაგრამ ისინი გადაირეცხნენ რიონის შემდინარის მიერ და შემდეგ მოხდა განხილული ზედაპირის ამგებელი მასალის დალექვა, ე. ი. ზედაპირი მდ. რიონის მე-5 ტერასზე უფრო ძველია და მე-6—9 ტერასებზე ახალგაზრდა.

**ძირითადი დასკვნები**

1. რაიონის სამხრეთ ნაწილში რელიეფის სუბაერალური განვითარება დაიწყო სარმატის შემდგომ პერიოდში, როდესაც რელიეფის სრული ინვერსია მოხდა და ჰიდროგრაფიულმა ქსელმა სამხრეთული მიმართულება მიიღო; ჩრდილო ნაწილი ამ სტადიაში უკვე შუა მესამეულიდან შევიდა.

2. მეოთხეულში რაიონმა განიცადა აკმაოდ ძლიერი გაყინვარება, რომლის ცენტრს ჭუთხარო-სამერცხლეს მასივი წარმოადგენდა. ლეჩხუმის ქედზე გაყინვარების ნიშნები თითქმის არ გვხვდება, მაგრამ ქედს, რომლის სიმაღლე 3000 მ აღწერს, არ შეიძლება გაყინვარება არ განეცადოს; საქმე იმაშია, რომ ფიქლებმა, რომლითაც ქედია აგებული, დღემდე ვერ შემოგვიინახეს გაყინვარების ნიშნები.

3. გაყინვარების შემდგომ პერიოდში მოხდა რიკეულის, რიონის და ლუხუნისწყლის ხეობათა გამკვეთი, ანტიცეცხვითი უბნების გაფორმება კლდის-უბნის, ხიდიკრის და ჭავისას მიდამოებში. მდ. ხეორისწყლის მიერ მდ. სეგურის მოტაცება და სხვა.

4. მდ. რიონის ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, კვაცხუთ-ღვარდიის მონაკვეთზე, გვხვდება მკაფიოდ გამოხატული ქალისზედა 9 ტერასა, რომელთა შორის განსაკუთრებული სიფართოვით გამოირჩევა პირველი და მეორე ტერასა, რომლებიც ხეობის მარცხენა ფერდობზე თითქმის არ გვხვდება. მთის მდინარისათვის უჩვეულოდ ფართო და ცალ მხარეზე განლაგებული ტერასების არსებობის ფაქტი იმაზე მიგვიითობებს, რომ ადგილი აქვს მარჯვენა მხარის ტექტონიკური ხასიათის აზვევბას, რაც მდინარის სამხრეთისაკენ გადაადგილებას იწვევს. ასეთივე მდგომარეობა არის მდ. ლუხუნისწყლის ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, სადაც ქალისზედა 6 ტერასა არის წარმოდგენილი, ხოლო მარცხენაზე არც ერთი არ გვხვდება.

С. Н. НЕМАНИШВИЛИ

## К ГЕОМОРФОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕЙ РАЧИ

Резюме

Исследуемый район расположен на южных склонах Лечхумского хребта. Он охватывает бассейны рек Аскисцкали, Ринеули, Лухунисцкали и Сонтаруа. В район входят части Рачинского синклинального понижения и Лечхумского хребта. Синклинальное понижение в свою очередь состоит из собственного понижения занятого долиной р. Риони и северного крыла синклинали, образующего моноклинальные хребты Сочибы и Сазлио. В районе Лечхумского хребта выделяется хребет Чуткаро-Купра, представляющий собой наиболее высокую часть исследуемого нами района.

В формировании современного рельефа района главную роль играли литология, тектоника, четвертичное оледенение и эрозионно-денудационные процессы.

В районе выделяются следующие типы рельефа:

1. Высокогорный рельеф с признаками древнего оледенения и оползнями, развитый на субстрате сланцев, известняков, песчаников валанжинна и ср. и верх. юры и сланцев лейаса.
2. Среднегорный горно-долинный, сильно расчлененный эрозией рельеф, выработанный в толще сланцев верхнего лейаса.
3. Высокогорный диабазовый и порфиритовый массив Чуткаро-Самерцхле, с современным и древним оледенением.
4. Среднегорный горно-долинный рельеф, развитый на порфиритовой свите байоса и известняках мела.
5. Правый склон долины р. Риони террасированный с развитием оползней, выработанный на субстрате глин, песчаников, известняков и мергелей олигоцена, нижн. и средн. миоцена и сармата.

# ქვემო რაჭის ჩრდილო ნაწილის გეომორფოლოგიური რუკა



პირობითი ნიშნები



## რელიეფის ტიპები

1. მაღალმთიანი რელიეფი ძველი გაყინვარების ნიშნებით და მეწყერების განვითარებით, გამოშენებული ვალანჯის, შუა და ზედა იურის მერკლედი და თიხიანი ფიქლები, კირქვების და ზედა ლუასის ფიქალქვიშაქვების სტრატატე.
2. საშუალო სიმაღლის მთა-ხეობიანი, ერთიანი ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი, განვითარებული ზედა ლუასის ფიქლების წებამო.
3. ტუთხარო-სამეწყურეს მაღალმთიანი დაბახური და პორფირიტული მასივი, თანადროულ და ძველი გაყინვარების ნიშნებით.
4. საშუალო სიმაღლის მთა-ხეობიანი რელიეფი, განვითარებული ბაიოსის პორფირიტული წებების და ცარვის კირქვების საფუძველზე.

5. მდ. რიონის ხეობის მარჯვენა ტრასირებული ფერდობი, მეწყერების განვითარებით, გამოშენებული ოლეოქენის, შუა და ქვედა მთა-ოქენის და სარბატის თიხების, ქვიშაქვების, კირქვების და მერკლელების სტრატატე.

## რელიეფის ფორმები

6. მდინარეული ტრასა, 7. გამოზიდვის კონუსი, 8. ანტეკლდეტური ხეობა, 9. თანამედროვე ყინვარი, 10. ძველი ყინვარული ცირკი, 11. ბოლო-მორჩენული მეწყერი, 12. ძველი ყინვარული ცირკი, გარდაქმნილი, 13. ტროფული ხეობა.



**Основные выводы:** 1. В южной части района субэральное развитие рельефа начинается после сармата, когда происходит полная инверсия рельефа и гидрографическая сеть получает южное направление; северная часть находится в этой стадии уже с середины третичного времени. 2. В четвертичное время высокогорная и частью среднегорная полосы района испытали довольно сильное оледенение, центром которого являлся массив Чухаро-Самерцхле. 3. В послеледниковое время произошли образование сквозных, антецедентных участков долин рек Ришеули, Риони и Лухунискави и перехват р. Серула рекой Хеорискалаи. 4. На правом склоне долины р. Риони между сс. Квачхути и Гвардиа расположены отчетливо выраженные 9 террас (I. 10—15 м, II. 25—30 м, III. 55—60 м, IV. 125—130 м, V. 170—180 м, VI. 200—230 м, VII. 250—270 м, VIII. 280—300 м, и IX. 340—380 м, среди которых наиболее развиты первая и вторая террасы, почти отсутствующие на левом склоне. Развитие полной серии террас почти исключительно на одном склоне долины, свидетельствует о тектоническом поднятии этого склона, вызвавшем смещение реки к югу. Такое же положение наблюдается на правом склоне долины р. Лухунискави, где имеются 6 надпойменных террас, которые совершенно отсутствуют на левом склоне.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ვახუშტი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა, სტალინის სახ. თ. ს. უ. გამომცემლობა, თბ., 1941.
2. კაქარავა ივ., მესამეულის ნალექების გეოლოგიური განაკვეთი ს. ამბროლაურთან, „უნივერსიტეტის მოამბე“, ტ. 8, 1928.
3. რუბინშტეინი მ., საქართველოს გოტექტონიკური დაწვევების პრობლემისათვის „ზომათა კრებული, საქ. სსრ მეც. აკად. გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტი, 1951.
4. ჯავახიშვილი ალ., საქართველოს გეოგრაფია, ტ. 1, გეომორფოლოგია, 1926.
5. ჯანელიძე ალ., გეოლოგიური და პალეონტოლოგიური ნარევი, „ტფილისის უნივერსიტეტის მოამბე“, ტ. VI, 1926.
6. ჯანელიძე ალ., თბილისის მეწყერები და მეწყერული მოვლენების გეოლოგიური მნიშვნელობა, სტალინის სახ. თსუ სამეცნიერო სესიები № 1, მოხსენებათა კრებული (2—4-III. 46).
7. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М.—Л., 1947.
8. Джanelidze А., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Гр. Фил. АН СССР, 1940.
9. Мефферт Б. Ф., Геологические исследования в рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г., Мат. по общей и прикл. геологии, вып. 140, 1930
10. Мефферт Б. Ф., Геологический очерк Лечхума, Мат. по общ. и прикладной геологии, вып. 140, 1930.
11. Раде Г., Путешествие в Мингрельских альпах и в трех их верхних продольных долинах (Рион, Цхенис-Цкали и Ингур), Записки КОРГО, кн. 7, 1866
12. Рябинин А. Н., Через Чанчакский перевал, Геологические исследования, 1912. Сб. Геол. исслед. в области перев. жел. дороги через Гл. Кавк. хр., СПб, 1914.
13. Смирнов, Г. М., Геологическое описание части Рачинского уезда Кутанской губернии, Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 7, 1909.
14. Чиракадзе Г. И., Основные черты климата бассейна р. Риони от ее истоков до устья р. Квирила, Тр. географ. общ. Грузин, т. 1—2, 1949.

ბ. ჩანბაშვილი

ძვემო რაჭის სამხრეთი ნაწილის გეომორფოლოგიური  
ნარკვევი

I შესავალი

1. მდებარეობა, საზღვრები და მორფოგრაფიული თავისებურებანი. საკვლევი ტერიტორია მდებარეობს რაჭის სამხრეთ ნაწილში, მდ. რიონის მარცხენა მხარეზე და კავკასიონის სამხ. ფერდობის წინა ნაწილს მოიცავს. იგი ადმინისტრაციულად შედის ამბროლაურის რაიონში, ხოლო მისი აღმ. მცირე ნაწილი ონის რაიონის ფარგლებშია.

ჩრდ. საზღვარი ემთხვევა მდ. რიონს, სს. ზუდალსა და ზედა ღვარდიას შორის. აღმოსავლეთი საზღვარი მდ. ხეორას აუზის აღმ. წყალგამყოფ ხაზს მიუყვება, გადადის ფოცხვევის ქედის თხემზე (მწ. 2404,7 მ) და ამ უკანასკნელზე ვავლით რაჭის ქედის თხემამდე გრძელდება. აქედან რაიონის სამხრეთი საზღვარი იწყება, რომელიც გასდევს რაჭის ქედის თხემურ ხაზს დას. მიმართულებით და გრძელდება მდ. რიონამდე—ჩრდ. საზღვრის საწყისამდე. მოცემულ საზღვრებში საკვლევი ტერიტორიის ფართობი 672 კმ<sup>2</sup> უდრის.

საკვლევი ტერიტორია რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთული ფრთის ნაწილს იკავებს და საკმაოდ რთული რელიეფით ხასიათდება. აქ გვხვდება ქედები, რომელთა სიმაღლე 1500—2400 მ ფარგლებში მერყეობს; გვხვდება აგრეთვე დაბალმთიან-ბორცვიანი და ტერასირებული რელიეფი, ღრმა ციცაბო ფერდობიანი და ვიწროფსკვირანი ხეობები, ადგილ-ადგილ კანიონებით, აგრეთვე მდ. რიონის ხეობის ფართო და შედარებით ბრტყელი ფსკერი. მხარეს საერთო დახრილობა სამხ.-დან ჩრდ.-კენ აქვს; ამასთან ერთად შეინიშნება აღმ-დან — დას-კენ დახრილობაც.

ჩვენთვის საინტერესო ტერიტორია მორფოგრაფიული თავისებურების მიხედვით, შეიძლება სამ ნაწილად გავყოთ: 1. რაჭის ქედი თხემური ზოლი, 2. მდ. რიონის ხეობა და 3. მათ შორის მოთავსებული მთა-ხეობიანი ზოლი.

საკვლევი ტერიტორიის სამხრ. ნაწილი წარმოდგენილია რაჭის ქედის თხემით; ამ უკანასკნელის ჩრდ. საზღვარი შეიძლება გვაჯაროთ მდ. მდ. შარულასა და შორაზე, სს. სხვაჯაზე, ფუტიეთზე, მთისკალთის ჩრდ. 2 კმ-ზე, ქორთამდე. იგი ხასიათდება მთა-გორიანი, სერებიანი და წვრილ ტაფობიანი რელიეფით.

ქედი ასიმეტრულია, ჩრდ. ფერდობი დამრეცი და უფრო განიერია, ზოგ ადგილას გვხვდება მცირე ზომის ქარაფები. სამხრ. ფერდობი ხასიათდება მაღალი (200—400 მ) ქარაფებით და ძლიერ დახრილი რელიეფით. რაჭის ქე-

დის თხემი მწვერვალებისა და უნაგირების მორიგეობით ხასიათდება. მწვერვალებიდან შეიძლება აღვნიშნოთ: ფოცხვრევი (2405 მ), ხიხათა (2243 მ), ველტყევი (1927 მ), საწალიცი (1997 მ), უსახელო (1829 მ), ნაქერალა (1371 მ), წმ. გიორგის (1828 მ), თავშავა (1760 მ) და სხვა, ხოლო უნაგირებიდან შქმერის, უდაბნოს, შხივანას, დოლწვერის მთის, ნაქერალას, თხმორის და სხვ. ხსენებულ მთებსა და უნაგირებს შორის სიმაღლეთა სხვაობა 200—500 მ ფარგლებში მერყეობს. ქედის ჩრდილო ფერდობის საერთო დახრილობა გართულებულია სერებით, ბორცვებით, ფლატეებით, ძაბრებით, დოლინებით, პოლიეთი და სხვ. რაც რელიეფს უსწორმასწორო ხასიათს აძლევს.

რაჭის ქედსა და მდ. რიონის ხეობას შორის მდებარე სივრცე ხასიათდება, საშუალომთიანი, სერებიანი-ბორცვიანი და ხეობიანი რელიეფით. აქ მთების სიმაღლე 1000—1500 მ ფარგლებში მერყეობს; გვხვდება საკმაოდ ღრმა და ვიწრო ფსკერიანი ხეობები (ხეორა, ბარულა, კრიხულა, ზნაკეურა, შარეულა და სხვ.), რომელიც ზოგ ადგილას კანიონის ფორმას ატარებს. ამასთან ერთად ეს ზოლი ტბების სიხშირითაც ხასიათდება.

მდ. რიონის ხეობა ხასიათდება გორაკ-სერებიანი, ტერასირებული რელიეფით. თვით ხეობის ფსკერი ხასიათდება სუსტი დახრილობით (0,007), საკმაოდ ფართოა (300—400 მ), მდ. რიონი მასზე მეანდრებს ჰქმნის, ინვითარებს კუნძულებს და ფართე რიყეს; რიყის ტერასებზე ზშირია გამოზიდვის კონუსები. ხეობის ფორმა ზოგ ადგილას კანიონისებურია (სს. სორის, წესის და ზ. დვარადიის ქვემოთ).

**2. გეომორფოლოგიური შესწავლის ისტორია.** საკვლევი ტერიტორიის შესახებ პირველი გეომორფოლოგიური ცნობები მოგვცა ცნობილმა ქართველმა გეოგრაფმა ვახუშტი ბაგრატიონმა, XVIII საუკუნის მეორე მეოთხედში. ნაშრომში — „აღწერა სამეფოსა საქართველოსა [1]. იგი ეხება საკვლევი ტერიტორიის რელიეფის ძირითად ფორმებს (მთებს, ხეობებს, კარსტულ ძაბრებს, ტბებს და სხვ.); იხილავს რაჭის ქედს და მის ცალკეულ მასივებს, მდინარეებს. აღწერილი აქვს ხიდიკარის და ხეორას კანიონი, სხვადასაყინულე, მეორე ხარისთვალის ტბა და სხვ. ნაშრომი ძირითადად მორფოგრაფიული ხასიათის მასალას გვაძლევს.

თითქმის ერთი საუკუნით შეჩერების შემდეგ, XIX საუკუნის მეორე ნახევრიდან იწყება საქართველოს და მასთან ერთად ჩვენთვის საინტერესო ტერიტორიის ტოპოგრაფიული კარტირება და აღწერა, მისი ზოგადი გეოლოგიური და გეოგრაფიული შესწავლა (პ. აბიხი 1865 წ., ს. სიმონოვიჩი 1880 წ., გ. სიმონოვი 1909 წ., ნ. სალაცი 1866 წ., გ. რადე 1866 წ., კრაევიჩი 1870 წ., ვ. ლისოვსკი 1896 წ., მავესკი 1896 წ., ვ. ლეონოვი 1902 წ., ი. პანტიუხოვი 1899 წ. და სხვ.). ხსენებულ ნაშრომებში ძირითადად მოცემულია მორფოგრაფიული ხასიათის მასალა და ისე, როგორც ვახუშტის ნაშრომს, მათაც, ამაჟამად ისტორიული მნიშვნელობა აქვთ.

საბჭოურ პერიოდში იწყება საქართველოს და მასთან ერთად საკვლევი ტერიტორიის გეგმიანი და სისტემატური გეოლოგიური, გეოგრაფიული და გეომორფოლოგიური შესწავლა. გეოლოგიურ ნაშრომებში (ა. ჯანელიძე, ბ. მეფერტი, ი. კაჭარავა და სხვ.) მოცემულია რელიეფის ენდოგენური ფაქტორების (ლითოლოგია, ტექტონიკა) დახასიათება. ფიზ. გეოგრაფიული (ნ. გეოზდეცი, ბ. დობრინინი) და გეომორფოლოგიური (ა. ჯავახიშვილი, ი. შჩუკინი,



ს. კუხნეცოვი, ა. რეინჰარდი) ნაშრომები ეხება კავკასიას, ამიერკავკასიას და საქართველოს, ამიტომ ამ დიდი სიერცის ფონზე, საკვლევი ტერიტორიის შესახებ გეომორფოლოგიური მასალა ზოგადი სახით არის წარმოდგენილი. ავტორებს მოცემული აქეთ საქართველოს ტერიტორიასთან ერთად ჩვენთვის საინტერესო ტერიტორიის გეომორფოლოგიური დარაიონება, რომელიც უფრო სრული სახით წარმოდგენილი არის ა. ჯავახიშვილის ნაშრომში [9]. ამ უკანასკნელის დაყოფით საკვლევი ტერიტორია თავსდება შემდეგ გეომორფოლოგიურ რაიონებში — „კირქვიანი კარსტული რელიეფი“ და „ბორცვიანი რელიეფი, განვითარებული მესამეულ სინკლინურ დებრესიაში“. მოცემულია მათი მოკლე დახასიათება.

ჩვენთვის საინტერესო ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილის (შაორის ტაფობის და მისი მიდამოების) გეომორფოლოგიური დახასიათება მოცემულია შ. ყიფიანის<sup>1</sup> და ა. ჯანელიძის [10] ნაშრომებში. რომლებიც დიდი რაოდენობის ფაქტობრივ გეომორფოლოგიურ მასალას შეიცავენ.

## II რელიეფის ტიპები და მათი გავრცელების რაიონები

ქვემო რაჭის სამხრეთ ნაწილში, რელიეფის გენეტურ თავისებურებათა (მორფოგრაფია, ლითოლოგია, ტექტონიკა, ეროზია, კარსტი, მეწყრები და სხვ.) გათვალისწინების საფუძველზე, გამოვყოფთ რელიეფის ორ ტიპს, შესაბამისი რაიონებით.

1. რაჭა-ლენჩხუმის სინკლინის სამხრეთული ფრთის, კირქვიანი ზოლის, საშუალო და დაბალმთიანი, ტექტონიკურ-ეროზიული და კარსტული რელიეფი, განვითარებული ცარცულის და ეოცენის კირქვების, მერგელების და ქვიშაქვების სუბსტრატზე (ამ ტიპში გამოვყოფთ რელიეფის სამ ქვეტიპს).

2. რაჭა-ლენჩხუმის სინკლინური დებრესიის ბორცვიანი, ტერასირებული და მეწყრული რელიეფი, განვითარებული მესამეული თიხების, მერგელების, ქვიშაქვების, კირქვების და მერთხეული ალუვიონის სუბსტრატზე.

### 1. რაჭა-ლენჩხუმის სინკლინის სამხრეთული ფრთის კირქვიანი ზოლის საშუალო და დაბალმთიანი, ტექტონიკურ-ეროზიული და კარსტული რელიეფი, განვითარებული ცარცულის და ეოცენის კირქვების, მერგელების და ქვიშაქვების სუბსტრატზე

რელიეფის ეს ტიპი მოიცავს რაჭის ქედის თხემს (ფოცხვრევის ქედთან ერთად) და ქვემო რაჭის სამხრეთი ნაწილის იმ ზოლს, რომელიც კირქვებით არის აგებული და რიონის ხეობამდე ვრცელდება. ამ ტიპისათვის დამახასიათებელია საშუალო და დაბალმთიანი, ტექტონიკურ-ეროზიული და კარსტული რელიეფი.

რაჭის ეს ნაწილი ძირითადად აგებულია ცარცული და ნაწილობრივ ეოცენის ხნოვანების კირქვებით, მერგელებით, თიხებით და ქვიშაქვებით [4, 10.

<sup>1</sup> შ. ყიფიანი, შაორის ამოქვაბულის გეომორფოლოგიისათვის, თბილისის სტალინის სახ. სახელმწიფო უნივერსიტეტი (დისერტაცია), 1938.

151. ლითოლოგიის გავლენა რელიეფის ფორმირებაში შესამჩნევია, რაც შეპირობებულია კირქვების თავისებურებით. ამ მხრივ განსაკუთრებით აღსანიშნავია ბარემული ნალექები (ქვედა ცარცი) ურგონული კირქვების სახით; იგი რაჭის ქედზე ფართოდ არის წარმოდგენილი. მისი ადვილად დაკარსტვის გამო ამ რაიონში კარსტული მოვლენები დიდი ინტენსივობით ხასიათდება.

საკვლევ ტერიტორია ხასიათდება რთული ტექტონიკური აგებულებით. იგი შედის კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ნაოჭა ზონის, რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინში, ეს უკანასკნელი წარმოდგენილია რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინით, რომლის სამხრეთი ფრთა ნაწილი საკვლევ ტერიტორიას უკავია. ხსენებული სინკლინის სამხრეთი ფრთა გართულებულია ანტიკლინებით, სინკლინებით და რღვევებით, რაც მკაფიოდ არის არეკლილი რელიეფში, ამიტომ სტრუქტურის სირთულე შესაბამისად არის გამეორებული რელიეფის სირთულით. აქ არსებულ ანტიკლინებს მეტწილად დადებითი ფორმები შეესაბამება (რაჭის ქედი, ფოცხვრევის ქედი, ხოტევის სერი და სხვ.), სინკლინებს—დადაბლებები (შაორა-ხოტევის, შქმერის და სხვ. დადაბლებები). ხოლო რღვევებს უმეტეს ადგილას ქარაფები (რაჭის ქედის სამხრ. ფერდობი, ფოცხვრევის და ხიხათას ქედების ჩრდ. ფერდობი და სხვ.). აღსანიშნავია, რომ ტექტონიკურ ხაზებს, ძირითადად საერთო კავკასიური მიმართულება აქვთ, ხოლო ეროზიული დანაწევრება (გარდა რიონის) მათ გარდვიგარდმოდ ხდება.

რელიეფის სახის შექმნაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს, აგრეთვე, ლითოლოგია, ეროზია და კარსტი; ეროზია რაიონის ჩრდილო ნაწილშია კარგად გამოხატული, ხოლო კარსტი სამხრეთ ნაწილში, მათი გავლენით რელიეფის მნიშვნელოვანი სხვადასხვაობა იქმნება.

განსახილველ რელიეფის ტიპში გამოვყოფთ რელიეფის სამ ქვეტიპს.

1-ა. რაჭის ქედის ჩრდილო ფერდობის საშუალომთიანი, ნაოჭა-ნარღვევი სტრუქტურის მქონე, მთაგორიან-კარსტული რელიეფი: განვითარებული ქვედა ცარცის ურგონული ფაციის კირქვების, მერგელების და ქვიშაქვების სუბსტრატზე

რელიეფის განსახილველო ქვეტიპი მოიცავს რაჭის ქედს და მის აღმოსავლეთ ნაწილში ჩრდ.-დას-კენ განშტოებულ ფოცხვრევის ქედს. ხსენებული ქედების რელიეფში კარგად გამოყოფილ ოროგრაფიულ ერთეულს წარმოადგენენ. რაჭის ქედი სამხ.-დან, ხოლო ფოცხვრევის ქედი ჩრდ.-დან, მეზობელ ადგილებიდან გამოყოფილია რღვევებით შეპირობებული მაღალი (200—400 მ) ციკაბო ფერდობებით, ხოლო ჩრდილოეთით (ფოცხვრევის ქედი კი სამხ.) ქედის ძირი შესამჩნევად არის გამიჯნული ქვემო რაჭის დაბალმთიან გორაკ-სერებიან რელიეფიდან.

რაჭის ქედი გეომორფოლოგიურად გაგრძელებას პოულობს დასავლეთით ხვამლის და ასხის კირქვიანი მთების სახით, ხოლო აღმოსავლეთით იგი სამხრეთ ოსეთის ტერიტორიაზე კავკასიონის თხემამდე უწყვეტად ვრცელდება. ქედი უდიდეს ნაწილში წარმოადგენს საშუალომთიან ქედს, მწვერვალების სიმაღლე 1500—2000 მ ფარგლებში მერყეობს. ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში (ფოცხვრევი, ხიხათა) თხემების სიმაღლე 2200—2400 მ ფარგლებში ცვალებ-

ბადობს. რაჭის ქედის ჩრდილო ფერდობი, ანტიკლინის ფრთას წარმოადგენს და საერთოდ სტრუქტურული რელიეფით ხასიათდება. მისი თხემი რაჭის ანტიკლინის თალიდან რამდენადმე ჩრდილოეთით მდებარეობს, ეს უკანასკნელი, სამხრეთით. 2—3 კმ მოშორებით გადის. ქედის თხემი ხასიათდება მთებისა და უნაგირების მორიგეობით, სამხრეთიდან ქარაფოვნებით; ხოლო ჩრდილოეთით უმეტესად რელიეფის თანდათანობით დადაბლება ხდება.

რაჭის ქედი ძირითადად აგებულია ქვედა ცარცული კირქვებით; რომლის ფუძე იურული ნალექებით არის წარმოდგენილი. კირქვების ინტენსიური დაკარგვის გამო, რასაც ხელს უწყობს ნოტიო კლიმატი და ბრტყელი რელიეფი, ქვერაიონში უხვად გვხვდება კარსტული ფორმები—კარრები, ჭებები, ძაბრები, დოლინები. მღვიმეები და სხვა. რაც ჰქმნის ტიპობრივად განვითარებულ კარსტულ ლანდშაფტს. საკვლევ ქვერაიონში კარსტის სამი მთავარი უბანი გამოიყოფა—ნაქერალას (წმ. გიორგის), საწილიყის და ველტყევის მთების მიდამოები.

ნაქერალას ქედი წარმოადგენს ჩრდილოეთისაკენ დახრილ პლატოსებურ მასივს. ამავე მიმართულებით არის ორიენტირებული ამგებულ შრეთა დახრაც. ზედაპირი ხასიათდება კარსტული რელიეფით და ზედაპირულ მდინარეებს მოკლებულია; ამ მხრივ გამონაკლისს წარმოადგენს ს. თხმორის მდინარეები. სადაც ამომზეფრებულია ზედა იურული თიხები. მერგელები და ქვიშაქვები; აქ მწვერული და ეროზიული მოვლენები ინტენსიურად არის განვითარებული, რის შედეგადაც ეს ადგილი მეზობელ ადგილებიდან მნიშვნელოვნად არის გამოყოფილი და დადაბლებული (ამას ხელს უწყობს აქ გამავალი სინკლინიც).

ნაქერალას ქედზე (თხმორის მდინარეების გარდა) ხშირად გვხვდება კარსტული ძაბრები; დებარსიებს, რომლებიც რამდენიმე ძაბრის შეერთებით არის წარმოქმნილი, ჩრდილოეთისკენ წაგრძელებული ფორმა აქვთ. ამგვარი ფორმები რამდენიმე ადგილას გვხვდება: აღსანიშნავია „ძველახოს“ დებარსია, რომელიც ს. სინათლის სამხრ.-დას. 3—3,5 კმ მდებარეობს. მისი სიგრძე 1 კმ აღწევს, ხოლო სიგანე — 50 მ-დეა. იგი გარშემორტყმულია ტყით დაფარული მაღალი ადგილებით. რომელთა შეფარდებითი სიმაღლე 50—150 მ ფარგლებში მერყეობს. ფსკერი ვაკე ველობს წარმოადგენს. აქ გვხვდება კარსტული ძაბრები, ორ მათგანში წყალია ჩაგუბებული. ერთის დიამეტრი 60—65 მ უდრის, სიღრმე 3 მ-ზე მეტია, ხოლო მეორეს დიამეტრი — 25—30 მ, სიღრმე კი 1,5 მ. ხსენებული დებარსიიდან სამხ.-დას. 3 კმ-ზე გვხვდება მეორე დებარესია — „გობსათიბი“; მისი სიგრძე 150—160 მ, სიგანე 80—100 მ, სიღრმე კი 15—20 მ. ფსკერზე გვხვდება 2—4 მ სიღრმის ძაბრები. გობსათიბის სამხ.-დას. 1,5 კმ-ზე გვხვდება ვრცელი ველი, ე. წ. „ბერების სათიბი“, იგი რამდენიმე დოლინის შეერთებით არის წარმოქმნილი და სიდიდით პოლიეს უახლოვდება; მისი სიგრძე 1,5 კმ აღემატება, სიგანე 150—250 მ-დეა, სიღრმე 30 მ-დეა. იგი მთლიანად მოფენილია კარსტული ძაბრებით, რომელთა უმრავლესობის სიღრმე 15—18 მ-დე აღწევს, ხოლო დიამეტრი კი 40—50 მ. ნაქერალას ქედის თხემის მახლობლად, წმ. გიორგის საყდრის მდინარეებში, დიდი ზომის კარსტული ძაბრები მრავლადაა; უფრო აღმ-ით 2—2,5 კმ -ზე გვხვდება დებარესია „საჯინიბო“; მისი სიგრძე 800 მ-დეა, სიგანე 500 მ-დე, სიღრმე 60 მ.

მის ფსკერზე გვხვდება ძაბრები, რომელთა დიამეტრი 30—50 მ-დეა, ხოლო სიღრმე 10—30 მ-დე. საჯინიბო წარმოადგენს კარგ საძოვარს.

კარსტული რელიეფი ძაბრებით, ჭებით და მღვიმეებით კარგად არის გამოხატული ნაჭერალას ქედის აღმ. ნაწილში (ულელტეხილის მიდამოებში). მრავალრიცხოვანი ჭების სიღრმე 10—20 მ აღწევს, დიამეტრი კი 0,5—1,5 მ.

კარსტული მოვლენების მნიშვნელოვან უბანს წარმოადგენს საწალიკის მთის მიდამოები. მისი შედარებით ნაზი ზედაპირი, რომელსაც საერთო დახარა ჩრდილოეთური (შრებების ვარდნის) მიმართულების აქვს, ტაფობ-ბორცვანია. გვხვდება კარგად გამოხატული კარსტული ძაბრები, დეპრესიები და კარნიზები; ამ უკანასკნელით რელიეფი მნიშვნელოვნად არის გართულებული. კარსტული ძაბრები ფართოა, მათი დიამეტრი 100—150 მ აღწევს, სიღრმე 20—25 მ-დან 60—80 მ-დე აღწევს. საწალიკის მთის დას. ფერდობზე გვხვდება ორი ღრმული, რომლებიც ერთი მეორის პარალელურად გრძელდებიან, ჩრდ.-დას. მიმართულებით, ს. თლუღისკენ მიმავალი გზის გაყოლებით. მათი სიგრძე 1 კმ აღემატება, შიგ განვითარებულია უზარმაზარი ძაბრები. მათი სიღრმე 60—80 მ აღწევს, დიამეტრი კი — 150 მ. აღმ. ღრმულის სამხრეთ ნაწილში, ერთ-ერთ ძაბრში ჩამდგარია ტბა 80—120 მ დიამეტრით და 1—1,5 მ სიღრმით. საწალიკის მთის შუა ზოლშიც ხშირად გვხვდება კარსტული ძაბრები და რამდენიმე დეპრესია (ღრმული); ამ უკანასკნელთა გრძელი ღერძი ჩრდ. არის ორიენტირებული. აქ არსებული კარნიზები, რომელთა სიგრძე 200—500 მ უდრის, ხოლო სიმაღლე 10—30 მ მიქცეულია სამხრეთისაკენ, რაც შრეების ჩრდ. ვარდნით არის შეპირობებული.

ველტყევის მთის მიდამოებიც, ასევე შესანიშნავია კარსტული მოვლენებით, მის ნაზ რელიეფში გამოირჩევა კარსტული ძაბრები და ღრმულები. გვხვდება უზარმაზარი კარსტული ძაბრები, რომელთა დიამეტრი 200—300 მ-დე აღწევს, ხოლო სიღრმე 50—60 მ-დე. ველტყევის მთის ჩრდ.-აღმ. ფერდობზე არსებობს დიდი ღრმული, რომლის სიგრძე 1 კმ აღემატება, სიგანე 200—250 მ. იგი გაჩენილია რამდენიმე დიდი კარსტული ძაბრის შეერთებით. ამ უკანასკნელთა ფერდობებზე გვხვდება პატარა ძაბრები (4—5 მ დიამეტრის და 2—3 მ სიღრმის). დასავლეთით ერთ-ერთ ძაბრში მოთავსებულია ტბა 20—25 მ დიამეტრის და 3—3,5 მ სიღრმის. მ. ველტყევესა და მ. ხიხათას შორის მდებარე უნავირას („უდაბნოს“) სამხრ. არსებობს ღრმული, რომლის სიგრძე 600—700 მ, ხოლო სიღრმე 20—25 მ. მის ფერდობებზე მრავალი ძაბრია განვითარებული. ხიხათას ქედის სამხ. ფერდობის ქვედა ნაწილში კარსტული ძაბრები ნაკლებადაა; ისინი ფართეა და მცირე სიღრმით ხასიათდებიან. ქედის თხემური ზოლი ნაზი რელიეფით განირჩევა, სადაც კარსტული ფორმები თითქმის არ გვხვდება. ჩრდ. ფერდობი წარმოდგენილია მაღალი (200 მ) ქარაფით, რაც შეპირობებულია რღვევით. ქარაფში გვხვდება კარსტული მღვიმეები.

საკვლევ ტერიტორიის აღმ. საზღვართან რაჭის ქედს გამოეყოფა ფოცხვრევის ანტიკლინური ქედი, რომელიც ჩრდ.-დას. მიმართულებით ს. მთისკალამდე გრძელდება (მ. ფოცხვრევი 2405 მ, მ. პირწითელა 1966 მ). ქედი მდ. ზეორას ხეობით გარდღიარდმოდ არის გაკვეთილი, ხეობას ანტეცედენტური ხასიათი აქვს და ჰქმნის შესანიშნავ კანიონს—„ქვაგახეთქილას“ [1]. მისი სიგრძე 1 კილომეტრია, სიღრმე 40—60 მ-დეა, სიგანე დაბლა 2—3 მ, მაღლა კი 5—6 მ. ფოცხვრევის ქედის სამხ. ფერდობი ხასიათდება ძლიერი დახრილობით

(40—60°) და დაუნაწევრებლობით, მის ქვედა ნაწილში გვხვდება 1—2 მ სიღრმის ხრამები, რომლებიც დროებითი ნაკადებით არის გამოშუშავებული. ქედის ჩრდ. ფერდობი წარმოდგენილია მაღალი (200—300 მ) ქარაფით, რომელიც შეპირობებულია რღვევით. ფოცხერევის ქედი ხიხათას ქედთან ჰქმნის სინკლინს, რომლის ძირის რელიეფი წარმოდგენილია გორაკ-ბორცვებით და ტაფობეზით. ს. ხარისთვალის დას. 1,5 კმ-ზე არაუბობს „მეორე ხარისთვალის ტბა“ [1], იგი კარსტულ ძაბრშია წარმოქმნილი. დიამეტრი 15 მ, სიღრმე 3,5 მ. ტბის ფსკერზე ამოდის ეოკლუზი, რომელიც მდ. ხეორას სათავეს წარმოადგენს. ტბის ჩრდ. 1 კმ ფოცხერევის ქედის სამხ. ფერდობზე გამოდის მძლავრი ეოკლუზი „კლდისწყარო“, რომელიც მდ. ხეორას მეორე ტოტს ჰქმნის.

ამრიგად, რაჭის ქედზე კარსტული ფორმები მრავლად გვხვდება. ძაბრებსა და დებრესიების უმრავლესობას ფსკერზე სასულე აქვთ; ატმოსფერული ნალექები და წყაროები სწრაფად იყონებთან მიწის სიღრმეში და მიწისქვეშ შორი მანძილის გავლის შემდეგ ეოკლუზების სახით ზედაპირზე გამოდიან ქედის ჩრდ. ფერდობის პერიფერიულ ზოლში. ქედის ზემო ნაწილი, როგორც კარსტულ რელიეფს შეეფერება, ხასიათდება უწყლობით, ზედაპირული მდინარე აქ თითქმის არ გვხვდება, ამის ჯამო ეროზიული ფორმებიც სუსტად არის წარმოდგენილი. ფერდობის ჩრდ. ნაწილში რამდენიმე ხევის სათავე იჭრება. ხეები არაა ღრმა, იშვიათად 5—10 მ-ღე აღწევს. ეროზიული ფორმები შედარებით მეტი რაოდენობით გვხვდება რაჭის ქედის ჩრდ. ფერდობის ძირის გაყოფებით, სადაც უფრო მეტი კარსტული წყლების გამოსავლები გვხვდება. ამ წყლების გამოსვლებთან არის დაკავშირებული ქედის პერიფერიულ ზოლში განვითარებული მღვიმეები, რომელთაგან აღსანიშნავია საკიშორეს, ცივწყალას, მრავალძალის, სხვაგვას და სხვ.

ზემოთქმულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ განხილული ქვერაიონის რელიეფი შეპირობებულია ტექტონიკური და კარსტული პროცესების გავლენით და ამჟამად რელიეფის განვითარება უმეტესად მათი მოქმედების შედეგად ხდება.

**1-ბ. ქვემო რაჭის სამხრეთი ნაწილის დაბალმთიანი გორაკსერებიანი, ეროზიულ-კარსტული რელიეფი, ღრმა, V-სებური და კანიონისებური ხეობებით, განვითარებული ზედა ცარცის და ეოცენის კირქვების და მერგელების სუბსტრატზე**

რელიეფის ეს ქვეტიპი მოიცავს საკვლევი ტერიტორიის იმ ზოლს, რომელიც მოქცეულია რაჭის ქედსა და რიონის ხეობას შორის (შაორის მიდამოების გარდა). ამ ტიპისათვის დამახასიათებელია დაბალი მთების, სერების, გორაკებისა და ხეების არსებობა, გვხვდება აგრეთვე კარსტული ფორმები. მთები და სერები ძირითადად შეპირობებულია ტექტონიკური აგებულების გავლენით.

რელიეფი აგებულია დიდი სიმძლავრის ზედა ცარცული და ეოცენური კირქვებით, მერგელებით და თიხებით. კირქვების თავისებურების გამო ქვერაიონში გვხვდება კარსტული ფორმები — მღვიმეები, კანიონები, ქვაბურები, ძაბრები და სხვ. მაგარ კირქვებში უფრო მკაცრი ფორმებია განვითარებული, ხოლო თიხებით და მერგელებით აგებულ ადგილებში რელიეფი ნაზ სახეს იძენს.

ქვერაიონში ეროზიული ფორმები მნიშვნელოვან განვითარებას აღწევს. აღსანიშნავია ხევები და ხრამები; ხევები უმეტეს ნაწილში ხასიათდებიან V-სებური ფორმით, ადგილ-ადგილ ციკაბო ფერდობებით და სიღრმითი ეროზიით. ამგვარი ხეობები აქვს მდინარეებს: ხეორას, ბარულას, ხოტეურას, კრიხულას, შარეულას და სხვ. მათი უმრავლესობა კარსტული ხასიათისაა. აღსანიშნავია, რომ ზოგიერთ ხეობაში განვითარებულია კანიონები და საჩქეფები (ხეორა, კრიხულა, შარეულა, აპანთა და სხვ.).

მნიშვნელოვანი ეროზიული დანაწევრებით გამოირჩევა სს. სხარტალის, წკადისის, აგარის, ხოტევის, სხვავას და გოგოლაის მიდამოები. აქ ხშირი მდინარეული ქსელის არსებობის გამო, რელიეფი მნიშვნელოვნად არის დანაწევრებული ხევებით, ხრამებით, კირქვის ფლატეებით და სხვ. კირქვის ფლატეებზე გვხვდება გამოქვაბულები (ს. გოგოლათთან, ქებათკართან) და მღვიმეები შარეულას და კრიხულას ხევებში.

ამ მხარის მღვიმეთა შორის ყველაზე საინტერესოა ცახის მღვიმე, რომელიც ს. გოგოლაის სამხ.-აღმ. 1,5 კმ მოშორებით, მდ. შარეულას ხეობის მარჯვენა ფერდობზე მდებარეობს. იგი ხეობის ფსკერიდან 100 — 120 მ სიმაღლეზეა. მღვიმე იწყება ფართო შესასვლელით (სიგანე 15 მ, სიმაღლე 1,7 — 3,5 მ-ღე). მასში სამი განყოფილება გავიარეთ, რომლებიც ურთიერთს ვიწრო ხვრელებით უკავშირდებიან; გადმოცემით იგი შიდა განყოფილებისაგან შედგება. პირველი სამი განყოფილებიდან, თითოეული 80—120 მ სიგრძისაა. დანარჩენი 4 განყოფილების სიგრძე, რომლებშიც თავისუფლად გასვლა უკვე შეუძლებელია (გასავალი ხვრელის შევიწროების გამო), 800 მ აღემატება, ისე რომ ცახის მღვიმის საერთო სიგრძე 1 კმ აღემატება. მღვიმე მეტად რთულია, იგი შედგება მრავალი დარბაზისაგან, რომელთა სიგრძე 30—35 მ-ღე აღწევს. სიგანე — 20—22 მ-ღე, სიმაღლე კი—8—10 მ-ღე. მასში გვხვდება აგრეთვე სხვა მღვიმური ფორმები — სტალაქტიტები, სტალაგმიტები, სვეტები, ფარდები, დერფენები, ხვრელები, ჯიბეები და სხვ. როგორც ჰერი ისე გვერდები უსწორმასწორობით ხასიათდება. ჰერი ზოგან გუმბათისებურია, ზოგან თალისებური, ზოგან კი სამკუთხედისებური. სამწუხაროდ მღვიმეში არსებული იშვიათი სილამაზის ნალენითი ფორმები განადგურებულია, განსაკუთრებით პირველ და მეორე განყოფილებაში.

ცახის მღვიმის სამხ. 1 კმ, მდ. შარეულას მარჯვენა მხარეზე, 100 მ მოშორებით, გვხვდება მღვიმე, ე. წ. „კახიძის მღვიმე“. მისი სიგრძე 30—40 მ, სიგანე 3—5 მ, სიმაღლე 1—3 მ. მღვიმის ჰერი ბოლოში სიფონს ჰქმნის. მღვიმიდან ვოკლუზი გამოდის. მღვიმე მდიდარია სტალაქტიტებით და სტალაგმიტებით.

საყურადღებოა შარეულას მღვიმე II, 14, 16]. მღვიმიდან გამოდის მდ. შარეულა. მღვიმის შესასვლელის სიმაღლე 10—15 მ, სიგანე 25 მ; შესასვლელის ფსკერზე წყალი დაგუბებული, რომლის სიღრმე 2 მ აღემატება, ამ გუბის სიგრძე (ხილულ) 30 მ, სიგანე 10 მ. მღვიმე შორს გრძელდება.

შაორის მღვიმის სამხ.-დას. 300 მ-ზე, ხევის მარცხენა ფერდობის ძირში არსებობს ციციწყალას მღვიმე [10, 14], საიდანაც ციციწყალას ვოკლუზი

<sup>1</sup> ს. გოგოლათში მცხ. ლ. სკახიძის გადმოცემით იგი 15—20 წლის წინად შედიოდა განყოფილებაში ყოფილა.

გამოდის. მღვიმის შესასვლელის სიგანე 15—17 მ. სიმაღლე 3 მ-დე, ფსკერი 0,5 მ სიღრმის წყლით არის დაფარული. მღვიმე შორს უნდა გრძელდებოდეს და „ძველახოს“ დებრესიასა და მის სამხ. ნაქერალას ქედისაკენ ღრმა ღელეს გასწვრივ მიწისქვეშა წყლების სავალ გზას უნდა წარმოადგენდეს.

ქვერაიონში აღსანიშნავია ვულკანური ფორმები, ამ მხრივ საყურადღებოა ნამანევის მთა (1368 მ), რომელიც რელიეფში თალისებურად არის ამალელებული და ფერდობების მნიშვნელოვანი დახრილობით, ხოლო ფერდობების ძირზე მკვიციანას კონუსების სიმრავლით ხასიათდება.

ყურადღებას იქცევს ტბები. ს. მთის კალთის სამხ-აღმ., 3 კმ მოშორებით მდებარეობს ტ ბ ა. ტბის სიგრძე დას-დან აღმ-ით 200 მ-დეა, სიგანე 80—90 მ, სიღრმე, ფართობის დიდ ნაწილზე 1—1,5 მ. ხოლო ტბის სამხ-აღმ. ნაწილში სიღრმე უეცრად მატულობს და 2,5 მ აღემატება. ტბა კარსტული წარმოშობისაა; კირქვით აგებულ ფსკერზე არსებობს სასულე, სადაც წყალი ჩადის და 500—600 მ მოშორებით გამოდის ვოკლუზის სახით, რომელიც მდ. ბარულას ერთ-ერთ ტოტს ჰქმნის.

რაჭაში ტბებს შორის განსაკუთრებით საინტერესოა ქ ე ლ ი ა ლ ე ლ ი ს ტ ბ ა. რომელიც ს. ჰელიაღელის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს. ტბის სიგრძე 195 მ, სიგანე 80—120 მ, სიღრმე 3—8 მ. წარსულში ტბის სიღრმე 11 მ აღწევდა [13]. ტბიდან არხია გაჭრილი. ააიდანაც წყალი მუდმივად გადის. ტბა განსაკუთრებით საყურადღებოა იმით, რომ მასზე გვხვდება მოტივტივე კუნძულები, რომელთა სიგრძე 3—20 მ, სიგანე კი 1—4 მ. კუნძულები დაფარულია ჰიდროფილური მცენარეულობით—ლეღით, ჩალა-კალამით და მურყნარის ბუჩქნარით. სუსტი ნიავიც კი საკმარისია, რომ კუნძულებმა იწყონ მოძრაობა სხვადასხვა მიმართულებით.

ჰელიაღელის (საწურბლიას) ტბას, ვ. ლეონოვი [13] კარსტულად სთვლის. ჩვენი აზრით იგი წარმოქმნილია ეგზოტექტონიკური პროცესის შედეგად. აქ რელიეფი დახრილია ჩრდ-აღმ. ამავე მიმართულებით არის დახრილი ამგებელი შრეები. ბარემულ მასიურ კირქვებს ზევიდან მოსდევს ალბური თიხნარების შრეები. ეს უკანასკნელი მოცურებულია ბარემულ კირქვებზე. დაცურებისას, რასაც ხელი შეუწყო წყალმა და რელიეფის დახრილობამ, მოხდა ადგილადგილ შრეების ამოხნეა. რის შედეგადაც რელიეფში საფეხურები და ქვაბულები გაჩნდა. დაცურება უნდა მომხდარიყო, თითქმის 2 კმ სიგანეზე. ჰელიაღელის ქვაბულის ფსკერზე, ამოდიოდა ვოკლუზი, რომელმაც ქვაბული აავსო და ტბა წარმოშვა.

ქვერაიონში საყურადღებოა აგრეთვე სხვაევის საყინულე [1]. იგი მდებარეობს ს. სხვაევის სამხ. 4 კმ მოშორებით. საყინულე წარმოადგენს 80 მ სიღრმის მქონე დახრილ შახტს, მღვიმის ფსკერზე და კედლებზე გვხვდება მრავალწლიანი ყინულის სქელი ფენები, აგრეთვე ყინულის სტალაქტიტები, სტალაგმიტები და სვეტები.

1-გ. შორის ტექტონიკურ-ეროზიული ტაფობი აკუმულაციური ფსკერით; განვითარებული აპტური მერგელების, ბარემული კირქვების და მეოთხეული ფხვიერი ნაფენების სუბსტრატზე

შორის ტაფობი მდებარეობს ნაქერალას უღელტეხილსა, ს. სინათლესა და ს. ზ. თლულს შორის; აქვს სამკუთხედის ფორმა და წვერობით ზემოხსენე-

ბული პუნქტებისკენ არის მიქცეული. ტაფობის ჰორიზონტალური ფსკერი აქამდე დაკავებულია წყასაცავით. შაორის ტაფობი ირგვლივ შემორტყმულია ქედებით და სერებით. აღმ.-სამ. და დას.-დან რაჰის ქედის ჩრდ. ფერდობით (ტაფობი სოლივით იჭრება სხენებულ ფერდობში), ხოლო ჩრდ.-დან სამგლიას სერით, რომელიც ს. სინათლიდან იწყება და ს. სხარტალამდე გრძელდება. ქვაბულს სამი მხრით (ნაქერალას გად., ს. ს. სინათლისკენ და ზ. თლულისკენ) აქვს დადაბლება, მათგან ყველაზე დაბალია ზ. თლულისკენ.

შაორის წყალსაცავის კვება ზედაპირული მდინარეებით (შაორა, პერევისა) სუსტია; წყალსაცავი ძირითადად მიწისქვეშა წყლებით იკვებება, რომელიც უხვად გამოდის, როგორც ტაფობის ფსკერზე, ისე პერიფერიაზე, განსაკუთრებით რაჰის ქედის მხრიდან. სადაც მძლავრი ვოკლუზებია (ძროხისთვალა, ქვახეთქილა, ხერელიეთი, „ჩიკვაიძის კარის სათვალე“, და სხვ.). შაორის ტაფობის მოსაზღვრე ფერდობები ხასიათდება კარსტული ძაბრების და ჭების სიმრავლით; ძაბრების და ჭების სიღრმე 5—15 მ ფარგლებში მერყეობს. ძაბრების დიამეტრის სიგრძე 20—40 მ-დეა, ჭებისა — 0,5—1 მ.

ქვერაიონში მღვიმეებიდან აღსანიშნავია საყინულის და საკიშორის მღვიმეები. საყინულის მღვიმე მდებარეობს ს. სინათლის სამხრ.-დას. 2 კმ-ზე. მღვიმის მიდამოებში მრავალი კარსტული ძაბრი გვხვდება. მღვიმეს შესასვლელი აქვს ჩრდ. ჩრდ.-აღმ.-დან, იგი ფართოა. მღვიმეში შესვლისთანავე ვხვდებით ფართო დარბაზში, რომლის იატაკს ძაბრისებური ფორმა აქვს, ხოლო ჭერს თაღისებური. დარბაზის სიგრძე 60—70 მ, სიგანე 50—55 მ, სიმაღლე კი 36—38 მ. დარბაზის ფსკერის ცენტრალური ნაწილი, შესასვლელიდან 30 მ-ით დაბლა: ფსკერი მოფენილია კირქვის ნაშალით, რომლის ცენტრალურ ნაწილში წყაროა, საიდანაც უკანასკნელი ყინულის ნატეხები ჩვენ ამოვიღეთ (9 აგვისტო, 1957 წ.); ფსკერის მახლობლად ჰაერის  $t$   $3^{\circ}$  იყო. დარბაზის უკანა (სამხრეთ) კედელზე განვითარებულია სამი დერეფანი. მათგან აღმოსავლეთის სიგრძე 30 მ აღემატება, სიგანე 2 მ-დეა, ჭერის სიმაღლე 5—10 მ. შუა დერეფანი, მღვიმის დარბაზის ფსკერიდან 15—16 მ მაღლა მდებარეობს. მისი სიგრძე 10 მ, სიგანე 2—3 მ, სიმაღლე 7 მ. დას. დერეფანი დარბაზის ფსკერიდან 22 მ სიმაღლეზე იწყება. მისი სიგრძე 15 მ; მის ფსკერზე შესასვლელიდან 8 მ დაშორებით ჭაა, რომლის სიღრმე 11 მ, სიგანე 2,5—3 მ. ჭიდან წყლის ღრენაყი ზემოხსენებულ წყაროში უნდა ხდებოდეს. დარბაზი მოკლებულია ნალღენთ ფორმებს, დერეფანში კი სტალაქტიტები და სტალაგმიტები გვხვდება.

**საკიშორეს მღვიმე** მდებარეობს ს. ზ. თლულის დასავლეთით. მღვიმიდან გამოდის მდ. შაორა (საკიშორე). მღვიმეს შესასვლელი ჩრდ.-დასავლეთიდან აქვს; იგი გრძელდება სამხრ. აღმ. მისი ჭერი 20 მ მანძილზე ჩამონგრეულია; ამ მონაკვეთზე მისი სიგანე 10—15 მ, შემდეგ მღვიმე ვიწროვდება 6 მ-დე. სამკუთხოვანი ფორმის ჭერის სიმაღლე 3—4 მ უდრის. 15 მ გავლის შემდეგ მღვიმე ორად იყოფა, რომლებიც 25 მეტრის შემდეგ კვლავ ერთდებიან. მთავარი დერეფანი გაყოფის შემდეგ 35—40 მ გრძელდება. მისი ჭერის სიმაღლე 3—3,5 მ უდრის. მღვიმე თავდება პატარა ტბით, რომელიც სიფონს წარმოადგენს. მღვიმის საერთო სიგრძე 70—75 მ უდრის. მღვიმე გამომთუშავებული უნდა იყოს ნაბრალის გასწვრივ. ნაბრალი, თითქმის მთელ ჭერს გასდევს.

შაორის ტაფობი გენეტურად დაკავშირებულია ტექტონიკურ მოძრაობებთან და ნაწილობრივ კარსტთან. წყალსაცავის მოწყობამდე ტაფობზე ორი



მდინარე — შაორა და დიდი ჭალა გადიოდა; ეს უკანასკნელი ორი ტოტისაგან — პერევისისა და ხერელიეთისაგან იქმნებოდა. მდ. დიდი ჭალა ს. ხერგასთან მდ. შაორას უერთდებოდა და შაორის სახელწოდებით მიედინებოდა 1—1,5 კმ მანძილზე, სადაც მრავალრიცხოვან სასულეებში და ძაბრებში მისი დაკარგვა ხდებოდა; მიწისქვეშ 2 კმ გაივლიდა და გამოდიოდა მდ. შარეულას სახელწოდებით.

მდ. დიდი ჭალა სინკლინს მისდევს, რის გამოც მის ხეობას ფართე (3 კმ-დე) ფსკერი აქვს. მდ. შაორას ხეობა გამომუშავებულია რაჭის ანტიკლინის ჩრდ. ფრთის ნაოკში. ხეობა წარმოდგენილია ფართე ფსკერით, რომელსაც ნაზი მოყვანილობა და დინებისკენ ძლიერ სუსტი დახრილობა აქვს.

ა. ჯანელიძის აზრით [10] წარსულში შაორის ტაფობის მდინარეულ ქსელს სხვანაირი კონფიგურაცია ჰქონია. მდ. დიდი ჭალა მოედინებოდა ს. ხერგამდე. ხერგასთან დიდი ჭალას ერთოდა ს. სინათლის მხრიდან „მდ. ხერგა“. ამ ადგილიდან მდ. დიდი ჭალა, მდ. შაორას ახლანდელი დინების საწინააღმდეგოდ, მდ. ველეულასაკენ მიედინებოდა. შემდეგში შაორის ტაფობის მიდამოებში, ტექტონიკური მოძრაობა სხვადასხვა ინტენსივობით ხდებოდა, შაორის ტაფობის აღმ. ნაწილი უფრო მეტად აზევდა. ვიდრე დასავლეთი, რის შედეგადაც ჯერ მოხდა ზემოხსენებული მდინარეების შეგუბება, ხოლო შემდეგ, ს. სინათლესთან წყალმა გზა მიწისქვეშ გაიკვლია და 2 კმ შემდეგ, მდ. შარეულას ხეობაში გავიდა. დასაშვებია ვიფიქროთ, რომ პირველ ხანებში წყალდიდობის დროს, შაორის ტაფობში შეგუბებული წყალი შარეულას ხეობაში ზედაპირულადაც გადადიოდა. ამ ფაქტზე მიუთითებს შარეულა-შაორას ხეობებს შორის, წყალგამყოფ სერზე ხევისებური დადაბლების არსებობა.

ამეამდ შაორის ტაფობი, როგორც აღვნიშნეთ, წყალსაცავს უკავია. მის ფსკერზე თიხების დალექვა და მოსწორება ახლა უფრო ინტენსიურად ხდება, ვიდრე წარსულში, ვინაიდან გამდინარე წყალი წინათ თიხების გარეცხვას აწარმოებდა.

**2. რაჭა-ლენჩხუმის სინკლინური დეპრესიის ბორცვიანი, ტერასირებული და მეწყრული რელიეფი. განვითარებული მესამეული და მეოთხეული თიხების, მერგელების, ქვიშაქვების, კირქვებისა და ალუვიონის სუბსტრატზე**

განსახილველი ტიპის გავრცელება მოიცავს მდ. რიონის ხეობის ფსკერს და მის მარცხენა ფერდობს, ზემოთ განხილული რელიეფის ტიპის ჩრდ. საზღვრამდე და ემთხვევა რაჭა-ლენჩხუმის სინკლინის მესამეული აუზის სამხრეთ ნაწილს. რაჭა-ლენჩხუმის მესამეული აუზის ნალექები ავსებს ცარცის კირქვებში განვითარებულ ამავე სინკლინის მულდას, რომელიც წარმოდგენილია ოლიგოცენისა და მიოცენის თიხებით. მერგელებით და ქვიშაქვებით. საკლები რიონის აღმ. ნაწილში, ჩრდ.-დან იჭრებიან ზედა იურული ნალექები პორფირიტების, ქვიშაქვებისა და თიხების სახით.

რელიეფის ამ ტიპისათვის დამახასიათებელია ნაზი ფორმების არსებობა, რაც ძირითადად შეპირობებულია ლითოლოგიური თავისებურებებით. რელიეფის გართულებას იწვევენ ხევები და კირქვის გავრცელების ადგილებში არსებული ქარაფები. რელიეფში კარგად შეინიშნება მეწყრული და საფეხური-სებური ფორმების არსებობა. აქ არსებული ქანები—თიხები, მერგელები, ქვი-

4. გეოგრაფიის ინსტ. შრ., ტ. XII

შაქვები იოლად ემორჩილებიან დენუდაცია-ეროზიას და დამეწყვრას. ამის შედეგად საკვლევ რაიონში გვხვდება ხსენებული პროცესებით შეპირობებული ფორმები — ხეხები, ხრამები, ტალღისებური სივრცეები, პატარა ტაფობებითა და ბორცვებით, ხოლო რიონის ხეობის ფსკერზე ეროზიასთან ერთად დიდ როლს ასრულებს აკუმულაციაც, რასაც ახდენს, როგორც თვით მდ. რიონი, ისე მისი მარცხენა შემდინარეები. ამ ზოლში გვხვდება აკუმულაციური ფორმები რიყეების, კუნძულების, ტერასებისა და გამოზიდვის კონუსების სახით.

რიონის ხეობის მარცხენა მხარეზე მეწყრები ძლიერ არის განვითარებული [3, 5, 10]. თუ საკვლევი ტერიტორიის სამხ. ნაწილში გავრცელებული კორქვები აპირობებენ კარსტული მოვლენების ინტენსიურ მსვლელობას, სამავიეროდ რაიონის ჩრდ. ნაწილში არსებული თიხნარები ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან მეწყრების განვითარებისათვის. რა თქმა უნდა, როგორც პირველ ისე მეორე შემთხვევაში რელიეფი და წყალი მნიშვნელოვან როლს ასრულებს.

საკვლევი რაიონის ფარგლებში, აღმ. საზღვრიდან მოყოლებული დას. საზღვრამდე ცალკეული მეწყრული უბნები გვხვდება; ასეთი უბნები განსაკუთრებით აღსანიშნავია სს. სევა-ფარახეთის, ქვედა ბარი-მუხლის, ხიშშის, საკეცია-შრომა-ბუგელის, აბანოეთ-გორისუბნის და ქვედა შავრა-ბაჯის მიდამოებში. მეწყერთა უზარმაზარი მასების გადაადგილების შედეგად, მის საწყის ადგილებში გვხვდება ფლატეები 2—3 მ-დან, 20—30 მ-დე სიმაღლის და ცირკის მსგავსი ფორმები, ხოლო თვით მეწყერზე ამობურცული მიწის მასები და ხრამები. საერთოდ კი მეწყრული რელიეფი ხასიათდება წვრილი ბორცვებით, სერებით, ხრამებით და ტაფობებით. ეს უკანასკნელები ხშირად წყლით არის დაკავებული, რის შედეგად ხშირად გვხვდება მცირე მეწყრული ტბები. მეწყერთა ინტენსიური მოძრაობის შედეგად საკვლევი რელიეფის ცვალებადობა ამჟამადაც ხდება.

ქვემო რაჭის სამხ. ნაწილში მეწყრები დიდ ზარალს აყენებს მოსახლეობას [5]; ასეულ ჰექტარობით საკარმიდამო, სახნავი, ვენახები და სათიბ-საძოვრებია მწყობრიდან გამოსული, მიუხედავად ამისა, ამ მხარეში მეწყრებთან არავითარი ბრძოლა არ წარმოებს. საჭიროა მეწყერთა წინააღმდეგ მიღებულ იქნას გადამწყვეტი ზომები, რის შედეგადაც შესაძლებელი გახდება მრავალი მოქმედი მეწყერის შეჩერება და ახლად წარმოშობაც შემცირდება. ეს კი საშუალებას მოგვცემს ასეულობით ჰექტარი მიწა შევეუნარჩუნოთ მოსახლეობას.

განსახილველი რელიეფის ტიპი ხასიათდება საკმაოდ მძლავრი გამოზიდვის კონუსებით. რიონის ხეობის მარცხენა ფერდობზე ჩამომდინარე მდინარეები ზემო და შუა წელში ინტენსიურ ეროზიას აწარმოებენ, ხოლო რიონის ხეობაში გამოსვლისას, მათი კალაპოტების დახრილობა მნიშვნელოვნად მცირდება, რის გამო მყარ მასალას ადგილზე ტოვებენ; ამგვარი პროცესი ხდება რიონის ჭალისა და პირველ ტერასზე. აქ არსებული დიდი გამოზიდვის კონუსები კარგად მოჩანს, მდ. რიონის მარჯვენა მხრიდან — შარა გზიდან; მათი სიგრძე-სიგანე 200—400 მ-დე აღწევს, ბევრი მათგანი მოსაზღვრე ადგილებიდან 2—6 მ არის ამაღლებული. მძლავრი გამოზიდვის კონუსებით ხასიათდებიან შემდეგი მდინარეები: ხეორა, ჭეშორალეღე, ფარახეთისხევი, ხოტურა, ზნაკურა, აპანთა, შარეულა და სხვ.

მდ. რიონის ხეობის ფსკერი რაიონის აღმ. საზღვართანვე ფართოა (200—400 მ-დე), მაგრამ შემდეგ ვიწროვდება; ამგვარი ადგილები გვხვდება სს. სორსა და ხიმშის შორის, რაც გამოწვეულია გეოლოგიური პირობებით. სს. სორსა და მუხლს შორის მდ. რიონი ჰკვეთს იურის პორფირიტულ წყებს და გაჭრილი აქვს ღრმა და ვიწრო ხეობა, ძლიერ დახრილი ფერდობებით და კლდეებით. რაც შეეხება ხიდიკარის კლდეკარს, აქ რიონი ჰკვეთს შვეულად დახრილ კირქვის შრეებს, ხეობა ჩაჭრილია 150 მ სიღრმეზე, მისი ფსკერის სიგანე 10—15 მ უდრის. როგორც პირველ, ისე ამ შემთხვევაშიც ხეობა კანიონისებურ ფორმას ატარებს და ანტიცედენტურ ხეობასთან გვაქვს საქმე. ამ უკანასკნელ მონაკვეთში მდ. რიონი რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის მესამეული აუზის საზღვრის ჩრდ. გადის.

ხიდიკარის ქვემოთ, მდ. რიონი მიჰყვება რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ღერძს, ამ მონაკვეთში ხეობის ფსკერი დიდი სიგანით (200—450 მ) ხასიათდება. ხოლო მდ. შარტულას შესართავის ქვემოთ მდ. რიონი, იწყებს რა კირქვის ქანების გაკვეთას. კვლავ კანიონისებურ ხეობას იწვეთარებს. ხეობის ფართე ფსკერზე მდ. რიონს განვითარებული აქვს ფართო კუნძულები, რომლებიც ნახული გვაქვს სს. ზუღალის, სევას, ამბროლაურის, ბუგეულის და ბაჯის მიდამოებში. აქ კუნძულების სიგრძე 200—500 მ-დე აღწევს, სიგანე 100—120 მ, სიმაღლე კი 1 მ. მათი უმეტესობა ბალახით არის დაფარული და ნაკლები მდგრადობით ხასიათდება; გვხვდება უფრო მდგრადი კუნძულებიც, რომლებიც ახალგაზრდა ჭალის ტყით არის დაფარული.

მდ. რიონის გაყოლებით, მარცხენა მხარეზე, გვხვდება, რელიეფში კარგად გამოხატული რიყის ტერასა, რომლის სიგანე 100—150 მ ფარგლებში მერყეობს, სიმაღლე 1—1,5 მ. იგი ზოგ ადგილას, ვიწრო ხეობებში, გვერდითი ეროზიით ვარეცხვის გამო აღარ გვხვდება.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, საკვლევი რელიეფის ტიპი ხასიათდება საფეხურისებური ფორმებით, რაც მდ. რიონის ტერასებით არის შეპირობებული; იგი ცალკეულ ადგილებში მორფოლოგიურად და ლითოლოგიურად კარგად არის წარმოდგენილი. მაგალითად, რიონის აღმ. ნაწილში, სს. სევასა და ფარახეთის მიდამოებში, ტერასები რელიეფში კარგად შეინიშნება, ამასთან ერთად IV ტერასამდე, რიონის ალუვიონი გვხვდება, ზოგ ადგილას მისი სიმაღლე 1 მ აღემატება. აქ ტერასების სიმაღლითი მაჩვენებლები ასეთია: I ტერასის სიმაღლე 3—5 მ უდრის, II—15—20 მ, III—60—70, IV—140—150 მ, V—200—240 მ. ტერასების მოლიანობა ეროზიით მნიშვნელოვნად არის დარღვეული. ამ მონაკვეთში რიონის მარჯვენა სანაპიროზე ტერასები თითქმის არ გვხვდება. სს. სორსა და კვაცხუტს შორის მდ. რიონის ტერასები რელიეფში შედარებით სუსტად, ცალკეული ფრაგმენტების სახით არის წარმოდგენილი. ხიდიკართან, მდ. რიონის მარცხენა მხარეზე, სერზე, განვითარებულია უნაგირა, რომელიც სერის მეზობელ ნაწილებზე 40—60 მ დაბალია; იგი რიონის დონიდან 120 მ სიმაღლეზეა. უნაგირიდან 20 მეტრით დაბლა, ფერდობზე, რიონის ალუვიონია, ეს რიონის III ტერასას შეესაბამება; ს. ხიმშის მიდამოებში, პეპელა-ლელეს მარცხენა მხარეზე, რიონის დონიდან, დაახლოებით 110—120 მ, ვნახეთ რიონის ალუვიონი (მარმარილოს ქვებით). აქვე აღვნიშნათ, რომ ხიდიკარის კლდეკარის წარმოშობას ა. ჯანელიძე [10] უკავშირებს

აქ გამავალ რღვევას. ჩვენი დაკვირვების საფუძველზე, ვფიქრობთ, რომ ხილკარის სერის უნაგირა წარმოდგენს მდ. რიონის ყოფილ კალაპოტს და იგი მის IV ტერასას უნდა შეესაბამებოდეს.

ხილკარს ქვემოთ მდ. რიონის ტერასები კარგად არის გამოხატული. ამბროლაურის, ს. ბარეულის და ს. ლაღიშის მიდამოებში. I, II და III ტერასები სიგრძით რამდენიმე ასეულ მეტრს აღწევენ, ხოლო სიგანით რამდენიმე ათეულ მეტრს. აღსანიშნავია, რომ მდ. ამბროლაურთან, III ტერასაზე მდ. რიონის ალუვიონის სიმძლავრე 2 მ-დე აღწევს. IV ტერასა რელიეფში პატარა ფრაგმენტების, ცალკეულ ბორცვების ფორმას ატარებს, მასზე ალუვიური მასალაც იშვიათია. კიდევ უფრო სუსტად არის წარმოდგენილი IV ტერასა, მასზე ალუვიური მასალა შეგვხვდა ს. აბანოეთის აღმოსავლეთით.

მდ. რიონის მარცხენა შემდინარეთა ხევეებში (ხეორა, ბარულა, ხოტეურა); შეინიშნება მდინარეული ტერასების ცალკეული ფრაგმენტება. I და II ტერასაზე გვხვდება ალუვიონი, III და V-ვი მხოლოდ რელიეფურად არის წარმოდგენილი.

რიონის ტერასების სისტემა ზოგადად შემდეგნაირია: რიყის ტერასის სიმაღლე 1—2 მ, I ტერასის — 3—4 მ, II—10—15 მ, III—50—60 მ, IV—130—140 მ, V—200—220 მ.

აღსანიშნავია ნაკარევის ტბა, რომელიც მდებარეობს ს. შრომის დასავლეთით, ვულკანური წმ. გიორგის მთის (1202 მ) აღმ. ფერდობის ძირში. ტბის სიგანე (აღმ-დან-დას-ით) 80—90 მ. სიგრძე სამხ. ნაწილში 125 მ. ხოლო ჩრდ. ნაწილში 40 მ, სიღრმე კი 2 მ აღემატება. ტბიდან გაყვანილია არხი, საიდანაც წყალი მუდმივად გადის, არხის გამო ტბის დონე 2 მ არის დაწეული. თუ არხს დაეკეტავთ და ამ მხარეზე არსებული ვიწრო დადაბლებას 1 მ ავამალღებთ, ტბის დონე 3 მ აიწევს და ფართობიც ერთობრად გაიზრდება; მაშინ შესაძლებელი გახდება ტბის სამეურნეო თვალსაზრისით გამოყენება; აქ შეიძლება შეიქმნეს წყლის მოყვარული მეფორინველეობის ფერმა და მოშენდეს თევზი—ტბაში შემაჯალი ცივი წყაროები თევზის არსებობისთვის კარგ პირობებს უნდა ქმნიდეს.

### III. ჩელიევის განვითარების ისტორია

ქვემო რაჭის სამხრეთ ნაწილის რელიეფის განვითარების ისტორია მკიდრო კავშირში იმყოფება რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის განვითარებასთან.

პალეოგენში, ორგენეტული მოქრობის შედეგად, სინკლინის პერიფერიული ზოლები განიცდის აზევებას, მის კიდეებთან დაისახა კონტინენტი—სამხრეთით რაჭის ქედის, ხოლო ჩრდილოეთით სორის ანტიკლინის სახით. სინკლინის გულში კვლავ დაძირვას და მასალის დაგროვებას აქვს ადგილი. მიოცენის განმავლობაში რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის მესამეული აუზი მნიშვნელოვნად არის შემცირებული. საკვლევი ტერიტორიის დიდი ნაწილი განთავისუფლებულია წულისაგან და უკვე ეროზია-დენუდაციის არც წარმოდგენს; ისახება ჰიდროგრაფიული ქსელი, ირეცხება ცარცული კირქვები და ხსენებულ აუზში ილექება თიხები და კონგლომერატები. მიოცენის ოროგენეტული მოქრობის შედეგად, მხარის მთლიანი აზევება ხდება, რის შედეგადაც, სარმატულის შემდეგ, ზღვა საბოლოოდ სტოვებს საკვლევ ტერიტორიას და მთელ რაჭა-ლეჩხუმს. ეს უკანასკნელი საბოლოოდ შედის კონტინენტურ-

განვითარების პერიოდში. ჰიდროგრაფიული ქსელი თანამედროვეს მსგავსია.

საკვლევი ტერიტორიის რელიეფის ფორმირებაში, მისი საბოლოოდ კონტინენტურ ფაზაში შესვლის შემდეგ, ეგზოგენურ პროცესებთან და ფაქტორებთან ერთად, მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ენდოგენური ფაქტორები, განსაკუთრებით კი ტექტონიკური მოძრაობანი. ზედა მესამეულიდან დაწყებული, დღემდე მხარე განიცდის ახევებას, ხდება ძლიერი დანაოჭებები და ტექტონიკის საბოლოო გაფორმება, რასაც მოჰყვა მძლავრი ნაოჭების და რღვევების წარმოშობა, რამაც გააპირობა საკვლევი ტერიტორიის რთული რელიეფი. ქვედა პლიოცენში (ატეკურ ოროფაზაში) ადგილი ჰქონდა ვულკანურ აქტივობას, რაც სს. ნამანგესა და შრომას შორის ლავების ამოფრქვევით და ნამანგეს ვულკანური მასივის (1368 მ) წარმოშობით გამოიხატა. ამასთან ერთად, რიონისავე დახრილ სივრცეზე, მძლავრი დენუდაციურ-ეროზიული მოქმედების შედეგად, საკვლევი ტერიტორიის დანაწევრება და დადაბლება ხდება, რასაც ხელს უწყობს კირქვის გავრცელების ადგილებში მძლავრი კარსტული პროცესების განვითარება. ამ უქანასკნელის შედეგად ვითარდება კარსტული ფორმები (ძაბრები, დოლინები, მღვიმეები, ჭები და სხვ.); სწარმოებს მიწის-ქვეშა ეროზია, რის შედეგადაც მღვიმეების გაფართოება ხდება (შარეულა, ციფწყალა, ცახი, საკიშორე და სხვ.). მღვიმეების სიმაღლითი განლაგების მიხედვით (შარეულას და კრიხულას ხეობა, ხიხათას ჩრდ. ფერდობი და სხვ.) კარსტის განვითარების ორი სტადია შეინიშნება.

რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხ. ფრთის აწევასთან ერთად მდინარეები ახდენენ ხეობების გაღრმავება-გაფართოვებას და ანტიკლინური ნაოჭების ჩაჭრას. რის შედეგად ვითარდება ანტეცედენტური მონაკვეთები (მდ. მდ. რიონი, ხეორა, კრიხულა. შარეულა). თუ სინკლინის ფრთაზე ადგილი აქვს ეროზია-დენუდაციას, სინკლინის ძირზე ხდება აკუმულაცია (უფრო ხშირად ტრანზიტული აკუმულაცია), რასაც აწარმოებენ მდ. რიონი და მისი შემდინარეები.

მეოთხეულ პერიოდში ტექტონიკურ მოძრაობებთან და ბაზისის რყევასთან დაკავშირებით, ხდება ეროზიული საფეხურების ფორმირება, რის შედეგადაც საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ჩამოყალიბდა მდ. რიონის 5 ტერასა.

ამჟამად ქვემო რაჭის სამხრეთი ნაწილის რელიეფს განვითარება შემდეგნაირად ხდება. საკვლევი ტერიტორიის მოძრაობა ზოგადად დადებითად სწარმოებს, მაგრამ სინკლინის ძირი ამჟამადაც ჩამორჩება ფრთების აწევის ტემპს, რის შედეგადაც რიონის ხეობის ძირზე ადგილი აქვს აკუმულაციას. საკვლევი ტერიტორიის სამხ. ნაწილში, სადაც კირქვის მძლავრი წყებებია განვითარებული, რელიეფის განვითარება ხდება კარსტული გამოფიტვის და დენუდაცია-ეროზიული პროცესების მოქმედებით, ხოლო ჩრდ. ნაწილში კარსტულ პროცესებს სველის მეწყრული პროცესები.

### Г. З. ЧАНГАШВИЛИ

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮЖНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕЙ РАЧИ

### Резюме

Исследуемая территория расположена в южной части Рачи на левобережье р. Риони и захватывает периферическую часть южного склона Большого Кавказа (Кавказиონи). В административном отношении она

входит в Амбролаурский район, а небольшая ее восточная часть — в Онский район.

Район занимает южное крыло Рача-Лечхумской синклинали и характеризуется довольно сложным рельефом. Здесь встречаются хребты, высота вершин которых колеблется между 1500—2400 м, а также низкогорный, холмистый и террасированный рельеф, глубокие, крутосклонные и узкодонные ущелья, местами каньонообразные; сама же долина Риони, в большей своей части, представляет собой плоскодонное синклинальное ущелье с antecedентными участками.

Своеобразие геологической структуры области хорошо отражено в рельефе. В результате широкого распространения меловых и известняковых пород, в южной части района сильно развиты карстовые явления, а в северной части, в местах распространения третичных и частично верхнеюрских суглинков, встречаются большие участки мощных оползней, наносящих большой ущерб народному хозяйству.

Исследуемая территория характеризуется сложным тектоническим строением. Она входит в Рача-Лечхумскую подзону складчатой зоны южного склона Большого Кавказа. Эта подзона представлена Рача-Лечхумской синклиналью, южное крыло, которой осложнено антиклиналями, синклиналями и разрывами, что отчетливо отражено и в рельефе, в виде антиклинальных хребтов, синклинальных депрессий и обрывов.

Из современных геоморфологических процессов обращают на себя внимание карстовые, оползневые, эрозионно-денудационные и аккумуляционные процессы, под воздействием которых протекает формирование, наносящий большой ущерб народному хозяйству.

По происхождению рельефа в южной части Нижней Рачи можно выделить два района: 1. Район средне- и низкогорного, тектонико-эрозионного и карстового рельефа известняковой полосы южного крыла Рача-Лечхумской синклинали, развитого на субстрате меловых и эоценовых известняков, мергелей и песчаников. 2. Район холмистого, террасированного и оползневого рельефа Рача-Лечхумской синклинальной депрессии, развитого на субстрате третичных суглинков, мергелей, песчаников, известняках и на четвертичном аллювии.

В первом типе рельефа, в соответствии с морфографией и интенсивностью современных геоморфологических процессов, выделяются три подтипа: 1-а средне-горный гористо-карстовый рельеф складчато-разрывной структуры северного склона Рача-Лечхумского хребта, развитый на субстрате ургонской фации известняков, мергелей и песчаников нижнего мела. 1-б. Низкогорный, холмисто-рядовый, эрозионно-карстовый рельеф южной части Нижней Рачи, с глубокими, V-образными и каньонообразными ущельями, развитый на субстрате известняков и мергелей верхнего мела и эоцена. 1-г. Шаорская тектогенно-эрозионная котловина с плоским аккумулятивным дном, развитая на субстрате аптских мергелей, баремских известняков и рыхлых четвертичных отложений.

Развитие рельефа исследуемой территории начинается с палеогена. С этого времени, в результате орогенетических движений, происходит поднятие в периферических полосах Рача-Лечхумской синклинали, переход последних в стадию материковой эволюции — на юге в виде Рачинского хребта, а на севере — Сорской антиклинали. В мульд синклинали имеют место погружение и накопление материала (в виде суглинков). В результате же орогенетических движений в миоцене и общего поднятия области после сармата, море окончательно оставляет об-

ласть Рача-Лечхуми. Исследуемая территория окончательно входит в период континентального развития. Достаточно хорошо оформившаяся гидрографическая сеть схожа с современной.

Начиная с верхнетретичного и до настоящего времени, область испытывает поднятие. Происходит образование мощных складок и разрывов, что обуславливает сложный рельеф исследуемой территории.

Интенсивные денудационно-эрозионные процессы способствовали расчленению и снижению поверхности с одновременным развитием карстовых явлений в известняках, а в глинистых породах — оползней.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. ვახუშტი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა (საქართველოს გეოგრაფია), ნ. ბერძენიშვილის რედაქციით, სტალინის საზ. თსუ, 1941.
2. კაკარავა ი., რაჭა-ლეჩხუმის აუზი და მეზობელი რაიონები პალეოგენურ დროში, საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოლ. ინ-ტის შრომები, სერია გეოლოგ., II (VII), თბ., 1944.
3. მარუაშვილი ლ., მეწყრები და კლდეზვავები საქართველოში, „მეცნიერება და ტექნიკა“, 1954, № 2.
4. ჯავახიშვილი ა., საქართველოს გეოგრაფია, ტ. 1, გეომორფოლოგია, თბ., 1926.
5. ჯანელიძე ა., გეოლოგიური და პალეონტოლოგიური ნარგვი, „ტფილისის უნივერსიტეტის მოამბე“, ტ. VI, 1926.
6. ჯანელიძე ა., რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის გაგრძელება დასავლეთით, „სსრკ მეცნ. აკად. საქ. ფილიალის მოამბე“, ტ. 1, თბ. 1940, № 10.
7. Владимиров А. А., О режиме карстовых вод Западной Грузии, «Изв. все-союзн. геогр. об-ва», т. 89, 1957.
8. Гвоздецкий Н. А., Физическая география Кавказа, Московский университет, 1954.
9. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М.—Л., 1947.
10. Джanelidze А. Н., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Груз. филиал АН СССР, Тбилиси, 1940.
11. Добрынин Б. Ф., Закавказье, Опыт физико-географической характеристики, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 34, М.—Л., 1940.
12. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии (Закавказья), Геология СССР, т. X, ч. I, Закавказье, М.—Л., 1941.
13. Леонов В. И., Озеро нижней Рачи (в Шаорской котловине в Закавказье), «Землеведение», т. 9, кн. II—III, 1902.
14. Леонов В. И., Карстовые явления в Рачинском уезде Кутаисской губернии. Дневн. XII съезда русск. естеств. и врачей, отд. 2, М., 1910.
15. Мефферт Б. Ф., Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г., Предварительный отчет, Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 140, 1930.
16. Пятухов И. И., Шаорская котловина и ее окрестности, «Изв. КОРГО», кн. 12, вып. 3, 1899.
17. Радде Г., Путешествие в мингрельских альпах и в трех их верхних долинах (Риони, Цхенисцкали и Ингури), «Зап. КОРГО», кн. 7, 1866.
18. Рейнгард А. Л., Геоморфологическое расчленение, «Геология СССР», т. X, Закавказье, ч. I, М.—Л., 1941.
19. Чиракадзе Г. И., Основные черты климата бассейна р. Риони от ее истоков до устья р. Квирила, საქ. სსრ. გეოგრ. საზ. შრომები.
20. Щукин И. С., Очерк геоморфологии Кавказа, ч. I, Большой Кавказ, Тр. Ин-та геогр., при МГУ, М., 1926.







Н. Е. АСТАХОВ

## К ГЕОМОРФОЛОГИИ ВЕРХНЕЙ РАЧИ

Часть Грузии, известная под названием Верхняя Рача (ზემო რაჭა), лежит в пределах географических координат  $43^{\circ} 17'$ ,— $43^{\circ} 48'$  в. д. и  $42^{\circ} 37'$ , —  $42^{\circ} 53'$  с. ш.

Около 70% территории Верхней Рачи принадлежит высокогорной области, отличаясь крутыми уклонами и скалистым рельефом. Остальная часть относится к области горнодолинной и характеризуется глубиной и частой расчлененностью бортов основных речных долин.

Общие сведения о Раче имеются у Вахушти Багратиони [2] в его классическом труде «География Грузии». Большинство из них касается этнографии, границ, природных богатств, описания рек с некоторыми терминологическими пояснениями (напр. происхождение слова «Риони», «Рача» и др.). До XIX в. кроме упомянутого труда Вахушти и заметок И. А. Гильденштедта, сведений о географических особенностях Рачи в известной нам литературе почти не встречается. Начиная же с прошлого столетия появляется ряд работ, в той или иной степени освещающих особенности природных условий Рачи. Среди них значительный удельный вес имеют работы геологов. Первые сведения о геологическом строении сопредельной территории (бассейн р. Дзеджори) имеются у Dubois de Montpereux [3]. Более конкретные данные приведены в работах Абиха [1]. Первая геологическая карта, охватывающая часть Верхней Рачи, составленная Э. Фавром в 1875 г. (м. 1:565.000), весьма схематична [27]. Автор отнес к палеозою сланцы Главного Кавказского хребта, являющиеся в представлении Абиха юрскими образованиями. В 1880 г. С. Е. Симоновичем [25] была составлена пятиверстная геологическая карта верховьев р. Риони. Карта и приложенное к ней описание геологического строения также отличается схематичностью, повторяя концепции предшествующих исследователей. В 1909 г. в материалах для геологии Кавказа [26] опубликована работа Г. М. Смирнова с геологической картой, составленной по данным полевых наблюдений. Геологические концепции автора в общих чертах не отличаются от взглядов С. Е. Симоновича. На карте Г. М. Смирнова выделяются также палеозойские и юрские сланцы («основные»). Большое внимание уделено петрографической характеристике пород.

Из географических работ зарубежных исследователей можно отметить работы Д. Дрешфильда, изданные в Лондоне [28, 29], в которых имеются общие сведения о рельефе, климате, этнографии и пр. Значительный интерес представляют географические наблюдения Н. Я. Динника [4, 5]. Автор довольно подробно описывает ледники вер-

ховьев Риони, делает сопоставление Кавказа с Альпами. Данные Н. Динника о положении края ледников Эдена и Зопхито, относящиеся к 80-м годам прошлого столетия, использованы нами при анализе изменения условий оледенения. В 1911 году в записках Кавказского отделения Императорского Русского Географического Общества была опубликована работа К. И. Подозерского «Ледники Кавказского хребта», не утратившая и в настоящее время своего большого научного значения [22]. Труд сопровождается пятиверстной топографической картой Кавказа. В Верхней Раче Подозерским зарегистрировано и описано 37 ледников, 12 из которых принадлежат к ледникам 1-го разряда, т. е. имеют площади фирнового поля, превышающие 1 кв. версту. Большой интерес представляет ранние работы А. Л. Рейнгарда [24], в которых автор собрал и обобщил данные по ледникам Кавказа. В частности, он довольно подробно касается Рачинских глетчеров, указывает гипсометрическое положение концов ледников и делает подсчет высоты снеговой границы, по методу Гефера.

Упомянутые работы, проводившиеся без определенного плана, от случая к случаю, относятся к дореволюционному времени. После установления советской власти, в связи с бурными темпами развития социалистического строительства, геологические исследования приобрели широкий размах и началось планомерное и всестороннее изучение территории Грузинской ССР и, в частности, Верхней Рачи, поскольку там сосредоточен целый ряд рудных месторождений. Наряду с государственной геологической съемкой, сначала в м. 1:200.000, а впоследствии и м. 1:50.000, были поставлены поисковые и разведочные работы в перспективных районах. До тридцатых годов поиски полезных ископаемых в Раче вел О. Т. Карапетян [13]. С 1929 по 1942 гг. И. Г. Кузнецов [15, 17, 16, 18] собирал ценнейшие материалы о геологическом строении и полезных ископаемых Рачи. Им впервые дано правильное толкование стратиграфического положения палеозойских и юрских толщ и тектонического строения территории. За период с 1930 г. по настоящее время поисково-разведочные и геосъемочные работы в Верхней Раче одновременно производились Б. Ф. Меффертом [19, 20], В. Ренгартемом [23], К. Е. Габуния, А. А. Твалчрелидзе, П. Д. Гамкрелидзе и др. Для южной части Рачи А. А. Джанелидзе [6, 7, 8] и И. Р. Кахадзе [14] подвергли строгой критике предшествующие работы. Собранный ими материал позволил дать ряд сводных геологических работ. Для территории Верхней Рачи нами использованы палеогеографические выводы, сделанные И. Р. Кахадзе в его труде «Грузия в юрское время» [14]. Интересны также сводные работы по среднеюрским образованиям Рачи Г. С. Дзоценидзе [10, 11]. Им расчленена на возрастные отделы «порфиритовая свита» юры, выявлены фазы вулканизма и палеогеографическая обстановка доггера. Специальные работы по геоморфологии Верхней Рачи в опубликованной литературе до настоящего времени отсутствуют, так что приходится довольствоваться лишь отдельными высказываниями геологов о некоторых особенностях рельефа. Совершенно недостаточно изучены ледниковые явления, неотектоника, динамика четвертичного покрова и пр.

В 1947 году вышел из печати труд А. Н. Джавахишвили «Геоморфологические районы Грузинской ССР» [9], в котором дано геоморфологическое описание всей Грузии в целом и, естественно, некоторое место отведено Верхней Раче. Особо интересным в труде А. И. Джавахишвили для нас является предложенное автором геоморфологическое

районирование, принятое нами за основу. Некоторые общие сведения по геоморфологии Рачи можно почерпнуть также из физической географии СССР Б. Ф. Добрынина [12]. Однако и здесь описание территории Верхней Рачи специально не выделено, а геоморфологическое районирование, предложенное автором, дано менее подробно, чем у А. Н. Джавахишвили.

В настоящем очерке сделана первая попытка дать региональное геоморфологическое описание Верхней Рачи, подробность которого соответствует геоморфологической карте м. 1:200.000.

По принятому геотектоническому делению Грузии, Верхняя Рача располагается в пределах двух зон — зоны Главного хребта (осевая часть водораздела Большого Кавказа) на севере и складчатой зоны южного склона на юге. Зона Главного хребта представляет собой вскрытое эрозией кристаллическое ядро антиклинория Большого Кавказа, сложенное допалеозойскими и палеозойскими формациями, главным образом гранитоидами и реже основными породами. Складчатая зона южного склона образует широкую полосу интенсивно дислоцированных юрских и нижнемеловых образований в геосинклинальной фации. На севере надвиг кристаллического субстрата окаймлен поясом флишевых отложений лейаса. К югу протягивается обширная полоса сильно складчатых нижнемеловых формаций, с преобладанием известняково-мергельных толщ (карбонатный флиш). Они образуют сложно построенный синклиниорий, в ядре которого обнажаются баррем-аптекие песчаники и сланцы свиты Геске. На южном и юго-западном ограничении исследованной территории проходит зона порфиритовой юры. Здесь, в бассейне р. Сакауры, породы порфиритовой серии байоса обнажаются на крыльях синклинальной складки, ядро которой сложено карбонатным флишем. Интенсивная дислокация и региональный метаморфизм сланцев происходил еще в докембрии и в палеозое. Внедрение гранодиоритового интрузива относится к одной из каледонских орофаз; геосинклиналь же Главного хребта выделилась в результате древнекиммерийской фазы. С тех пор происходил размыв поднимающейся на севере суши и снос материала в формирующийся геосинклинальный бассейн южного склона. До синемюрского юруса, как на севере, так и на юге, существовала суша. В течение всего лейаса геосинклиналь южного склона испытывала погружение. Трансгрессия нижнего лейаса развивалась к северу и к югу, охватив в нижне-лейасское время наиболее широкую полосу южного склона. В байосское время часть геосинклинали южного склона освобождается от моря, а ее южная, еще покрытая морем полоса становится ареной интенсивного подводного вулканизма. В киммеридже уже значительная часть геосинклинали приключается к поясу суши. В результате андийской орофазы образуются кордильеры. В титоне и неоме восходящие движения вновь сменяются погружением, и всю полосу южного склона покрывает море неокомской трансгрессии. В течение всего нижнего мела геосинклиналь южного склона остается депрессией и служит ареной накопления мощных отложений карбонатного флиша (свита Геске). В результате древнеларамийской фазы происходит инверсия, и геосинклиналь южного склона вступает в континентальную фазу развития; с этого времени начинается геоморфологическая история Верхней Рачи.

Начиная со второй половины третичного времени тектонические процессы в совокупности с деятельностью внешнединамических факторов определили собой оформление крупных орографических элементов

в соответствующие типовые комплексы рельефа. Длительность континентального режима существенно отразилась на степени измененности первоначального лица Верхней Рачи. С конца мезозоя эта часть Кавказского хребта представляла собой омываемую морями сушу. Рельеф существенно менялся от эпохи к эпохе. Поднятия, превращавшие подвергшийся инверсии геосинклиний в горную страну, сменялись периодами относительного покоя, когда денудация нивелировала возвышающийся остров, превращая горы в обширный пeneплен. Первоначальный структурный план в настоящее время угадывается лишь в крупных орографических единицах. Так, стержневая область Главного Кавказского хребта, консолидировавшаяся еще в домезозойское время, служившая областью денудации в триасе, новейшими движениями вознесена до кульминационных гипсометрических пределов. Она сохранила свое первоначальное простирание и, вероятно, гранитный остров, омываемый лейасским морем, имел в плане приблизительно то же протяжение, что и современный гребень Главного Кавказского хребта. Геотектонически более молодое образование — хребет Шода-Кедела — южный передовой барьер Кавказских горных цепей, возник как суша значительно позже. Десятки миллионов лет прошли после того, как область отложения меловых осадков силами диастрофизма была поднята над отхлынувшим к югу морем и причленена к гранитному континенту, когда-то бывшему для нее областью сноса.

Заложение речных долин, в соответствии с геоморфологическими законами, должно было быть согласным с направлением уклонов с северо-востока на юго-запад, но вряд ли можно ожидать, чтобы могли сохраниться с тех отдаленных времен какие бы то ни было реликты консеквентных рек. Зато субсеквентные долины, формирование которых началось значительно позже, сохранились в виде реликтов до настоящего времени. Обширное продольное понижение между Главным Кавказским хребтом и хребтом Шода-Кедела вероятно имеет преемственность еще с палеоценового времени. В связи с большим напряжением, возникающим при формировании антиклинальных складок в их сводах образуются ослабленные зоны, которые легче поддаются денудации. По пути с ростом складки происходит интенсивный размыв ее оси, следствием чего и является возникновение антиклинальных долин. Колебательные движения второго порядка обусловили появление локальных поперечных поднятий и опусканий. При различных режимах колебательных движений путем сложных трансформаций, образования ряда перехватов, умирания древних долин и возникновения новых, определилось, как базис эрозии для рек южного склона главного Кавказского хребта, Риони-Чанчакское продольное понижение. Вдоль его левого окаймления уже, вероятно, в поздне третичное время, стал подниматься новый хребет, все возносе ось мелового синклиория. Таким образом, ко второй половине третичного времени уже наметились основные орографические элементы — Главный Кавказский хребет, Риони-Чанчакское продольное понижение и хребет Шода-Кедела. Общий орографический план хребтов первой величины совпадал со структурными направлениями. Последующие денудационные процессы обусловили наблюдающуюся в современном рельефе инверсию форм второго порядка, причем инверсию не только продольную (заложение долин по осям антиклиналей), но и поперечную, примером которой является высокогорное сооружение Шода-Кедела, имеющее синклинальную структуру. Дальнейшая эволюция гидрографической сети отошла от влияния древних структур. Активизация или ослабление денудационно-эрозионных процессов стоя-



ло в зависимости не от структуры, а от тектонических движений, поднимавших и опускавших монолитный мезопалеозойский субстрат. Тектонические движения второй половины третичного времени обусловили частичную пенеplanation хребтов, перераспределение общих и местных базисов денудации, новое оживление эрозионных процессов. Окончательное оформление гидрографической сети и современного орографического плана произошло уже после оледенения. Таяние громадных масс льда, повысившее эрозионную мощь рек, экзарационная деятельность ледников способствовали проложению новых путей стока. Одновременно молодые тектонические движения плиоцена и постплиоцена изменяли существовавшие ранее уклоны. Все это обусловило резкие изменения в рельефе, которые стерли многие черты древнего облика Верхней Рачи.

В современном рельефе, соответственно с преобладанием тех или иных геоморфологических факторов, выделяются генетические типы, объединяемые в следующие группы и комплексы.

1. В пределах Главного Кавказского хребта на древних метаморфических и интрузивных формациях развит горно-гляциальный рельеф с современным оледенением. «Генеральный надвиг» палеозойского кристаллического ядра на сланцевые серии мезозоя выражен в рельефе крутым уступом на абсолютных высотах 3200—3400 м. Выше этого уровня могучая цепь Главного хребта возносит отдельные вершины горных групп Эдена-Гезе, Лабода, Бурджула-Цихварга, Буба-Чанчахи до 4000 м. и более. Остроконечные вершины, протягивающиеся на километры отвесные кулисы гранитных скал, обширные фирновые поля ледников Эдена, Зопхито, Домбура, Киртишо, Нацарула, Тбилиса, Буба, Чанчахи и др. создают типичный высокогорно-гляциальный «альпийский» ландшафт. Здесь — царство льда и снега. Мощные шлейфы осypeй окаймляют крутые склоны ледниковых цирков. «Каменные моря» — нагромождения громадных глыб гранита, диабазы, гнейсы и кристаллического сланца на фирновых полях свидетельствуют о том, что главным рельефообразующим фактором является морозное выветривание. На поверхности глетчерных языков, каскадами льда свисающих с крутых и отвесных ригелей, развиты формы абляции — причудливые башни, гроты, зияющие бездонные трещины, ледяные каньоны. Чрезвычайно любопытной формой является «андезитовая игла», возвышающаяся у правого края западного ледяного потока Зоптихо. Она имеет вид круглой остроконечной башни и соединена со скалистым бортом трога узкой перемычкой, представляющей собой поток лавовой брекчии с включением глыб гранита, диабазы, аспидного сланца и гнейсы, что свидетельствует об излиянии потока на морену древнего ледника. Видимо, возникновение этой «эффузивной «иглы» связано с вулканической деятельностью, проявившейся в зоне «генерального надвига» в плейстоцене.

На хребте Шода-Кедела высокогорный гляциальный рельеф с современным оледенением развит лишь отдельными пятнами в гребневой зоне. Деградирующие ледники горных групп Шода, Геске, Доломисисцвери лежат в глубоких карах, борта которых сложены песчаниками, известняками и сланцами верхнего мела. Здесь встречаются те же формы абляции и морозного выветривания, что и на главном хребте, но в более скромном масштабе. В связи с денудационной податливостью флишевой толщи гребень сильнее иззубрен, пики более остроконечны, материал осypeй мельче дезинтегрирован, чем на Главном хребте.

2. В гипсометрическом интервале 2200—3300 м., преимущественно на сланцево-песчанистой и карбонатной толще мезозоя, развит высокогорный эрозионный рельеф со следами древнего оледенения. Речная эрозия является основным рельефообразующим фактором, но в этой полосе она еще не успела полностью уничтожить следов древнего оледенения. Глубина расчленения достигает 800—1000 м. и более. Речные долины от верховьев до высот 2000, а иногда и 1700 м. имеют форму трогов—широкие аккумулятивные днища, крутые борта, покрытые мощными делювиальными шлейфами. Продольный профиль трогов обнаруживает резкий перелом в зоне контакта сланцев с кристаллическим комплексом. Здесь еще довольно отчетливо сохранились устьевые ступени—бывшие ригели ледников. Ниже их, в пределах абсолютных высот 1900—2000 м. часто встречаются котловинообразные расширения с террасированными склонами и аккумулятивными днищами (поляна Чанчахи в истоках р. Чвешура, котловины в верховьях рек Ноцара, Мацанцара, Чанчахи и др.). Выше этих котловин на дне трогов можно наблюдать остатки стадияльных морен, которые ниже уже не встречаются, и типичный моренный ландшафт сохранился лишь на поверхности высоких террас (поселок Гона в среднем течении р. Чвешура). В пригребневых частях южных отрогов Главного хребта — водоразделов рр. Эдена, Зопхитура, Чвешура, в районе перевала Вацис-цвери, хорошо видны еще не до конца разъеденные эрозией остатки древних каров, служащие теперь водосборами поперечных гринтоков. Водоразделы Хирха, Хврелиети, Домбискеди, Кароби и др. в своих верхних частях обладают широкими плоскими седловинами, чередующимися со скалистыми гребешками. В верховьях р. Риони с хребта Хврелиети — водораздела между системами рек Чвешура и Зопхитура—открывается характерная панорама: к юго-востоку от вершин Сагеби (3170) простираются отроги с относительно выровненным рельефом, как бы разобщенные части единой поверхности, прослеживающиеся до меридиана с. Саглоло. Выположенные участки отчетливо видны на водоразделах Ноцара и Мацанцара. Абсолютные высоты их падают от 2800 до 2100 м. Можно подметить естественный уклон в сторону слияния рр. Риони и Чанчахи. Создается впечатление, что единая поверхность как бы нарезана глубокими долинами на отдельные массивы. Весь ландшафт свидетельствует о существовании в далеком прошлом какой-то стадии выравнивания. На выположенных поверхностях и седловинах повсеместно можно наблюдать нагромождения неокатанных глыб — эрратических валунов гранита и кристаллического сланца, значительной мощности, являющихся типичной мореной. В разрезе рыхлых отложений цементирующим заполнителем служит желтоватый или бурый тонкодисперсный суглинок. Это — «девятая» не подвергавшаяся флювиальному переносу древняя морена. Абсолютные высоты, на которых она встречается—3000—2100 м. Ниже этого уровня, на высоких террасах рр. Зопхитура, Чвешура, Нацарула, Чанчахи и Риони встречаются отложения, в которых легко можно подметить следы речной обработки—прослой слабоокатанных валунов и гальки, грубый песок и т. д. В аналогичных отложениях, увязанных с современными речными системами, характерно отсутствие моренного суглинка — обязательного компонента морен нетронутых речной обработкой.

Приведенный материал позволяет сделать допущение возможности существования двух ледниковых эпох, разделенных значительным по протяженности межледниковым периодом. Первая эпоха, когда горы по-

крывал сплошной мощный покров льда и депрессия прариони представляла обширный ледниковый цирк, простиравшийся значительно севернее современной долины. Языки этого ледника, однако, вряд ли спустились ниже 2200 м. (судя по положению реликтов подледникового ложа). Другая стадия оледенения — каровые и долинные ледники, повторявшие рельеф современный, заполняли левые и частично правые притоки Риони. Рионский ледник не спустился ниже с. Теврешо до уровня 1700 м. в то время, как Чанчахский доходил почти до с. Саглоло. Интересной формой рельефа в области распространения следов древнего оледенения является вулканический купол Цители-мта (по карте м-ба 1 : 100000 «Цительта»). Он представляет собой почти правильный усеченный конус, сложенный красно-бурой лавой. На вершине его кратера нет. Склоны конуса гладкие, зачаточные эрозионные борозды почти не выражены. Южное подножье закрыто делювиальным плащом, состоящим из крупных глыб молодой лавы. Нижняя площадка — выположенная часть склона, очевидно, представляет собой поверхность лавового потока, излившегося на относительно выровненный участок, вероятнее всего на днище древнего трога. У основания западной части конуса под осыпью можно наблюдать контакт лавы и нижележащих рыхлых отложений. Лавовый поток подстилается слоем обожженного суглинка со слабе окатанными мелкими глыбами гранита и аспидного сланца. Зона контакта — не более 10 см. Ниже залегают валунно-глыбовые отложения с суглиннистым заполнителем. Очевидно, что обожженные лавами рыхлые образования являются мореной древнего ледника, выстилавшего дно трога, так что извержение произошло на склоне, а лава растекалась по равной поверхности, выпаханной ледником долины. Гипсометрическое превышение южного края лавового потока относительно современного дна долины р. Чанчахи 280—300 м. Восточнее, примерно на той же высоте от дна небольшого правого притока р. Чанчахи, наблюдается крутой перегиб склона к относительно пологому его участку судя по мощным валунным отложениям покрывающим его, также являющемуся днищем древнего трога.

Таким образом, возникновение лавового конуса произошло после выработки трога, в период, когда Чанчахский ледник покрывал поверхность 2500—2600 м. обе. высоты и распространялся далеко на юго-запад.

3. Обширное понижение между двумя горными хребтами — Главным Кавказским на севере и Шода-Кедела на юге, является результатом формирования долин рр. Риони и Чанчахи, представляющих базис эрозии для поперечных рек, расчленяющих противоположные склоны обоих хребтов. Ниже гипсометрического уровня 1900—2000 м. притоки рр. Риони и Чанчахи теряют характерные черты трогов и превращаются в типичные эрозионные ущелья, целиком прорезающие свои наносы и глубоко впиленные в коренные породы. Здесь получает развитие среднегорный эрозионный рельеф с частым и глубоким расчленением, достигающим 1000—1500 м. и более. Основные желоба стока рр. Риони и Чанчахи значительно переуглублены по отношению к своим поперечным притокам. Это переуглубление выражено подрезанием обширных конусов выноса, особенно правых притоков, дренирующих крутые склоны хребта Шода-Кедела. Реки Гадареули, Рубодзали, Шодура, Чибис-ру, Дгвиора, Хами-джоу близ впадения образуют глубокие каньоны с порожистыми руслами. Видимо, темпы поднятия хребта Шода-Кедела интенсивнее сравнительно с Главным хребтом, в особенности в



западной части территории. На востоке же левые притоки рр. Бокосцкали и Бубисцкали также имеют резко выраженные устьевые ступени и нависающие конусы выноса.

4. Аккумуляция продуктов разрушения горных склонов осуществляется в основном вдоль главных желобов стока р. Риони и Чанчахи. Обширные конусы выноса поперечных притоков, сливающиеся своими основаниями, образуют наносное окаймление в подножье склонов и лежат на мощных речных отложениях, создавая в совокупности горно-долинный аккумулятивный рельеф. В продольных долинах рр. Риони и Чанчахи отчетливое морфологическое выражение имеет первая надпойменная (1,5—3 м.) и вторая (8—12 м.) террасы. В местах перекрывания их выносами поперечных притоков, в рыхлых отложениях образуются уступы, доходящие до высот 50—70 м. Верхние эрозионные уровни обычно скрыты под мощными делювиальными плащами склонов. Лишь в верхних частях поперечных притоков можно наблюдать высокие террасы в виде остатков плеч древних отрогов. Аккумулятивный рельеф развит также на отдельных участках поперечных долин. Значительные по площади котловинообразные расширения рр. Зопхитуря, Чвешуры (флювиогляциальные террасы поселка Гона), Мацанцары и Нацарулы свидетельствуют о том, что эрозия не везде справляется с обильными наносами.

Громадные скопления рыхлых моренных образований в верховьях поперечных притоков рр. Риони Чанчахи способствуют формированию селей, в особенности со стороны склонов хр. Шода-Кедела, что стоит в зависимости также от материала делювиальных шлейфов и морены (легче поддающиеся дезинтеграции сранцы, известняки и песчаники карбонатного флиша).

У пос. Саглоло р. Риони, приняв слева воды р. Чанчахи, прорезает хребет Шода-Кедела узким эрозионным ущельем. Между поселком Саглоло и курортом Уцера встречаются неразмытые поверхности лишь 2-й и 3-й террас на высотах 8—12 и 30—40 м. от уреза воды. Верхние эрозионные уровни нигде на бортах ущелья не сохранились. Общая конфигурация гидросети и направление уклонов в Риони-Чанчахском продольном понижении, несомненно интенсивного и длительного поднятия горного барьера Шода-Кедела позволяют думать, что поперечный отрезок долины р. Риони ниже с. Саглоло не мог образоваться иначе, как антицедентным способом. Заложение его, очевидно, восходит к доплиоценовому времени, но морфология ущелья свидетельствует о последующем омоложении долины, результатом чего явилось полное уничтожение верхних эрозионных уровней, глубокое впиливание ущелья и незначительные масштабы речной аккумуляции.

Историю развития рельефа Верхней Рачи можно разделить на три этапа, далеко не равнозначных по продолжительности и по наличию материалов, которыми мы располагаем. 1. Доплиоценовый этап, самый длительный, охватывающий интервал от начала палеоцена до конца миоцена и одновременно самый скудный по материалу; 2) Плиоценовый этап — между древнероданской и древневалахской фазами; 3) Постплиоценовый этап — от конца чаудского века до современной стадии.

Об изменениях в рельефе верхнерачинской суши в доплиоценовое время можно судить, анализируя коррелятные отложения Рачинско-Лечхумской синклинали и общую геотектоническую обстановку этого периода. В палеоценовое время Верхняя Рача представляла собой су-



шу, о рельефе которой конкретно ничего неизвестно, так как в примыкающей к ней рачинско-лечхумской синклинали осадконакопления не происходило. Вероятнее всего основные орографические области в общих чертах уже были намечены и Главный Кавказский хребет возвышался как горное окаймление этой суши на севере. О гипсометрическом положении хребта и примыкающей к нему области нет никаких данных.

Трансгрессия среднего эоцена в рачинско-лечхумской синклинали сопровождалась более интенсивным размывом северного крыла [9]. Это указывает на то, что последнее было поднято выше южного. Следовательно северное окаймление Рачинской синклинали стало ареной восходящих движений. Начиная с олигоцена в Рачинской синклинали накапливается почти исключительно терригенный материал. Принимая во внимание, что Колхидская плита в это время была покрыта морем, можно заключить, что область сноса находилась на севере. Оligоценовые отложения в Рачинской синклинали представлены терригенным материалом, образование которого могло происходить лишь в условиях относительно спокойного рельефа; следовательно в олигоцене началось выравнивание южного склона с превращением его в страну с низким гипсометрическим уровнем. Вероятно все же, что гребневая область Главного Кавказского хребта в это время сохраняла горный облик.

В предчокракскую фазу снова началось поднятие северного окаймления Рачинской синклинали. В чокракских отложениях Лечхума появляются грубообломочные конгломераты, в гальке которых преобладают лейасские и меловые породы южного склона. Это указывает на быстрое воздымание гор и активизацию денудационных процессов. Следовательно Верхняя Рача приобрела горный облик начиная с чокракского времени. Если возраст верхнерачинской суши можно считать палеоценовым, то возраст горного рельефа датируется чокракским веком, так как восходящие движения с этого времени уже не прекращались, и до конца четвертичного периода продолжался рост гор Верхней Рачи. В Сарматское время рачинско-лечхумская синклинали превратилась в сушу и была втянута в общее воздымание южного склона.

Плиоценовый этап знаменуется продолжающимся ростом гор как в плане (сокращение площади морских бассейнов), так и в высоту. На последнее обстоятельство указывает наличие грубообломочного материала в мезотических, понтических и киммерийских отложениях на юге и западе. Значительное опреснение плиоценовых морских бассейнов свидетельствует о том, что речные системы интенсивно продолжали развиваться. Вероятно рисунок гидрографической сети Верхней Рачи в это время был близок к современному. Без сомнения, тогда уже существовал antecedентный участок Риони между сс. Саглоло и Уцера. Происходило воздымание хребта Шода-Кедела с одновременным пропиливанием его. К этому же времени И. Г. Кузнецов [16] относит образование «генерального» надвига и быстрый рост гребневой области Главного Кавказского хребта. Имеются основания предполагать, что общий орографический план, намеченный еще в предплиоценовый этап, в конце плиоцена приблизился к современному.

Постплиоценовое время ознаменовалось двумя важными моментами, наложившими отпечаток на дальнейшее направление геоморфологических процессов: первый из них — валахские фазы горообразования, в результате которых произошло новое поднятие гор, опреснение и сильное сокращение морских бассейнов, с разделением их на Черно-

морский и Каспийский. Второй, особо отразившийся на формировании рельефа гребневой и пригребневой области всего Кавказа, в частности Верхней Рачи — оледенение. Многократность оледенений, столь хорошо фиксирующаяся на северном склоне Большого Кавказа не имеет достаточно отчетливого выражения на южном склоне. Во всяком случае, в пределах Верхней Рачи, с полной уверенностью можно говорить о двухкратном оледенении. При этом, масштабы оледенений далеко неравнозначны. Древневалахская фаза вызвала новое поднятие и обусловила активизацию эрозионных процессов. Вероятно, что в эпоху неоглоцено Главной Кавказской гряды достиг высоких гипсометрических пределов и амплитуды рельефа близкой к современной. Одновременно продолжалось поднятие горного барьера Шоа-Кедела с попутным антецедентным вклиниванием в него р. Риони. Орографический план и гидрографическая сеть, унаследованные с плиоценового времени (а в своих основных чертах и с более отдаленных эпох) в деталях обрели современный вид. Возможно, что антецедентный участок долины р. Риони имел более высокие отметки дна и террасированные склоны, знаменующие собой этапы вклинивания реки в поднимающийся хребет, а реки Риони-Чанчахского понижения, наоборот, имели долины с более юными чертами рельефа. Аккумуляция в них еще не происходила, уклоны в связи с поднятием гор были более крутыми.

Оледенение, сковавшее реки глетчерными панцирями, приостановило эрозионную деятельность, во всяком случае в пределах южных склонов Главного хребта и Риони-Чанчахского понижения. Последнее в то время было не столь отчетливо выражено. Основываясь на фактическом материале, мы можем с достоверностью утверждать, что в Верхней Раче настоящий древнеледниковый ландшафт сохранился на отрогах Главного хребта лишь в пределах абс. высот 300—2200 м. Ниже этого с полной достоверностью морена не устанавливается. Рыхлые отложения в большей своей части перебиты и являются флювиогляциальными выносами. Отложения спускавшихся ниже отдельных ледниковых языков вряд ли могли сохраниться после их отступления в связи с последующей активизацией эрозии. По-видимому, огромный ледник покрывал расположенные в то время значительно выше склоны Риони-Чанчахского продольного понижения и заполнял собой долины прариони и прачанчахи, перетекая через перевалы хребта Шоа-Кедела, выходил в верхнюю часть долины р. Сакауры. В районе Саглола располагалась наиболее мощная часть и, возможно, язык его проникал на уничтоженные последующей денудацией верхние террасы антецедентного отрезка р. Риони. Хорошая сохранность древнеледниковых отложений позволяет синхронизировать это оледенение с одной из максимальных стадий вюрма.

Представляется вполне допустимым предположение о том, что впоследствии ледники уже больше не покрывали продольную часть р. Риони. Очевидно после освобождения склонов Большого Кавказа от фирнового панциря оставались лишь долинны ледники в притоках р. Риони. Возможно, что в самой верхней части долины, сливались между собой ледниковые языки Рубодзали и Зопхитурь. На восточной части Риони-Чанчахского понижения ледниковый язык доходил до с. Глола. Таким образом, морены у сс. Глола и Теврешо являются свидетелями максимального долинного оледенения, возможно одной из последних стадий вюрмской ледниковой эпохи.

Отступление вюрмского ледника в неоплейстоцене сопровождалось новым усилением эрозии. Вероятно, следствием этого было уничтожение

террас антедецентного участка р. Риони между Саглоло и Уцера и формирование глубокого ущелья со всеми чертами молодого эрозийного вреза. Активизация эрозийных процессов, связанная как с таянием ледников, так и с новым усилением поднятия гор, обусловила интенсивную попятную эрозию в притоках р. Риони и Чанчахи, разрушение корытообразных ледниковых долин, препарацию «плетч» древних трогов, размыв и перетолжение вюрмской морены. К этому же времени относится пробуждение вулканизма (г. Цитела в бассейне р. Чанчахи, андезитовая «игла» на леднике Зопхито).

Современный этап рельефообразования знаменуется интенсивной денудацией склонов с постепенным уничтожением следов древнего оледенения и быстрым отступанием существующих ледников, которое может быть иллюстрировано нижеследующей таблицей:

Судя по данным, приведенным в таблице, отступление ледников Верхней Рачи за последние 50 лет весьма значительно. Вызывает некоторые сомнения правильность подсчета А. Л. Рейнгардом высот снеговой границы для горных групп Бурджула (Караугом) и Чанчахи-Буба. Возможно, что он был введен в заблуждение низкорасположенными сезонными снеговыми пятнами. Во всяком случае достоверно, что в среднем снеговая граница повысилась по крайней мере на 120 м. на южном склоне Рачинской части Главного Кавказского хребта и более чем на

№ п. п.	Горные группы и названия ледников	Высота конца ледника		Разность высот концов ледников	Высота снеговой границы		Разность	Положение конечной морены Максимальной стадии вюрмского оледенения	Депрессия снеговой границы в тах. фазу вюрмского оледенения
		по данным А. Л. Рейнгарда	по данным измерений 1957		по данным А. Л. Рейнгарда	по данным измерений 1957.			
	Главный Кавказский хребет								
	I. Эдена-Гезе								
1	Эдена западн. . . . .	2350	2670	320	3300	3421 <sup>1)</sup>	121	2000	800
2	восточ. . . . .	2730	2960	230					
3	Зопхито . . . . .	2189	2275	86					
	II. Лабоды-Цихварга								
4	Киртишо . . . . .	2324	2510	186	3300	3350	50	1980	836
	III. Бурджула (Караугом)								
5	Нацарула . . . . .	2820	2980	160	2850(?)	3360	510 (?)	2100	795
6	Мацандара . . . . .	2970	3050	80					
7	Бокосцкали . . . . .	2330	2450	120					
	IV. Чанчахи-Буба								
8	Тбилиса . . . . .	2620	2800	180	2850(?)	3356	506 (?)	2070	780
9	Чанчахи . . . . .	2840	2990	150					
	Хребет Шода-Кедела								
10	Шода . . . . .	2650	2850		3220	3353	133	1950	900

130 м. на горном барьере Шода-Кедела. Активизация эрозийных процессов выражается в продолжающемся углублении русел, перемещении наносов, которое в отдельных местах приобретает катастрофический

<sup>1</sup> Подсчет произведен методом Гефера по картам м-ба 1:50000

характер. Существуют места, в которых периодически возникают селевые потоки. Формирование селеносных бассейнов тесно связано не только с размыванием морены в верховьях правых притоков Риони, но и с разрушением склонов, сложенных сланцево-мергелистыми толщами.

### Заключение

Геоморфологические наблюдения в Верхней Рачи и анализ литературных материалов, позволяют сделать некоторые основные выводы о развитии рельефа этой части южного склона Центрального Кавказа.

1. Существующий ныне орографический план Верхней Рачи и основные черты современной гидрографической сети, унаследованы еще с палеогена. Начиная с плиоцена формирование рельефа происходило под знаком непрерывного воздымания гор и активной денудации их. Процессы пенеplanation имели место в более ранние геологические периоды.

2. На основании палеогеографического анализа можно считать установленным, что возраст суши этой части Центрального Кавказа частью мезозойский (гребневая область Главного хребта), частью же палеоценовый. Возраст рельефа гребневой области — палеоценовый, а возраст рельефа южных склонов Риони-Чанчакского продольного понижения и хребта Шода-Кедела — верхнемиоценовый. Участок долины р. Риони между сс. Саглоло и Уцера является antecedentным. Заложение его, однако, еще доплиоценовое.

3. Древнее оледенение, установленное по наличию ледникового рельефа и моренных образований охватывало горные склоны сплошным покровом до гипсометрического уровня 2200 м. и, очевидно, относится к одной из максимальных стадий вюрма. Достоверных следов долинного оледенения, которое, видимо, относилось к последним стадиям вюрма в ущелье р. Риони ниже Саглоло не сохранилось.

4. Молодые тектонические движения послеледниковое время имеют повсеместное развитие и носят характер дифференцированных. Красноречивым свидетельством продолжающихся восходящих движений в пригребневой области Верхней Рачи являются вулканические сооружения г. Цитела и андезитовой «иглы» в районе ледника Зопхито. Возраст вулканических выбросов послевюрмский, так как лавовые потоки лежат на морене. Свежесть и малая денудированность уступа «генерального» надвига, имеющего по геологическим данным плиоценовый возраст, говорит о возобновлении восходящих тектонических движений вдоль его шва. Об этом же свидетельствует и наличие упомянутых выше проявлений вулканизма. Antecedentный участок долины р. Риони между сс. Саглоло и Уцера находится в стадии омоложения. О росте гор свидетельствует усиленная денудация на склонах и активная русловая эрозия поперечных притоков, что выражается в переуглублении последних и препарации конусов выноса.

5. Отступление ледников после стадии XVIII—XIX вв. характеризуется повышением высоты снеговой границы на 120 м. На Рачинской части южного склона Главного Кавказского хребта и более чем на 130 м. на хребте Шода-Кедела.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абиx Г., *Apercu de mes voyages en Transcaucasie en 1864*, Moscou, 1865.
2. Вахушти Багратиони. География Грузии, Зап. Кав. Отд. Имп. РГО, кн. XXIV, в. 5, Тифлис.
3. Dubois de Montpèreux F. *voyage autour du Caucase, cher les telerkeses et les abkhases, en Colchidie, en Géorgie, en Arménie et en Crimée 1838—1842*, 7 vol., Paris
4. Динник Н. Я., Осетия и верховья Риони, Зап. Кав. Отд. Имп. РГО, кн. XIII, в. 1, 1884.
5. Динник Н. Я., Современные и древние ледники Кавказа, Зап. Кав. Отд. РГО, кн. XIV, в. 1, 1890.
6. Джанелидзе А. И., К вопросу об орогенических фазах, «Советская геология», 1940, № 5—6.
7. Джанелидзе А. И., Проблема Грузинской глыбы. «Сообщения АН СССР», т. II, 1942, № 1—2.
8. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми, Тбилиси, 1940.
9. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, М.—Л., 1947.
10. Дзоценидзе Г. С., Материалы к петрографии порфириновой серни, Верхняя Рача и Юго-Осетия, Бюлл. Геол. Ин-та Грузии, т. III, вып. 3, 1938.
11. Дзоценидзе Г. С., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Тбилиси, 1948.
12. Добрынин Б. Ф., Физическая география СССР, Европейская часть и Кавказ, М., 1948.
13. Карапетян О. Т., Краткий геологический очерк Автономной области Юго-Осетии, Тр. Зак. Научн. Академии, сер. 1, вып. 1, 1925.
14. Кахадзе И. Р., Грузия и юрское время, Тбилиси, 1947.
15. Кузнецов И. Г., Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чвешуры в Центральном Кавказе, Мат. ЦНИГРИ, рег. геол. и гидрогеол., сб. 1, 1933.
16. Кузнецов И. Г., Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа, «Проблемы, Советской геологии», 1933, № 7.
17. Кузнецов И. Г., Рудные месторождения верхнего течения р. Риони, Изв. Гл. геол.-разв. упр. 50, вып. 20, 1931.
18. Кузнецов И. Г., Геологическое строение курорта Шамшови (бассейн р. Чанчани) в Центральном Кавказе, Тр. Всес. геол. разв. объедин., вып. 151, 1931.
19. Маруашвили А. И., Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе, Изд. АН СССР, Тбилиси, 1956.
20. Мефферт Б. Ф., Тектоника Западного Закавказья, Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
21. Мефферт Б. Ф., Геологический очерк Лечхума, Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 140, Ленинград, 1930.
22. Подозерский К. И., Ледник Кавказского хребта, Зап. Кав. Отд. имп. РГО, кн. XXIX, в. 1-ый, 1911.
23. Ренгартен В. П., Общий обзор тектоники Закавказья, Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
24. Рейнгард А. Л., Снеговая граница в Западном Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона. Изв. Кав. Отд. имп. РГО, т. 25, в. 2—3, 1917.
25. Симонович С. Е., Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения р. Риони, (Мат. по геологии Кавказа, кн. 9, 1879.

26. Смирнов Г. М., Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии, Мат. для геологии Кавказа, с. III, кн. 7, 1909.
  27. Faure E. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chene du Caucase. Genève, 118 p., cartes, profiles et 32 fig. dans le texte, 1875.
  28. Freshfield D. w., Travels in the Centval Caucasus end Bashan, London, 1869.
  29. Freshfield D. w., The exploration of the Central Caucasus, London, 1896.
-



ბ. ღონღუა

ჯავახორისა და ღარულას აუზების გეომორფოლოგია

წინამდებარე გამოკვლევა ემყარება ავტორის მიერ შეკრებილ საველე დაკვირვებათა მასალებს და საკვლევი ტერიტორიის შესახებ არსებულ გეოლოგიურ და გეოგრაფიულ ლიტერატურას. მხარის გეოლოგიურმა შესწავლილობამ დიდად გაგვიადვილა მისი რეგიონული გეომორფოლოგიური შესწავლა, რაც ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის მიერ იყო დასახული.

საკვლევი ტერიტორია მდებარეობს ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ კალთებზე და მდ. მდ. ჯეჯორისა და ღარულას წყალშემკრებ აუზს წარმოადგენს. ტერიტორიის ფართობი 530 კმ<sup>2</sup> აღემატება და ადმინისტრაციულად ონისა და ჯავის რაიონებს ექვემდებარება. აკად. ალ. ჯავახიშვილის მიერ მოცემული საქართველოს სსრ გეომორფოლოგიური დარაიონების მიხედვით [6], აღნიშნული ტერიტორია კავკასიონის მთათა სისტემის ზონის თხემურ და მაღალ- და საშუალო მთების ოლქებში ექცევა, რომლებიც შესაბამისად თანამედროვე გაყინვარების მქონე მაღალ, კლდოვან, კრისტალურ და ფიქლოვან თხემთა რელიეფის და ნაოჭა სტრუქტურის მქონე მთა-ხეობათა რელიეფის ტიპების ჩგუფებს აერთიანებენ.

ზოგადი მიმოხილვა

საკვლევი რაიონის ძირითად მორფოგრაფიულ ელემენტებს კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი და მისი სამხრეთი განშტოება—რაჭის ქედი წარმოადგენს. კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი საკვლევ რაიონში კვაჯა-ზეკარას მონაკვეთით შემოდის. მისი საშუალო სიმაღლე 3400 მ-ია. მას ბასრი თხემი აქვს, რომელზედაც აღმართულია მწვერვალები: კვაჯა (კოზი-ხოზი), საუნხოზი, ხალაწა, ყედო, ზეკარა. ქედის ჩადაბლებულ ადგილებზე გადასასვლელებია, რომლებზედაც რაჭისა და სამხრეთ ოსეთის ჩრდილო ოსეთთან დამაკავშირებელი საცალფეხო გზები გადადის. ესენია: კვაჯის, ყედლის, ყედოს და ზეკარას გადასასვლელები. კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი ასიმეტრიულია—სამხრეთი კალთა ციცაბო, კედელივით ამართული, და ჩრდილო კალთა დამრეცი, რაც გაპირობებულია ტექტონიკური სტრუქტურებით. კვაჯის მთის დასავლეთით, ქედის გაგრძელებაზე ამართულია მწვერვალები: ღესქე, ძუარ-ზენჯი-ბარზონდი და დოლომისის წვერი. ქედის ეს მონაკვეთი ზემოხსენებული ნაწილის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს, თუმცა იგი აღარაა კავკასიონის წყალგამყოფი, რადგან ეს უკანასკნელი, კვაჯადან ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმარ-



გ. დონელუა

ჯავჯორისა და ღარულას აუზების გეომორფოლოგია

წინამდებარე გამოკვლევა ემყარება ავტორის მიერ შეკრებილ საველე დაკვირვებათა მასალებს და საკვლევი ტერიტორიის შესახებ არსებულ გეოლოგიურ და გეოგრაფიულ ლიტერატურას. მხარის გეოლოგიურმა შესწავლილობამ დიდად გაგვიადვილა მისი რეგიონული გეომორფოლოგიური შესწავლა, რაც ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის მიერ იყო დასახული.

საკვლევი ტერიტორია მდებარეობს ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ კალთებზე და მდ. მდ. ჯავჯორისა და ღარულას წყალშემკრებ აუზს წარმოადგენს. ტერიტორიის ფართობი 530 კმ<sup>2</sup> აღემატება და ადმინისტრაციულად ონისა და ჯავის რაიონებს ექვემდებარება. აკად. ალ. ჯავახიშვილის მიერ მოცემული საქართველოს სსრ გეომორფოლოგიური დარაიონების მიხედვით [6], აღნიშნული ტერიტორია კავკასიონის მთათა სისტემის ზონის თხემურ და მაღალ- და საშუალო მთების ოლქებში ექცევა, რომლებიც შესაბამისად თანამედროვე გაყინვარების მქონე მაღალ, კლდოვან, კრისტალურ და ფიქლოვან თხემთა რელიეფის და ნაოჭა სტრუქტურის მქონე მთა-ხეობათა რელიეფის ტიპების ჯგუფებს აერთიანებენ.

ზოგადი მიმოხილვა

საკვლევი რაიონის ძირითად მორფოგრაფიულ ელემენტებს კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი და მისი სამხრეთი განშტოება—რაჭის ქედი წარმოადგენს. კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი საკვლევი რაიონში კვაჟა-ზეკარას მონაკვეთით შემოდის. მისი საშუალო სიმაღლე 3400 მ-ია. მას ბასრი თხემი აქვს, რომელზედაც აღმართულია მწვერვალები: კვაჟა (კოზი-ნოხი), საუხოხი, ხალაწა, ყედო, ზეკარა. ქედის ჩადაბლებულ ადგილებზე გადასასვლელებია, რომლებზედაც რაჭისა და სამხრეთ ოსეთის ჩრდილო ოსეთთან დამაკავშირებელი საცალფეხო გზები გადადის. ესენია: კვაჟის, ყედლის, ყედოს და ზეკარას გადასასვლელები. კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი ასიმეტრიულია—სამხრეთი კალთა ციცაბო, კედელივით ამართული, და ჩრდილო კალთა დამრეცი, რაც გაპირობებულია ტექტონიკური სტრუქტურებით. კვაჟის მთის დასავლეთით, ქედის გაგრძელებაზე ამართულია მწვერვალები: დესქე, ძუარ-ზენჯი-ბარზონსდი და დოლომისის წვერი. ქედის ეს მონაკვეთი ზემოხსენებული ნაწილის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს, თუმცა იგი აღარაა კავკასიონის წყალგამყოფი, რადგან ეს უკანასკნელი, კვაჟადან ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმარ-

თულებით, შემაერთებული ქედის<sup>1</sup> გავლით კავკასიონის ღერძულ ქედზე ინაცვლებს.

რაჭის ქედი კავკასიონს მ. ზეკარასთან ეყოფა. ეს ქედი ჯერ სამხრეთ-დასავლეთით მიემართება ერწოს ქვაბურამდე, ხოლო შემდეგ — დასავლეთით მ. ხიხტამდე, აქედან კი (საკვლევი რაიონის გარეთ) კვლავ სამხრეთ-დასავლეთურ მიმართულებას ღებულობს. საკვლევი რაიონის ფარგლებში რაჭის ქედზე აღმართულია მწვერვალები: დვალთ-გორა, მაჩხარა-ხოხი, სირხლებერტა, დაღვერილა და ფოცხბერევი. ქედის სამხრეთ-დასავლეთური მონაკვეთის საშუალო სიმაღლე 3000 მ უდრის, დასავლეთურისა კი — 2200 მ.

კავკასიონსა და რაჭის ქედებს შორის მდებარე ტერიტორია ჯეჯვორისა და ღარულას აუზებს უჭირავს. მათ ერთმანეთისაგან კავკასიონის მეორე განშტოება ჰყოფს, მ. საუხოხიდან სამხრეთით მიმართული. მ. გორმაღალამდე ამ ქედის საშუალო სიმაღლე 3500 მ-ია, შემდეგ კი იგი დაბლდება და ორ შტოდ იყოფა. მეორე შტოს მნიშვნელოვანი მწვერვალებია უკვილეთა (კლდებოძალი) და ველუანთა.

საკვლევი რაიონის რელიეფის ამგებელი ქანები ორი საწინააღმდეგო ფაციესით არის წარმოდგენილი. ერთია ფლიშური ტიპის ნალექები და მეორე, მისგან სამხრეთით მდებარე, ეპიკონტინენტური ნალექების ზონა. ფლიშურ ტიპის ნალექებს ქმნიან დესქეს წყების სახელით წოდებული ქვედაცარცული ქვიშაქვები და ფიქლები. აღნიშნული წყება ძლიერ დანაოჭებულია, შრეები ზოგან შვეულადაა დაყენებული, ზოგან კი სამხრეთითაცაა გადმოწოლილი. ფლიშური ნალექებით აგებულია საკვლევი რაიონის ჰიფსომეტრულად ყველაზე მაღალი მთები — კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი და მისი სამხრეთი კალთები. ეპიკონტინენტური ნალექების ზონაში დიდი ფართობი უჭირავს იურულ სისტემას. იგი ძირითადად წარმოდგენილია ბაიოსის ვულკანოგენური სერიით. ლითოლოგიურად იგი კლასტური ვულკანური მასალისაგან შედგება — ბრეჩიებისა, ტუფებისა და პორფირიტების განფენებისაგან, ზოგან კი ტუფური ქვიშაქვები და ტუფოგენური ფიქლები გვხვდება. ამ ქანებით არის ნაგები ღარულასა და ქვედრულას ქვედა მდინარეთაშუეთი, ჯეჯვორის ხეობის ორთავე მხარე შუა და ქვემო დინებაში და რაჭის ქედის დასავლეთური მიმართულების მქონე ნაწილი — კეცების ქედად წოდებული. სს. წედისის, ცხანარისა და ფასრალის მიდამოებში ბაიოსური პორფირიტული წყების ფონზე მკვეთრად გამოიყოფა თეთრი კირქვები, რომლებიც ძირითადად ლუზიტანურად თარიღდება [2]. მესამეული და მეოთხეული სისტემების ნალექები აქ პატარა ფართობზეა გავრცელებული და მათ ლოკალური ხასიათი აქვთ.

ალბურმა დანაოჭებამ მთლიანად მოიცვა კავკასიონი და განსაკუთრებით ძლიერი გამოვლინება ჰპოვა მოიცენსა და პლიოცენში. ზედა პლიოცენი იყო ოროგენეტული მოძრაობების ყველაზე დაძაბული ხანა; ამ დროს გაფორმდა კავკასიონის ნაოჭა სისტემა, გართულებული წყვეტებით, შეცოცებებით და ნასხლექტებით.

ჯეჯვორისა და ღარულას აუზების რელიეფის თანამედროვე სახით ჩამოყალიბებაში აღნიშნულ მოძრაობებთან ერთად მონაწილეობას იღებდა ეგზოგენური მორფოგენეტური პროცესები — გაყინვარება, ყინვითი-მექანიკური

<sup>1</sup> ამ ქედს ა. ჯავახიშვილი ბუბას ქედს უწოდებს, ბ. ყაფრიშვილი კი კაპეტას ქედს.

გამოფიტვა და მდინარეთა ეროზიული მოქმედება, — რომლებიც თანამედროვე ტექტონიკურ მოძრაობებთან შერწყმულად დღესაც მიმდინარეობს. მათი მოქმედების არეები ქვეყნის სიმაღლითი განვრცობით გაპირობებულ ვერტიკალურ ზონებით იფარგლება. ამ თვალსაზრისით აზონალურია სუბსტრატის ლითოლოგიური შემადგენლობაზე დაქვემდებარებული კარსტული და მეწყურული პროცესები, რომლებმაც აგრეთვე წვლილი შეიტანეს საკვლევი ტერიტორიის რელიეფის გამომუშავებაში.

### ჩალივის ფორმები და მოკვამენატური პროცესები

**ყინვარული ფორმები და გაყინვარება.** თანამედროვე გაყინვარებას ადგილი აქვს კავკასიონის წყალგამყოფ ქედზე. აქ გაყინვარების სამი კერაა ერთმანეთისაგან გათიშული: ხალაწასი, საუხოხის და ზეკარასი. აქ წარმოდგენილი ყინვარები კვების არეებს არ სცილდებიან და კარული ტიპისანი არიან.

მეოთხეული გაყინვარება საკვლევ რაიონში გაცილებით უფრო ძლიერი იყო და მეტ ფართობსაც მოიცავდა ვიდრე თანამედროვე ყინვარებს უკავია<sup>2</sup>. ძველი გაყინვარების ფორმათაგან ვხვდებით კარებს, ცირკებს, ტროგებს, ტროგულ საფეხურებს, მორენებს და სხვ.

მეოთხეული გაყინვარების უტყუარი მოწმეა ღარულას ტროგი. იგი კვაყას (ავშეჯი-ბარზონდის) გადასასვლელის ძირში იწყება, საკმაოდ მაღალი და განიერი შევული კედლით. სათავე უშუალოდ უკავშირდება მ. საუხოხის ჩრდილო კალთაზე მდებარე კარული ტიპის ყინვარს, რომლის ქვედა კიდე დაახლოებით 2900 მ მდებარეობს. ღარულას ტროგი გამომუშავებულია პალეოლარულას სუბსეჟენტურ ხეობაში, ჭვიშაქვებისა და ფიქლების შრეთა მიმართების პარალელურად და მიუხედავად ამ ქანების ეროზიისადმი დამყოლობისა, ხეობამ მაინც შეინარჩუნა გლაციომორფული სახე ს. ზემო კვაყამდე. ეს არ ნიშნავს, რა თქმა უნდა, იმას, რომ გაყინვარების მაქსიმალურ ფაზაში ხეობის ყინვარი ს. ზემო კვაყას არ სცილდებოდა. უკანასკნელი გაყინვარების მასშტაბზე მიგვიითიებს მორენების გავრცელება.

ღარულას ყინვარის ბოლო მორენი ს. შუა კვაყას ზევით მდებარეობს, მდინარის მეორე ტერასაზე, ზღვის დონიდან 1500 მ სიმაღლეზე. მორენა ცუდად დამუშავებულ ქვიშაქვების დაუხარისხებელ სხვადასხვა ზომის ლოდნარს შეიცავს. გვხვდება 0,5 — 1,0 მ და უფრო დიდი ზომის ლოდებიც. მორენის ზედაპირი ნიადაგითაა დაფარული და ზოგან ტყესაც მოუკიდებია ფეხი.

ხეობის ზევით, ს. ზემო კვაყაში, მდ. ურსდონის შესართავთან მეორე მორენას ვხვდებით. იგი ზღვის დონიდან 1800 მ მდებარეობს. მესამე მორენა 1950 მ სიმაღლეზე გვხვდება დიდი რიგელის თავზე. იგი ტროგულ აუზს ფარგლავს ქვევიდან. მცენარეული საფარი აქ ღარიბია და მორენის ტალღოვანი ზედაპირი ალპური ბალახეულობით არის დაფარული. კიდევ უფრო ზევით 2050, 2300, 2450, 2650, 2750 და 2850 მ სიმაღლეებზე მეოთხე, მესამე, მეექვსე, მეშვიდე, მერვე და მეცხრე მორენებია დაფენილი. რაც უფრო ზევით მდებარეობს მორენა, მით უფრო მკვეთრადაა იგი გამოსახული და მით უფრო ნაკლებად დამუშავებული ლოდებისაგან შედგება. სულ ზედა,

<sup>2</sup> მეოთხეულ გაყინვარებაზე ჩეჯორისა და ღარულას აუზებში სპეციალური გამოკვლევა აქვს გეოგრ. მეცნ. კანდ. დ. წერეთელს [10].

2850 მ მდებარე მორენა იმას მიუთითებს, რომ სულ ახლო წარსულში, XVII—XVIII სს., ღარულას ცინვარი სავარძლისებური ყოფილა და 100—150 მ სიმალიდან დაპყურებდა ტროგის სათავეს.

ღარულას შენაკადები, რომლებიც კვაყის მთაზე და საუხოხ-გორმაღალს მასივზე იღებენ სათავეს, აგრეთვე ტროგულ ხეობებში მოედინებიან. მათი ტროგები შესართავისპირა საფეხურებს აჩენენ ღარულას ტროგის მარჯვენა თუ მარცხენა გვერდებზე. საფეხურების სიმაღლე 50—70 მ არ აღემატება. ისინი თანამედროვე მდინარეებს ვიწროდ და ღრმად ჩაუჭრია. მორენულ ნაფენებსა და ტროგულ აუზებს აქაც გარკვეული თანამიმდევრობით ვხვდებით. მათი ურთიერთშედარება შესაძლებლობას გვაძლევს გამოვყოთ რვა მორენული ზღურბლი, რომელიც ვურმული ცინვარის უკანადახევის შვიდ სტადიას შეესაბამება ღარულას აუზში. ესენია: ვურმული ცინვარის ბოლო მორენა (შუა კვაყასთან) 1500 მ-ზე, პირველი სტადიალური მორენა 1770 მ, მეორე — 1950 მ, მესამე — 2050 მ, მეოთხე — 2450 მ, მეხუთე — 2600 მ და მეექვსე — 2800 მ სიმაღლეზე.

მეოთხეული გაყინვარების დროს ჭეჯორის ხეობაც მძლავრი ხეობის ტიპის ცინვარით იყო მოცული. ჭეჯორის ხეობას ტროგული სახე აქვს ს. კვესელთამდე. ტროგი მიმართულია სამხრეთ-დასავლეთით. კვესელთის ქვევით მდინარე ძლიერ ეროზიას აწარმოებს და ხეობის ტროგული სახე წაშლილია, თუმცა ტროგის ცალკეული ფრაგმენტები კიდევ შეიმჩნევა ს. კობეთამდე. კობეთს ქვევით მდ. ჭეჯორა დასავლეთ-ჩრდილო-დასავლეთით უხვევს, ხეობა საგრძნობლად განივრდება და მის ორთავე მხარეზე ტერასებია განვითარებული.

ღრამულა — ჭეჯორას ხერთვისი, ნაკრფას ტერასა. გამომუშავებულია მორენულ მასალაში, რომელიც ქვიშაქვებისა, თიხა-ფიქლებისა და სხვა ფლიშური წყების ქანებისაგან შედგება. ცალკეული ლოდების სიდიდე 3 მ აღემატება. ეს უნდა იყოს ჭეჯორის ცინვარის ბოლო მორენა, რომელიც ვურმული ცინვარის მაქსიმალური განვითარების ფაზაში 1500 მ-დე ჩამოდიოდა.

ხეობის აღმა სს. კობეთსა და ქისტას შორის, ზღვის დონიდან 1700 მ სიმაღლეზე, ამ ცინვარის უკანდახევის პირველი სტადიალური მორენა გვხვდება. აქ ქვიშაქვების უზარმაზარი ლოდები უწესრიგოდაა არეული შედარებით მცირე ზომის მორენულ მასალაში. ჭეჯორის მარცხენა ნაპირზე, იქ, სადაც გზა მდინარის მარჯვენა ნაპირზე გადადის, ხიდის თავში ოცდაათიოდ მეტრის გამიშვლებული ბეჭია. აქ 15—20 მ სიმაღლეზე მდინარიდან მორენულ მასალას თავზე ადევს ნასტიწყობის ანდეზიტური ლავა.

უფრო ზევით, ს. თამაგინასთან, იქ, სადაც მდ. თამაგინა ერთვის ჭეჯორას, ნორე სტადიალური მორენაა. მორენა შერჩენილია როგორც ხეობის ძირზე, ისევე მის გვერდებზედაც და მასში მდინარის ტერასებია გამომუშავებული. მორენა ზღვის დონიდან 1800 მ-ზეა. მესამე მორენა ს. ზემო ლეთასთან გვხვდება, 1900 მ სიმაღლეზე. მორენა ალაგ-ალაგ დაფარულია გამოზიდვის კონუსებით, ზოგან კი იგი ტროგის ორთავე გვერდს გაუყვება ტერასების სახით. მორენის გარდვიარდმო ბარიერი, რომელიც 10 — 15 მ არ აღემატება, გაკვეთილია მდინარის მიერ. მორენის ზევით ჭეჯორის ტროგი გაფართოვებულია და აუზის სახე აქვს, რომელიც ზევით რიგელით ისაზღვრება. რიგელის ძირი 1970 მ-ზეა ზღვის დონიდან. მისი სიმაღლე 30—40 მ უდრის. რიგელი ვიწროდ და ღრმად არის ჩაჭრილი მდ. ჭეჯორის მიერ. ვიწრობი

დაახლოებით 1 კმ-დე გრძელდება და შემდეგ კვლავ ტროგული აუზში გადადის, რომელიც 2000 მ-ზე იმყოფება. აუზის ზევით კვლავ რიგელები მოდის, ისევ უიწროდ და ღრმად ჩაჭრილი. აღნიშნული რიგელების თავზე მორენული ნაფენები არ შეიმჩნევა. ამის მიზეზი შეიძლება ისიც იყოს, რომ აქ ძალზე დიდი რაოდენობით არის დაგროვილი კოლუეური ნაფენები, რომელთა გვერდით მორენის გამორჩევა მარტოოდენ გარეგნული ნიშნებით მეტად ძნელია.

რიგელის ზევით ზეკარას ცინვარებიდან ჯეჯორას ერთ-ერთი ყველაზე უფრო მძლავრი ნაკადი ერთვის. ტროგული ხეობა კი პირდაპირ გრძელდება და კედელივით ამართული კლდით იკეტება, რომელზედაც ყედოს (ძედოს) უღელტეხილი მდებარეობს. აქვე, მარჯვნიდან, მდ. ჯეჯორას მეორე ტოტი ერთვის — მდ. ხალაწა. შესართავთან 2300 მ სიმაღლეზე მეოთხე სტადიალური მორენაა დაფენილი. მდ. ხალაწას ტროგული ხეობა აქვს. იგი ორიოდ კილომეტრის მანძილზე 700 მ-ით ეცემა. მიუხედავად დიდი დაქანებისა, აქაც ვხვდებით რიგელებს 2700 და 2850 მ სიმაღლეზე. ორივეგან მესხეთე და მეექვსე სტადიალური მორენა ცოცხლადაა შენახული და სულ ახლო წარსულის ნაღვეებს წარმოადგენენ. ხალაწას ცინვარის ენა 3040 მ-ზეა. ცინვარი მთლიანად კარშია მოქცეული. კარის ძირას სულ უქანასკნელი, მეშვიდე სტადიალური მორენაა დაფენილი. ანალოგიური საფეხურები გვხვდება ზეკარადან წამოსულ ცინვარის ტროგშიც.

ზემოხსენებულის საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ ჯეჯორისა და ღარულას აუზებში მეოთხეული გაყინვარება საკმაოდ მძლავრი ყოფილა. ცინვარები ხეობის ტიპისა იყო. სათავეს იღებდნენ კავკასიონის მარადთოვლიან მთებში და ვურთული გაყინვარების მაქსიმალურ ფაზაში 1500 მ-დე ეშვებოდნენ მდინარეთა ხეობებში. ცინვართა უქანდახევა წყვეტილად მიმდინარეობდა — ხანმოკლე შეჩერებებით ყოველი სტადიის ბოლოს. მათი შესატყვისი სტადიალური მორენა შვილია. თანამედროვე ეპოქაში ღარულას და ჯეჯორას ცინვარები კვების არეებს არ სცილდებიან და მთლიანად ცირკულ აუზებში არიან ჩაკეტილი.

**ყინვითი-მექანიკური გამოფიტვა და მის შედეგად წარმოქმნილი რელიეფის ფორმები.** ყინვით-მექანიკური გამოფიტვის მამოძრავებელ ძალას წარმოადგენს ტემპერატურის დღეღამური რყევის დიდი ამპლიტუდა.

ყინვითი-მექანიკური გამოფიტვის შედეგად იშლება რელიეფის დადებითი ფორმები — მწვერვალები და თხემები და პირველ ეტაპზე წვეტიანი ბასრი დაკბილული თხემიანი და ქარავ კლდეებიანი რელიეფი ვითარდება. მთის ძირები ქაოტური ქვაყრილების შლეიფებით არის მოფენილი.

საკვლევ ტერიტორიაზე ყინვით-მექანიკურ გამოფიტვას ადგილი აქვს როგორც კავკასიონის წყალგამყოფ ქედზე — ნივალურ და სუბნივალურ ზონებში, ასევე, ნაწილობრივ, რაჭის ქედის თხემზედაც.

კავკასიონის მწვერვალები — დოლომისის წვერი, დესქე, ძუარ-ზენჯიბარზონდი, კვაყა, საუხონი, გორმაღალა, ხალაწა, ყედო, ზეკარა და სხვ. — ყინვითი-მექანიკური გამოფიტვის ღრმა კვალს ატარებენ. ყინვითი-მექანიკური გამოფიტვის წველი დიდია კავკასიონის უღელტეხილთა წარმოშობაშიც. კვაყის, ყედლის და ყედოს გადასავალები დაფარულია ქვის ზღვებით — კურუმებით. ნატეხები მეტწილად 0,3—0,7 მ სიღრმის ფიქლებისა და ქვიშაქვებისაგან შედგება. ზოგჯერ მათი სიღრმე 1,5 მ აღწევს. ლოდები უწყნარგოდაა

მიმოფანტული გადასავალის მოვაკებულ ზედაპირზე, ან უფრო ხშირად, კალთებზე გვხვდება და სიმძიმის ძალისა და მონანდობი თოვლის წყლის გავლენით ქვევით მოცოცავენ.

იმის გამო, რომ ამ რაიონის ამგებელი ქანები — ძირითადად თიხაფიქლები — თავისთავად ადვილადშლადია, ამიტომ მთის კალთებზე უფრო ფართო გავრცელებას პოულობს ქვალორლის ღვარები. ქვალორლის ღვარები იწყება უშუალოდ ქარაფი კლდეების ძირში; ალპურ ზონაში ყინვარებისა და ფირნის ზედაპირზე მოედინებიან, ხოლო სუბალპურ ზონაში კი უშუალოდ მთის კალთებზე მოცოცავენ. მათი დენა თვალით შეუშინველია, მას მხოლოდ მოძრაობის მიმართულებით წაგრძელება გვაუწყებს. ქვალორის ღვარების ცოცვა ძირითადად გაპირობებულია გრავიტაციული ძალის მოქმედებით, თუმცა ინტენსიური მოდნობის პერიოდში მათი მოძრაობაც ჩქარდება. ქვალორლის ღვარები და კურუმები აძნელებენ კვაჟისა და ჟღელის უღელტეხილებზე გადასვლას. ამ ადგილებში საცალფეხო ბილიკებიც კი იკარგება.

ყინვითი-მექანიკური გამოფიტვის შედეგად მწვერვალები იშლება და ინგრევა, მათი ძირები კოლუვიონით იფარება. ქვაყრილები ხეობების გვერდებს უწყვეტად გასდევს სიგრძეზე. ტროგულ ხეობებს ისინი ვანსაკუთრებულ მორკალებულ ძირს უქმნიან, რადგან ტროგში მიმდინარე წყლის სიმცირის გამო ისინი მიუწვდომელი რჩება მდინარეთათვის და მუდმივ აკუმულაციას განიცდიან. ზოგან, სადაც ქვათაცვენა შემცირებულია, ქვაყრილები ბალახეულითაა დაფარული. ამ სახის კოლუვიურ ნაფენებს ცხვდებით ღარულსა და ჯეჯორას ტროგებში და ეროზიულ ხეობებშიც.

რაპის ქედზე ყინვითი-მექანიკური გამოფიტვა ორგვარ სუბსტრატზე ხდება. კუდარის მონაკვეთზე, ძველი გაყინვარების ზონში, იგივე ფლიშური ქანებია, ხოლო სამხრეთით, კეცების ქედზე (სირხლებერტა — დაღვერილას მონაკვეთზე) ბაიოხის პორფირიტული წყება იფიტება. აქაც ნაფენების იგივე გენეტურ ტიპებთან გვაქვს საქმე. გამოფიტვის შედეგად წარმოქმნილი რელიეფის ფორმები მკაცრი იერით ხასიათდება: კლდოვანი თხემები, კბილანა მწვერვალები ხშირად ალპური რელიეფის მსგავს სახეს ღებულობს.

სკულპტურულ-ეროზიული მთა-ხეობის რელიეფი და მდინარეთა ეროზიული მოქმედება. საკვლევი მხარის რელიეფის სუბაერალური განვითარების მანძილზე ტექტონიკურ მოძრაობებთან ერთად წამყვანი რელიეფწარმოქმნელი ფაქტორი იყო მდინარეული ეროზია. ამ ფონზე მეოთხეული გაყინვარება მხოლოდ ეპიზოდია, როდესაც ძველმა ეროზიულმა რელიეფმა სათანადო მოდიფიკაცია განიცადა. თანამედროვე ეპოქაში საკვლევი ტერიტორია, ისევე როგორც მთლიანად კავკასიონი, ტექტონიკურ ძლიერ აზვევებას განიცდის. რაც თავის მხრივ მდინარეული ეროზიის ენერგიულ მოქმედებას იწვევს და რელიეფის სიახალგაზრდავეს აპირობებს.

მდ. ჯეჯორა სათავეს იღებს ხალაწასა და ზეკარას ყინვარებში. მისი წყალშემკრები აუზის ფართობი 425,3 კმ<sup>2</sup>-ია. აუზის ფართობის ნახევარზე მეტი ზღვის დონიდან 1400 მ-ზე მაღლა მდებარეობს. მდ. ჯეჯორის საშუალო წლიური ხარჯი უდრის 12,2 კუბ. მ/სეკ. თუ გავითვალისწინებთ მის დიდ ვარდნასაც, ნათელი გახდება თუ რა ენერგიული ეროზიული მოქმედების ძალა უნდა შესწევდეს ამ მდინარეს. ჯეჯორის ხეობის სიგრძე 46 კმ-ია. ხეობის ზედა მო-

ნაკვეთი ტროვს წარმოადგენს. კვესელთის ქვევით ხეობის ძირი V-სებურთ პროფილისაა.

საკვლევე მხარის მეორე მნიშვნელოვანი არტერიაა მდ. ღარულა. იგი სათავეს იღებს კვაქას (კოზი-ხოზი) მთაში და ერთვის მდ. რიონს ონის ჩრდილოეთით ს. ღართან. აუზის ფართობი 107,8 კმ<sup>2</sup>-ია. ხეობის სიგრძე 28 კმ უდრის. მდ. ღარულას ერთ-ერთი სათავე მ. საუხოხის ჩრდილო ყინვარიდან იკვებება. უმთავრესად იგი მომდინარი თოვლითა და წვიმებით საზრდოობს. ღარულას აუზი ნაკლებ დანაწევრებულია. მისი უდიდესი მარცხენა შენაკადის სიგრძე 10 კმ არ აღწევს. სათავეში ღარულას ხეობაც გლაციოგენურია. ხეობის ტროვული ფორმა ზემო კვაქამდე ვრცელდება. ქვევით ხეობა ახალგაზრდობის სტადიაში მყოფი ეროზიული ხეობის იერს ატარებს.

საკვლევე რაიონში შემოდის რიონის ხეობის პატარა მონაკვეთი დაღენთა — ზუდალს შორის. ამ მონაკვეთის სიგრძე 10 კმ-ია. ხეობა ეროზიულია. იგი მიემართება სამხრეთ-დასავლეთით ს. კომანდლამდე, ხოლო შემდეგ დასავლეთისაკენ უხვევს. ონთან ხეობა ასიმეტრიულია — მარჯვენა ციკაბი გვერდითა და მარცხენა ტერასირებული კალთებით.

ონის მიდამოებში ჭალისზედა I ტერასა დიდ ფართობს მოიცავს. ამ ტერასაზე მიდის გზა ონსა და ღარს შორის. ამ ტერასაზეა გაშენებული ძირითადად ქალაქი ონი და მიდანი. ტერასის განი ონის ხიდან 1 კმ აღმატება. პირველი ტერასის ზევით, 40—50 მ სიმაღლეზე მდინარიდან, მორფოგრაფიულად კარგად გამოსახული II ტერასა მდებარეობს. იგი მთელ სიგრძეზე გასდევს მდინარე რიონს ღარსა და ონს შორის. ამ ტერასაზე ს. წმენდაურია გაშენებული და დანარჩენი ფართობი სახნავ-სათესადაა გამოყენებული. ტერასა გამომუშავებულია ზედა ლიასურ თიხა-ფიქლებში. ალუვიონში უხვადაა კარგად დამრგვალებული გრანიტის ლოდები. ეს აშკარად ფლუვიოგაციური მასალა უნდა იყოს. კიდევ უფრო ზევით, ონის აღმოსავლეთით მოსაზღვრე სერი რიონის III ტერასას წარმოადგენს. ამ ტერასის სიმაღლე 120—130 მ-ია. ტერასა გამომუშავებულია ბაიოსურ ვულკანოგენურ წყებაში. ტერასის ზედაპირზე უზარმაზარი, საშუალოდ დამუშავებული წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვის ლოდებია მიმოფანტული. ზოგი მათგანი 2—3 მ აღწევს მიწის ზედაპირზე. ამ ტერასაზე გრანიტული ლოდები არ შეგვხვედრია. რიონის IV ტერასას ფრაგმენტების სახით ვხვდებით ჯეჯორის შესართავს ქვევით, სხიერი—ხერხონისის სერზე. ტერასის ალუვიონს ვხვდებით სხიერის საყდართან, 1130 მ სიმაღლეზე, სხიერის წმიდა გიორგის ეკლესიასთან, 1150 მ სიმაღლეზე. ეს ტერასა მდ. რიონიდან 400—430 მ-ზე მდებარეობს. ტერასის ალუვიონი წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვის ლოდებისაგან შედგება. არც აქ არის გრანიტული მასალა. ამავე კალთაზე გრანიტული მასალა გვხვდება უფრო ქვევით, თუმცა ტერასა მორფოგრაფიულად აღარ არის გამოხატული. III და IV ტერასებში გრანიტული მასალის არ არსებობა გვაფიქრებინებს, რომ ეს ტერასები გამყინვარებამდე უნდა იყოს გამომუშავებული, როდესაც კავკასიონის კრისტალური გულის გამონაფიტი მასალა მდინარის მიერ არ იყო ასე შორს ჩამოტანილი. გაყინვარების დროს კი მთიდან ბარისაკენ დაძრული ყინვარები კავკასიონის

მათავარი ქედის გრანიტებისაგან შემდგარ მორენებსაც ეზიდებოდა. მორენული მასალა უფრო გვიან ფლუვიოგლაციური ნალექების სახით კიდევ უფრო შორს ჩაუტანია მდინარე რიონს და შესატყვის ტერასებზე დაუღეკია.

რელიეფის ეროზიული ფორმები საკვლევ რაიონში მარტოოდენ ჯეჯორისა და ღარულას ხეობებით როდი ამოიწურება. მდინარეთა წყალგამყოფებიც და ასევე რაჭის ქედისა და კავკასიონის კალთებიც სკულპტურულ-ეროზიული იერის მატარებელია. უამრავ დროებით მოქმედ ნაკადულთა მეშვეობით ჯეჯორისა და ღარულას აუზების რელიეფი ძლიერ დანაწევრებულია. რაჭის ქედის ჩრდილო კალთა, ჯეჯორა-ღარულას მდინარეთაშუეთი და კავკასიონის სამხრეთი კალთები უთვალავი წვრილ-წვრილი ხევეებით არის დასერილი.

ზაფხულის წვიმების დროს და გამძლიერებული თოვლის დნობის პერიოდში ხევეების ეროზია ცოცხლდება. მოვარდნილი ნიაღვარი აღრმავებს კალაპოტს და უამრავი გამოფიტული მასალა გააქვს მდინარეთა ხეობებში. უმეტეს შემთხვევაში მდინარე ვერ ასწრებს პროლუვიონის გაზიდვას და ამის შედეგად ხევეების შესართავებში გამოზიდვის კონუსები ვითარდება. ზოგი მათგანი იმდენად დიდია, რომ მასზე სოფელიც დასახლებულა.

**კარსტი და კარსტული პროცესი.** მდ. ჯეჯორისა და მისი მარჯვენა შენაკადის ქვედრულას მდინარეთაშუეთი, იქ, სადაც სოფლები წედისი, ცხანარის და ფასრადოა გაშენებული, კირქვების იზოლირებულ გამოსვლებითაა ცნობილი, რომლებიც ე. წ. ცხანარის სინკლინს ქმნიან [2].

ცხანარის სინკლინური ნაოჭი მოთავსებულია პორფირიტული წყების დიდი ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში. სინკლინის გული ეოცენის ნალექებს უკავია. ძირითადად ეს სინკლინი მასივი კირქვებისაგან და შრეებრივი კირქვიან-მერგელოვანი ნალექებით არის აგებული. ანალოგიური ქანებით არის აგებული ჯეჯორის მარცხენა ნაპირიც ს. ნადარბაზევ—მ. ვალხოხის მიდამოებში.

მასივი კირქვები, რომელთა სიძქდავრე 30—100 მ შორის მერყეობს, რელიეფში მკაფიოდ არის გამოხატული. აღნიშნულ კირქვებში განვითარებულია კარსტი, რომელიც წარმოდგენილია როგორც ზედაპირული ისე მიწისქვეშა ფორმებით.

კარსტულ ზედაპირულ ფორმებიდან ყურადღების ღირსია კარული ზედაპირები მ. ვალხოხზე და ს. ფასრადოს მიდამოებში. გარდა ამისა ამავე მიდამოებში უამრავ კარსტულ ხვრელებს (პონორებს) ვხვდებით. ბევრი მათგანი წყალს ატარებს და, ადგილობრივ მცხოვრებთა თქმით, მდინარეებს უკავშირდება. მათი დიამეტრი 3—10 მ-ია. ძაბრის სიღრმე 1—5 მ არ აღემატება. ზოგი მათგანი ოვალურია, იმისდა მიხედვით თუ რა კუთხით კვეთს კირქვების შრეებს. ს. ფასრადოს თავზე, გზათ ქვედის ტბისაკენ, ვიდრე უღელტეხილზე ავიდოდეთ, მთის კალთა კარსტული ძაბრებით არის დაქმული. ერთ-ერთი ხვრევი კარსტულ ჭსა წარმოადგენს. მისი სიღრმე 200 მ უნდა აღწევდეს. ამ ჭსას კავშირი ჰქონია მდ. ჯეჯორასთან. სათანადო სპელეოლოგიური ტექნიკის გამოყენებით შესაძლებელია ჭაში ჩასვლაც. აქვე, ს. ჩასაელთან, კირქვებით ნაგებ ჩასაველიხოხის ძირას, პატარ-პატარა კარსტული მღვიმეებია. ისინი ზღვის დონიდან 1700 მ-ზე მდებარეობენ. ერთ-ერთი მათგანი 1955—56 წწ. ნ. ვერეშჩაგინმა გათხარა და მასში მდიდარი ხერხემლიანთა პლეისტოცენური ფაუნა აღმოაჩინა. ამის საფუძველზე იგი ასკვნის, რომ ძვლების ძირითადი მასის დაგროვება მღვიმეში შუა პლეისტოცენში ხდებოდა [5].



ს. წედისის მახლობლად, მ. ველუანთას სამხრეთით, კირქვების კარნიზის ძირში ძველთაგანვე ცნობილი ქვაწითელის ხერელი მდებარეობს. გამოქვაბული კარსტული წარმოშობისაა, რომელშიც შემდეგ რკინის ნაშთური საბადო გაჩენილა [2]. საბადოს ძველთაგანვე ამუშავებდა ადამიანი. მას ვახუშტიც იხსენიებს თავის გეოგრაფიაში. (II, გვ. 160).



სურ. 1. კარსტული ლანდშაფტი ნდ. ჯეოგორის მარჯვენა ნაპირზე ს. ფასრალოსთან

**კლდეზვავები, მეწყრები და მეწყრული მოვლენები.** მთა-ხეობათა ეროზიული რელიეფი ხშირ შემთხვევაში გართულებულია მეწყრული ფორმებით. მეწყრები და მისი მონათესავე ფორმები გავრცელებულია საკვლევი ტერიტორიის იმ ნაწილში, რომელიც აგებულია მესამეული (ზოგჯერ იურული) თაბაშირიანი თიხებით, ქვიშაქვებით, კირქვებით ან მერგელებით. ამ ქანების ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები: შრეთა ნაოჭა დისლოკაციებთან და სხვა ფაქტორებთან კავშირში, ხელსაყრელი პირობებს ქმნის მთის კალთების დამეწყრისათვის.

მეწყრული ფორმები<sup>1</sup> საკვლევ რაიონში საკმაოდ მრავალფეროვანია და ხშირად გვხვდება. ისინი ძირითადად ჯეოგორის აუზშია, მის მარცხენა—პირეთის მთის კალთებზე და საკვლევი ტერიტორიის დანარჩენ ტერიტორიაზე სპორადულად არიან გავრცელებულნი.

ხერხონის-სხიერის სერის აღმოსავლეთ კალთაზე ხერხონისის ხევს მარცხნიდან დენადი მიწის ნაკადი ერთვის. მიწის ნაკადის ცოცვა ხდება წვიმე-

<sup>1</sup> იგულისხმება მეწყრთა, კლდეზვავების და დენადი მიწების ერთობლივება.

ბისა და თოვლის დნობის პერიოდში, როცა იგი წყლით იქვინთება. მშრალ პერიოდში მისი მოძრაობა შეჩერებულია.



სურ. 2. დენადი მიწის ნაკადი.

დენადი მეწყერები რაჰის ქედის ჩრდილო კალთაზე და რიონის ხეობის მარცხენა გვერდზე გვხვდება. სოფლები: სომიწო, ქაშკვა, ცხმორი, ბაჯინევი და სხვ. მეწყერბუნეა გაშენებული. 1950 წ. ს. სომიწოს მეწყერმა დიდი ზიანი მიიყენა.

ჯეჯორა — ქვედრულას მდინარეთაშუეთზე, მ. უკივლეთას<sup>5</sup> ჩრდილო კალთაზე სამოცდაათიოდე წლის წინათ კლდეზვავი ჩამოწოლილა. ამ კატასტროფის მომსწრეთა გადმოცემით, რამდენიმე დღეს იძროდა მიწა და განუწყვეტელი გრგვინვა ისმოდა. კლდეზვავმა გადაკეტა მდ. ქვედრულას ხეობა და მდინარის შეგუბებით ქედის ტბა გააჩინა. ტბა წაგრძელებულია დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. სიგრძე 1 კმ-ია, განი 150 მ. სიღრმე ვარაუდით 10—15 მ არ უნდა აღემატებოდეს.

კლდეზვავის ზედაპირი მთის კალთაზე შეფენილი უზარმაზარი ლოდების გროვას წარმოადგენს. ცალკეული ლოდის სიდიდე 20 მ აღემატება. მ. უკივლეთას ჩრდილო ქარაფის ძირში, კლდეზვავის მოწყვეტის ადგილას, სამი კბილია ამოშვებული.

უკივლეთას კლდეზვავი და ქედის ტბა ბევრ რუკაზე არ არის დატანილი. გეოგრაფიულ ლიტერატურაში იგი პირველად გეოგრაფიულ ზეცნ. დოქტორმა ლ. მარუაშვილმა აღწერა [9].

**ჩალიფის ტიპის და გეომორფოლოგიულ ლანდშაფტთა გამოყოფა**

ჩატარებული მუშაობის შედეგად, დადასტურებულია აკად. აღ. ჯავახიშვილის მიერ გამოყოფილი რელიეფის იმ ორი ტიპის სისწორე, რომელთა გავრცელების რაიონები საკვლევ ტერიტორიას მთლიანად მოიცავს. გამომდინარე იმ მოსაზრებიდან, რომ რელიეფის ტიპისაცაა არ არის დამოკიდებული კვლევის მასშტაბზე, შესაძლებლად ჩავთვალეთ დარაიონების ძირითად ერთეულებად დაგვეტოვებინა აკად. აღ. ჯავახიშვილის მიერ გამოყოფილი რელიეფის ტიპები, ხოლო მათი გავრცელების რაიონებს შიგნით გეომორფოლოგიური ლანდშაფტები გამოგვეყო, რომლებიც მხარის სიმალლითი განვრცობით თუ სუბსტრატის ლითოლოგიური თავისებურებით ლოკალიზებული ეგზოგენური მორფოგენეტიური ფაქტორების მოქმედებით არიან გაპირობებულინი. გამომდინარე აქედან, ჯეჯორისა და ღარულას აუზების გეომორფოლოგიურმა დარაიონებამ შემდეგი სახე მიიღო:

I ტიპი — ფიქლოვანი და ნაწილობრივ კრისტალური მაღალი კლდოვანი თხემების რელიეფი თანამედროვე გაყინვარებით.

რელიეფის ეს ტიპი გამოუმუშავებულია კავკასიონის მთავარ წყალგამყოფ ქედზე — მ. ლესქედან მ. ზეკარამდე და მის სამხრეთით გამოშვებულ ტოტებზე, რომლებზედაც აღმართულია მწვერვალები: ძუარ-ზენჯი-ბარზონდი, გორმაღალი და მაჩხარახოხი. ამ ტიპის გავრცელების რაიონი პირობით 1700 — 1800 მ ჰორიზონტალით შემოიფარგლება.

ამ რაიონში ორი გეომორფოლოგიური ლანდშაფტი გამოირჩევა:

- 1. მაღალმთიანი ალპური ლანდშაფტი, და
- 2. პერიგლაციალური ლანდშაფტი.

<sup>5</sup> ეს მთა კლდეზვავის სახელითაც არის ცნობილი.

პირველი წარმოდგენილია კავკასიონის მაქსიმალური ახვევების ზონაში, სადაც თანამედროვე გაყინვარების კერა გვაქვს. მეორე კი განვითარებულია იქ, სადაც მხოლოდ ძველი გაყინვარების ნიშნები გვხვდება.

II ტიპი — მაღალი კლდოვანი მთების რელიეფი, ვულკანოგენურ ქანებში გამომუშავებული ღრმა განივი ხეობების სიჭარბით.

აღნიშნული ტიპის გავრცელების რაიონია ღარულა — ქვედრულას ქვედა მდინარეთაშუეთი, ჭეჯორის ხეობის ორთავე მხარე შუა და ქვემო დინებაში დარაჰის ქედის ნაწილი — კეცების ქედად წოდებული.

აქაც ორი გეომორფოლოგიური ლანდშაფტი გამოირჩევა:

3. დაკარსტული რელიეფის ლანდშაფტი, და

4. მეწყრული ლანდშაფტი.

დაკარსტული რელიეფი განვითარებულია ზედა იურული კარბონატული ქანებით ნაგებ სუბსტრატზე, რომელიც ჭეჯორა — ქვედრულას მდინარეთაშუეთს მოიცავს, გადადის ჭეჯორას მარცხენა მხარეზე და კვაისა — ვალხონის ზოლით უერთდება ერწოს კარსტული წარმოშობის ქვაბურს.

მეწყრული ლანდშაფტი კი განვითარებულია მესამეული (ზოგან ზედა იურული) ქანებით ნაგებ მთის კალთებზე — კეცების ქედის ჩრდილო კალთაზე და რიონის ხეობის მარცხენა გვერდზე.

Г. Д. ДОНДУА

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАССЕЙНОВ РЕК ДЖЕДЖОРЫ И ГАРУЛЫ

Резюме

Материалом для написания этой работы послужили данные полевой геоморфологической съемки, проведенной автором летом 1957 г. Большую помощь при этом оказали также отдельные исследования, касающиеся тех или иных вопросов геоморфологии исследуемого района [3, 5, 6, 7, 8, 10].

Исследуемая территория расположена на южном склоне центральной части Главного Кавказского хребта (Кавкасион) и является водосборным бассейном рр. Деджоры и Гарулы (левых притоков р. Риони). Площадь исследуемой территории составляет 533,1 кв. км и принадлежит Онскому и Джавскому районам Грузинской ССР.

Основными морфографическими элементами исследуемой территории являются Водораздельный хребет (между вершинами Кважа (Козы-хох) и Зекара) и ответвляющийся от него у г. Зекара Рачийский хребет до г. Хихата. Бассейны рр. Деджоры и Гарулы разделены между собой южным отрогом Водораздельного хребта, отходящим у вершины Сау-хох.

Средняя высота Водораздельного хребта в пределах исследуемой территории равна 3400 м; Рачинского хребта — 3000 м на отрезке юго-западного простираения и 2200 м на участке западного простираения. Водораздельный хребет бассейнов рр. Деджоры и Гарулы можно разделить также на несколько частей: от Сау-хоха до г. Гормагала северная ветвь возвышается в среднем на 1600 м, а южная — на 2000 м над у. м.

Гребневые участки хребтов от 2000 м и выше представляют типичный гольцевый рельеф, а выше снежной границы — покрыты ледниками. Более низкие хребты и долины рек покрыты альпийскими лугами и лесными массивами.

Как известно, окончательное воздымание горной системы Кавказского произошло в результате горообразовательных движений третичного времени и последующих тектонических движений. Верхний плиоцен был временем наиболее напряженных горообразовательных движений, когда сформировалась складчатая система Кавказского, осложненная разрывами, сбросами и взбросами.

Территория исследуемого района, равно как и южные склоны Главного Кавказского хребта, сложена отложениями, представляющими две противоположные фации — флиш и эпиконтинентальные отложения.

Флишевые отложения, песчаники и сланцы нижнего мела составляют наиболее высокоподнятый район — зону Водораздельного хребта и его отрогов. Слои сильно смяты, поставлены вертикально, а иногда опрокинуты на юг.

В зоне эпиконтинентальных отложений преобладают породы юрской системы. Они представлены, главным образом, вулканогенной серией байоса, согласно сменяющей низлежащие лейасовые отложения. Вулканогенными породами байоса сложена большая часть рельефа исследуемой территории: нижняя часть междуречья Гарулы и Кведрулы; обе стороны долины Деджоры в ее нижнем и среднем течении и часть Рачинского хребта — хр. Кецеби.

В окрестностях сс. Цедиси, Цханари, Фасраг, на фоне байосовой перфритовой свиты резко выделяются белые известняки, слагающие цханарскую синклинали. Представленные здесь рифовые известняки и сопутствующие им слоистые известняки и цветные мергели в основном датируются лужитаном, но допускается, что верхняя часть переходит в кимеридж, а нижние горизонты — в оксфорд (2).

В выработке современного рельефа главную роль сыграло взаимодействие эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов с литологическими особенностями слагающих субстрат горных пород. Наиболее активными рельефообразующими экзогенными факторами являлись: ледники, суточные колебания температур, гравитационная сила, поверхностный и речной сток и химическое выветривание. Эти факторы способствовали развитию ледникового процесса, денудации, морозного выветривания, эрозии, карстового процесса, оползневых явлений и пр.

Подробно рассматривая особенности каждого из перечисленных процессов в условиях того района, в котором они протекали, в работе дается генетическое описание форм рельефа. Подтвердив достоверность выделенных акад. А. Н. Джавахишвили типов рельефа, покрывающих исследуемую территорию (6), и исходя из соображения, что типизация форм рельефа не зависит от масштаба исследования (в пределах отдельной страны), сочли необходимым оставить их без изменения, лишь только уточнив границы их распространения. Таким образом, рельеф исследуемой территории сгруппирован в два типа: первый тип — рельеф высоких скалистых сланцевых, частично кристаллических гребней с современным оледенением, и второй тип — рельеф высоких скалистых гор, с преобладанием глубоких поперечных долин, развитый на вулканогенных породах.

Первый тип рельефа высоких скалистых сланцевых, частично кристаллических гребней с современным оледенением в пределах исследуемой территории представлен отрезком Главного Кавказского хребта от г. Кважа (Козы-хох) до г. Зекара, именуемым акад. А. Н. Джавахишвили хребтом Кедела [3, 4] и его южными отрогами, спускаясь, примерно, до высоты 1700—1800 м.

Этот рельеф в пределах исследуемой территории выработан исключительно в осадочных и метаморфизированных породах нижнего мела. Кристаллические породы, присущие осевой части хребта, здесь совершенно отсутствуют.

Водораздельный хребет имеет сильно зазубренный скалистый гребень, на котором возвышаются вершины Кважа, Сау-хох, Халаца, Дзедо, Зекара. Наиболее пониженные места гребня служат перевалами, соединяющими Рачу и Южную Осетию с Северной Осетией. Высотное положение отдельных вершин и участков гребня обусловило их оледенение. Современные ледники сильно редуцируют и повсеместно наблюдается их интенсивное отступление. Концы современных ледников располагаются на выс. 3020 м, тогда как, последнее вюрмское оледенение опускалось в долинах рек до выс. 1500 м. В настоящее время долинные ледники в исследуемом районе не встречаются, здесь все ледники каровые и лишь некоторые из них свисают в трюги. Современные ледники сгруппированы в три очага вокруг вершин Сау-хох, Халаца, Зекара. Большинство из них питается р. Дзеджору, в бассейн р. Гарулы выходят всего лишь 1—2 ледника. В эпоху вюрмского оледенения в районе было два значительных ледника: ледник Гарулы, берущий начало в гг. Сау-хох, Кважа и спускавшийся до с. Ср. Кважа на выс. 1500 м. и второй—ледник Дзеджоры, берущий начало на южных склонах гг. Халаца, Дзедо, Зекара, и спускавшийся до выс. 1500 м у с. Накрепа. Ледники Гарулы и Дзеджоры имели также несколько притоков, которые по своим размерам далеко превосходили современные ледники склона Главного Кавказского хребта.

В современных долинах рр. Гарулы и Дзеджоры, а также и в некоторых их притоках сохранились ледниковые отложения в виде конечных морен, которые позволяют заключить, что отступление вюрмского ледника происходило прерывисто, с короткими паузами и, что число этих стадий отступления достигало семи.

Изучив формы древнего оледенения, приходим к выводу, что их гляциальное развитие прекратилось еще в стадии молодости, а в дальнейшем развивались под воздействием морозного выветривания, что и теперь продолжается. На интенсивность последнего указывают огромные скопления коллювиального и пролювиального материала на перевалах, склонах гор и у их подножья в виде курумов, каменных потоков, осыпей, конусов и выноса и т. п.

Масштаб нашего исследования позволил выделить внутри района распространения описанного типа рельефа два геоморфологических ландшафта: высокогорного альпийского и субальпийского ландшафтов.

Высокогорный альпийский геоморфологический ландшафт характеризуется наличием современного оледенения. Его рельеф, заходит за снеговую границу. Вершины и гребни покрыты ледниками и фирном, а ниже их сменяют другие вертикальные ландшафтные пояса. Крупными отрицательными формами этого ландшафта являются троговые долины.

Вся остальная часть этого района, лежащая ниже современной

снеговой границы, представлена перигляциальным геоморфологическим ландшафтом. Его рельеф образован четвертичным оледенением и модифицирован последующим интенсивным физическим выветриванием. Для него характерны зазубренные гребни, пики, отвесные скалы, древние цирки и кары, трог и врезанные в них днища рек.

Выделение этого ландшафта оправдывается еще и тем, что он не является результатом завершившегося гляциального цикла, приведшего к планации гор ниже уровня снеговой границы, а, как уже отмечалось, освободившись от ледников, стал развиваться под воздействием других рельефообразующих процессов — морозного и физического выветривания.

Второй тип рельефа — высоких скалистых гор, с преобладанием глубоких поперечных долин, развитый на вулканических породах, охватывает нижнюю часть междуречья Кведрула — Гарула, обе стороны р. Джеджоры в среднем и нижнем течении и часть Рачинского хребта, именуемый хребтом Кецеби.

Этот тип рельефа выработан главным образом в породах вулканической серии байоса под воздействием эрозийного процесса и др. в сочетании с дифференцированными тектоническими движениями суши.

Наиболее крупным морфографическим элементом этого типа является часть Рачинского хребта — хр. Кецеби. Гребень хребта оголен и зазубрен, склоны сильно расчленены рывтинами, оврагами и круто свисающими ущельями маленьких рек, левых притоков р. Джеджоры. На хребте возвышаются вершины: Сырх-леберта, Дагверила и Поцхреви.

Сюда же входит сильно расчлененный платообразный рельеф междуречья Гарула — Джеджоры, узкие каньонообразные долины Джеджоры и Кведрулы и, наконец, поперечная долина Риони, входящая в наш район на участке сс. Лагванта — Зудали.

В районе распространения этого типа рельефа, там где на поверхности суши выступают рифовые известняки и сопутствующие им фации — слоистые известняки и мергели, относящиеся в основном к лужитану, — протекал карстовый процесс. А там, где рельефообразующими породами являются третичные (иногда юрские) гипсоносные глины, известняки или мергели, — наблюдаются оползневые явления.

Карст и оползни, сами по себе, представляют самостоятельные типы рельефа, но в данном случае, ввиду соподчиненности этих процессов эрозийному — на фоне эрозийных форм рельефа развились отдельные закарстованные и оползневые участки, выделенные нами в соответствующие геоморфологические ландшафты: ландшафт закарстованного рельефа и оползневой ландшафт.

Ландшафт закарстованного рельефа развит в верхнеюрских карбонатных породах. Он охватывает междуречье Джеджоры — Кведрулы, переходит на левобережье Джеджоры и полосой Квайса—г. Валь-хон соединяется с Эрцойской впадиной.

Закарстованный ландшафт представлен как поверхностными, так и подземными формами: пещерами, карстовыми воронками, колодцами, карровыми поверхностями и т. п. В этой полосе находятся широкоизвестные пещеры Цедиси и Часавали. Из-за высокого расположения карстующихся пород, современная гидрографическая сеть не участвует в карстовом процессе.

Оползневой ландшафт развит также на фоне эрозионного рельефа на левом берегу р. Джеджоры, на склонах хребта Кецеби, и на левой стороне Рионской долины ниже устья г. Джеджоры.

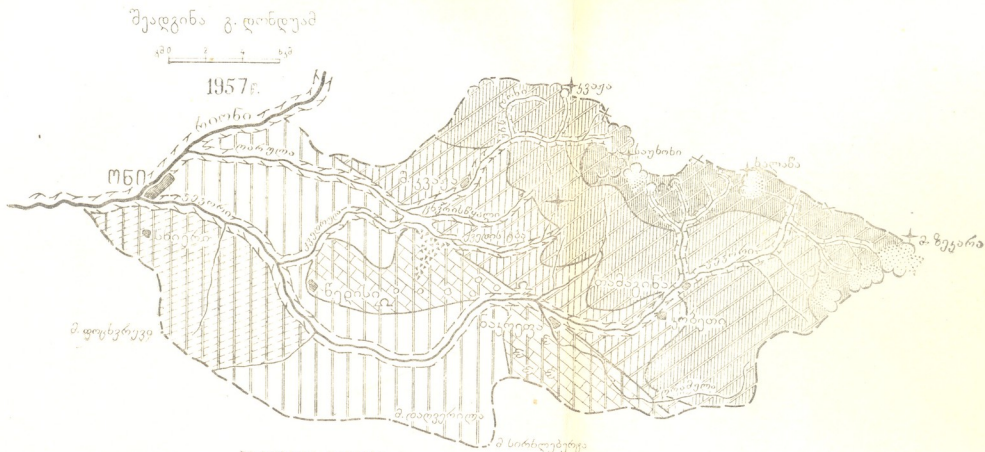
Развитию оползневых явлений на этом участке содействовали литологические и тектонические условия, способствующие оползанию склонов при нарушении их устойчивости энергичным подмывом берегов сильно эродлируемыми реками Джеджора и Риони. В зависимости от рельефа и прочих условий развивались оползни разных масштабов, некоторые из них достигали огромных размеров, вызывая разрушения сел.

### ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

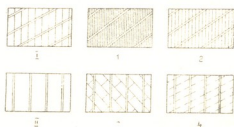
1. ვახუშტი ბაგრატიონი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა (საქართველოს გეოგრაფია), თსუ გამომც., თბ., 1941.
2. კახაძე ი., კანდელიაკი ნ., ცხანარის სინკლინის მეზობლური ნალექების სტრატეგრაფიისათვის, „საქ. სსრ მეცნ. აკად. შრომებ“, ტ. IV, 1943, № 2.
3. ჯავახიშვილი ალ., საქართველოს გეოგრაფია, ტ. I, გეომორფოლოგია, თბ. 1926.
4. ჯავახიშვილი ალ., საქართველოს გეოგრაფია; ტ. 1, გეომორფოლოგია, გეოგრაფიული ატლასი; თბ., 1927.
5. Верещагин Н. Н., Плейстоценовые познотичные из пещеры Кударо I в Юго-Осетии и их значение для разработки истории фауны и ландшафтов Кавказа, Докл. АН СССР, т. 113, 1957, № 6.
6. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, Типы рельефа и районы их распространения, АН СССР, М.—Л., 1947.
7. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Груз. фил. АН СССР, Тб., 1940.
8. Леонов В., Карстовые явления в Рачинском уезде Кутаисской губернии, Дневник XII съезда натуралистов и врачей, М., 1910.
9. Марушвили Л. И., Озеро Кведрула, „Природа“, № 2, 1941.
10. Церетели Д. В., Современные ледники и признаки древнего оледенения бассейнов рр. Риони и Джеджоры, „Исст. Госмузея Грузии“, т. XII, Тб., 1943.



ჰეგორისხ და ღარულახ აუზების  
გეომორფოლოგიური რუკა



პირობითი ნიშნები



რელიეფის ფორმები



რელიეფის ტიპები და გეომორფოლოგიური შლანდჟეტები:

- I ტიპი—ფიქლოვანი და ნაწილობრივ კრისტალური მაღალი კლდოვანი თხემების რელიეფი თანამედროვე გაყინვაირებით.
1. მაღალმთიანი ალაპური ღანდჟეტები.
  2. სუბალპტური ღანდჟეტები.
- II ტიპი—მაღალი კლდოვანი მთების რელიეფი ველკანოგენურ ქანებში გამოიმუშავებული ღრმა განივი ხეობების სივრცითი.
3. დარსტული რელიეფის ღანდჟეტები.
  4. მეწყრული ღანდჟეტები.

რელიეფის ფორმები:

1. კარდონი, 2. კარი, 3. ცირკი, 4. კანიონისებური ხეობა, 5. ეროზიული ხეობა V-სებური პროფილით, 6. ტროგი, 7. კარსტული მღვიმე, 8. კარსტული ძაბრები, 9. კარული ზედაპირები, 10. კლდეხევი, 11. ყინვაბრები.



დ. ვ. ცერეტელი

### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАССЕЙНАХ РР. ИНГУРИ И РИОНИ

В отношении изученности четвертичных отложений бассейны рек Ингури и Риони, по сравнению с другими районами Главного Кавказского хребта, представляют относительно слабо исследованную часть территории Грузинской ССР.

По исследованиям древних ледниковых отложений в бассейнах названных рек обращают на себя внимание труды Г. Абиха, Е. Фара, А. И. Краснова, Н. Динника, Г. Смирнова, А. Л. Рейнгарда, Г. И. Кузнецова и других исследователей [1, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 20, 24].

Однако мнения названных исследователей по вопросам о мощности древнеледникового покрова, его отложений и о границах их распространения расходятся.

Очень слабо изучена морфология речных террас в долинах рр. Ингури и Риони (в горной части) и связанных с ними водноледниковых и аллювиальных отложений.

Анализ современного состояния изученности ледниковых отложений Кавказа привел Л. И. Маруашвили [4] к заключению о целесообразности пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового периода на Кавказе. Ясно, что существующие представления о древнем оледенении южного склона Главного Кавказского хребта требуют дополнительных исследований и сбора фактических материалов для окончательного уточнения границы распространения, кратности и стратиграфического положения древнеледниковых, а также аллювиальных отложений, о которых имеются несогласованные представления среди исследователей Кавказа.

Для разрешения этой задачи (хотя бы частично), было предпринято исследование фактических данных как о характере изменения современных ледников и новейших ледниковых отложений, так и о древнеледниковых флювио-гляциальных и аллювиальных отложениях в бассейнах рр. Ингури и Риони, подвергавшихся более значительному оледенению в четвертичном периоде.

Нет сомнения, что для выяснения палеогеографических условий четвертичного ледникового периода большое значение имеет изучение изменений современных ледников и их отложений. Исследование современного снежно-ледникового покрова в горных районах приводит к заключению, что существует определенная закономерность в соотношении между современным ледниковым покровом и границей вечных снегов и областью распространения древних ледников и соответствующей ей снеговой границей.

Наблюдения показывают, что в тех ущельях, где современные ледники имеют большое распространение и спускаются до низких абсолютных отметок, в четвертичном периоде мощные ледниковые языки спускались соответственно на абс. отметках от 900 до 1200 м ниже современных.

На южном склоне Главного Кавказского хребта большое количество ледников сосредоточено в верховьях рр. Ингури и Риони.

В бассейне Ингури существует около 178 ледников, площадь которых достигает 406 км<sup>2</sup>, а в бассейне Риони — 58 ледников с площадью около 52,7 км<sup>2</sup>.

Еще со второй половины прошлого столетия была отмечена общая тенденция к сокращению ледников на Кавказе (1, 9, 15, 24). Более точные сведения о сокращении площади современных ледников Сванетии, по сравнению с их положением при составлении Военно-топографических карт в 1882—1896 гг., были получены в 1933 г. [19], а для верховьев Риони — в 1937 г. [21].

Наблюдения, проведенные в 1957 г., показали, что тенденция к сокращению ледников на южном склоне Кавказского хребта продолжается с некоторыми кратковременными остановками.

За последние 20—25 лет лед. Цанер сократился всего на 100—150 м, лед. Чалти — на 200—250 м, лед. Лехзыр — на 450—500 м. Минимальное сокращение (по длине) замечается на ледниках Адиши и Ингури (всего 50—55 и 60 м), но зато отмечается сокращение толщины на всех ледниках от 15-ти до 20—25 м.

Аналогичная картина наблюдается в верховьях р. Риони. За последние 20 лет лед. Зопхито сократился на 400 м, а лед. Киртишо отступил на 475 м.

Таким образом, наблюдения над современными ледниками приводят к заключению, что в противопоставление закона Фореля (о периодичности колебания ледников в пределах 10—25 лет) ледники южного склона Кавказского хребта за последние 60—70 лет подвергаются систематическому, интенсивному сокращению. Одновременно происходит поднятие снеговой депрессии.

Сокращение ледников, продолжающееся длительное время, по-видимому, можно объяснить изменением общеклиматических условий в сторону потепления и уменьшения твердых атмосферных осадков в горных районах.

Изучение условий изменения современных ледников дает нам возможность восстановить ход сокращения ледникового покрова в межледниковые эпохи четвертичного периода и характер аккумуляции ледниковых отложений.

### Четвертичные ледниковые отложения

Древнеледниковые отложения на южном склоне Главного Кавказского хребта (Кавкасиони) известны давно [1, 3, 9, 18, 23]. Но до сих пор не имеется согласованного мнения и граница распространения четвертичных ледников и об их кратности.

Собранные нами фактические материалы дают возможность уточнить некоторые вопросы о распространении древних ледниковых отложений, относящихся к разным ледниковым эпохам.

## Верхнечетвертичные ледниковые отложения

Как правило, на Кавказе, и в том числе в бассейнах рр. Ингури и Риони, встречаются слабо выветрившиеся и денудированные морены последнего (хвалынского-вюрмского) оледенения и послеледникового времени. Поэтому установление границ максимального распространения ледников названной эпохи не является затруднительным.

В верховьях р. Ингури древние морены были отмечены Э. Фаром [24] около с. Муркмели (Ушгули), с. Кала, Цвираши, Латали, Бечо и Пари. После Э. Фара, эти же морены упоминаются в работах И. Диника, Мерцбахера, А. Л. Рейнгарда [9, 23, 17]. А. Л. Рейнгард моренные накопления отмечает также на пер. Угвири, а по Г. П. Агалину они встречаются ниже слияния р. Ненскры, на абс. высоте 500 м.

Некоторые исследователи отмечают моренные отложения максимального распространения древних ледников даже до Джвари [15]. По мнению Л. И. Маруашвили [14], достоверные сведения о максимальном распространении морен последнего оледенения имеются только до с. Мestia.

Исследования, предпринятые с целью уточнения противоречивых взглядов разных авторов по вопросам о характере моренных отложений и максимальных границах древних ледниковых языков на южном склоне Главного Кавказского хребта, подтверждают мнение, высказанное еще Э. Фаром, относительно существования морен древнего оледенения.

Конечные морены, оставленные ледником за последние 60—70 лет в истоках р. Ингури, встречаются на абс. высоте 2443, 2380, 2290, 2300 м и они приурочены к днищам трогов. Более древние стадияльные морены, относящиеся к послеледниковому периоду, сохранились на абс. высоте 2170 и 2100 м.

Типичная конечная морена мощностью до 15—20 м, относящаяся к поздней стадии последнего оледенения, имеется в районе с. Ушгули на 2000—2020 м абс. высоты. Морена сложена из громадных кристаллических валунов, гравия, песка и суглинков и возвышается над урезом реки на 10—15 м относительной высоты. На морене расположены сс. Муркмели, Жибиани и Чажашаи.

Мощность конечных морен указывает на длительную остановку ледника в Ушгульской стадии послеледникового оледенения. По Альпийской стратиграфической схеме Ушгульские конечные морены можно сопоставить с даунской стадией вюрмского оледенения.

Более древние стадияльные конечные морены последнего оледенения сохранились на абсолютных высотах 1750 м (с. Кала) на высоте 30—40 м над урезом реки; отдельные кристаллические глыбы моренного происхождения встречаются не доходя до с. Богреша. Около с. Богреша, над 1-ой надпойменной террасой имеются остатки конечных морен, оставленные, по-видимому, при разобщении Ингурского и Адишского ледников. По ущелью р. Адиш, выше Богреша насчитывается до 6 стадияльных конечных морен на высоте 1700—1750, 1800—1900, 2060, 2200 и 2270—2280 м, не включая новейших морен, оставленных за последние 6—7 десятилетий. Остатки конечных морен последнего оледенения встречаются на правом берегу р. Ингури у слияния с р. Мулхрой, около с. Лахушти.

Конечные (стадияльные) морены еще лучше сохранились по ущельям Мулхра и Мestiaчала.



В истоках р. Цанери конечные морены, относящиеся к концу XIX века, встречаются на высоте 2084 м, а более древние морены исторического времени встречаются на высоте 1720—1750 м.

Ледниковые отложения на территории с. Жабешы создают типичный моренный ландшафт, созданный при отступлении Цанерских и Твиберских ледников в конце последней ледниковой эпохи. Остатки конечных морен более ранего времени сохранились в окрестностях с. Архехлы на высоте 1500 м и на 40—50 м над поймой реки. Ниже по течению р. Мулхры ущелье суживается, река глубоко врезана в вертикально поставленные юрские сланцы. Моренный вал расположен на 40—50 м относительной высоты от русла реки и тянется он на 1 км до с. Мestia.

Мощность моренных отложений достигает 18—18 м, и они сложены из огромных кристаллических валунов, гравия, песка и суглинков. Среди моренных образований встречаются озерные отложения мощностью 4—5 м. Эти отложения содержат плохо сохранившиеся отпечатки растений. Нижний моренный вал левобережья Мулхры на территории с. Мestia непосредственно переходит в конечные морены и оканчивается у слияния Мestiaчала с р. Мулхрой на абс. высоте 1440 м.

Мощная конечная морена Мestia оставлена при распадении единого потока ледников Мулхры и Мestiaчала. Выше с. Мestia конечные морены, относящиеся еще прошлого столетия, встречаются на высоте 1580 и 1630 м оставлены лед. Чалати.

По ущелью Лехзири морены последледникового времени встречаются на высоте 1750 и 1810 м.

Типичные конечные морены последнего оледенения четко выражены в окрестностях Латали у с. Енаши, на абс. высоте 1350 м. Морена расположена на II-й 40—50 м надпойменной террасе и содержит кристаллические валуны в объеме до 1000 м<sup>3</sup>. Перед моренным валом имеется флювио-гляциальная терраса, сложенная галечниками и гравием мощностью до 10—15 м.

Классически выраженные Латальские морены дают возможность называть их Латальской стадией последнего (вюрм-хвалынского) оледенения и, по-видимому, их можно условно сопоставить с Бюльской стадией (по альпийской шкале вюрмской ледниковой эпохи).

Ниже Латали ущелье р. Ингури суживается, река глубоко врезана и склоны ущелья становятся крутыми. Конечные морены по большей части размыты. Часть их фрагментарно сохранилась невдалеке от слияния р. Долрачала у с. Ингури на высоте 1180 м и у с. Ламхри.

Остатки древних моренных отложений давно известны у с. Пари [17, 24]. Но до сих пор не установлено, относятся ли названные морены к последнему или предпоследнему оледенению. Более детальное изучение моренных отложений на разных относительных высотах над урезом реки Ингури в окрестностях с. Пари приводит к заключению, что в этом районе имеются остатки морен разных ледниковых эпох. Морены, содержащие громадные валуны кристаллических пород, обнаружены ниже шоссе на дороге на абс. высоте 1160 м. Отдельные валуны моренного происхождения встречаются в окрестностях с. Лахамура.

Остатки морен, по-видимому, максимального распространения последнего оледенения четвертичного периода встречаются на левом берегу р. Ингури выше устья р. Накра на абс. высоте 960 м. Морены ингурских ледников сливаются с конечными моренами Накри. Ниже устья р. Накри по долине р. Ингури террасы слабо развиты, ущелье

с крутопадающими склонами выработано среди юрской порфиритовой свиты.

Отдельные фрагменты террас сложены типичными флювиогляциальными галечниками и песками. Исходя из этого можно сказать, что ледники четвертичного оледенения южного склона Кавказа по долине р. Ингури не имели распространения ниже абс. отметки 960 м.

Морены последнего оледенения по долине р. Ненскра встречаются на высоте 620—630 м. На правом берегу р. Ненскра, выше устья р. Дорчи, имеется вал конечных морен мощностью до 15—20 м, сложенный исключительно из громадных кристаллических валунов, достигающих в объеме сотен кубических метров.

Стадиальные конечные морены выражены по ущелью р. Ненскра на абс. отметках 1000 м (между сс. Кари и Скураши), 1140—1160 (выше с. Тита), 1200 м.—1300 м (у устья р. Цхванлири), 1420, 1650, 1950, 2170 и 2500 м (не включая морен, оставленных со второй половины XIX столетия).

На левобережье р. Ингури морены древнего оледенения или плохо, или совсем не сохранились. Но в некоторых ущельях ледники, спускающиеся со Сванетского хребта, достигали до р. Ингури.

#### Бассейн р. Риони

Как современные, так и древние ледники бассейна р. Риони по мощности уступали ледникам бассейна р. Ингури. Сведения о древнеледниковых отложениях в верховьях рр. Риони и Джеджоры встречаются в работах названных выше исследователей [4, 9, 11, 17, 20, 21, 24].

Остатки плохо сохранившихся конечных морен встречаются выше с. Уцера на абс. отметках 1100 м. Кристаллические валуны в объеме нескольких десятков кубометров разбросаны на левом склоне р. Риони и в самом русле реки.

Громадные гранитные валуны встречаются в местности Саглолохиди на отметках 1140—1150 м, моренные отложения выше моста на высоте 15—20 м над урезом реки.

Конечные морены встречаются также выше устья р. Нацарула. От устья названной реки долина Риони расширяется почти на километр. Река меняет свое русло и остатки древних морен размыты или перекрыты мощными отложениями конусов выноса.

Громадный вал конечных морен последнего оледенения существует в окрестностях с. Геби, на левом берегу р. Чвешуры, в так называемой местности Джоджохета.

Эти морены мощностью 40—50 м лежат на денудированной поверхности юрских сланцев и содержат крупные глыбы гранитовых пород.

Морены разбросаны также на территории с. Геби на абс. отметках 1400 м. По-видимому, конечные морены Геби-Джоджохета образовались после бюльской (возможно гшнитской) стадии послеледниковой эпохи.

Стадиальные морены последнего оледенения хорошо выражены у устья р. Хваргула на высоте 1550 м, у с. Гона, на отметках 1720 м, где конечные морены расположены на 15—20 м над урезом реки Чвешура, на высоте 1900 м в местности Чанчахи. Стадиальные морены отстоят друг от друга на расстоянии 3—4 км. Выше Каробской скалистой теснины более молодые конечные морены встречаются на отметках 2000, 2205 и 2300—3320 м.

Стадиальные морены последнего оледенения прослеживаются вверх по течению Риони выше с. Геби. Они встречаются в окрестностях с. Теврешо, на высоте 1500 м (над II-й 40—50 м надпойменной террасой), на левобережье р. Зопхито 1600—1650 м, на высоте 2000 м (Саарцивездзირი), 2100, 2170 и 2240.

Конечные морены слабо выражены вверх по течению Риони, выше местности Брили, но морфологический характер ущелья не оставляет сомнения, что ледники спускались с горы Пасисмта и Эдена и соединялись с ледником Зопхито.

По ущелью р. Чанчахи (левый приток Риони), выше Саголосхиди, стадиальные морены встречаются у с. Глола, на высоте 1280—1300 м, на территории курорта Шови (1500—1520 м), у с. Гуршеви (1900—1950 м) и по направлению Мамисонского перевала — на абс. отметках 2100, 2200, 2350 и 2540 м, у развалин дорожного здания.

Таким образом, собранные фактические данные не дают возможности сомневаться в том, что остатки морен максимального распространения последней ледниковой эпохи сохранились между с. Уцера и Саг-лолос-хиди на абс. отметках 1100 м [21]. Ниже с. Уцера типичные моренные образования не встречаются (если не принимать во внимание гранитовый валун 15—20 м<sup>2</sup> у моста с. Гари). В данном случае мнение Э. Фара [24] и Г. М. Смирнова [20] о распространении Рионских ледников ниже г. Они не подтверждается.

Что касается ледников р. Джджори и р. Гарули, то они имели более локальное распространение по р. Гарула. Ледники последнего оледенения, повидимому, спускались до с. Н. Кважа до 1250—1300 м, выше чего имеются стадиальные конечные морены до высоты 2800 м.

По р. Джджори морены последнего оледенения Г. И. Кузнецов отмечал до с. Чесовали (1400 м). Несомненные моренные отложения были зафиксированы между сс. Киста и Абаю на высоте 1700 м [21]. Дополнительными исследованиями 1957 года морены максимального распространения последней ледниковой эпохи констатированы на высоте 600—1620 м, севернее с. Шуачала. Моренные отложения обнажаются также вверх по течению р. Грамула.

Таким образом, сопоставляя гипсометрическое расположение конечных морен последнего оледенения, можно заметить закономерности в сокращении распространения вюрмских ледников с запада на восток, как это наблюдается в отношении современного ледникового покрова на южном склоне Кавказского хребта. По долине р. Ненскра ледники спускались до 600—620 м абс. высоты, по Ингури до 960 м, по Риони — 1100 м, а по Джджори — 1550—1600 м. Как видно, ледники последнего оледенения по своей мощности и длине превышали современные ледники Альп и namного уступали ледникам Памира и Тянь-шаня.

#### Средние и верхнечетвертичные (мезо и неоплейстоценовые) ледниковые отложения

Существующие материалы о распространении и границах древнего оледенения, в основном, относятся к ледниковым отложениям последней ледниковой эпохи.

Предпринимались попытки выделить ледниковые отложения предпоследних ледниковых эпох (рисс, миндель) для северного склона Кавказского хребта, в частности ущелья Терека и Ассы (В. П. Рейнгартен), для р. Кубани, Баксана и Черека (Л. А. Рейнгарт). По мнению А. Рей-

Рейгарда конгломераты Кусарской наклонной равнины относятся к еще более древнему гонцскому оледенению.

На южном склоне Кавказского хребта следы предпоследнего оледенения отмечаются по ущелью Кодори, в окрестностях с. Цебельды, на высоте 420 м (А. Рейгард) и по низовьям р. Мзимта (А. И. Москвитин) на высоте 500 м.

Вопрос о принадлежности Цебельдинских морен в рисской ледниковой эпохе некоторыми исследователями последнего времени отрицается (Л. Варданян, Л. Маруашвили).

Что касается бассейнов рр. Ингури и Риони, то почти все выше-названные исследователи отмечают следы древнего четвертичного оледенения, но до сих пор не имеется определенного мнения относятся ли древние морены верховьев Ингури и Риони к последней ледниковой эпохе, или они представляют собой отложения разных ледниковых эпох плейстоцена.

Более детальное изучение древнеледниковых отложений верховьев рр. Ингури и Риони, описанных в свое время Г. Абигом, Э. Фаром и А. Л. Рейгардом, приводят к заключению, что морены, расположенные на разных относительных высотах над урезом реки (в окрестностях сс. Ушгули, Кала, Геби и др. мест) несомненно принадлежат не к стадиальным моренам одной (последней) ледниковой эпохи, а представляют собой отложения разных ледниковых эпох.

Морены последнего оледенения, в основном, связаны с 1-й 10—15 м надпойменной террасой и они хорошо прослеживаются вниз по течению реки на 20—25 и 50—60 м по II-й надпойменной террасе по мере углубления долины.

Что касается более древних моренных и флювиогляциальных отложений, то они по большей части размывы денудационными процессами и имеются в виде отдельных фрагментов, сохранившихся на склонах долин.

В верховье р. Ингури, в районе с. Ушгули, на бортах широкой троговой долины, имеются террасообразные уступы (плечи трога), где остатки морен на 170—200 и 300—350 м относительной высоты встречаются над стадиальной мореной (Ушгульской) последнего оледенения. Громадные кристаллические валуны (граниты и гнейсы) моренного происхождения прослеживаются на правом берегу Ингури вниз от с. Ушгули по дороге (тропе) с. Кала, на 200 и 300—350 м относительной высоты. Они встречаются у границы березовой рощи и выше в альпийских лугах.

Остатки древних морен, расположенные относительно выше конечных морен последнего оледенения, встречаются в окрестностях с. Кала у сс. Вичниши, Ипрари на 180—210 и 300—350 м, вверх по течению р. Халдечала, у с. Зегани (Ипари) — 200—250 м, и в окрестностях с. Адиш — 150 и 200—300 м относительной высоты.

Древние морены, расположенные относительно выше конечных морен последнего оледенения, лучше всего сохранились на Загарском хребте, в частности, в окрестностях пер. Угвир. Существование типичных морен на Угвирском перевале не вызывает сомнения, но не было установлено, относятся ли эти морены к последнему, или предпоследнему оледенению. Надо полагать, что Угвирские и расположенные на склонах Загарского хребта на разных относительных высотах моренные отложения, дадут возможность, хотя бы морфологическим способом, расшифровать вопрос об их относительном возрасте, а также возможность отнести их к отложениям предпоследних ледниковых эпох.



На Угвирском перевале морены встречаются на 1920—1930 м абс. высоты. На южном склоне моренные накопления имеются на 1750 м абс. высоты. Среди моренных валов существует площадка с озерными отложениями. На запад от перевала, в окрестностях с. Цвирмани на 200—220 м над урезом р. Ингури, сохранились морены почти на такой же абс. высоте.

Соответствующие морены встречаются и на северном склоне Угвири, на абс. высоте 1730—1750 м и на 200—220 м относительной высоты. Ниже этих морен расположены Жаберские морены последнего оледенения на 1500 м абс. высоты и 40—50 м относительной высоты.

На склоне правого берега р. Мулхры остатки древних морен встречаются против с. Арихели на 200 и 350—400 м относительной высоты.

Морены, более древние, чем последняя ледниковая эпоха, встречаются на левом склоне р. Мулхры, против с. Местия и к северу от с. Латали на 200 и 350 м относительной высоты (с.с. Шклари и Сидианари).

Ниже с. Латали до с. Бечо древние морены размыты и их остатки кое-где сохранились над шоссе на дороге на абс. высотах 1300 и 1650—1700 м (200 и 300—400 м относительной высоты).

Более четко выраженные древние морены встречаются на левом берегу р. Долрачала и между сс. Бечо и Ламхри, где моренные валы и отдельные эратические гранитовые глыбы, расположены на той же относительной высоте (200—250 и 300—360 м). Около с. Ламхри обнажаются моренные отложения на 3 разных относительных высотах.

Остатки древних морен лучше всего сохранились в окрестностях с. Пари на 60—80 м (нижняя), 200—250 и 350—400 м (верхняя) над урезом реки Ингури. Морены двух верхних ступеней обнажаются на обоих бортах р. Латхали, а отдельные эратические гранитовые валуны разбросаны на денудированных террасах с. Пари.

Ниже с. Пари остатки древних морен обнаружены на 60—80 м и 200 м над р. Ингури. Валуны в объеме нескольких м представлены слюдястыми гнейсами и светлыми гранитами.

Третий ярус морен встречающийся на 300—350 м до с. Пари, ниже названного села, не обнаружен и замещается флювиогляциальными галечниками.

Почти на такой же относительной высоте, на трех разных ступенях, древние морены встречаются в среднем и нижнем течении рр. Накра и Невскра (сс. Накра, Патара Накра, Тобари, Ланинари, Скураши, Кара и др.).

К сожалению нужно отметить, что среди ледниковых отложений в бассейне Ингури до сих пор не были найдены палеонтологические остатки, которые позволили бы отнести эти отложения к какому либо определенному стратиграфическому ярусу или отделу четвертичного периода.

Однако, приведенные здесь фактические материалы о морфологическом характере и относительной гипсометрическом положении моренных отложений на разных высотных отметках и об их закономерном распространении на одной и той же относительной высоте над урезом реки, позволяют выделить относительно более молодые и более древние моренные отложения, относящиеся к разным эпохам четвертичного (плейстоценового) периода.

Если считать, что конечные стадияльные морены по долинам Ингури и ее притоков хорошо прослеживаются до современных стадияльных морен (на относительных отметках 10—15 до 50—60 м) и что они от-

носятся к последней ледниковой эпохе (Вюрм или Хвалынский) четвертичного периода, то тогда естественно предполагать, что гипсометрически относительно выше расположенные остатки морен, на высоте порядка 200—250 м, можно отнести к рисской (по альпийской шкале) или хазарской ледниковой эпохе, а морены, сохранившиеся на 300—350 (а иногда и на 400) м относительной высоты — к более древней миндельской (бакинской) ледниковой эпохе.

Основываясь на фактическом материале о распространении древних моренных отложений на разных абсолютных и относительных высотах, надо предполагать, что ледники древнего миндельско-бакинского оледенения имели более ограниченное распространение. Они не спускались ниже 1500—1550 м над уровнем моря (с. Пари). По-видимому, подтверждается мнение Л. А. Варданянца [4], что в бакинское время склоны Кавказского хребта были еще слабо расчленены и оледенение этого времени имело более покровный характер (Гренландский тип).

Несомненных остатков максимального распространения рисского ледника ниже 1200—1250 м абс. высоты, не встречается, а ледники последнего (вюрмского) оледенения оканчивались на высоте 960 м по Ингури, а по ущелью р. Ненскра — на 600—620 м. По-видимому, постепенное углубление долины способствовало гипотрофии ледниковых языков вюрмского оледенения, при сравнительно меньшей площади оледенения, чем в предыдущие ледниковые эпохи.

### Бассейн р. Риони

Ледниковые отложения предпоследнего и более древнего оледенения еще слабее сохранились в бассейне р. Риони и его притоков. Однако, кроме конечных морен последнего оледенения описанных выше, по долине Риони и его притоков следы древних ледниковых эпох встречаются в некоторых местах у верховьев Риони и Чанчахи, где они расположены почти на таких же относительных отметках над урезом реки, как и в бассейне р. Ингури.

Морены, расположенные на разных относительных и абсолютных отметках относящиеся к разным, а не к одной ледниковой эпохе, встречаются на левом склоне р. Чвешура (левый приток Риони), в так называемой местности Джоджохети.

Конечные морены последнего оледенения, как указывалось выше, расположены на 1400 м абсолютной и 40—50 м относительной высоты на северном склоне Джоджохетской гряды и переходят на территорию с. Геби.

Более древние морены расположены на 150—200 и 350—400 м относительной высоты на левом берегу р. Хвагула, на выравненном гребне Джоджохета и выше с. Чиора, в местности Дидвели. На этой же высоте морены встречаются на водораздельных хребтах Домбура, Бодисуры, между Зопхитуря и Эденис-цкали.

Морены предпоследних ледниковых эпох хорошо сохранились по долине р. Чанчахи, на водораздельном хребте Чанчахи-Бубисцкали, где мощные моренные накопления (кроме морен последнего оледенения с. Гуршеви) встречаются на 150—200 и 300—350 м по обоим склонам г. Цители мта.

Морены, расположенные на 300—350 м над урезом реки, не прослеживаются ниже водораздельного хребта между Чанчахи и Бубисцкали, а в окрестностях с. Глола и ниже Саглолосхиди остатки морен встречаются на 200 и 50—60 м относительной высоты.

Таким образом, по существующим на данном этапе исследований фактическим материалам можно судить, что по долине р. Риони и его притоков имеются следы трехкратного оледенения и кроме морен последнего (вюрмского) оледенения (на 40—50 м над урезом реки) сохранились остатки рисской (хазарской) и миндельской (бахинской) ледниковых эпох, соответственно на 150—200 и 350—400 м относительной высоты. По своему морфологическому положению указанные морены вполне синхронизируются с моренами тех-же ледниковых эпох бассейна р. Ингури.

Вместе с тем нужно отметить, что ледниковые языки предпоследних ледниковых эпох имели в Рионской долине гораздо более ограниченное распространение и в миндельское время не опускались ниже 1500 м относительной высоты, а в рисскую ледниковую эпоху они не распространялись ниже 1200—1280 м над уровнем моря и, повидимому, совпадали с границами максимального распространения вюрмских ледников, или незначительно превышали их.

#### Четвертичные флювиогляциальные и аллювиальные отложения

Геологическое строение и морфологический характер ущелий Ингури и Риони обусловили прерывистое образование террас на разных участках долин и тем самым накопление флювиогляциальных и аллювиальных отложений.

По долинам рек Ингури и Риони послеледниковые аллювиальные отложения приурочены к I надпойменным террасам. Они более широко развиты на расширенных долинах верховьев р. Ингури и ее притоков, в частности, выше сс. Ушгули, Адиши, Мулхра, Местия, Чала, Долрачала, Накра и Ненкра.

Между сс. Лехашула-Десси и Джвари, террасы вообще слабо развиты среди юрской порфиритовой свиты и меловых известняков, и поэтому, флювиогляциальные и аллювиальные отложения как послеледниковой, так и ледниковой эпох сохранились в виде отдельных фрагментов.

Флювиогляциальные галечники последней и предпоследней ледниковых эпох имеются на тех же террасовых ступенях, на которых встречаются моренные накопления разных эпох четвертичного оледенения. Водноледниковые отложения на относительных высотах 3—4, 15—20, 40—50, 60—80, 150—200 и 300—350 м на разных участках течения названных рек, непосредственно связаны с размывом конечных и боковых морен, соответствующих ледниковых эпох, включая ледниковые отложения современных рек переотлагающиеся у морен современных ледников.

Довольно мощный слой флювиогляциальных отложений имеется на II-й надпойменной террасе у с. Местия. Перед Латалскими конечными моренами мощность водноледниковых образований достигает 20—25 м (на 60—70 м над рекой), а у с. Кашвети они встречаются на 15—20 и 60—80 м-вых террасах.

Более древние флювиогляциальные галечники образованные вследствие размыва древних морен, сохранились в окрестностях Латали на относительных отметках 250—300 и 300—350 м (с. Соли). Отдельные фрагменты размытых террас с аллювиальными и флювиогляциальными галечниками встречается на склонах ущелий Ингури около с. Эцери, Лахашула (200 и 350—400 м) по ущельям Ненкра и Ненкра на

10—15, 40—50, 150—200 и 300—350 м. Ниже с. Хайши последниково-аллювиальные отложения встречаются в окрестностях с. Худони, а более древние—на правом берегу р. Ингури между сс. Пураши и Джвари, на 150—200 м. Они прослеживаются в направлении с. Чала.

При выходе Ингури на Колхидскую равнину относительная высота террас постепенно понижается и древние аллювиальные галечники и пески погружаются под новейшими отложениями.

Таким образом, аллювиальные и флювиогляциальные отложения не имеют сплошного распространения по ущелью р. Ингури, они встречаются фрагментарно на террасах на 6—8, 10—12, 15—20, 40—50—60, 120—150, 200—250 и 300—350 м относительных высотах, причем высота одной и той же террасы увеличивается вниз по течению реки.

Аллювиальные и флювиогляциальные отложения более широко развиты по долине р. Риони.

Современные флювиогляциальные отложения мощностью в несколько метров имеются на широкой пойме р. Риони около с. Чиора. Последниково-аллювиальные и водноледниковые галечники мощностью от 3-х до 5-ти м встречаются на надпойменных I-х террасах с. Накиети, Лагванта, Гари, Они, Нигвзара, Велтети, Сори. Они широко развиты в Рачинской синклинальной депрессии среди третичных отложений между Хидискари и с. Нижняя Гвардия. Мощные аллювиальные отложения слагают I-ю надпойменную террасу сс. Квацхути, Химши, Дзирагеули, Садмели, Сакеция, Бугеули, Квишари и Гумати 4—5—6—8 м относительной высоты.

Флювиогляциальные отложения, связанные с размывом морен последнего оледенения, сохранились на денудированных террасах на высоте 40—50 м над урезом реки.

Флювиогляциальные галечники и пески, с включением крупных валунов до 1—1,5 м в диаметре, в окрестностях г. Они достигают 10—15 м мощности. 10—15 м слой крупных галечниковых образований перекрывает II-ую надпойменную 40—50 м террасу с. Шаубани. Крупные валуны представлены гранитами, порфиритами и диабазами, что дало повод Э. Фару и Г. М. Смирнову считать эти отложения моренными образованиями.

На левобережье р. Риони существуют морфологически хорошо выраженные террасы Балти на относительной высоте 40—60 м. Продолжение названной террасы встречается у сс. Цминдаури и Гари. Мощность галечников Болтинской террасы, обнажающихся на правом борту р. Дждори, достигает 15—20 м а у с. Гари — 8—10 м.

Более высокие террасы с остатками аллювиальных и флювиогляциальных отложений сохранились фрагментарно у с. Зеда Шоубани на 150—200 м (III-я терраса) и на фрагменте IV-й террасы с. Схиери, на территории старой церкви, на 300 — 350 м над урезом р. Риони.

Крупные валуны до 1 м и больше в диаметре, в основном представлены гранитами, гнейсами и, отчасти, диабазами и песчаниками. Мощность галечников достигает 10—15 м. Мощные накопления галечников обнажаются также в Командлис-хеви.

На отметках 500 м над урезом реки на территории с. Хирхониси встречаются галечники, а еще выше, на относительной высоте 600 м, А. И. Джanelидзе (8) отмечает древнеаллювиальные отложения. Между сс. Хирхониси и Корта.

Синхроничные Шоубанской 40—50 м террасе галечниковые отложения имеются на территории с. Зудали. Между Шардомети и Парахе-

ти галечники сохранились на относительных высотах 30—40, 150—180 и 300 м. На таких же относительных отметках аллювиальные флювиогляциальные галечники встречаются в районе с. Сори и по ущелью р. Лухуни.

Между теснинами Хидискари и Саирме Рачинской синклиналиной депрессии, сохранилось несколько террасовых ступеней, соответствующих по своим высотным отметкам террасам окрестностей Они, Шоубани и Схиери.

II-я надпойменная терраса с мощным слоем галечников встречается у с. Квацхути у местечка Амбролаури, сс. Ица, Садмели, Бостана, Бугеули, Чребало и Н. Гвардия.

III-я надпойменная терраса сохранилась фрагментарно на высоте 150—180 м у сс. Гори, Сакеца, Бостана, Цесисгора, а также на пер. Саирме (по дороге с. Алпана). Обе они появляются у сс. Корениши, Жиконети и Гумати. Все эти террасы, ниже г. Кутаиси, постепенно снижаются и погружаются в направлении к Черному морю.

Остатки аллювиальных отложений встречаются на территории с. Шрома на 300—350 м относительной высоты и у с. Бостана.

На более высоких террасах аллювий размыт.

Исходя из вышеизложенного материала можно заключить, что по долине р. Риони остатки аллювиальных и флювиогляциальных отложений террас (от I до IV надпойменной) хорошо увязываются с ледниковыми отложениями (от современной до миндель-бакинской ледниковых эпох), сохранившимися в верховьях Риони и его притоков в виде морен.

В низовьях Риони аллювиальные отложения переходят в четвертичные морские отложения Колхиды.

Здесь мы не будем останавливаться на делювиальных, пролювиальных и других генетических типах континентальных отложений четвертичного периода, которые имеют довольно широкое распространение в бассейнах Ингури и Риони, особенно в зоне древнего и современного морозного выветривания.

Эти образования, представляющие интерес при изучении четвертичных отложений будут рассмотрены в другом месте.

## ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г., Исследование настоящих и древних ледников Кавказа, «Сборник сведений о Кавказе», т. I, 1871.
2. В а р д а н я н ц Л. А., Материалы по геоморфологии Большого Кавказа, Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 65, 1933, № 2 и 13.
3. В а р д а н я н ц Л. А., К вопросу о числе стадий отступления вюрмского оледенения Центрального Кавказа, Изв. Геол. Ком., т. 48, 1929, № 9.
4. В а р д а н я н ц Л. А., Постпалеоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Ереван, 1948.
5. В а р д а н я н ц Л. А., Вюрмское оледенение бассейнов рек Ираф (Урux) и Цей (Центральный Кавказ), «Изв. Геогр. Общ.», т. 69, 1937, № 4.
6. В а р д а н я н ц Л. А., К истории развития рельефа Центрального Кавказа, Тр. Советск. Секц. Межд. Асоц. по Изуч. Четверт. Периода (INQA) вып. IV, 1939.
7. Д ж а в а х и ш в и л и А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М.-Л., 1947.

8. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рача и Лечхуми, Тбилиси, 1940.
9. Диник Н., Современные и древние ледники Кавказа, Зап. Кавк. Отдела Русск. Геогр. Общ., кн. XIV, вып. I, Тифлис, 1890.
10. Краснов А. И., Нагорная флора Сванетии, Изв. Русск. Географ. Общ., т. XXVIII, 1896.
11. Кузнецов И. Г., Геологическое строение района курорта Шамшови (бассейн Чачахи) в Центральном Кавказе, Труды ВГРО, вып. 151, 1931.
12. Кузнецов И. Г., Геологическое строение и полевые ископаемые бассейна Чвешуры в Центральном Кавказе, Материалы ЦНИГРИ, региональная геология и гидрогеология, сборник 1, 1933.
13. Кузнецов С. С., Максимов С. Е. и Харатишвили Г. Д., О геоморфологии Верхней Сванетии и прилегающей части Абхазии. В сборнике Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, вып. 2, АН СССР, 1940.
14. Марушвили, А. И., Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе, Тбилиси, 1956.
15. Михайловский В., Горные группы и лежники Центрального Кавказа, Землеведение, т. I, 1894.
16. Рейнгард А. Л., Гляциально-морфологические наблюдения в долинах Кубани и Кодора летом 1924 г., Изв. Географ. Общ., т. I, 1925.
17. Рейнгард А. Л., Четвертичная система (Закавказья), Геология СССР, т. X, Закавказье, М.-Л., 1941.
18. Рейнгард А. Л., Снеговая граница в среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона, Изв. Кавк. отд. Русск. Геогр. Общ., т. XXV, Тбилиси, 1917, № 2—3.
19. Рутковская В. А., Ледники Верхней Сванетии, Кавказ. Ледниковые районы, Т. ледниковых экспедиций вып. V, Л., 1936.
20. Смирнов Г., Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губ. Мат. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 7, 1909.
21. Церетели Д. В., Современные ледники и признаки древнего оледенения бассейнов рр. Риони и Джоджори, Вестник Гос. Музея Грузии, т. XII-A, 1943, Тбилиси (на груз. яз.).
22. Церетели Д. В., Геоморфология бассейна верхнего течения р. Кубани, Тр. Института Географии им. Вахушти, АН ГССР, т. IV, вып. I, 1949.
23. Церетели Д. В., Изменение ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 20—25 лет (бассейны рр. Ингури и Риони) Изв. АН Груз ССР, т. XXII, № 6, 1959.
24. Favre E., Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase, Genève 118 p., 1875.

მ. კომახინი

### რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატი

სპეციალური ნარკვევი რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატის შესახებ ჯერ არ გამოქვეყნებულა. საქართველოს კლიმატურ აღწერებში ამ მხარის კლიმატი მეტად ზოგადად არის გაშუქებული. რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატის შეუსწავლელობის მიზეზი უმთავრესად სათანადო რაოდენობის და ხარისხის მეტეოროლოგიური მონაცემების უქონლობაა.

არც ამჟამად არსებულ დაკვირვებათა მონაცემები იძლევა ამ მთიანი და მეტად რთული რელიეფის მქონე მხარის კლიმატის სათანადოდ გაშუქების საშუალებას. მეტეოროლოგიური სადგურები განლაგებულია უმთავრესად მდ. რიონის სანაპიროებზე და ნაქერალას ქედის ფერდობზე (შაორის ქვაბულში); დანარჩენ ქედებზე და მხარის ჩრდილო ნაწილში დაკვირვებები არ წარმოებულა. გამოსარკვევი მხარის ტერიტორიაზე მდებარე მეტეოროლოგიური სადგურების მეტი ნაწილი 1935 წლამდე წყვეტილად და არადაამაკმაყოფილებლად მუშაობდა. უკანასკნელი 20 წლის განმავლობაში მხარის თითქმის ყველა სადგური განუწყვეტლივ და დამაკმაყოფილებლად მუშაობს. ჩვენ კლიმატურად დაავიშუავეთ მხარის ყველა სადგურის მონაცემები 1935 წლიდან 1956 წლამდე და ამ შრომაში ძირითადად ვემყარებით ამ პერიოდიდან მიღებულ მაჩვენებლებს. ვსარგებლობთ აგრეთვე საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური პროცესების, ხასიათის შესახებ გამოქვეყნებული ლიტერატურით.

შრომაში ძირითადად გამოყენებულია ცალკეული კლიმატური ელემენტების დახასიათების და ნაწილობრივ სინოპტიკურ-კლიმატური ანალიზის მეთოდები. მოხდენილია მხარის კლიმატური დარაიონება.

### მზის რადიაცია

მზის რადიაცია წარმოადგენს თითქმის ყველა მხარის კლიმატის ერთ-ერთ უმთავრეს ფაქტორს.

დიდი მნიშვნელობა აქვს მას რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატის ფორმირებაშიაც. მაგრამ სამწუხაროდ საკმარის დაკვირვებათა მონაცემები ამ ელემენტის რეჟიმის დასადგენად არ არსებობს. მხარის მთელ ტერიტორიაზე მხოლოდ კურორტ შოკში ხდებოდა მზის ნათების ხანგრძლივობის რეგისტრაცია (კემპელის ჰელიოგრაფით) და მზის პირდაპირ რადიაციაზე დაკვირვებები (მიხელსონის აქტინომეტრით) და ისიც 7 წლის განმავლობაში, 1933 წლიდან 1939 წლამდე. დანარჩენ სადგურებზე წარმოებდა მხოლოდ ვიზუალური დაკვირვებ-

ბები ღრუბლიანობაზე. ამიტომ იძულებული ვართ შზის რადიაციის რეჟიმი მხარეში დავახასიათოთ კურორტ შოვის ზემოხსენებული მონაცემებით. რომლებიც დამუშავებული იყო თბილისის გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში ლ. ვეკუას მიერ 1940 წელს, და მეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემებით ღრუბლიანობის შესახებ.

პროფ. გ. სელიანინოვი სუბტროპიკული ზონის ჩრდილო საზღვრად თვლის ისეთ განედს, სადაც დღის უდიდესი ხანგრძლიობა უდრის არა ნაკლებ 15 საათს, ხოლო უმოკლესი 9 საათს. ამ განმარტების თანახმად რაჭა-ლეჩხუმი მდებარეობს სუბტროპიკული ზონის ჩრდილო საზღვარზე (იხ. ცხრილი 1).

მზის ამოსვლის და ჩასვლის დრო ყოველი თვის 15 რიცხვში (საათ. წთ.)  
კურორტი შოვი

ცხრილი 1

თვეები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ამოსვლა	7,30	7,01	6,24	5,18	4,30	4,24	4,24	5,00	5,48	6,42	7,00	7,24
ჩასვლა	16,30	17,13	17,36	18,42	19,30	19,36	19,36	19,00	18,12	17,18	17,00	16,36
დღის ხანგრძლიობა	9,00	10,12	11,12	13,24	15,00	15,12	15,12	15,00	12,24	10,36	10,00	9,12

ღრუბლიანობა აქ ზომიერია, წელიწადში საერთო ღრუბლებით დაფარულია ცის თალის 60%, ხოლო დაბალი ღრუბლებით 50%-ზე ნაკლები. მასთან წლის არც ერთ თვეში ქვედა ღრუბლის რაოდენობა არ აღწევს 55%-ს (ცხრილი 2).

მთაღრუბლელობა შოვში (%-ში)

ცხრილი 2

თვეები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	წლიური	
	ღრუბლიანობა													
საერთო		58	64	62	69	64	62	56	49	50	50	55	56	58
ქვედა		47	46	51	53	52	52	40	43	42	39	41	46	46

სუბტროპიკულ ზონაში მდებარეობა და ზომიერი ღრუბლიანობა აპირობებს რაჭა-ლეჩხუმი ნათების საკმაოდ დიდ ხანგრძლიობას და მზის რადიაციის მნიშვნელოვან ინტენსივობას წლის ყველა სეზონში. ჰელიოგრაფის 7 წლის მონაცემების მიხედვით მზის ნათების ხანგრძლიობა შოვში უდრის წელიწადში 2050 საათს (ცხრილი 3).

ცნობილია, რომ ზამთარში ჰელიოგრაფი ჩაწერას მნიშვნელოვნად აგვიანებს, ვინაიდან მზის მცირე სიმაღლის გამო, პარიზონტიდან ამოსვლის კარგა



ზნის შემდეგ მზის რადიაცია აღწევს იმ კრიტიკულ მნიშვნელობას, რომლის დროს იწყება ჩაწერა. ლენტის ამოწვა, სახელდობრ 0,25—0,30  $\frac{\text{გრ-ცალ,}}{\text{სმ}^2 \text{ წუთში}}$

ამავე მიზეზით ჰელიოგრაფი წყვეტს ჩაწერას უფრო ადრე, ვიდრე მზე ჩაეა. თუ ამ გარემოებას მივიღებთ მხედველობაში შეიძლება დავასკვნათ, რომ მზის ნათების ხანგრძლიობა შოგში ჰარბობს 2100 საათს წელიწადში; ზამთრის თვეებში მზე ანათებს აქ საშუალოდ 4—5 საათს დღეში, ხოლო ზაფხულის ცხრილი 3

მზის ნათების ხანგრძლიობა (საათებით) შოგში

თვეები	1	2	3	4	5	6	
	101,7	131,2	155,0	168,0	184,3	194,1	
თვეები	7	8	9	10	11	12	წლიური
	252,1	265,1	205,2	185,3	98,5	110,4	2050,8

თვეებში 8—9 საათს. დღის განმავლობაში ნათების ხანგრძლიობა უდიდესია 10 და 11 საათებს შორის, ე. ი. იმ საათებში, როდესაც ყველაზე უფრო ხელსაყრელია კურორტზე ჰელიოტერაპევტიული პროცესების ჩატარება (ცხრილი 4).

ცხრილი 4

მზის ნათების საშუალო წლიური ხანგრძლიობა დღის ცალკე საათებში

საათები	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—22
ნათების ხანგრძლიობა	9,6	75,1	143,4	205,4	232,3	234,3	222,8
საათები	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19
ნათების ხანგრძლიობა (საათებით)	216,5	205,8	181,9	144,0	111,7	58,3	10,0

სრულიად უღრუბლო და სახსებით ღია ჰორიზონტის პირობებში მზის ნათების ხანგრძლიობა შოგში იქნებოდა დამრგვალებით 4430 საათი წელიწადში. ამრიგად, ნათების ფაქტიური ხანგრძლიობა 2100 საათი ასტრონომიულად შესაძლებელ ხანგრძლიობის დაახლოებით 47% შეადგენს.

მაშასადამე, ჰორიზონტის დახურულობა და ღრუბლიანობა მზის ნათების შესაძლებელ ხანგრძლიობას 53%-ით ამცირებს. აქედან მხოლოდ ღრუბლიანობას შეიძლება მიეწეროს არა უმეტეს 46—47%.

რამდენად მზიურია კურორტი შოვი ჩანს იქიდან, რომ მზის ნათების ფაქტური ხანგრძლიობა აქ რამდენადმე მეტია, ვიდრე ბახმაროზე და ბაკურიანში და მნიშვნელოვნად მეტია, ვიდრე შვეიცარიის ცნობილ მაღალმთიან კურორტ დავოსში, რომელიც მდებარეობს ზღ. დონიდან ისეთივე სიმაღლეზე, როგორც შოვი (ცხრილი 5).

რადგანაც მზის რადიაციის რეჟიმს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს კლიმატური კურორტისათვის, ქვევით მოვიყვანთ ამ ელემენტის შესახებ შოვისათვის არსებულ ყველა მონაცემებს.

ცხრილი 5

მზის ნათების ხანგრძლიობა (სათემით)

თვეები	სადგურები					
	1	2	3	4	5	6
ბახმარო	97	108	153	190	224	206
ბაკურიანი	110	117	144	156	187	195
დავოსი	98	112	153	163	173	174

თვეები	სადგურები						წლიური
	7	8	9	10	11	12	
ბახმარო	199	225	203	189	124	104	2022
ბაკურიანი	210	239	206	168	133	110	1975
დავოსი	206	208	172	138	102	82	1789

მზის ნათების ხანგრძლიობის და ატმოსფეროს კარგი გამკვირვებლობის შედეგად კურორტ შოვში მზის პირდაპირი რადიაციის ჯამი წლის-ყველა-სეზონში მნიშვნელოვანია და თვალსაჩინოდ მეტია, ვიდრე დავოსში (ცხრილი 6 და 7).

ჰორიზონტიდან მზის საკმაოდ შალალი მდგომარეობის, ზომიერი სინოტივის (ცხრილი 8) და ჰაერის სისუფთაეის გამო ჭეშმარიტ შუადღის საათებში პირდაპირი რადიაციის საშუალო ძაბვა სხივებისადმი პერპენდიკულარულ ზედაპირზე თვეში 1.4 აღემატება წლის ყველა სეზონში, ხოლო გაზაფხულის

თვეებში რამდენიმედ ქარბობს 1,5  $\frac{\text{გრ-კალ}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$ . ჰორიზონტულ ზედაპირზედაც ზაფხულის თვეებში ის უდრის საშუალოდ 1,35 და ზამთრის თვეებში 0,6—0,7  $\frac{\text{გრ-კალ}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$

მზის რადიაციის დაბვა პერპენდიკულარულ ზედაპირზე წლის ყველა სეზონში დილიდანვე აღემატება 1 მთელს.

ქვემარტ შუადღეზე მაქსიმუმია აპრილში და უდრის 1,63, მინიმუმია ივლისში 1,40  $\frac{\text{გრ-კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$ . ივლისის მინიმუმი აიხსნება ძირითადად ამ თვეში

ცხრილი 6

მზის პირდაპირი რადიაციის ნამდვილი ჯამი თვეების მიხედვით და წლის განმავლობაში (დიდი კალორიებით) კურ. შოვში.

	1	2	3	4	5	6	
პერპენდიკულ. ზედაპირზე	8591	11210	15236	12018	14961	15728	
ჰორიზონტულ ზედაპირზე	3436	4916	8621	7930	10276	11257	
	7	8	9	10	11	12	წლიური
პერპენდიკულ. ზედაპირზე	19326	20264	16438	14938	8159	9268	166130
ჰორიზონტულ ზედაპირზე	13766	13134	9824	7095	3326	3343	96924

ცხრილი 7

დავოსში და შოვში მზის პირდაპირ რადიაციის თვიური და წლიური ჯამების შეფარდება გამოსახული %-ით

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	წლ.
პერპენდიკულ ზედაპირზე	59	64	71	82	87	87	90	93	83	74	58	62	78
ჰორიზონტულ ზედაპირზე	54	69	73	86	91	93	96	98	88	78	59	53	84

ორთქლის მეტი რაოდენობით ჰაერში. ჰორიზონტულ ზედაპირზე მზის რადიაციის დაბვა ზამთარში უმცირესია და შუადღის საათებში 0,6—08  $\frac{\text{გრ-კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$

უდრის, გაზაფხულზე იზრდება და ივნისში აღწევს მაქსიმუმს 1,36  $\frac{\text{გრ-კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$  (ცხრილი 9).

მზის რადიაციით და თოვლის ზედაპირიდან ანარეკლი სხივებით ადამიანის ტანის დასხივოსნება შოვში ზამთრობით დღის საათებში მნიშვნელოვანია და ხშირად 2  $\frac{\text{გრ-კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$  აღწევს (ცხრილი 9).



შოვის მონაცემები მზის რადიაციის რეჟიმის შესახებ დამახასიათებელი მხოლოდ კურ. შოვის ტერიტორიისათვის და ნაწილობრივად საკვლევი მხარის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილისათვის.

რიონის ხეობის განედური მიმართულების მონაცემთაში, რომელიც რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე გრძელდება დაახ. ს. ალპანიდან ქ. ონამდე და სადაც დასახლებულია მხარის მოსახლეობის მეტი ნაწილი, ჰორიზონტის დაფარულობა უმეტეს შემთხვევაში ნაკლებია, ვიდრე კურორტ შოვში. ღრუბლიანობა რიონის ხეობის ამ ნაწილში, მეტეოროლოგიური სადგურების ჩვენებით, იმდენივე როგორც შოვში. ნისლიან დღეთა რიცხვი მნიშვნელოვნად ნაკლებია. ჰრებალოში და ონში ასეთ დღეთა რიცხვი 3—5 წელიწადში, შოვში კი 28. აქედან შეგვი-

აბსოლუტური სინოტივე (მმ.) საშ. 1933—1939 წლამდე

ცხრილი 8

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
შოვი	3,3	3,6	4,1	6,2	9,1	11,1	14,0	15,7	10,8	8,1	5,9	4,1

ცხრილი 9

მზის პირდაპირ დაბათა წლიური მსვლელობა ჰემსფეროვით შეადგენს, გრამ-კალორიები სმ<sup>2</sup>-ზე წუთში.

შოვი

თვეები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
პერპენდიკულ ხედაპირზე	1,48	1,52	1,56	1,63	1,48	1,46	1,40	1,42	1,44	1,45	1,46	1,47
ჰორიზონტ. ხედაპირზე	0,70	0,86	1,11	1,26	1,35	1,36	1,30	1,22	1,14	0,89	0,70	0,60

ძლია დაეასკნათ, რომ რიონის ხეობის ამ ნაწილში მზის ნათების რეალური ხანგრძლიობა რამდენადმე მეტი იქნება, ვიდრე შოვში, ყოველ შემთხვევაში არა-ნაკლები 2200 საათისა წელიწადში. ცხადია ეს ხელს უწყობს აქ ყურძნის კარგ მოსავალს, განსაკუთრებით სამხრეთ ფერდობზე.

**ამინდის ხასიათი რაჭა-ლეჩხუმში ატმოსფეროს ზოგად ცირკულაციასთან დაკავშირებით**

როგორც ცნობილია, საქართველოს ტერიტორიაზე ადგილი აქვს ძირითადად ორი ტიპის სინოპტიკურ პროცესს. პირველი ტიპის პროცესები დაკავშირებული არიან ჰაერის მასების დასავლეთიდან შემოჭრასთან, ხოლო მეორე ტიპის — აღმოსავლეთიდან შემოჭრასთან. დასავლეთიდან შემოჭრა საქართველოს ტერიტორიაზე საკმაოდ ხშირია წლის ყველა სეზონში, ამიტომ მას დიდი მნიშვნელობა აქვს საქართველოს კლიმატის ფორმირების საქმეში.

დასავლეთიდან შემოჭრილი მასა დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე ჩვეულებრივად უმდგრადი და ნესტიანია, ამავე დროს ის რელიეფის გავლენით განიცდის იძულებით აღმავალ დენას. ამიტომ დასავლეთიდან შემოჭრა ჩვეუ-

ლებრივად დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე იწვევს ჰაერის სინოტივის და ღრუბლიანობის ზრდას, ტემპერატურის დაცემა და ნალექებს. ნალექები უმთავრესად შემოჭრის დროს მოდის, ხოლო ჰაერის ტემპერატურის დაცემა შემოჭრის დამთავრების შემდეგაც გრძელდება. ანტიკლინური მდგომარეობის დამყარების პირველ დღეებში ინვერსიის განვითარების გამო.

რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორია ირგვლივ შემოფარგლულია ქედებით, ჩრდილო-დასავლეთიდან და დასავლეთით მას ეკვრის საკმაოდ მაღალი ლეჩხუმის ქედი და ასხის მასივი, სამხრეთ დასავლეთიდან ხვამლის მასივი და რაჭის ქედი. მხარის შიდა ტერიტორიაც დასერილია რაჭის კავკასიონიდან თითქმის მერიდიანულად მიმართულ რიგი ვანშტოებით. როგორცაა: გორმაღალის ქედი, ასკისწყლის და რიცეულის წყალგამყოფი, რიცეულის და ლუხუნისწყლის წყალგამყოფი, შოდაკედელას ქედი და სხვ.

ამიტომ, თუმცა რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზედაც დასავლეთიდან შემოჭრა იწვევს ღრუბლიანობის ზრდას, ნალექებსა და ტემპერატურის დაწევას, მაგრამ ამ პროცესებთან დაკავშირებული ნალექიანობა აქ ჩვეულებრივად შესამჩნევად უფრო ნაკლებია, ვიდრე დასავლეთ საქართველოს სხვა შავი ზღვისაქვე უფრო გაშლილ მთიან ადგილებში. გამონაკლისს შეადგენს ნაქერალას ქედი. დასავლეთიდან და განსაკუთრებით სამხრეთ დასავლეთიდან შემოჭრილი ნოტიო ჰაერი ციცაბოდ აღმართული ნაქერალას ქედის სამხრეთ ფერდობზე განიცდის ძლიერ აღმავალ დენას, რის გამო გამოჰყოფს უხვ ნალექებს ქედის სამხრეთ ფერდობზე, თხემზე და თხემის ჩრდილო ფერდობის ზემო ნაწილში. ჰაერის ტემპერატურა კი საკვლევ მხარეში დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრის დროს ნაკლებად ეცემა, ვიდრე რიონის ხეობის დაბლობზე, მაგრამ შემოჭრის დამთავრების შემდეგ და ანტიციკლონური მდგომარეობის დამყარებისას თერმიული ინვერსიების განვითარება უფრო ძლიერია და ჰაერის ტემპერატურის დაცემა ქვაბულებში და ჩაკეტილ ხეობებში უფრო მეტია.

მხოლოდ ისეთ შემთხვევაში, როდესაც დასავლეთიდან შემოჭრა დაკავშირებულია ამიერკავკასიის სამხრეთით მომქმედ პოლარულ ფრონტზე წარმოშობილ ტალღურ და მით უფრო ციკლონურ აღრევასთან მთელ რაჭა-ლეჩხუმში მოდის უხვი ნალექი. განსაკუთრებით დიდი რაოდენობის ნალექი მოდის ამ პროცესის დროს ნაქერალას უღელტეხილზე და შაორის ქვაბულში. ]

[ აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი მასის სიმძლავრე არ არის ჩვეულებრივად დიდი; ამიტომ აღმოსავლეთიდან შემოჭრა მეტად იშვიათად აღწევს ქართლიმხრეთის ქედამდე და ნით უფრო იშვიათად გადადის ამ ქედის დასავლეთით [1]. რაჭა-ლეჩხუმშიაც ამ პროცესის დროს გრძელდება ჩვეულებრივად მშრალი ამინდი, ქრის აღმოსავლეთის ფიონური ხასიათის ზომიერი ქარი; ჰაერის ტემპერატურა იზრდება, სინოტივე და ღრუბლიანობა მცირდება.

მხოლოდ ისეთ შემთხვევაში, როდესაც აღმოსავლეთიდან ცივი ჰაერის მასის შემოჭრა არაჩვეულებრივად მძლავრია, როგორც მაგალითად ამას აქ ადგილი ჰქონდა 1935 წ. 12—13 იანვარს, მთელ დასავლეთ საქართველოში და კერძოდ რაჭა-ლეჩხუმშიც ღრუბლიანობა იზრდება, მოდის ჰმნიშვნელო რაოდენობის ნალექი და ტემპერატურა ეცემა. ]

**ჰაერის ტემპერატურა**

ზღვის დონიდან სიმაღლეთა შორის დიდი განსხვავება, რელიეფის ფორმათა სხვადასხვაობა და ზღვიდან არა ერთნაირად დაშორება აპირობებენ მხარის სხვადასხვა ნაწილში ჰაერის ტემპერატურათა შორის მნიშვნელოვან სხვაობას. ჰაერის ტემპერატურის ტერიტორიულ განაწილების გამოსარკვევად მოგვყავს ცხრილი 10, სადაც მოცემულია უცივესი და უთბილესი თვეების საშუალო ტემპერატურა, საშუალო წლიური ტემპერატურა და ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდი.

საშუალო წლიური ტემპერატურა მერყეობს ტერიტორიულად 11°, 5-დან (400—500 მეტრის სიმაღლის ზონაში)—3°-მდე (300 მეტრის სიმაღლეზე).

უცივესი თვის იანვრის ტემპერატურა მერყეობს 0,5°-დან —12°-მდე. უთბილესი თვის აგვისტოს 23°-დან 7°-მდე.

იმის გამოსარკვევად, თუ როგორ ეცემა ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით ჰაერის ტემპერატურა მოგვყავს ცხრილი 11, სადაც მოცემულია ვერტიკალური თერმიული გრადიენტები (ჰაერის ტემპერატურის დაცემა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე) სამი წყვილი სადგურისათვის, რომელნიც მდებარეობენ დაახლოებით ერთნაირ რელიეფურ პირობებში, მაგრამ სხვადასხვა სიმაღლეზე ზღ. დონიდან.

ცხრილი 10

**ჰაერის საშუალო ტემპერატურა**

სადგურები	წლიური	იანვრის	აგვისტოსი	ამპლიტუდი	სიმაღლ. ზღვ. დონ.
ცაგერი . . . . .	11,7	0,6	22,4	21,8	429 მეტრი
კრებალა . . . . .	11,7	0,4	22,7	22,3	525 „
ანბროლაური . . . . .	11,2	- 0,3	22,3	22,6	546 „
ონი . . . . .	10 <sup>9</sup> ,1	-1,3	21,0	22,3	789 „
ხარისთვალი . . . . .	6,6	-5,2	17,4	22,6	1136 „
ხერგა . . . . .	6,3	-5,1	17,9	23,0	1126 „
შოვი . . . . .	5,3	-5,3	16,6	21,9	1600 „
მამისონი . . . . .	-2,4	-11,8	7,9	19,7	2850 „

ცხრილი 11

**თერმიული გრადიენტი თვეების მიხედვით და წლიური**

სადგურები	თვეები												წლიური
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ონი-ანბროლაური	0,4	0,4	0,3	0,5	0,6	0,8	0,5	0,6	0,6	0,5	0,3	0,2	0,5
შოვი—ონი . . . . .	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,55
მამისონის უღელტ.													
შოვი . . . . .	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6

ცხრილი 11 გვიჩვენებს, რომ საშუალო წლიური ტემპერატურის დაცემა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე, მხარის ქვედა ზონაში, „ნორმალურია“, ე. ი. 0,5° უდრის. ხოლო მხარის შუა და ზედაზონების წლიური გრადიენტი რამდენადმე

დადილებულია. 0°,55—0°.60, რაც შეიძლება მიეწეროს კავკასიონის თხემზე არსებული მარადი თოვლის და ყინვარების გამაციებელ გავლენას.

წლიური ტემპერატურის სიდიდეზე, გარდა სიმალლისა, გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა (და მცენარეთა სამოსელი). ასე, მაგალითად, შოვში, რომელიც მდებარეობს 500 მეტრით უფრო მაღლა ხერგაზე, საშუალო წლიური ტემპერატურა მხოლოდ 1°-ითაა უფრო დაბალი. ვიდრე ხერგაში (შოვი ფერდობზე, ხოლო ხერგა ამოქვაბულში მდებარეობს). ამბროლაურში, რომელიც მხოლოდ 20 მეტრითაა მაღალი ჭრებალოზე, საშუალო წლიური ტემპერატურა 0°.4 დაბალია, ვიდრე ჭრებალოში, რაც შეიძლება აიხსნას უკანასკნელის უფრო დახრილი ადგილმდებარეობით.

ჰაერის საშუალო ტემპერატურა

ცხრილი 12

სადგურები	ოქტომბერი	აპრილი	სხვაობა
ცაგერი . . . . .	12,7	11,5	1,2
ჭრებალო . . . . .	12,4	11,5	0,9
ამბროლაური . . . . .	12,1	11,0	1,1
ონი . . . . .	10,8	9,8	1,0
ხარისთვალი . . . . .	8,0	5,2	2,8
ხერგა . . . . .	7,8	5,6	2,2
შოვი . . . . .	6,9	4,2	2,7
მამისონი . . . . .	0,7	3,7	3,0

წლის განმავლობაში თერმიული გრადიენტის მერყეობა დასავლეთ საქართველოს სხვა რაიონებთან შედარებით უმნიშვნელოა და მისი წლიური მსვლელობაც თავისებურია.

დასავლეთ საქართველოს უმეტეს ტერიტორიაზე, სადაც ზღვის გავლენა უფრო ძლიერია, წლის თბილ პერიოდში თერმიული გრადიენტი ნაკლებია, ვიდრე წლის ცივ პერიოდში. რაჭა-ლეჩხუმში კი წლის ცივ პერიოდში ის უფრო მცირეა, ვიდრე თბილ პერიოდში, ისე როგორც აღმოსავლეთ საქართველოში.

ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდი მხარის უმეტეს ნაწილში უდრის 22°, მცირე მეტ-ნაკლებობით (ცხრილი 10). მაშინ, როდესაც ზემო იმერეთში (ყვირილის ხეობაში) ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდი 19—20° ფარგლებში მერყეობს.

შემოდგომა რაჭა-ლეჩხუმში გაზაფხულზე უფრო თბილია, მაგრამ უფრო ნაკლებად, ვიდრე კოლხეთის ველზე. ეს აიხსნება არა მარტო ამ მხარის ზღვიდან უფრო დაშორებით და მეტი კონტინენტობით, არამედ იმ გარემოებითაც, რომ აქ გაზაფხულის თვეებში ჰაერის ქვედა ფენიდან სითბოს დიდი რაოდენობა იხარჯება თოვლის გასაღნობად. ამიტომაც ისეთ ადგილებში, სადაც თოვლის საბურველი გაზაფხულობით უფრო გვიან დნება, გაზაფხულიც მეტად ცივია შემოდგომაზე (ცხრილი 12).

ჰაერის ტემპერატურის დღელაღმური ამპლიტუდი საკვლევ მხარეში რამდენიმედ მეტია, ვიდრე კოლხეთის ველზე, მაგრამ იქაც მეტად ზომიერია. შოვ-

ში ტემპერატურის საშუალო დღელამური ამპლიტუდი (საშუალო თვიური მაქსიმუმიდან გამოკლებული საშ. თვიური მინიმუმი)  $10^{\circ}$  უდრის. წლიურ მსვლელობაში ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდი უდიდესია გაზაფხულის მეორე ნახევარში და ზაფხულის თვეებში ( $13^{\circ}$ - $12^{\circ}$ , 5), უმცირესია ზამთრობით ( $10^{\circ}$ - $9^{\circ}$ ). ზედა ზონაში ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდი მცირდება და მამისონის უღელტეხილზე ის  $5^{\circ}$ - $8^{\circ}$  უდრის.

ტუ ზამთრის სეზონს ვუწოდებთ ისეთ პერიოდს, რომლის განმავლობაშიც საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურა  $0^{\circ}$ -ზე დაბალია, მაშინ რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიის ქვედა ზონაში, დაახლოებით 700 მეტრის სიმაღლემდე, ნამდვილი ზამთარი მოკლეა და გრძელდება სულ 20-30 დღე. უცივესი თვის ტემპერატურა ამ სიმაღლემდე მერყეობს  $+0,5$  და  $-0,5$  ფარგლებში. ამავე დროს წლის ცივი პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით  $5^{\circ}$ -ზე დაბალი, ამ ზონაშიც საკმაოდ ხანგრძლივია, 3-4 თვე წელიწადში (დეკემბრიდან მარტამდე). ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი აქ ზამთრის პერიოდში შეიძლება დაეცეს  $-2$  6  $-27^{\circ}$ -მდე.

ამრიგად, ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი საკმაოდ დაბალია, მაგრამ ასეთი შემთხვევა იშვიათია; უფრო ხშირად აბსოლუტური მინიმუმი  $-13^{\circ}$ -ის გარშემო მერყეობს.

ამავე დროს საკმაოდ ხშირია ამ სეზონში თბილი დღეებიც, როდესაც დღის საათებში პერის ტემპერატურა  $10^{\circ}$  უახლოვდება. ცალკე დღეებში  $20^{\circ}$ -მდეც აღწევს მაგრამ იშვიათად. სვეტეცაციო პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით  $10^{\circ}$  ზევით, იწყება საშუალო 10 აპრილიდან და დაახლოებით ამ დროს წყდება დილის ყინვებიც. თითქმის 3 თვე საშუალო ტემპერატურა  $\cong 20^{\circ}$ , უთბილესი თვეების ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 23-22 $^{\circ}$  შორის მერყეობს; საშუალო ტემპერატურა ამ თვეებში დღის 13 საათზე 27-28 $^{\circ}$  უდრის. ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმი  $40^{\circ}$  აღწევს. შემოდგომის პირველი ნახევარი საკმაოდ თბილია, საშუალო დღელამური ტემპერატურა  $10^{\circ}$ -ზე მაღალია ოქტომბრის დამლევამდე; დილის ყინვებიც ამ დროს იწყება ჩვეულებრივად.

700 მეტრიდან 1200 მეტრის სიმაღლემდე ზამთარი ზომიერად ცივია; 2-3 თვე საშუალო ტემპერატურა უარყოფითია. მაგრამ უცივესი თვის იანვრის ტემპერატურა  $-3^{\circ}$  მაღალია; გამოწკლისის შეადგენს შორის ქვაბული, სადაც ზამთარი განსაკუთრებით მკაცრია.

ეს ადგილი მთელ საქართველოში ყველა იმავე სიმაღლეზე მდებარე ადგილებზე მნიშვნელოვნად უფრო ცივია. აქ საშუალო თვიური ტემპერატურა 4 თვეა უარყოფითი და იანვარში  $-5^{\circ}$ -ზე რამდენიმე მეათედით დაბალია.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი ზონის უმეტეს ნაწილზე  $-26^{\circ}$ ,  $-27^{\circ}$ -მდე ეცემა. განსაკუთრებით დაბალი მინიმუმებით გამოირჩევა შორის ქვაბული: ხარისთვალში აღნიშნულია  $-36^{\circ}$ , ხერგაში  $-40^{\circ}$ . საქართველოს არც ერთ სხვა სადგურზე არ აღნიშნულა ისეთი დაბალი ტემპერატურა. მაღალმთიან სადგურებზედაც კი, იალბუზზე და ყინვარწვერზე  $-36$  და  $-33^{\circ}$  დაბლა ტემპერატურა არ დაეცემა. ასეთი დაბალი მინიმუმები შორის ქვაბულში არც ისე იშვიათია; ასე, მაგალითად, ხერგაში 1950 წელს მინიმუმი იყო  $-40^{\circ}$ , 1947-და 1948 წ.  $-36^{\circ}$ , 1941-45 წწ.  $-31^{\circ}$  და ასე შემდეგ. საშუალო აბსოლუტური მინიმუმებიდან უდრის  $-29^{\circ}$ .



დასავლეთიდან შემოჭრილი ცივი ჰაერის მასები ციკაბოდ აღმართულ ნაქერალას ქედზე აღმა დენის დროს ფართოვდება და კიდევ უფრო ცივდება და ისე გადადის შაორის მაღალ ქვაბულში, სადაც თერმიული ინვერსიების განვითარების შედეგად ჰაერის ტემპერატურის დაცემა ქვედა ფენებში გრძელდება. თერმიული ინვერსიების განვითარებას ხელს უწყობს რელიეფის ფორმა, შემოჭრის დამთავრებისას დამყარებული ანტიციკლონური მდგომარეობა და თოვლის საბურველი.

ცივი პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით 5<sup>0</sup>-ზე დაბალი, ზონის ქვემო ნაწილებში 4 თვე გრძელდება. ზემო ნაწილებში 5—5 1/2 თვე; სავეგეტაციო პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით 10<sup>0</sup>-ზე მაღალი, ზონის ქვემო ნაწილებში 15—20 აპრილს იწყება, ზემო ნაწილში კი მაისის პირველ დეკადაში. ზაფხული ზონაში თბილია და საკმაოდ ხანგრძლივი.

ზონის ქვემო ნაწილში უთბილესი თვის ტემპერატურა 20—22<sup>0</sup> შორის მერყეობს, ზედა ნაწილებშია 18<sup>0</sup>-ზე დაბლა არ ეცემა. შაორის ქვაბული ზაფხულშია ცივი განირჩევა რამდენიმე უფრო დაბალი ტემპერატურით, რაც შეიძლება აიხსნას ამ სეზონში აქ მეტი ღრუბლიანობით და ნალექების უხვი რაოდენობით. საშუალო თვიური ტემპერატურა დღის 13 საათზე ივლის-აგვისტოში მერყეობს ზონის ქვედა ნაწილებში 26<sup>0</sup>-ს, ზედა ნაწილებში 23<sup>0</sup>-ს ირგვლივ. მაქსიმალური ტემპერატურა 36—32<sup>0</sup> უდრის. სავეგეტაციო პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით  $\geq 10^{\circ}$ , თავდება ოქტომბრის მეორე დეკადაში ზონის ქვემო ნაწილებში და მაისის 1 დეკადაში ზედანაწილებში. მხარის ზედა ზონაში, დაახლოებით 1200 მეტრიდან, ზამთარი ცივი და ხანგრძლივია.

1600—1800 მეტრის სიმაღლემდე 4—5 თვეა საშუალო ტემპერატურა 0<sup>0</sup>-ზე დაბალი და 2—3 თვე ზაფხულში ყინვებისაგან თავისუფალია. ზაფხული ზომიერად თბილია, 4 თვე საშუალო ტემპერატურა 10<sup>0</sup>-ზე მაღალია, მაგრამ არც ერთ თვეს ზაფხულში საშუალო დღელამური ტემპერატურა 17<sup>0</sup> არ აღემატება. საშუალო ტემპერატურა 13 საათზე 24<sup>0</sup>—22<sup>0</sup> უდრის. მაქსიმალური ტემპერატურა განსაკუთრებულ შემთხვევაში 30—32<sup>0</sup>-ს აღწევს.

2300—2400 მეტრის სიმაღლიდან უთბილესი თვის ტემპერატურა 10<sup>0</sup>-ზე ნაკლებია. აქ სითბო არ არის საკმარისი ხე-მცენარეების აღმოსაყენებლად, ხოლო 3000—3200 მეტრის სიმაღლიდან იწყება მარადი თოვლის ზონა. თუმცა ჭერ კიდევ ამ ზონის დიდ ნაწილზე 1—2 თვის საშუალო ტემპერატურა 0<sup>0</sup>-ზე მაღალია, მაგრამ ღამის საათებში 0<sup>0</sup>-ზე დაბლა ეცემა და დღის საათებში გამდნარი თოვლი ისევ იყინება, შედეგად თოვლის საბურველი ვერ ასწრებს ამ თვეში გადნობას. მხარის დასავლეთ ნაწილებში, სადაც ნალექების რაოდენობა მეტია და სინოტივე და თოვლის საბურველი უფრო მაღალია, თოვლის ხაზი 2900—3000 მეტრის სიმაღლიდან იწყება, აღმოსავლეთით კი თანდათან ზევით იწევს.

**მარი**

რაჭა-ლეჩხუმში, როგორც საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე, უმთავრესად აღმოსავლეთის და დასავლეთის ქარებია გაბატონებული. ამავ დროს ქარის რეჟიმი (მიმართულება და სიჩქარე) აქ, როგორც საერთოდ მთიან გ. გეოგრაფიის ინსტ. შრ., ტ. XII



დანარჩენ სეზონში. ვახუშტი ბაგრატიონი ახასიათებს რაჭას, როგორც „ზამთარ უქაროს“ [2], რაც ამჟამადაც მართალია რაჭის უმეტეს ნაწილისათვის. მხოლოდ მაღალმთიან ზონაში ზამთარში ქარი შესამჩნევად უფრო ძლიერია, ვიდრე დანარჩენ სეზონში: მამისონის უღელტეხილზე ზამთარში 6,5 მ/წმ, ხოლო დანარჩენ სეზონში 4—5 მ/წმ.

(მხარის უმეტეს ნაწილში შუადღის საათებში ქარი უფრო ძლიერია, განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებში, ვიდრე ღამის და დღის საათებში. ზაფხულის თვეებში ქარის საშუალო სიჩქარე 13 საათზე უდრის 3—4 მ/წმ; მხარის მაღალმთიან ზონაში კი დღის ყველა საათებში თითქმის თანაბარია.

აღმოსავლეთის რუბმის ქარი ჩვეულებრივად უფრო ძლიერია და ამავე დროს ატარებს ფიონურ ხასიათს. ამ ქარების დროს ჰაერის ტემპერატურა ხშირად იზრდება და სინოტივე მცირდება. მაგრამ ფიონი აქ უფრო ზომიერია, მცენარეებს იმდენად არ აზიანებს და ადამიანზედაც ისე ცუდად არ მოქმედებს, როგორც რიონის ველზე (იმერეთში).

მაგალითი. 1952 წლის 9—10 სექტემბერს ანტიციკლონი გავრცელებულია დასავლეთ ციმბირში, მისი თხემი დაშვებულია კასპის ზღვისაკენ, შავ ზღვაზე ადგილი აქვს ატმოსფეროს დაბალ წნევას. ამრიგად წარმოიშვა დიდი ბარიული გრადიენტი მიმართული შავი ზღვისაკენ, რამაც გამოიწვია აღმოსავლეთის ქარები დასავლეთ საქართველოში.

ამ დღეებში რაჭა-ლეჩხუმშიაც აღმოსავლეთის ფიონური ქარი ჰქრის, მაგრამ არა ისეთი ძლიერი, როგორც საქარაში და სამტრედიიაში. ჰაერის სინოტივე რაჭა-ლეჩხუმშიაც 30%-მდე და უფრო დაბლაც დაეცა, მაგრამ ქარი არ არის ისეთი ძლიერი და ჰაერის ტემპერატურა ისეთი მაღალი, როგორც რიონის ბარზე მდებარე სადგურებზე.

არის შემთხვევა, როდესაც ძლიერი ფიონური ქარებია რიონის ველზე და საკვლევი მხარის ზედა ზონაში, ხოლო შუა და ქვემო ზონებში ის სუსტია, როგორც ამას ადგილი ჰქონდა 1954 წ. 13—16 დეკემბერს. ამ დღეებში ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე აღმოსავლეთიდან შემოჭრილმა ცივმა ფრონტმა მიიღწია ქართლის ვაკემდე. დასავლეთ საქართველოს დაბლობ ნაწილებში განვითარდა აღმოსავლეთის ძლიერი ფიონური ქარი. რაჭა-ლეჩხუმის ქვემო და შუა ზონაში აღმოსავლეთის სუსტი ფიონური ხასიათის ქარებია, ზედა ზონაში კი, როგორც მამისონის სადგურის ჩვენებიდან ჩანს, ტემპერატურა მნიშვნელოვნად გაიზარდა და შეფარდებითი სინოტივე განსაკუთრებით ძლიერ დაეცა, 15—10% და უფრო დაბლაც (ცხრილი 14).

თბილისის რადიოზონდური დაკვირვებების ჩვენებით ამ დღეებში აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი ცივი ჰაერის მასების სიმძლავრე 2000 მეტრს არ აღემატებოდა. ამ სიმაღლიდან იწყებოდა თბილი ჰაერის ფენა, სადაც 15 და 16—დეკემბერს ტემპერატურა 0° მაღალი იყო. ეს ფენა გრძელდებოდა 3000 მეტრის სიმაღლემდის, ხოლო უფრო ზევით ჰქროდა განსაკუთრებით მშრალი სინოტივე 18—20%), ცივი ქარი (ცხრილი 15). ეს შემთხვევა მეტად საინტერესოა, ალბათ არც ისე იშვიათია და მოითხოვს სპეციალურ კვლევას.

ამ მაგალითიდან ჩანს, რომ მაღალმთიან ადგილებში თოვლის დნობა შეიძლება დაიწყოს ისეთ დღეებში, როდესაც ქვევით მდებარე ადგილებში ტემპერატურა მნიშვნელოვნად დაბალია 0°-ზე.

ასე, რომ „ცივი“ ზამთრის მიხედვით არ შეიძლება ვიმსჯელოთ მაღალ მოგებზე თოვლის დნობის ხასიათზე.

**ნაღმეპი**

ოროგრაფიული პირობების (სახელობრ დასავლეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან საკმაოდ მაღალი მთის ქედების არსებობის) შედეგად დასავლეთიდან ნოტიო ჰაერის მასების დენა მნიშვნელოვნად ნაკლებ ნალექებს იძლევა რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე, ვიდრე დასავლეთ საქართველოს სხვა, ზღვისაკენ უფრო გაშლილ მთიან რაიონებში. [გამონაკისს შეადგენს ნაქერალას ქედი, სადაც დასავლეთიდან და განსაკუთრებით სამხრეთ-დასავლეთიდან ჰაერის მასების გადმონაცვლების დროს ჩვეულებრივად მეტად უხვი ნალექი მოდის.

ცხრილი 14

1954 წ. 13—16 დეკემბრის ფიონი

საათ-დღეები	ჰაერის ტემპერატურა				შეფარდებითი სინოტივე %-ით				ქარი მ.წმ				ღრუბლიანობა (%-ბით)			
	1	7	13	19	1	7	13	19	1	7	13	19	1	7	13	19
<b>ამბროლაური</b>																
13	0,9	-2,5	7,4	2,7	94	93	58	74	E 1	NE1	w3	0	3	2	0	0
14	-0,2	-2,5	7,0	3,7	86	91	49	51	ENE1	E1	0	SE5	0	0	0	0
15	1,9	-1,1	4,7	2,8	57	73	54	65	E5	w1	w3	E1	0	6	6	0
16	2,0	4,0	7,5	6,3	66	62	53	51	ENE3	w5	w3	E1	3	6	10	10
<b>მამისონი</b>																
13	-5,3	-6,7	-4,5	-5,9	12	13	13	14	SE1	E9	SE6	SE4	0	0	0	0
14	-4,6	-8,0	-5,0	-3,7	10	12	15	7	0	ENE4	S4	SE2	0	0	0	0
15	-2,8	-0,6	3,7	-0,6	3	5	5	5	w5	w1	0	SE3	0	6	2	0
16	-0,8	-1,9	-2,1	-0,6	4	11	22	37	0	SE4	w8	0	5	10	10	1
<b>ქუთაისი</b>																
13	6,9	9,0	13,2	9,4	74	51	30	37	E2	E16	E34	E34	0	0	0	0
14	8,9	8,4	12,1	8,9	35	35	29	35	E34	E34	E38	E34	0	0	0	0
15	8,4	8,8	15,4	13,4	33	32	12	14	E34	E28	E20	E20	0	7	4	0
16	11,7	13,1	17,5	16,8	15	9	8	8	E20	E24	E20	E16	0	10	10	6

აღმოსავლეთიდან ჰაერის მასების გადმონაცვლება კი რაჭა-ლეჩხუმშიაც, როგორც წესი, ნალექს არ იძლევა. ამიტომ, რაჭა-ლეჩხუმში ნალექის წლიური რაოდენობა, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის გადიდებისა, არც ისე დიდია და მერყეობს მხარის ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში 1000—1300 მმ ფარგლებში. [სამხრეთ-დასავლეთის ნოტიო დინებისადმი პერპენდიკულარულად და ციკაზოდ აღმართული ნაქერალას ქედის თხემზე და ამ ქედის ჩრდილო ფერდობის ზედა ზონაში ნალექის წლიური რაოდენობა 2000 მმ აღწევს. სადგური ხარის-თვალა, რომელიც მდებარეობს შაორის ქვაბულის სამხრეთ ნაწილში, 1800 მმ იძლევა. არც აქ, არც მესხეთის და ქართლ-კახეთის ქედზე არ მართლდება და

საერთოდ არ უნდა იყოს მართებული აზრი, რომ ნოტიო ქარებისადმი მიმართული ქედის საწინააღმდეგო (ქარდაღმა) ფერდობზე ნალექის რაოდენობა ერთბაშად მნიშვნელოვნად ეცემა. მნიშვნელოვანი უნდა იყოს ნალექის რაოდენობა აგრეთვე ასხის მასივის თხემზე და მის ფერდობის ზედა ზონაში (არა ნაკლები 1800—2000 მმ). აქ დაკვირვებები ნალექის რაოდენობაზე არ წარმოებულა. მაგრამ ამაზე მიუთითებს არა მარტო ამ მასივის მდებარეობა ნოტიო ქარების მიმართ, არამედ ის გარემოებაც, რომ აქ ალპური ზონა იწყება 1900—2000 მ სიმალიდან და მცენარეები ისეთივეა, როგორც აფხაზეთისა და სამეგრელოს ალპურ ზონაში. ცნობილია, რომ მცენარეულობა ზოგჯერ მთიან ადგილებში უკეთესი მაჩვენებელია ნალექების რაოდენობის, ვიდრე თვით წვიმსაზომი. რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე ნალექის წლიური რაოდენობა დასაველეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, როგორც წესი, მცირდება. მხარის დასაველეთ ნაწილებში — ლეჩხუმში (ცაგერი, ლალაში) ნალექის წლიური რაოდენობა 1200 მმ რამდენიმედ აღემატება. რაჭის ქვემო ზონაში, რიონის ხეობის გასწვრივ, 1000—1100 ფარგლებშია; მხარის აღმოსავლეთ ნაწილებში, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის მნიშვნელოვნად გადიდებისა, სადგურების ჩვენების მიხედვით, 1100 მმ არ სჭარბობს.

ცხრილი 15

1954 წ. 15—16/XII აეროლოგიური დაკვირვების მონაცემები თბილისში

სიმაღლე დე- დაპირიდან კმ.-ით	ტემპერატურა ზა	შუქარდები- თი სინტი- ტი მმ	ქარის მიმა- რობულება	ქარის სიჩქა- რე	სიმაღლე დე- დაპირიდან კმ.-ით	ტემპერატურა ზა	შუქარდები- თი სინტი- ტი მმ	ქარის მიმა- რობულება	ქარის სიჩქა- რე
0,48	3,0	70	112	2	0,48	-1,2	87	270	2
0,50	2,9	78	—	—	0,50	-1,2	86	—	—
1,08	0,4	78	147	1	1,00	-0,2	80	121	2
1,13	-0,1	78	142	2	1,13	0,0	76	121	2
1,30	-0,7	78	117	3	1,50	0,82	54	120	6
1,50	1,1	78	0,90	4	1,90	1,2	45	130	6
1,53	1,4	74	0,92	4	2,00	1,0	44	133	6
1,60	1,4	70	0,97	4	3,00	-2,5	22	—	—
2,00	1,4	60	105	4	4,00	-7,0	21	—	—
2,09	1,4	38	105	4	5,00	-13,0	19	—	—
3,00	-0,7	48	111	6	6,00	-19,2	18	—	—
4,00	-6,6	44	—	—	—	—	—	—	—
5,00	-14,4	44	—	—	7,00	-27	18	—	—
6,00	-22	44	—	—	—	—	—	—	—

ნალექის წლიური რაოდენობის მცირე ზრდა ადგილის სიმაღლის მნიშვნელოვნად გადიდებასთან დაკავშირებით შეიძლება მხოლოდ ნაწილობრივ მივაწერიოთ წვიმსაზომის ცდომილებას. ეს ცდომილება მეტი უნდა იყოს მაღალმთიან ზონაში, სადაც ნალექი მოდის უმთავრესად თოვლის სახით. ამაზე თითქოს მიუთითებს აგრეთვე ის გარემოება, რომ წვიმსაზომების ჩვენებით ზამთრის ნალექის რაოდენობა მხარეში ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად შესამჩნევად მცირდება, მაშინ როდესაც ზაფხულის თვეებში, როდესაც ნალექი მოდის უმთავრესად წვიმის სახით და წვიმსაზომის ცდომილებაც ნაკლებია, ნალექის რაოდენობა მატულობს მაღალმთიან სადგურებზე. წვიმსაზომის



ცდომილება ზამთარშიაც არ უნდა იყოს დიდი, ვინაიდან სადგურები დღას ისეთ ადგილებზე, სადაც ქარის სიჩქარე მცირეა. გარდა ამისა უკანასკნელ 10 წლის განმავლობაში მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ნალექის რაოდენობა იზომება ტრეტიაკოვის სისტემის წვიმსაზომით, რომელიც თოვლის სახით მოსული ნალექის რაოდენობას უფრო მეტს იძლევა, ვიდრე ძველი სისტემის წვიმსაზომი. წვიმსაზომის ცდომილებაც მხედველობაში რომ მივიღოთ, ნალექის რაოდენობა სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით მინც არ იზრდება, ყოველ შემთხვევაში რიონის ზედა წელში, რაც შეიძლება აიხსნას ძირითადად იმ გარემოებით, რომ დასავლეთიდან მას ეფარება მთელი რიგი საკმაოდ მაღალი ქედი. მხარის დასავლეთ ნაწილში და ლეჩხუმის ქედის ფერდობზე ნალექის წლიური რაოდენობა ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად უფრო მნიშვნელოვნად უნდა იზრდებოდეს, რაზედაც მიუთითებს აგრეთვე მცენარეულობის ხასიათიც.

ცნობილია, რომ რიონის ველზე ზღვის ნაპირიდან დაშორებით ნალექის წლიური რაოდენობა შესამჩნევად მცირდება, მიუხედავად იმისა, რომ ველი აღმოსავლეთისაკენ თანდათან ვიწროვდება და ადგილის სიმაღლაც იზრდება. ნალექის წლიური რაოდენობა:

ფოთი	1639 მმ
ცხაკაია	1515 მმ
სამტრედია	1325 მმ
საქარა	1160 მმ

ამ მოვლენას ხსნიან ზღვის ნაპირიდან ადგილის დაშორებით, რაც არ არის სავსებით მართებული [3].

წლის ცივ პერიოდში, ნოემბრიდან მარტამდე. ნალექების რაოდენობა ფოთიდან საქარამდე სრულიადაც არ მცირდება.

წლის ცივ პერიოდში ნალექის რაოდენობა მმ-ით

ფოთი	598 მმ
ცხაკაია	630 „
სამტრედია	640 „
საქარა	598 „

წლის თბილ პერიოდში ნალექის რაოდენობა რიონის ველზე ზღვის ნაპირიდან დაშორებით მნიშვნელოვნად მცირდება.

ფოთი	1041 მმ
ცხაკაია	885 „
სამტრედია	685 „
საქარა	656 „

ეს შეიძლება მიეწეროს ზაფხულში სანაპირო ფრონტის წარმოშობას და ზღვიური ქარების მეტ სიხშირეს სანაპიროზე.

საწინააღმდეგო მოვლენას აქვს ადგილი რაქა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე, აქ წლის ცივ პერიოდში ნალექის რაოდენობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ გარკვევით მცირდება; წლის ცივ პერიოდში მოდის:

ცაგერში	679 მმ
კრებალოში	460 მმ
ამბროლაურში	412 „
ონში	384 „
შოგში	380 „

ამის მთავარი მიზეზი უნდა იყოს ის გარემოება, რომ ამ პერიოდში ნალექების მოსვლას იწვევს მხოლოდ დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრა, რომლის აღმოსავლეთისაკენ განაწევლებას მხარის ტერიტორიაზე აბრკოლებენ მერიდიანულად მიმართული ქედები და ამცირებენ მის ეფექტს. ხმელთაშუა ზღვის ციკლონები, რომელთაც უმთავრესად დაკავშირებულია წლის ცივი პერიოდის ნალექიანობა დასავლეთ საქართველოში, უმეტეს შემთხვევაში ორთგრაფიის გავლენით იცვება კოლხეთის ველზე და იქ უხვ ნალექებს იძლევა, წლის თბილ პერიოდშიაც განსახილველ მხარეში ემჩნევა ნალექების შემცირება აღმოსავლეთისაკენ, მაგრამ უფრო ნაკლებად, ვიდრე ზამთარში.

ნალექების სეზონური სვლა მხარის ქვედა ზონაში ისეთივეა, როგორც კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ ნაწილში.

მაქსიმუმი მოდის ზამთარ-შემოდგომაზე და მინიმუმი გაზაფხულ-ზაფხულში, ამავე დროს აქ ყველა სეზონი საკმაოდ ნალექიანია და ზამთრის და ზაფხულის ნალექთა შორის სხვაობა არ არის ისეთი მნიშვნელოვანი, როგორც ეს ხმელთაშუა ზღვის კლიმატს ახასიათებს.

ნალექის წლიურ მსვლელობაში ორი პიკია: პირველი მაქსიმუმია ოქტომბერში (125—140 მმ), მეორე — იანვარში (90—110 მმ); მინიმუმებია აპრილსა და აგვისტოში (60 და 70 მმ).

ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ნალექის რაოდენობა ზამთარში მცირდება, ხოლო ზაფხულში იზრდება. ასე, რომ 1200 მ სიმაღლიდან ნალექის მაქსიმუმი მოდის უკვე ზაფხულში. მხარის მაღალ ადგილებში, წლის თბილ პერიოდში, სამხრეთიდან გადმონაცვლებული ციკლონებისა და ტალღური აღრევების გავლენით გამოწვეულ ნალექების რაოდენობას ადიდებს კონვექციური დენით წარმოშობილი ნალექები.

ნალექების წლიური ჯამის მერყეობა წლიდან წლამდე საკმაოდ მნიშვნელოვანია. მაგალითად, ამბროლაურში 1940 წელს მოვიდა 1317 მმ ნალექი, ხოლო 1949 წელს მხოლოდ 674 მმ.

თვიური ნალექის მერყეობა, პროცენტებით გამოსახული, კიდევ უფრო დიდია. ასე მაგალითად, ამბროლაურში უკანასკნელი 20 წლის განმავლობაში აგვისტოში თვიური ნალექის უდიდესი რაოდენობა 173 მმ იყო, ხოლო უმცირესი 5 მმ. სავეგეტაციო პერიოდში, თვიური ნალექის რაოდენობა ზოგიერთ წლებში იმდენად მცირეა, რომ ადგილი აქვს სოფლის მეურნეობისათვის (განსაკუთრებით სიმინდისათვის) საზიანო გვალვებს. სავეგეტაციო პერიოდში ნალექის რაოდენობა თვეში 10—15 მმ ნაკლები იშვიათია, საშუალოდ 20 წელიწადში ერთხელ. ასე რომ ხორბლისა და განსაკუთრებით ვენახის მოთხოვნილების მიხედვით გვალვა მეტად იშვიათია.

ნალექიან დღეთა რიცხვი, დღედამური ნალექებით  $\geq 0,1$  მმ, მხარის ქვემო ზონაში 140—150 უდრის, ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ასეთ დღეთა რიცხვი მატულობს; შოვში ის 182 უდრის, მამისონის უღელტეხილზე 205-ს. უხვ ნალექიანი დღე კი, დღედამურ ნალექებით  $\geq 20,0$  მმ, მერყეობს 5 და 15-მდე. მასთან ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ასეთ დღეთა რიცხვი მცირდება (მამისონის უღელტეხილზე 5 დღეა). ნაქერალას ქედი და მისი ფერდობის ზემო ზონა გამოირჩევა ნალექიან დღეთა რიცხვის სიუხვით. ნალექიან დღეთა რიცხვი აქ აღემატება 210 დღეს წელიწადში. ]

ლ ნალექიან დღეთა რიცხვი, ნალექის დღელამური რაოდენობით  $\approx 0,1$  მმ, უდიდესია ზამთარში და გაზაფხულის დასასრულს (16—18 დღე თვეში), უმცირესია ზაფხულის მეორე ნახევარში და შემოდგომის თვეებში (9—10 დღე თვეში). ისეთ დღეთა რიცხვი, როდესაც დღელამური ნალექის რაოდენობა ჰარბოზს 10 მმ მეტია შემოდგომის თვეში (4—5 დღე თვეში).

ნალექის უდიდესი დღელამური რაოდენობა მხარის ქვემო და შუა ზონაში წლის თბილ პერიოდში 100 მმ აღწევს. ცივ პერიოდში 70 მმ არ აღემატება. ნაქერალს ქედზე და მის ფერდობზე იგი განსაკუთრებით უხვია და 200 მმ აღწევს. ]

ლ ნალექი თოვლის სახით მხარის ქვემო ზონაში შეიძლება მოვიდეს ნოემბრიდან აპრილამდე; 1500 მ სიმაღლეზე ოქტომბრიდან მაისამდე, ხოლო მხარის ზემო ნაწილში, 2600 მ ზევით, თოვლი მოდის ზაფხულის თვეებშიც. თოვლიან დღეთა რიცხვი ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად იზრდება; ჭრებალში 30, ონში 40, შოვეში 70 და მამისონის უღელტეხილზე 135 დღეა წელიწადში თოვლიანი. [გამონაკლისს შეადგენს ნაქერალს ქედი და შარის ქვაბული, სადაც 1200 მ სიმაღლეზე მდებარე ხერგაში 120 დღე თოვლიანია. ნიადაგი მხარის უმეტეს ნაწილზე მთელ ზამთარში დაფარულია თოვლით 141 მხარის ქვემო ზონაში 50—60 დღე წელიწადში ნიადაგი დაფარულია თოვლის საბურველით, მაგრამ იგი არც ერთ თვეში არ არის მდგრადი.] 1500 მ სიმაღლეზე თოვლის საბურველი მდგრადია ზამთრობით 3 თვის განმავლობაში და 130 დღე წელიწადში ნიადაგი დაფარულია თოვლით. 3000—3400 მ სიმაღლიდან იწყება მუდმივი თოვლის ზონა.

ლ თოვლის საბურველის საშუალო სიმაღლე მხარის ქვემო ნაწილში 20—30 სმ უდრის, ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად იზრდება და 1500—1600 მ სიმაღლეზე 65—70 სმ უდრის. ამ მხრივაც გამოირჩევა ნაქერალს ქედი და ხვამლიას თხემი, სადაც თოვლის საბურველის საშუალო სიმაღლე 100 სმ აღემატება.

მხარის არც ერთი რაიონი არ არის თავისუფალი სეტყვისაგან. ქვემო ზონაში საშუალოდ წელიწადში 1 დღეა სეტყვიანი. ზემო ნაწილებში სეტყვა უფრო ხშირია: ამბროლაურში და ონში 1 დღეა სეტყვიანი, შოვეში 2 და მამისონის უღელტეხილზე 4 დღე. სეტყვა შეიძლება მოვიდეს მხოლოდ წლის თბილ პერიოდში, აპრილიდან ნოემბრამდე. განსაკუთრებულ შემთხვევაში დეკემბერშიც, უფრო ხშირია მაისში. სეტყვის მარცვალი ზოგჯერ საკმაოდ მსხვილია. მაგრამ დასეტყვილი ფართობი მცირეა და შედარებით იშვიათად აზიანებს ვენახს.

ელვა-ქუხილი კი მხარეში საკმაოდ ხშირი მოვლენაა; წელიწადში 30—40 დღეა ელვა-ქუხილიანი. ამ მოვლენას შეიძლება ჰქონდეს ადგილი წლის ყველა სეზონში. მაგრამ განსაკუთრებით ხშირია ზაფხულის თვეებში, 7—8 დღე თვეში.

მხარის მაღალ ზონაში ნისლი მეტად ხშირი მოვლენაა: მამისონის უღელტეხილზე 215 დღეა წელიწადში ნისლიანი, თვეში 16—19 დღე. დაბლობში ნისლის სიხშირე მცირდება: შოვეში 28, ონში 5 დღე [ნისლიან დღეთა რიცხვის მეტი სიხშირითაც გამოირჩევა შარის ველი. ხერგაში 35 დღეა ნისლიანი. სეზონების მიხედვით ნისლიანი დღეების რიცხვთა შორის დიდი განსხვავება არ არის.



**ჰაერის სინოტივა**

ლეჩხუმის და რაჭის მთის ქედები აბრკოლებენ ნოტიო ჰაერის გავრცელებას შავი ზღვიდან რაქა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე. ამის შედეგად ჰაერის სინოტივე საკვლევ მხარეში, ნაქერალას და ხვამლიას გამოკლებით, დასავლეთ საქართველოს სხვა მხარესთან შედარებით უფრო ზომიერია. საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე მხარის უმეტეს ნაწილში მერყეობს 71—76% ფარგლებში. მხოლოდ შაორის ქვაბულში და მხარის ზედა ზონაში ის 80% უახლოვდება. წლიურ მსვლელობაში შეფარდებითი სინოტივე მთელ მხარეში უდიდესია ზამთრის სეზონში (80—83%), გაზაფხულზე მცირდება და უმცირესია აპრილ—მაისში (64—66%). უმნიშვნელოდ იზრდება ზაფხულის თვეებში (70%-მდე) და ოქტომბრიდან უახლოვდება მაქსიმუმს.

ქარების მიმართულებით სეზონური ცვლა და ნალექის რაოდენობის ზრდა ზაფხულში (შედარებით გაზაფხულთან) გვიჩვენებს, რომ რაქა-ლეჩხუმშიაც აღგილი აქვს მუსონურ ცირკულაციას. მაგრამ მნიშვნელოვნად უფრო შესუსტებული სახით ვიდრე კოლხეთის ბარში. აქაც, როგორც საერთოდ მთელს დასავლეთ საქართველოში, შეფარდებითი სინოტივის ძლიერი მერყეობა არ არის დიდი, მხარის უმეტეს ნაწილში ის მხოლოდ რამდენიმედ აღემატება 10%, მაგრამ მაინც მეტია, ვიდრე კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ ნაწილებში, რაც მიუთითებს რაქა-ლეჩხუმის კლიმატის მეტ კონტინენტობაზე. განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს შეფარდებითი სინოტივის სიდიდეს 13 საათზე სავეგეტაციო პერიოდში. კლიმატოლოგ კამინსკის დასკვნით შეფარდებითი სინოტივე და ჰაერის ტემპერატურა სავეგეტაციო პერიოდში განსაზღვრავენ ამ პერიოდის ჰიდროთერმიულ პირობებს.

საკვლევ მხარეში საშუალო თვიური შეფარდებითი სინოტივე 13 საათზე მეტად ზომიერია, მერყეობს 50—55% ფარგლებში, იმდენია როგორც შიგნით კახეთში (ნაფარულში, წინანდალში).

ცალკე დღეებში, ფონური ქარების დროს, შეფარდებითი სინოტივე მნიშვნელოვნად ეცემა (20—30% დაბლა), მაგრამ ეს მოვლენა აქ უფრო იშვიათია. ვიდრე კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ რაიონებში (ქუთაისი-საქარა). წლის თბილ პერიოდში, კოლხეთის ბართან შედარებით მცირე აბსოლუტური სინოტივის შედეგად, მხარის ქვედა ზონაში სინოტივის დეფიციტის საშუალო სიდიდე ზაფხულის თვეებში 13 საათზე საკმაოდ მნიშვნელოვანია—19—21 მმ. აღწევს, ე. ი. ისეთი ზომისა, როგორც შიგნით კახეთში (თელავი 20 მმ).

სინოტივის მნიშვნელოვანი დეფიციტი და ჰაერის მაღალი ტემპერატურა აპრობებენ ზაფხულში ნიადაგისა და წყლის ზედაპირიდან მნიშვნელოვან აორთქლებას. მხარის ქვედა ზონისათვის წყლის ზედაპირიდან შესაძლებელი აორთქლების (აორთქლებლობის) მაჩვენებლები თვეების მიხედვით და წლიური გამოვიანგარიშით ნ. ნ. ივანოვის ფორმულის საშუალებით [4]. (ცხრილი 16).

\*მაღალ ადგილებიდან აორთქლებლობის გამოანგარიშება ხსენებული ფორმულით, ჩვენის აზრით, არ გამოდგება, ვინაიდან მასში არ შედის ატმოსფეროს წნევის მაჩვენებელი.

კლიმატის კარგ მაჩვენებლად ითვლება ატმოსფერული ნალექის რაოდენობის შეფარდება აორთქლებლობასთან, რომელსაც დანესტიანების კოეფიციენტი ეწოდება.



რაჭა-ლეჩხუმის ქვედა ზონაში საშუალო წლიური დანესტიანების კოეფიციენტი იმდენივეა, როგორც კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ რაიონში და მეტია, ვიდრე შიდა კახეთში (ცხრილი 17), მაგრამ ასე გამოდის იმიტომ, რომ ზამთარი კახეთში ბევრად უფრო მშრალია. სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში კი (აპრილიდან ოქტომბრამდე) სამივე მხარე თითქმის თანაბრად არის დანესტიანებული. მხოლოდ რაჭა-ლეჩხუმში და კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ ნაწილებში (იმერეთის მეღვინეობის რაიონებში) დანესტიანების კოეფიციენტი მაისში უფრო დაბალია და ოქტომბერში მაღალია, ვიდრე შიდა კახეთში. ცხრილიდან გარკვევით ჩანს, აგრეთვე, რომ მხარის დასავლეთი ნაწილი (ცაგერი) უფრო დანესტიანებულია, ვიდრე აღმოსავლეთი ნაწილი (ონი).

ცხრილი 16

აორთქლებლობა მილიმეტრებით (ივანოვის ფორმულით)

თვეები													წლ.
სადგურები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ამბროლაური . . . . .	19	29	40	62	96	102	121	134	92	55	41	26	817
ცაგერი . . . . .	23	23	38	71	87	90	101	101	88	55	40	23	740
ჭრებალო . . . . .	19	23	43	71	96	104	104	112	88	50	38	20	768
ონი . . . . .	26	28	45	73	84	99	105	119	87	52	45	26	789

ცხრილი 17

დანესტიანების კოეფიციენტი

თვეები													წლ.
სადგურები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ამბროლაური . . . . .	4,3	2,8	1,8	1,0	0,9	0,8	0,5	0,4	0,8	2,4	1,8	3,3	1,1
ცაგერი . . . . .	5,7	5,3	2,9	1,2	1,1	1,0	0,8	0,8	0,9	2,6	2,4	6,0	1,7
ჭრებალო . . . . .	5,7	3,7	1,9	1,0	0,9	0,8	0,5	0,7	0,8	2,0	2,5	4,0	1,3
ონი . . . . .	3,5	2,3	1,5	0,8	1,2	0,9	0,5	0,7	0,9	2,3	1,6	2,9	1,2
საქარა . . . . .	3,5	3,0	1,6	1,2	0,8	0,8	0,6	0,6	0,9	1,3	2,5	3,2	1,3
ნაფარეული . . . . .	0,8	1,1	0,9	1,3	1,6	0,9	0,4	0,4	0,7	1,1	1,0	1,1	0,9

ნ. ნ. ივანოვის კრიტერიუმის მიხედვით გვალვის ალბათობა სავეგეტაციო პერიოდში მე-18 ცხრილში მოცემულია ამბროლაურისათვის, რაც დამახასიათებელია რაჭა-ლეჩხუმის ქვედა ზონისათვისაც.

წლის განმავლობაში გვალვის ალბათობა უდიდესია აგვისტოში 20%, ე. ი. 5 წელიწადში ერთხელ და ივლისში 14%, ე. ი. 7 წელიწადში ერთხელ. ვეგეტაციის პერიოდის დანარჩენ თვეებში გვალვის ალბათობა მცირეა 3—4%. ამ ცხრილში მოყვანილი გვალვის ალბათობა სიმინდისათვის აშკარად გამოუსადეგარია. სიმინდისათვის გვალვის ალბათობა რაჭა-ლეჩხუმში უდავოდ მეტია. განსაკუთრებით გაზაფხულის თვეებში.

ცხრილი 18.

გვალვის ალბათობა თვეების მიხედვით (%-ში)

თვეები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ამბროლაური				2,5	3,4	4,8	14	20	4,8			

**რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატური ღარიონება**

რაჭა-ლეჩხუმს უჭირავს დასავლეთ საქართველოს ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი, რის გამო მზის რადიაციის, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის და ატმოსფეროს ნალექების რაოდენობის მიხედვით აქ, ისე როგორც დასავლეთ საქართველოში საერთოდ, ნოტიო სუბტროპიკული კლიმატია. მაგრამ ადგილის მნიშვნელოვანი სიმაღლე (ზღვის დონიდან) და ზღვის ნაპირიდან დაშორება აპირობებს რაჭა-ლეჩხუმში ჰაერის მნიშვნელოვნად უფრო დაბალ ტემპერატურას და ნაკლებ სინოტივებს, ვიდრე კოლხეთის ველზე; რთული ოროგრაფიული პირობები, რომელსაც ჰქმნის რაჭის, ლეჩხუმის, სვანეთის ქედები და მათი განშტოებები და ქედების ფერდობების დასავლეთის ნოტიო ქარებისადმი არაერთნაირი განრიგება იწვევს მხარის ტერიტორიაზე ძირითადი კლიმატური ელემენტების (ჰაერის ტემპერატურის, ნალექების რაოდენობის, სინოტივის, ქარების და სხვ.) მაჩვენებლების შორის თვალსაჩინო სხვაობას.

საკვლევი მხარის ტერიტორიაზე, მიუხედავად მისი ფართობის შედარებით სიმცირისა, როგორც ზევით დავინახეთ, თითქმის ყველა კლიმატური ელემენტების სიდიდეს ემჩნევა ცვლილება დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, მაგრამ განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება, გამოწვეული ადგილის სიმაღლეების შორის დიდი სხვაობით. მეორე ძირითადი კლიმატური ელემენტი — ატმოსფეროს ნალექების რაოდენობა და მისი წლიური მსვლელობა — დამოკიდებულია უფრო რელიეფის მსხვილ ფორმაზე, ვიდრე ადგილის სიმაღლეზე (ნაქერალა და შაორი). ამიტომ კლიმატური ზონები რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე გამოიყოფა ძირითადად ვერტიკალური ზონალობის და რელიეფის მსხვილი ფორმის მიხედვით. იხილე რუკა.

მხარის ქვედა ზონა, დაახლოებით 600—700 მეტრის სიმაღლემდე, ხასიათდება ზომიერად ცივი, მოკლე ზამთრით და ცხელი ხანგრძლივი ზაფხულით. ზამთარში მხოლოდ იანვარშია საშუალო ტემპერატურა უარყოფითი ( $-0^{\circ}5$ ); უთბილესი თვეების — ივლის—აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა  $22-23^{\circ}$  შორის მერყეობს.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი  $-26^{\circ}$ -მდე ეცემა. აბსოლუტური მაქსიმუმი ზაფხულის თვეებში  $40^{\circ}$  აღწევს. შეიდი თვე წელიწადში ჰაერის საშუალო ტემპერატურა  $10^{\circ}$ -ზე მეტია. უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა საშუალოდ 150 დღეს უდრის. ნალექების წლიური რაოდენობა მერყეობს ტერიტორიულად 1000—1300 მმ ფარგლებში. ნალექის მეტი რაოდენობა წლის განმავლობაში მოდის ზამთარ-შემოდგომაზე, მაგრამ დიდი განსხვავება სეზონური ნალექების რაოდენობას შორის არ არის. თოვლის საბურველით დაფარულია ნიადაგი წელიწადში 55—70 დღე. დანესტიანების საშუალო წლიური კოეფიციენტი ზონის უმეტეს ნაწილში 1-ზე მეტია და 1,5-ზე ნაკლები. ერთი-ორი თვე წელიწადში დანესტიანების კოეფიციენტი 0,60-ზე ნაკლებია, მხოლოდ ცხენისწყლის ხეობაში დანესტიანების წლიური კოეფიციენტი 1,5-ზე რამდენიმე მეათედით მეტია (ცაგერში 1,7) და წლის განმავლობაში არც ერთ თვეში დანესტიანების კოეფიციენტი 0,60-ზე დაბალი არ არის.

კიოპენის კლასიფიკაციის მიხედვით [5] მთელ ამ ზონაში ზომიერად თბილი ნოტიო კლიმატია, ცხელი ზაფხულით და ნალექის საკმარის რაოდენობით წლის ყველა სეზონში. ნ. ნ. ივანოვის კლასიფიკაციის სისტემით კი ზონის დასავლეთ-

ნაწილში, ლეჩხუმში, საშუალო განედის ზომიერად თბილი (რბილი) ტარბად ნოტიო კლიმატი, ცხელი ზაფხულით და უგვალო პერიოდით (ზომიერად თბილი ნოტიო ტყეების კლიმატი უგვალო პერიოდით, ცხელი ზაფხულით). ზონის აღმოსავლეთ ნაწილში (რაჭაში) კი ივანოვის კლასიფიკაციით გამოდის საშუალო განედის ზომიერად თბილი და საკმაოდ ნოტიო კლიმატი, ცხელი ზაფხულით და გვაღვიანი პერიოდით ამ სეზონში.

მართლაც, რიონის ხეობაში ნალექის წლიური რაოდენობა ნაკლებია, სინოტივე ზაფხულში რამდენადმე უფრო დაბალია, ჰაერის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდი მეტია. ე. ი. ჰავა უფრო კონტინენტურია, ვიდრე ცხენისწყლის ხეობაში.

მთელ ზონაში მცენარეთა ბუნებრივი სამოსელია მთების ტყე წიფლის სიჭარბით. მაგრამ რიონის ხეობაში მაინც მეტია ქსეროფიტული მცენარეების ნარევი, ვიდრე ცხენისწყლის ხეობაში. ზონის კლიმატი მთლიანად ხელსაყრელია მებნელობა-მევენახეობისათვის და მარცვლეულისათვის. მარცვლეულიდან ცხენისწყლის ხეობაში პირობები ხელსაყრელია სიმინდისათვის, ხოლო რიონის ხეობაში ხორბლეულისათვის.

სავეგეტაციო პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით 10°-ზევით, იწყება ზონაში საშუალოდ 10 აპრილიდან და მთავრდება 28 ოქტომბერს, გრძელდება 200 დღე. ვაზისათვის და ხეხილისათვის კი საჭიროდ ითვლება 150 დღის ხანგრძლიობის სავეგეტაციო პერიოდი. ცნობილია, რომ დიდ ზიანს აყენებს ხეხილს და ვენახს გაზაფხულის დაგვიანებული ყინვები. განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც ყინვებს ადგილი აქვს ნაყოფის კვირტების ამოყრის, ყვავილობის დროს. ამიტომ უყინვო პერიოდი არ უნდა იყოს მოცემული კულტურისათვის საჭირო სავეგეტაციო პერიოდზე ნაკლები. განსახილველ ზონაში 10 აპრილს შემდეგ წაყინვებს, ჰაერის ტემპერატურის 0°-ზე ქვევით დაცემას, იშვიათად აქვს ადგილი, ხოლო ისეთ ყინვებს (-5°, -8°-ს) რომელიც ყვავილობის დროს იწვევს მასიურ დაზიანებას, 10 აპრილის შემდეგ უკანასკნელ 20 წლის განმავლობაში ადგილი არ ჰქონია. ამრიგად, სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლიობა ზონაში სავსებით საკმარისია ვაზისა და ხეხილისათვის.

საკმარისია სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლიობა აგრეთვე სავიანო სიმინდისათვის და მით უფრო ხორბლისათვის.

სავეგეტაციო პერიოდში დადებით ტემპერატურათა ჯამიც სავსებით საკმარისია ზემოთ ჩამოთვლილ კულტურებისათვის.

სავეგეტაციო პერიოდში დადებითი ტემპერატურათა ჯამი

ამბროლაური	ცაგერი	კრებალი
3360°	3680°	3710°

მზის სიუხვე, ცხელი ზაფხული (ზაფხულის ტემპერატურა 20° მაღალი) და თბილი შემოდგომა (შემოდგომის პირველ ნახევრის საშ. ტემპერატურა 15°) ხელს უწყობს აგრეთვე ყურძნის კარგ მოსავალს ზონაში.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმებიდან საშუალო -14° უდრის; ვაზი კი ყინვებიდან ჩვეულებრივად არ ზიანდება ისეთ ადგილებში, სადაც საშუალო აბსოლუტურ მინიმუმებიდან არ არის -15° დაბალი [5]. ზონაში იშვიათად შეიძლება ვაზი დაზიანდეს ცივ ზამთარში ყინვისაგან. ნიადაგისა და ჰაერის ზომიერი სინესტეც ხელს უწყობს ზონაში კარგი ხარისხის ღვინისა და ხორბლის მოსავალს ნიადაგის მორწყვის გარეშე. მხოლოდ სიმინდი საკმაოდ

ხშირად ზიანდება გვალვისაგან, განსაკუთრებით ზონის აღმოსავლეთ ნაწილებში.

[ შემდეგი ზონა 700 მეტრის სიმაღლიდან დაახლოებით 1200 მ სიმაღლემდე. შაორის ქვაბულის გამოკლებით, ხასიათდება ზომიერად ცივი კლიმატით, თბილი ხანგრძლივი ზაფხულით და ნალექის საკმაო რაოდენობით წლის განმავლობაში.

2—3 თვე ზამთარში ამ ზონაში ჰაერის ტემპერატურა 0° დაბალია, მაგრამ უცივესი თვის, იანვრის ტემპერატურა —3° მაღალია, ზაფხული ხანგრძლივია, მაგრამ არა ცხელი: უთბილესი თვის ტემპერატურა მერყეობს ტერიტორიულად 22°—18° შორის. საშუალო თვიური ტემპერატურა 5—6 თვე 10°-ზე მაღალია. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი —27° ეცემა. უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა 140—100 დღეს უდრის წელიწადში. ჰაერის ტემპერატურის მაქსიმუმი ზაფხულის თვეებში 38—35° აღწევს. სავეგეტაციო პერიოდში დადებით ტემპერატურათა ჯამი ზონის ქვედა ნაწილებში დაახლოებით 3000° უდრის, ზედა ნაწილებში 2400°.

წლიური ნალექების რაოდენობა მერყეობს 1000—1300 მმ ფარგლებში: სეზონური ნალექების რაოდენობას შორის დიდი სხვაობა არ არის. წელიწადში 70—100 დღე ნიადაგის ზედაპირი დაფარულია თოვლით. დანესტანების საშუალო წლიური კოეფიციენტი ერთზე მეტია და 1,5-ზე ნაკლები. ივანოვის კლასიფიკაციის მიხედვით რაჭის საზღვრებში ამ ზონის კლიმატი გამოდის საკმაოდ ნოტიო. ზომიერად ცივი ზამთრით და თბილი ხანგრძლივი და გვალვიანი ზაფხულით; ზონის დასავლეთ ნაწილში, ცხენისწყლის და ლაჩანურას ხეობაში, კი ნოტიო კლიმატია უგვალოვო პერიოდით. ამ ზონაში კლიმატურ თავისებურებით გამოირჩევა ლაჩანურის ხეობა. აქ, მეტეოროლოგიური სადგურის ჩვენებით, ზაფხული უფრო ნალექიანი და გრილია, ვიდრე ზონის დანარჩენ ნაწილებში. შეიძლება ეს მიეწეროს იმ გარემობას, რომ ეს ხეობა მიმართულია მერიდიანულად და შედარებით ვიწროა. ამ ხეობაში მდებარე მეტეოროლოგიური სადგური — ლაილაში მხოლოდ 8 წელიწადი მუშაობდა, ისიც წყვეტილად და არა სავსებით დამაკმაყოფილებლად. შეიძლება ამას მიეწეროს ზემოთ აღნიშნული მისი მონაცემის თავისებურება. მაგრამ მცენარეთა ამოსვლის სახეობაც ამ ხეობაში, როგორც ბოტანიკოსები აღნიშნავენ, განირჩევა მის მარცხნივ და მარჯვნივ მდებარე ხეობების მცენარეულობისაგან.

ამ ზონის აღმოსავლეთ ნაწილზე 1000 მეტრის სიმაღლეზე ზღვ. დონიდან მდებარეობს ბალნეოლოგიური კურორტი უწერა. თბილი ხანგრძლივი და არა ცხელი ზაფხული, ზომიერად ცივი ზამთარი, ზომიერი სინოტივე და სუსტი ქარები წარმოადგენენ ამ კურორტის კლიმატის დადებით მხარეებს.

[ შაორის ქვაბულში და ნაჭერალს უღელტეხილზე, 1100—1300 მ სიმაღლეზე, ნოტიო კლიმატია, განსაკუთრებით ცივი ხანგრძლივი ზამთრით, ზომიერად თბილი ზაფხულით და უხვი ნალექებით წლის ყველა სეზონში. იანვრის საშუალო ტემპერატურა აქ—5, —6° უდრის. აბსოლუტური მინიმუმი—40°-მდე ეცემა. უთბილესი თვის ტემპერატურა 17—18° უდრის. 5 თვე წელიწადში საშუალო ტემპერატურა 10°-ზე მაღალია. ნალექების წლიური რაოდენობა შაორის ქვაბულში 1300—1800 მმ ფარგლებშია, ხოლო ნაჭერალს უღელტეხილზე 2400 მმ აღწევს. თოვლის საბურველის სიმაღლე მაქსიმალურია თებერვალ-მარტში და უდრის საშუალოდ 75 სმ შაორში და 150 სმ უღელტეხილზე. კლი-

მატური პირობები აქ საშუალებას იძლევა საადრეო სიმინდის მოყვანისა და საერთოდ მემინდვრობისათვის.

(დაახლოებით 1200 მეტრის სიმაღლიდან 1800 მეტრის სიმაღლემდე ცივი ნოტიო კლიმატია, ზომიერად თბილი ზაფხულით და ცივი ხანგრძლივი ზამთრით. უცივესი თვის—იანვრის ტემპერატურა უდრის —3, —4° ზონის ქვედა ნაწილებში და —7° ზედა ნაწილებში.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმა —26. —28°. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18°—15° უდრის. ნალექის წლიური ჯამი მხარის აღმოსავლეთ ნაწილებში უდრის 1100—1200 მმ და 1300—1500 მმ დასავლეთ და სამხრეთ ნაწილებში. მაქსიმალური ნალექი მოდის ზაფხულში, მინიმუმი ზამთარში. სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობა 150 — 120 დღეს უდრის და ამ პერიოდში დადებით ტემპერატურათა ჯამი (2100°—1800°) არ არის საკმარისი საგვიანო სიმინდისათვის, ვენახისათვის და ხეხილისათვის. ზონის კლიმატი ხელსაყრელია უფრო მესაქონლეობისათვის და მემინდვრობისათვის.) ზონის ზედა ნაწილებში ქარბობს წიწვიანი ტყე. ამ ზონის აღმოსავლეთ ნაწილში 1600 მ სიმაღლეზე მდებარეობს ცნობილი ბალნეოლოგიური კურორტი შოვი. მთის სუფთა გამჟვირვალე ჰაერი, შოწმენდილ დღეთა სიმრავლე, მზის რადიაციის და მათ შორის ულტრაიისფერი სხივების სიუხვე ზამთარ-ზაფხულში, ზომიერი სინოტივე, ნისლის იშვიათობა, სუსტი ქარები, ზომიერად თბილი ზაფხული და მეტეოროლოგიური ელემენტების შედარებით მცირე მერყეობა დღეღამის განმავლობაში, მუქი წიწვიანი ტყით (უმთავრესად ფიჭვით) შემოსილი მთების ლანდშაფტი წარმოადგენენ მეტად ხელსაყრელ კლიმატურ მაჩვენებლებს მაღალმთიან კურორტისათვის მთელი წლის განმავლობაში.

1800—1900 მეტრიდან 2300—2500 მეტრის სიმაღლემდე მდებარეობს ზონა, სადაც საშუალო ტემპერატურა 10°-ზე მეტია მხოლოდ 3—1 თვეს. იანვრის საშუალო ტემპერატურა —7, —10° უდრის; უთბილესი თვის 15—10°-ს. თოვლის საბურველიდან მხოლოდ 2—3 თვეა ნიადაგის ზედაპირი თავისუფალი. ნალექების წლიური რაოდენობა 1200—1600 მმ უდრის. წლის განმავლობაში მეტი ნალექი მოდის ზაფხულში, უმცირესი ზამთარში. ამ ზონაში ნოტიო კლიმატია, მოკლე გრილი ზაფხულით და ცივი ხანგრძლივი ზამთრით.

ზაფხულის სითბო საკმარისია მხოლოდ წიწვიანი ტყისათვის. ამ ზონაში უხვი ნალექებით წლის ყველა სეზონში და შეფარდებით მაღალი სინოტივით გამოირჩევა ზვამლის მასივის თხემი.

2300—2500 მეტრის სიმაღლიდან, ზვამლის მასივზე კი 1900—2000 მეტრიდან, იწყება ალპური ზონა, სადაც უთბილესი თვის ტემპერატურა 10°-ზე დაბალია, ე. ი. ნამდვილი ზაფხული არ არის. იანვრის ტემპერატურა —11, —14° უდრის. აბსოლუტური მინიმუმი —30, —28°-ია. ნალექი მოდის თოვლის სახით ხშირად ზაფხულის თვეებშიაც. ზონაში სითბოს ჯამი არ არის საკმარისი ტყის აღმოცენებისათვის. ნალექის რაოდენობა ამ ზონაში ყველგან საკმარისია ბალახეულობისათვის, მაგრამ განსაკუთრებით უხვი ნალექი მოდის ზვამლიაზე, რის შედეგად აქ სამეგრელოს და აფხაზეთის ალპური მყენარებია გავრცელებული. 2950—3300 მეტრის სიმაღლიდან იწყება მარადი თოვლის ზონა.

М. О. КОРДЗАХИА

## КЛИМАТ РАЧА-ЛЕЧХУМИ

## Резюме

При составлении очерка были использованы данные 9 метеорологических станций, работающих на исследуемой территории до 1956 года, а также существующие работы по климату Грузии.

Рача-Лечхуми расположен в северо-западной части Западной Грузии, в связи с чем по режиму солнечной радиации, характеру атмосферной циркуляции, а также влажности воздуха и количеству осадков, здесь, как вообще в Западной Грузии, климат влажный субтропический.

Но значительная высота над у. м. и орография местности,—ограниченность территории страны с запада и юго-запада довольно высокими горными хребтами (Лечхумским и Рачинским) обуславливают здесь более низкие температуры воздуха и большую континентальность климата, чем в других районах Западной Грузии, более открытых с запада.

Большие различия в высотах и пересеченность местности горными хребтами, спускающимися с Кавказскими, создают существенные различия в величинах климатических показателей, в особенности температуры.

На территории Рача-Лечхуми выделяются следующие климатические зоны и подзоны:

1. Влажный климат с короткой умеренно холодной зимой и жарким летом.

а) Влажная климатическая подзона, без засушливого периода, годовое увлажнение 1,5—1,8. Коэффициент увлажнения в течение всех месяцев года не ниже 0.60.

в) Достаточно влажная климатическая подзона с засушливым периодом летом. Годовое увлажнение 1,3—1,1. Один-два месяца в году коэффициент увлажнения меньше 0.60.

2. Влажный климат с умеренно холодной зимой и теплым продолжительным летом.

а) Влажная подзона без засушливого периода.

в) Достаточно влажная подзона с засушливым периодом летом.

3. Избыточно-влажный климат с особенно холодной зимой и теплым летом.

Годовое увлажнение больше 2.

4. Влажный климат, с умеренно теплым летом и продолжительной холодной зимой.

5. Влажный климат с коротким прохладным летом и продолжительной зимой.

а) Избыточно-влажная подзона с обильными осадками во все сезоны года.

6. Высокогорный климат без настоящего летнего периода.

7. Высокогорный климат вечных снегов и ледников.

## ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ნაფეტვარიძე ე., ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები საქართველოს ტერიტორიაზე, როგორც მისი კლიმატური ფაქტორები, ვახ. სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის, შრომები, ტ. III, 1948.
2. ვახუშტი, აღწერა სამეფოისა საქართველოსა (საქართველოს გეოგრაფია), სტალინის სახ. თსუ, თბილისი, 1941.
3. კორძაია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, გეოგრაფ. ინსტიტ. შრომები, ტ. III, 1948.
4. Иванов Н. Н., Ландшафто-климатические зоны земного шара, Записки географ. общества СССР, том 1, 1948.
5. კობენი ვ., კლიმატოლოგიის საფუძვლები, თარგმანი ი. ქუთდიანისა, თბილისი, 1935.
6. Давитая Ф. Ф., Климатические зоны винограда в СССР, Гидрометеор., Ленинград—Москва, 1938.



Л. А. ВЛАДИМИРОВ

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТОКА В БАССЕЙНЕ Р. РИОНИ ДО КУТАИСИ

Закономерности стока в бассейне Риони, самой значительной реки Западной Грузии, являлись предметом исследований в 1950 г., при составлении в Тбилидзепе гидрологического очерка для технико-экономического доклада по Риони-Цхенискальской энергетической схеме.

В этом очерке автором настоящей работы были исследованы по бассейну Риони вопросы закономерностей среднего стока, внутригодового распределения стока, максимального и минимального стока.

Гидрологические расчеты в работе 1950 г. в пределах бассейна Риони до Кутаиси относились, главным образом, к самой Риони. Поэтому установленные зависимости основывались на данных по стоку Риони в различных створах.

Учитывая большое практическое значение исследований закономерностей стока в бассейне р. Риони, являющейся одним из крупнейших энергетических объектов Грузии, мы стремились настоящей работой создать более надежную гидрологическую основу для водно-энергетических расчетов.

Детальный анализ материалов наблюдений позволил выявить имеющиеся в них дефекты и внести коррективы, в ряде случаев очень существенные.

Впервые выполнен графический анализ источников питания р. Риони и выделены генетические составляющие годового стока.

Путем специальной обработки материалов автоматических записей уровней получены данные, позволившие рассмотреть суточный ход расходов р. Риони.

В настоящей работе более глубоко проработаны вопросы географического и внутригодового распределения стока в бассейне Риони.

Установленные зависимости различных элементов стока от средней высоты бассейна основываются как на данных самой р. Риони, так и ее притоков, что позволило лучше выявить различие в водоносности и во внутригодовом распределении стока в разных частях бассейна Риони. Существенным здесь является установленное различие в изменении с высотой относительной водоносности и внутригодового распределения стока самой Риони и ее притоков.

Впервые рассмотрен в настоящей работе вопрос о влиянии вертикальной протяженности бассейна на внутригодовое распределение стока.

Рассмотрение этого вопроса оказалось возможным благодаря выполненной под руководством автора гидрологической группой Института географии им. Вахушти большой работе по определению площадей



бассейнов Риони до характерных створов и притоков Риони и определению средних высот бассейнов.

Работа по морфометрии и гипсометрии бассейна Риони позволила уточнить и исправить прежние данные по площадям и средним высотам бассейнов.

В работе не рассмотрен вопрос максимального стока в связи с тем, что в дальнейшем предусматривается обобщение материалов наблюдений по максимальному стоку в целом по территории Западной Грузии, что, учитывая ограниченность данных по максимумам, является более целесообразным.

В основу настоящей работы положены данные стационарных наблюдений на водомерных постах УГМС Грузинской ССР и Тбилгидэпа, а также материалы гидрологических экспедиций Института географии им. Вахушти.

В работе принимали участие И. С. Апахзава, Э. М. Лалаян и Р. Г. Шенгелия, которыми выполнены анализ и проверка первичных гидрологических материалов и определение площадей и средних высот бассейнов.

### Средний многолетний сток

Сток р. Риони до Кутаиси и притоков Риони изучался на 17-ти гидрологических станциях, из них самой Риони — на 6 г/ст, а притоков — на 11 г/ст.

По продолжительности действия (учитывая только те годы, за которые подсчитан сток) гидрологические станции делятся следующим образом:

Менее 5-ти лет	— 4 г/ст
Более 5-ти "	— 5 "
" 15 "	— 2 "
" 20 "	— 3 "
" 30 "	— 2 "

Из рек Черноморского бассейна в пределах Грузии Риони по продолжительности наблюдений является наиболее изученной рекой. Однако качество материалов наблюдений и обработок по Риони, как и по многим другим рекам Грузии, оставляет желать лучшего.

Анализ данных по стоку р. Риони и ее притоков показал, что по некоторым гидрологическим станциям они отличаются невысоким качеством, а в ряде случаев данные по стоку являются совершенно сомнительными и не могут быть использованы для характеристики стока.

Нередки случаи неувязки данных по стоку соседних гидрологических станций на одной реке.

Для выявления сомнительных данных и внесения коррективов нами применен графический анализ средних месячных расходов.

Сущность графического анализа заключается в следующем.

По данным ряда постов, расположенных на одной реке, строится совмещенный график средних месячных расходов за каждый год в отдельности.

За месяцы, в которые на основании совмещенных графиков выявляется сомнительность средних месячных расходов (отсутствие подобия в очертании гидрографов, пересечение линий гидрографов), производится выписка средних месячных расходов по всем водопостам, подчи-

тываются средние месячные модули стока и строится график связи между средним месячным модулем стока и средней высотой бассейна.

На графиках связи в ряде случаев хорошо выявляется сомнительность расхода по одному из неувязывающихся между собой по стоку водопостов. Одновременно с этим просматриваются исходные материалы обработки и производится оценка надежности данных по паре смежных водопостов, исходя из освещенности кривой расходов измеренными расходами и наличия измеренных расходов в месяце, сток за который вызывает сомнение.

Ниже приводится ряд примеров несоответствий между средними месячными расходами по смежным створам на р. Риони и их исправлений (табл. 1).

Таблица 1

Примеры несоответствий между средними месячными расходами по смежным створам на р. Риони и их исправлений

Река—пункт	VIII—1937		VIII—1938		V—1940		VIII—1940		V—1941		V—1944	
	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный
Риони—Глола	77,8	—	31,7	23,2	65,4	—	61,5	40,7	103	—	83,1	—
• Они	67,7	100	36,1	—	61,9	93,1	59,7	—	82,9	150	145	—
• Хидикари	145	—	62,4	—	159	—	91,4	—	240	—	262	—
• Алпана	209	—	77,1	—	201	—	106	—	306	—	353	—
• РионГЭС	224	—	73,4	88,0	229	—	118	—	293	—	331	404

Река—пункт	IX—1944		I—1950		VI—1950		VII—1951		VI—1953		IX—1953	
	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный	По ежегод- нику	Исправлен- ный
Риони—Геби	—	—	2,83	—	17,3	—	20,6	—	29,7	—	—	—
• Глола	17,2	—	6,51	—	43,8	—	62,9	—	94,2	—	42,3	—
• Они	47,2	31,0	8,54	—	69,8	—	83,3	53,3	125	81,5	39,0	28,2
• Хидикари	48,6	—	30,6	20,0	143	120	119	—	239	—	49,4	—
• Алпана	77,8	—	24,6	—	128	—	101	127	192	240	70,6	—
• РионГЭС	96,7	—	35,2	—	163	—	130	—	282	—	78,3	—

Всего на средние месячные расходы р. Риони внесено свыше 60-ти исправлений. Исправления вносились только при значительном несоответствии. Количество же менее значительных несоответствий очень велико и оставлено без исправлений.

Из общего числа исправлений 33% падает на Риони—Алпана, 31% —на Риони—Глола, 16% —на Риони—Хидикари, 12% —на Риони—Они и 8% —на Риони—выше РионГЭС'а.

По притокам Риони, сток которых изучается в одном створе, не представилось возможным применить такой детальный анализ.

После внесения коррективов произведено по графикам связи между средними годовыми и средними месячными расходами приведение данных по стоку к возможно длительному периоду.



По большинству водопостов данные по стоку приведены к периоду 1933—1955 г.г. По водопостам Сакаура—устье, Джеджори—Они и Ладжанури—Алпана приняты средние за фактический период наблюдений (18 и 23 года) расходы.

К более длительному периоду представилось возможным привести средние годовые расходы по Риони—Алпана и Риони—РиониГЭС.

Средние многолетние расходы и модули стока в бассейне Риони даны в табл. 2.

Таблица 2  
Средние многолетние расходы и модули стока в бассейне р. Риони

	Река—пункт	Площадь водосб., км <sup>2</sup>	Средняя высота бассейна, м	Расход м <sup>3</sup> /сек	Модуль стока, л/сек	Период	Оледеление в %
1	Риони—Геби	216	2430	10,9	50,0	Привед. по в/п Риони—Глола (без использ. 1954)	6,7
2	" —Глола	627	2430	27,1	43,2	1934—1955	9,6
3	" —Они	1009	2210	43,6	43,2	"	6,0
4	" —Хидикари	2002	1940	74,8	37,4	1933—1955	3,4
5	" —Алпана	2830	1740	104	36,8	1910—1923, 1925—1955	2,4
6	" —Рион ГЭС	3520	1610	129	36,1	1910—1923, 1925—1955	1,9
7	Чанчахи—с. Глола	184	2500	6,70	36,4	Приведен. по в/п Риони—Глола	7,1
8	Сакаура—устье	162	2000	7,34	46,0	1936, 1938—1955	—
9	Джеджори—г. Они (Пипилети)	406	1865	12,2	30,0	1932—1937, 1941—1943, 1946—1955	1,6
10	Хеори—с. Боква	47,0	1840	(1,03)	(21,9)	1945—1953	
11	Рицеула—с. Цесури	125	1860	5,2	41,6	Восст. способом отношений по ср. годов. расходам Ладжанури—Алпана	
12	Шараула с Цивицкали и родниками	137	1450	5,40 <sup>1</sup>	39,4		
13	Ладжанури—Алпана	284	1510	10,4	10,4	1930—1934, 1939—1955	

По данным табл. 2 составлен график связи между средним многолетним модулем стока и средней высотой бассейна (рис. 1).

На графике точки (Н, М) расположены очень разбросанно.

Разбросанность точек может вызываться как большим разнообразием условий формирования стока в бассейне Риони до Кутаиси, так и ненадежностью данных наблюдений.

После анализа материалов по стоку р. Риони и ее притоков и внесения исправлений можно полагать, что все использованные для построения графика связи данные, кроме данных по стоку р. Хеори у Боква, которые не удалось привести к длительному периоду, являются достаточно надежными и поэтому такое значительное рассеяние точек нельзя объяснить неточностью данных по стоку.

Анализ данных, нанесенных на график, показывает, что в расположении точек намечается определенная закономерность.

<sup>1</sup> Суммарный расход: Шараула в истоке 4,54 м<sup>3</sup>/сек., Цивицкали—0,46 м<sup>3</sup>/сек и родники—0,40 м<sup>3</sup>/сек. Сопоставление со средними годовыми расходами Ладжанури—Алпана показывает, что средний многолетний расход по Шарауле у истока может быть принят как средний из фактического ряда  $Q=4,54$  м<sup>3</sup>/сек (Средний расход Ладжанури за все время наблюдений  $Q=10,4$  м<sup>3</sup>/сек, а за 1947—1953 гг.  $Q=10,1$  м<sup>3</sup>/сек).

Центральную группу составляют точки 2—6, относящиеся к створам самого Риони от в/п Глола до в/п РионГЭС. Расположение этих точек позволяет провести через них кривую связи (II).

Правую группу составляют точки (1, 8, 11, 13), относящиеся к западной части бассейна самого верхнего течения Риони (№ 1—Риони-Геби) и правобережных притоков Риони (Сакаура, Рицеула и Ладжанури), которые также позволяют установить зависимость стока от высоты (кривая I). Близ кривой I располагается точка 12, относящаяся к бассейну левого притока Риони—реки Шараулы (исток Шараулы, Цивицкали и Шарауло-Цивицкальские родники).

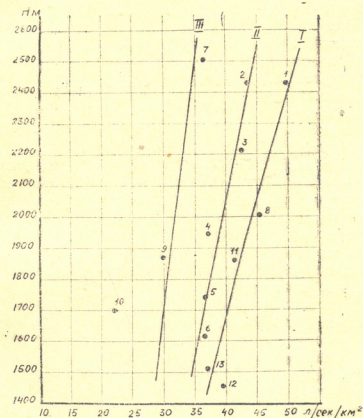


Рис. 1. График связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна по бассейну Риони до Кутаиси

Левую группу образуют три точки — левобережные притоки Риони — Чанчахи, Джеджори и Хеори.

Точка 10 (Хеори—Боква) располагается в стороне. Данные по Хеори не приведены к многолетнему периоду. Возможно также, что здесь играют роль карстовые явления. Поэтому зависимость стока от высоты для левобережных притоков целесообразнее принять по точкам № 7 (Чанчахи—устье) и № 9 (Джеджори—Они).

Рассмотрим насколько соответствует такое расположение точек физико-географическим условиям отдельных частей бассейна Риони до Кутаиси.

Расположение метстанций в бассейне Риони не позволяет получить представление о пространственном распределении осадков, т. к. все метстанции находятся на дне ущелья.

Распределение осадков в ущелье Риони характеризуется почти одинаковым годовым количеством в пределах высот 500—1700 м.

Действительно, годовое количество осадков в Чребало на высоте 525 м составляет 1056 мм., в Они, на высоте 789 м — 1002 мм и в Геби, на высоте 1700 м—1051 мм.

Выделяется обилием осадков Шаорская котловина, где на высоте порядка 1120 м выпадает осадков свыше 1200 мм.

Что же касается более высоких частей бассейнов, об увлажнении их можно судить, главным образом, по их географическому положению.

Следует отметить сомнительность данных об осадках по метеостанции Мамисони. Такое малое количество осадков (813 мм) на высоте 2850 м является невероятным и совершенно не соответствует водоносности р. Чанчахи.

Высота снеговой линии в бассейне верхнего течения Риони колеблется от 3180 м в истоках Риони и Зопхитурь и 3140 м в истоках Чешуры и Цихворги, до 3370 м в истоках Нацарули и Чанчахи [7]. В бассейне Кодори снеговая линия располагается на высоте 2770—3090 м, что при более холодном климате бассейна верхнего течения Риони указывает на более слабую увлажняемость его, по сравнению с западной частью южного склона Главного Кавказского хребта.

Левобережная часть бассейна Риони до Геби, составляющая 58% от всей площади бассейна до указанного пункта, имеет юго-западную экспозицию, которая является наиболее благоприятной для увлажнения влагоносными ветрами юго-западного направления.

Левобережная часть бассейна Сакауры, составляющая 53% от всей площади бассейна, имеет южную экспозицию.

Что же касается рек Рицеулы и Ладжанури, то вся верхняя часть их бассейнов имеет южную экспозицию.

Следовательно в бассейнах правобережных притоков Риони — Сакауры, Рицеулы и Ладжанури, а также в бассейне самой Риони до Геби имеются благоприятные условия для их увлажнения.

В бассейне левобережного притока Риони — р. Джеджори — большую часть (55%) составляет ее левобережье, имеющее северную экспозицию. В бассейне же другого левого притока — р. Чанчахи — южная экспозиция составляет 50% всей площади. Пониженная водоносность левобережных бассейнов, учитывая небольшое различие в экспозиции бассейнов правых и левых притоков, повидимому, объясняется прежде всего тем, что бассейны левых притоков сильнее закрыты с юга Рачинским хребтом.

Исключение из левобережных притоков составляет р. Шараула. Общее направление и небольшая высота Накеральского хребта, на котором выпадает большое количество осадков, обуславливают довольно обильное увлажнение Шаорской котловины, по сравнению с другими частями бассейна Риони. Поэтому и сток в Шаорской котловине является значительно более высоким, чем в соседних бассейнах левобережных притоков Риони (с учетом высотного положения бассейнов). Этим объясняется, что точка 12 (бассейн Шараулы) лежит вправо от кривой связи для правобережных притоков.

Следует принять во внимание, что при исчислении суммарного стока с Шаорской котловины дебит Шараула — Цивницальских родников принят по измерениям, которые производились после сооружения водохранилища. До сооружения водохранилища уровень Шараулы был выше, чем в настоящее время, в связи с чем и дебит Шараула — Цивницальских источников, образующихся частично за счет Шараулы, был,



очевидно, больше, чем в настоящее время. Поэтому исчисленный нами суммарный сток с Шаорской котловины, повидимому, несколько занижен. К сожалению Шараула—Цивицкальские родники до сооружения водохранилища не изучались.

Из сказанного о построении кривых связи между модулем стока и высотой бассейна следует, что сток по неизученным створам самого Риони следует определять по кривой II, сток по бассейнам правобережных притоков — по кривой I, а по бассейнам левобережных притоков — по кривой III. В бассейне Шараулы с интенсивно развитыми карстовыми процессами сток можно определять только по данным наблюдений. Это положение является обязательным и для других карстовых бассейнов.

На основании установленных связей среднего модуля стока с высотой бассейна представляется возможным охарактеризовать географическое распределение стока в бассейне Риони до Кутаиси.

В правобережной части бассейна Риони модуль среднего стока в наиболее высоких зонах превышает, вероятно, 60 л/сек км<sup>2</sup>. В зоне 2500 м модуль стока составляет более 50 л/сек, на высоте 2000 м—около 45 л/сек и менее 40 л/сек — на высоте 1500 м.

В левобережной части бассейна Риони до Кутаиси модуль среднего стока в самых высоких зонах не достигает 50 л/сек. На высоте 2500 м модуль стока составляет 35 л/сек, на высоте 2000 м—немного более 30 л/сек, а на высоте 1500 м — менее 30 л/сек.

В Шаорской котловине на высоте 1500 м модуль среднего стока составляет, как и в правобережной части бассейна, 35—40 л/сек.

В пределах одних и тех же высотных зон в высокогорьи относительная водоносность в правобережной части почти на 40% больше, чем в левобережной части. В нижних зонах это различие уменьшается.

Общей характеристикой для всего бассейна Риони до Кутаиси чертой является очень слабое увеличение модуля стока с высотой, в связи с незначительным градиентом изменения осадков с высотой в этом бассейне.

### Изменчивость годового стока

Изменчивость годового стока р. Риони и ее притоков определена по водопостам с достаточно длительным периодом наблюдений. Только по Дидичала-Херга коэффициент вариации подсчитан по сравнительно короткому ряду.

Сопоставляя полученные значения коэффициентов вариации (табл. 3) убеждаемся в том, что вертикальная зональность изменчивости годового стока в бассейне Риони до Кутаиси не выражена. Наибольшие значения  $C_v$  наблюдаются как в самом высоком бассейне (Риони—Глола), так и в более низком бассейне Деджори. Самые низкие значения коэффициентов вариации наблюдаются по р. Риони в створах Алпана и РионГЭС, имеющих наиболее длинный ряд наблюдений. Примерно такого же порядка изменчивость годового стока Риони у Они и Ладжанури у Алпана.

Нельзя удовлетворительно объяснить высокий коэффициент вариации годового стока по Риони—Глола, т. к. бассейн Риони до Глола имеет наибольшую по сравнению с остальными бассейнами, среднюю высоту и наиболее обильное ледниковое питание. По остальным створам на р. Риони и по притокам Риони, исключая Деджори, коэффициент вариации колеблется в очень небольших пределах, составляя в среднем 0,19 и отклоняясь по отдельным створам на  $\pm 0,02$ . В связи с этим мож-

Таблица 3

## Коэффициенты вариации годового стока

№ № пп	Река — пункт	Число чле- нов ряда	Средняя вы- сота бассей- на м	Кoeffиц вариации годового стока
1	Риони — Глола	22	2430	0,255
2	" — Они	22	2210	0,183
3	" — Хидикари	23	1940	0,205
4	" — Алпана	45	1740	0,166
5	" — РионГЭС	45	1610	0,182
6	Сакаура — устье	18	2000	0,218
7	Джеджори — Они	18	1865	0,260
8	Диди-чала — Херга	8	1450	0,206
9	Ладжанури — Алпана	23	1510	0,183

но принять по бассейну Риони до Кутаиси коэффициент вариации годового стока как по Риони, так и по притокам равным 0,18—0,20. При этом можно нижний предел принимать по Риони, а верхний предел по притокам.

## Внутригодовое распределение стока

Внутригодовое распределение стока в бассейне Риони до Кутаиси зависит, главным образом, от годового хода климатических элементов (в первую очередь от режима температуры и осадков) и от оледенения в бассейне.

Подземные воды, играя существенную роль в питании рек, не вызывают большого различия в естественной зарегулированности стока.

В истоках самой Риони и ее притоков, берущих начало из ледников, выходы источников и регулирование руслового потока приурочено к флювио-гляциальным отложениям. Это явление наиболее ярко выражено в правом истоке Риони.

Карстовые воды, которыми богат бассейн среднего течения Риони, по-видимому, не оказывают заметного влияния на внутригодовое распределение стока.

В карстовой области бассейна Риони до Кутаиси изучаются карстовые воды только Шаорской котловины. Исследование режима карстовых рек и источников Шаорской котловины показывает, что они в большинстве своем характеризуются значительным колебанием стока в году. Но имеются речки и источники с более устойчивым режимом.

Следует еще отметить влияние леса на питание реки Риони и ее притоков подземными водами. Регулирующее влияние леса сказывается ниже 2000 м — верхней границы распространения леса. В бассейне Риони до в/п Глола 38% площади покрыто лесом, а в бассейнах, замкнутых в створах Хидикари и Кутаиси лес занимает 54% всей площади.

К сожалению до настоящего времени отсутствуют исследования, на основании которых можно было бы произвести количественную оценку влияния леса на сток в горном бассейне. Можно лишь указать, что регулирующее влияние леса должно сильнее сказываться в створах Риони ниже Глолы и на притоках Риони — Сакаура, Джеджори, Ладжанури и др. В самих верховьях Риони и на ее притоке Чанчахи, где



относительная площадь лесов меньше, их регулирующая роль должна уменьшаться.

Влияние ледникового питания на внутригодовое распределение стока в бассейне Риони до Кутаиси зависит от величины относительно оледенения.

Общая площадь оледенения в бассейне Риони до Кутаиси составляет 68,5 км<sup>2</sup>. Последняя величина получена путем планиметрирования площадей оледенения на карте масштаба 1 : 100000. По данным К. Подозерского [9] площадь оледенения в бассейне верхнего течения Риони составляет 69,8 км<sup>2</sup>.

Суммарные площади оледенения по Подозерскому и по карте масштаба 1 : 100000 требуют коррективы (табл. 4).

Таблица 4  
Площади оледенения в бассейне Риони до Кутаиси  
(Сравнительная таблица)

Название бассейна	Площадь оледенения км <sup>2</sup>		
	По Подозерскому	По карте масштаба 1 : 100000	По карте масштаба 1 : 100000 с коррективами
Риони до впад. Зопхитурь	7,28	7,00	7,00
Зопхитуря	7,51	7,52	7,51
Четура	24,72	25,36	25,36
Нацарула	7,31	6,80	6,80
Чанчахи	15,78	13,11	13,11
Сакаура	—	0,14	—
От впадения Сакауры до впадения Гарулы (р. Гомила)	0,16	—	—
Гарула	0,67	?	0,67
Джеджори	6,40	6,67	6,67
Лухунис-цкали	?	1,36	1,36
	69,83	67,96	68,49

Так, например, в бассейне Лухунис-цкали по Подозерскому оледенение отсутствует, а по карте масштаба 1 : 100000 оледенение составляет 1,36 км<sup>2</sup>. Ясно, что в каталоге Подозерского эти ледники пропущены. В бассейне Гарулы, наоборот, по Подозерскому площадь оледенения составляет 0,67 км<sup>2</sup>, а по карте масштаба 1 : 100000 ледники не указаны. Между тем, по сообщению Г. Д. Дондуа [6] ледники в истоках Гарулы имеются и в настоящее время. Следовательно на карте эти ледники пропущены.

В бассейне Сакауры на карте 1 : 100000 показан ледник площадью 0,14 км<sup>2</sup>. Н. Е. Астахов обследовавший в 1957 г. верховья Сакауры, отмечает, что ледников там нет [1].

Если учесть эти коррективы и условно принять по бассейну Гарулы оледенение для настоящего времени равным указанному в каталоге, а по Лухунис-цкали включить в данные каталога Подозерского площадь оледенения по карте масштаба 1 : 100000, то получим следующие величины площадей оледенения:

По Подозерскому (с коррективами)—71,2 км<sup>2</sup>

По карте масштаба 1:100000 (с коррективами)—68,5 км<sup>2</sup>.

Конечно эти данные не могут полностью отразить ни размеры, ни динамику оледенения, т. к. площади ледников по картам масштаба 1 : 100000 не вполне соответствует состоянию оледенения на сегодняшний день.

Помимо уменьшения площади оледенения наблюдается также уменьшение объема ледников, на что указывает значительное оседание многих ледников [8].

Более значительные, по сравнению с данными Подозерского, площади оледенения на карте масштаба 1 : 100000 в бассейнах Чешуры и Джеджори объясняются, повидимому, невысокой точностью площадей оледенения в каталоге и на карте.

Величины относительного оледенения в бассейне Риони до створов водопостов и по притокам Риони приведены в табл. 2.

Наиболее значительным является относительное оледенение в самом верхнем течении Риони (до Глолы) и на притоке Риони—реке Чанчахи (9%—7%). Ниже Они относительное оледенение сильно уменьшается и составляет в створе выше плотины РионГЭС всего 1,9%.

Режим климатических элементов в бассейне в значительной степени связан с высотной зональностью.

Бассейн р. Риони до Кутанси имеет большое вертикальное развитие (табл. 5).

Таблица 5

Распределение площади бассейна р. Риони до Кутанси по высотным зонам

Высотные зоны	Площадь зоны кв. км	в %/о	Суммарная площадь бассейна кв. км	в %
4500—4000	9,6	0,3	9,6	0,3
4000—3500	47,6	1,3	57,2	1,6
3500—3000	83,3	2,3	140,5	3,9
3000—2600	212,1	6,0	352,6	9,9
2600—2200	388,5	10,9	741,1	20,8
2200—1800	514,7	14,5	1255,8	35,3
1800—1400	730,7	20,6	1986,5	55,9
1400—1000	771,5	21,8	2758,0	77,7
1000—600	524,8	14,8	3282,8	92,5
600—400	170,4	4,8	3453,2	97,3
400—200	86,1	2,4	3539,3	99,7
200—0	8,9	0,3	3548,2	100

Свыше 35% площади бассейна составляет ее высокогорная часть (от 2000 м до 4500 м). Более 40% приходится на среднегорную область (от 1000 м до 2000 м) и только 25% составляет площадь предгорьев (от 100 м до 1000 м).

Большое вертикальное развитие бассейна обуславливает различное сочетание источников питания по длине реки. Для определения источников питания р. Риони составлены комплексные графики за многоводный (1940) средний (1950) и маловодный (1943) годы по створам Глола, Хидикари и выше РионГЭС'а, которые характеризуют распределение годового стока по источникам питания в верхнем течении, среднем течении и у выхода реки из гор на равнину.

Определение источников питания страдает условностью.

Большие трудности возникают при выделении дождевой и снеговой составляющих стока, т. к. в бассейне Риони почти отсутствуют во время

снеготаяния достаточно длительные засушливые периоды, в которые представилось бы возможным установить хотя бы приближенную связь между температурой воздуха и снеговым стоком. Поэтому в ряде случаев разделение стока на дождевой и снеговой выполнено с большой приближенностью.

Не меньше условностей в разделение талого стока на снеговой и ледниковый, т. к. для этой цели необходимо располагать данными о температурном режиме в ледниковой области, о таянии снега и ледника и о ледниковом стоке близ языка ледника.

При выделении ледникового стока мы располагали только данными о ходе снежного покрова на метстанции Мамсонский перевал, расположенной на высоте 2850 м. Начало ледникового стока принималось с момента схода снега на высоте 3100 м.

Ледниковый сток выделен только по верхнему створу (Риони — Глола), а по остальным двум створам величина ледникового стока принималась по верхнему створу, т. к. в бассейне Риони ниже водопоста Глола оледенение почти отсутствует.

Имеются условности и в выделении подземного стока. Основной подземный сток принимался по расходам зимней межени. С началом половодья на основной подземный сток накладывается сток «верховодки», максимальное значение которого приурочивалось к середине спада половодья. От максимума сток верховодки принят постепенно снижающимся к зимнему периоду.

Таким образом выделены генетические составляющие стока по трем створам на р. Риони (табл. 6).

Таблица 6

## Источники питания р. Риони

Река—пункт	1950					1940					1943				
	Сток					Сток					Сток				
	Ледн.	Снегов.	Дожл.	Подземн. воды	Суммар. но	Ледн.	Снегов.	Дожл.	Подзем. воды	Сум-марно	Ледн.	Снегов.	Дожл.	Подзем. воды	Суммар.
Риони—Глола	122	257	136	286	801	181	384	293	372	1230	77	120	46	246	489
„ Хидикари	15	32	17	36	—	15	31	24	30	—	16	25	9	50	—
„ РионГЭС	—	—	—	—	—	181	815	1049	1110	3155	77	350	246	705	1378
	122	1793	1176	876	3910	6	26	33	35	5090	6	25	18	51	—
	3	46	29	22	—	3	25	33	39	—	3	25	27	45	—

Выделение источников питания одновременно по трем створам на одной реке несколько уменьшает условность, т. к. данные по трем створам взаимно корректируются.

К сожалению данные за 1950 г. по Риони—Хидикари оказались сомнительными и не помещены в таблицу, а по створу выше плотины РионГЭС а недостаточно характерными: очень низкий подземный сток.

Графики за 1940 и 1943 г.г. дают представление о распределении годового стока по источникам питания в многоводном и маловодном годах (рис. рис. 2—7).

В многоводном 1940 году главным источником питания р. Риони в верхней части бассейна являются снеговые (31%) и подземные (30%)

р. Риони - С. Вино

Комплексный график  
 гидрометеорологических элементов

1940 г.

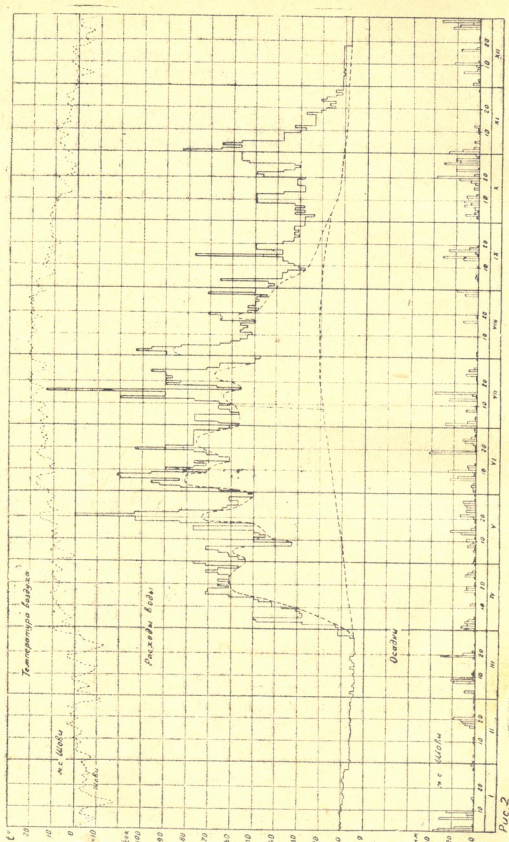
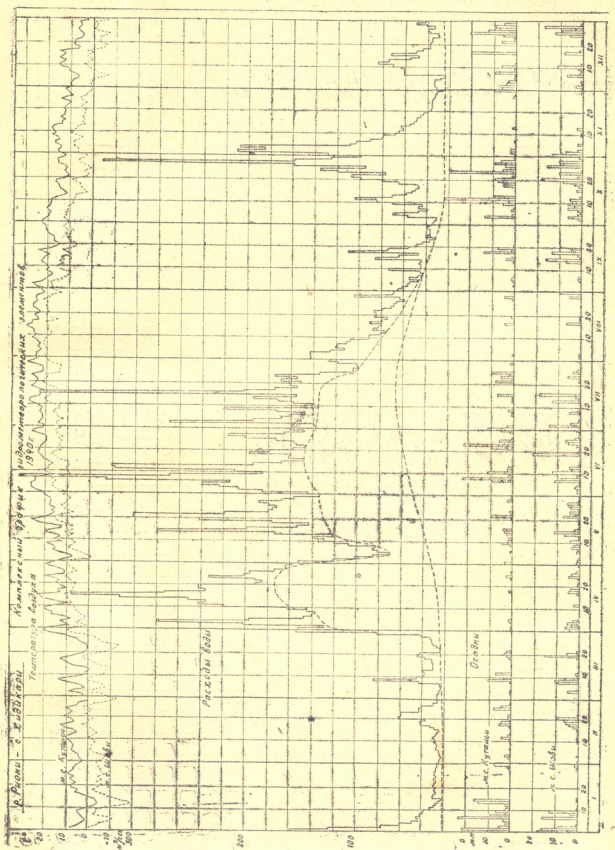


Рис. 2

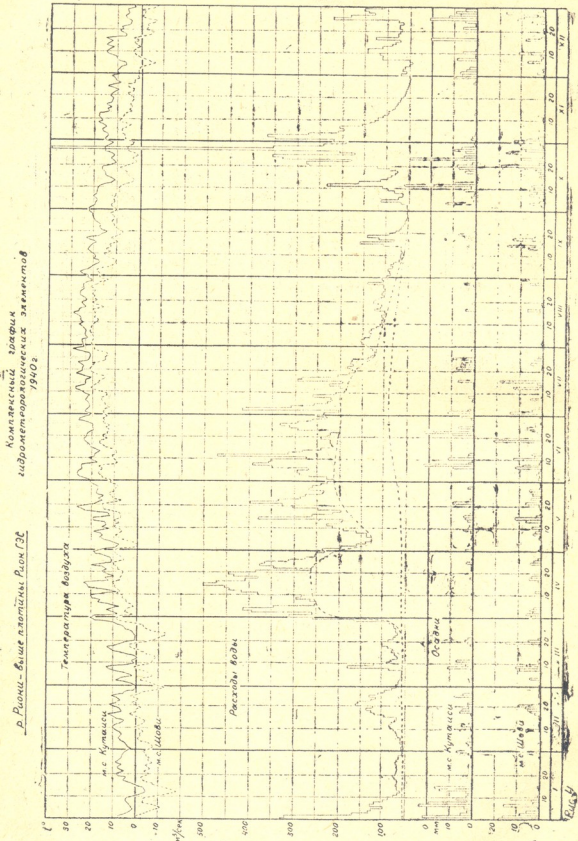
воды, а в среднем течении и у выхода Риони из гор на равнину преобладающим источником питания являются подземные воды (соответственно 35% и 39%). Второе место здесь занимает дождевой сток (33%). В многоводном году относительная величина подземного стока увеличивается вниз по течению от 33% до 39%.

Ледниковый сток составляет в верхнем течении 15%, а в среднем течении и ниже доля ледникового стока резко убывает (6%—3%).



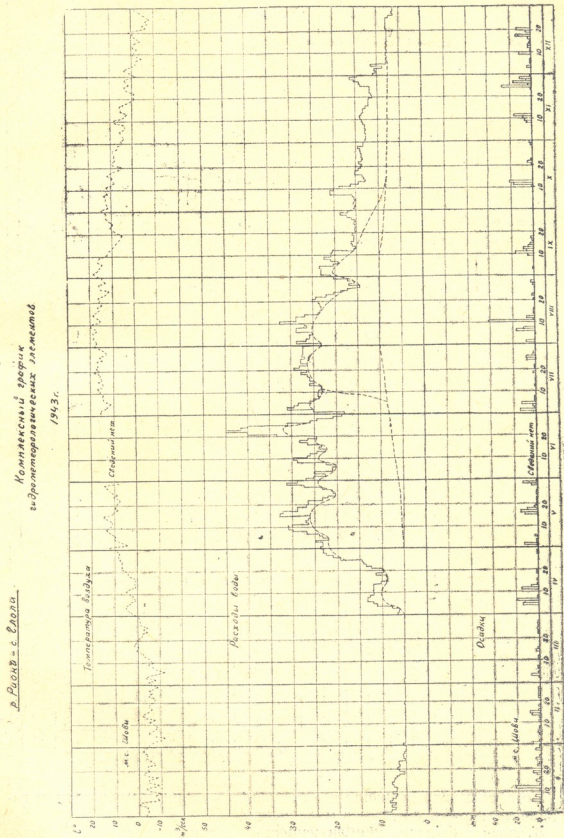
В маловодном 1943 году главным источником питания являются подземные воды, причем в верхнем и среднем течении подземные воды

составляют половину годового стока, а в створе выше плотины РионГЭС немного меньше (45%).

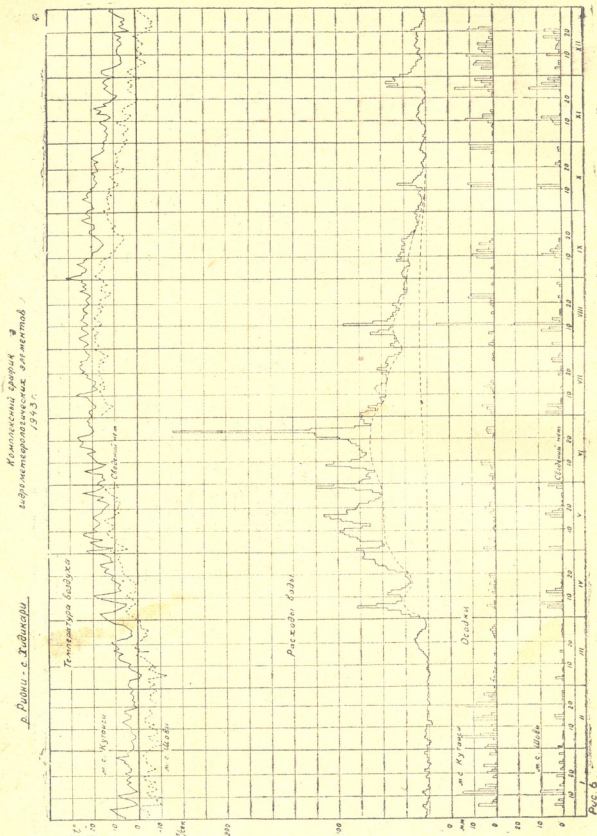


Снеговые воды составляют в маловодном году 25% от годового стока. Очень малую долю составляет в маловодном году в верхнем и

среднем течении Риони дождевой сток (9%—18%), в створе же выше плотины РионГЭС он увеличивается до 27%.



Относительная величина ледникового стока в маловодном году такая же, как и в многоводном.



По абсолютной величине все источники питания в многоводном году значительно больше, чем в маловодном.

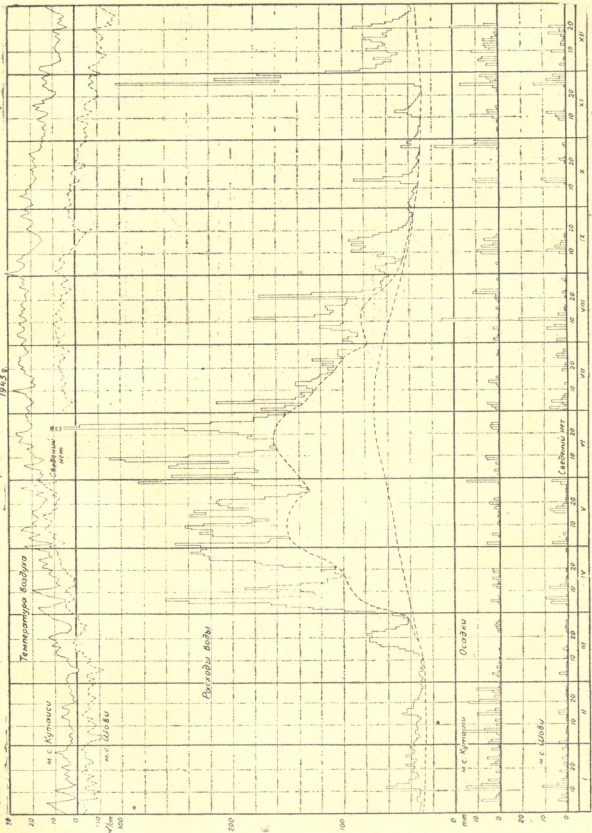
В связи с большой приближенностью полученных значений источников питания наблюдаются несоответствия в характере изменения относительных величин источников питания по длине реки.





Так, например, в 1940 г. относительная величина дождевого стока по створам Хидикари и выше плотины РионГЭС одинаковая, а в 1943 г.

р. Риони - выше плотины Рион ГЭС  
Комплексный график гидрометеорологических элементов 1943 г.



относительная величина снегового стока по всем трем створам остается неизменной.

Таблица 7

Процентное распределение стока по месяцам в бассейне р. Риони

Река—пункт	Нм		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год.
1. р. Риони—с Геби	2430	м <sup>3</sup> /с %/о	2,77 2,1	2,47 1,7	3,09 2,4	12,5 9,2	22,8 17,4	25,9 19,1	23,6 18,0	15,5 11,8	9,82 7,2	7,62 5,8	4,53 3,3	2,89 2,2	11,1
2. р. Риони—с. Глола	2430	м <sup>3</sup> /с %/о	6,34 1,9	5,95 1,6	7,56 2,3	25,9 7,6	56,3 17,0	58,4 17,2	57,0 17,2	44,6 13,3	30,0 8,8	21,7 6,5	14,1 4,1	8,63 2,6	28,1
3. р. Риони—г. Они	2210	м <sup>3</sup> /с %/о	12,4 2,5	12,6 2,3	17,7 3,5	48,8 9,5	88,6 17,7	89,0 17,3	73,5 14,7	56,2 10,9	36,9 7,2	33,2 6,7	24,1 4,7	15,6 3,1	42,4
4. р. Риони—с. Хидикари	1940	м <sup>3</sup> /с %/о	22,8 2,6	26,5 2,7	39,6 4,5	112 12,4	157 18,0	147 16,3	114 13,1	81,3 9,3	55,0 6,1	59,9 6,9	44,9 5,0	31,0 3,6	74,3
5. р. Риони—с. Аллана	1740	м <sup>3</sup> /с %/о	32,5 2,6	37,0 2,8	74,9 6,2	175 13,9	223 18,4	188 14,9	144 11,9	97,8 8,1	73,0 5,8	85,0 7,0	62,0 4,9	44,9 3,7	103
6. р. Риони—выше плотины РионГЭС	1610	м <sup>3</sup> /с %/о	52,1 3,5	61,4 3,7	104 6,9	219 14,2	258 17,3	219 14,2	167 11,2	120 8,0	89,6 5,8	94,7 6,3	76,8 4,9	61,2 4,1	127
7. Чанчахи—устье с. (Глола)	2500	м <sup>3</sup> /с %/о	2,09 2,5	2,07 2,2	2,21 2,6	6,47 7,5	13,3 15,9	17,3 20,0	13,5 16,1	10,4 12,4	6,47 7,5	5,35 6,4	3,50 4,0	2,84 3,4	7,12
8. р. Сакаури—уста	2000	м <sup>3</sup> /с %/о	2,34 2,7	2,43 2,6	3,72 4,3	10,5 11,8	16,1 18,6	15,7 17,6	10,2 11,3	6,74 7,8	5,92 6,6	6,54 7,8	4,73 5,3	3,18 3,7	7,34
9. р. Джджори—г. Они	1885	м <sup>3</sup> /с %/о	4,77 3,3	5,20 3,3	7,98 5,6	18,8 12,7	25,2 17,6	22,2 15,0	16,4 11,4	11,5 8,0	9,18 6,2	10,3 7,2	8,58 5,8	6,05 4,2	12,2
10. р. Хеори—с. Боква	1820	м <sup>3</sup> /с %/о	0,44 3,6	0,41 3,1	0,83 6,8	2,66 21,2	2,87 23,7	1,26 10,0	0,65 5,3	0,54 4,4	0,60 4,8	0,83 6,8	0,77 6,1	0,52 4,3	1,03
11. р. Ладжанури—с. Аллана	1510	м <sup>3</sup> /с %/о	4,49 3,7	5,94 4,4	10,4 8,5	20,4 16,2	22,9 18,7	16,5 13,0	10,0 8,2	6,74 5,5	5,48 4,3	8,57 7,0	7,47 5,9	5,82 4,8	10,4
12. Дид-чала—с. Херга	1450	м <sup>3</sup> /с %/о	1,20 2,3	1,37 2,4	4,39 8,4	15,3 28,2	12,6 24,0	2,69 5,0	2,17 4,1	1,28 2,4	1,92 3,5	5,86 11,2	3,18 5,8	1,39 2,7	4,44
13. Шарлаула-исток		м <sup>3</sup> /с %/о	1,14 2,2	1,47 2,5	4,54 8,5	16,0 29,0	12,9 24,2	2,74 5,0	2,24 4,2	1,13 2,1	1,68 3,0	5,67 10,6	3,64 6,6	1,24 2,3	4,54

Различное соотношение относительных величин подземного стока в трех створах за 1940 и 1943 г.г. объясняется, повидимому, тем, что в многоводном дождливом 1940 году в нижнем течении возрастает роль «верховодки», а в маловодном засушливом 1943 году большую роль играют глубинные подземные воды.

Вертикальная зональность внутригодового хода температуры и внутригодового распределения осадков и ледниковое питание в истоках Риони, создают различное сочетание источников питания в створах Риони и обуславливают хорошо выраженную вертикальную зональность внутригодового распределения стока.

В верхних зонах, на высоте 2850 м средняя месячная температура воздуха в течение 7-ми месяцев ниже нуля, а на высоте 500 м только один месяц в году имеет отрицательную среднюю месячную температуру.

В отношении температурного режима выделяется в бассейне Риони Шаорская котловина, где на высоте 1120 м пять месяцев в году средняя месячная температура ниже нуля. Зимняя температура здесь, на 2°, а средняя годовая температура на 1°,5, ниже, по сравнению с расположенными на той же высоте соседними территориями.

Внутригодовое распределение осадков в верхних зонах бассейна характеризуется летним максимумом и зимним минимумом, а в нижних — осенним максимумом и летним минимумом.

Исследованию внутригодового распределения стока в горных областях Грузии посвящен ряд работ автора [2—5], которыми выявлена

отчетливо выраженная зависимость внутригодового распределения стока от высотного положения бассейна.

В таблице 7 приводятся средние месячные расходы и процентное распределение стока по месяцам. По данным таблицы 7 составлен график связи между относительным месячным стоком и средней высотой бассейна (рис. 8).

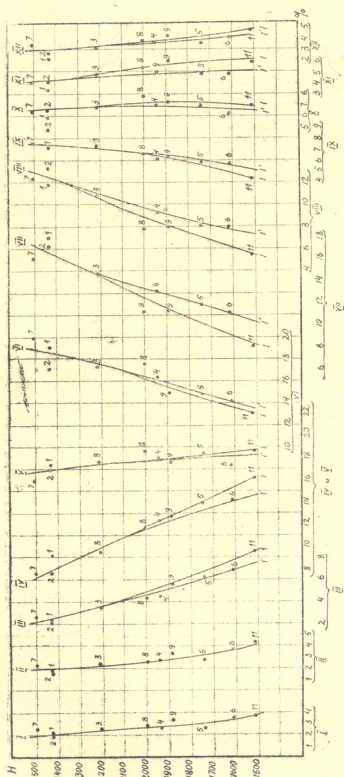


Рис. 8. График связи между средней высотой бассейна и месячным стоком в % от годового в бассейне Риони

Расположение точек на графике позволяет наметить кривые связи, причем за январь и февраль месяцы намечается общая для Риони и ее притоков кривая. С марта по декабрь в верхних гипсометрических зонах кривые также общие для всех бассейнов, но с высоты 2100—2350 м они разделяются на две ветви. Одна ветвь характеризует внутригодовое распределение стока по самой Риони (кривые I'), а другая — по притокам Риони (кривые I).

Таблица 8  
Процентное распределение стока по месяцам в бассейне Риони

Реки	Ср	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Риони с притоками	2500	2,0	1,9	2,2	7,2	16,8	18,8	17,3	13,0	7,5	6,5	4,0	2,8
"	2400	2,1	2,0	2,7	8,1	17,1	18,4	16,3	12,3	7,3	6,6	4,2	3,0
Притоки Риони	2300	2,2	2,1	3,2	9,0	17,3	18,0	15,4	11,4	7,2	6,6	4,4	3,1
Риони									11,6			4,3	
Притоки Риони	2200	2,3	2,2	3,6	9,9	17,5	17,5	14,5	10,5	7,0	6,9	4,7	3,2
Риони								14,6	11,0		6,8	4,4	
Притоки Риони	2100	2,5	2,4	4,3	10,8	17,6	16,8	13,5	9,7	6,8	7,0	5,0	
Риони				4,2			17,0	13,9	10,3		6,8	4,6	3,4
Притоки Риони				4,9	11,8	17,9	16,2	12,6	8,8		7,2	5,4	3,6
Риони	2000	2,6	2,5	4,7	11,6	17,8	16,4	13,3	9,7	6,5	6,8	4,7	3,4
Притоки Риони				5,7	12,7	18,0	15,5	11,6	8,1	6,2	7,3	5,5	3,8
Риони	1900	2,8	2,7	5,2	12,2	17,9	15,8	12,8	9,2	6,4	6,8	4,8	3,6
Притоки Риони				6,4	13,6	18,2	14,8	10,8	7,5	5,8	7,2	5,6	4,0
Риони	1800	2,9	3,0	5,7	12,9	18,0	15,2	12,2	8,6	6,2	6,8	4,9	3,8
Притоки Риони				7,1	14,5	18,4	14,2	10,0	6,8	5,3	7,1	5,8	4,2
Риони	1700	3,1	3,2	6,3	13,5	18,1	14,6	11,7	8,1	5,9	6,7	5,0	4,0
Притоки Риони				7,9	15,4	18,6	13,5	9,2	6,1	4,8	7,0	5,9	4,5
Риони	1600	3,4	3,6	7,0	14,2	18,2	14,0	11,0	7,7	5,5	6,6	5,1	4,0
Притоки Риони				8,6	16,2	18,8	12,9	8,2	5,5	4,2	6,9	6,1	4,7
Риони	1500	3,8	4,2	7,5	14,6	18,2	13,4	10,4	7,2	5,0	6,4	5,2	4,2

По этим кривым составлена таблица 8 процентного распределения стока по месяцам в различных высотных зонах.

Расположение ветвей хорошо отражает закономерность внутригодового распределения стока по самой Риони и по ее притокам.

Самым маловодным сезоном в бассейне Риони является зима. Сток за зимний сезон в бассейнах со средней высотой 2500 м составляет 6—7%, а в зоне 1500 м увеличивается до 12—13% от годовой величины (табл. 9).

Самым многоводным сезоном по притокам Риони со средней высотой бассейна более 2000 м является лето. Сток за летний сезон при средней высоте бассейна 2500 м составляет 49%, а при высоте 2000 м — 37,6%.

По самому Риони летний сезон является наиболее водоносным до средней высоты 1900 м.

Ниже 1900 м самым многоводным сезоном является весенний. В бассейнах со средней высотой 1500 м весенний сток по притокам Риони достигает 43,6%, а по самому Риони — 40,3%.

Очень слабо колеблется относительная величина осеннего стока. В пределах средних высот бассейнов от 2500 м до 1500 м летний сток составляет от 49,1% до 31% от годового, весенний сток от 26,2% до 40,3%, зимний — от 6,7% до 12,7%, а относительная величина осеннего стока колеблется всего в пределах 18,8%—16,6%.

Таблица 9

## Процентное распределение стока по сезонам

Реки	Н ср.	№ кри- вой	Зима	Весна	Лето	Осень	Относительный сток за три самых многоводных месяца (в %)
Риони с притоками	2500	1'	6,7	26,2	49,1	18,0	52,9
Риони с притоками	2400	1'	7,1	27,9	47,9	18,1	51,8
Притоки Риони	2300	1	7,4	29,5	44,8	18,2	
Риони		1'	7,4	29,5	45,0	18,1	50,7
Притоки Риони	2200	1	7,7	31,0	42,5	18,6	49,5
Риони		1'	7,7	31,0	43,1	18,2	49,6
Притоки Риони	2100	1	8,3	32,7	40,0	18,8	47,9
Риони		1'	8,3	32,6	41,2	18,2	48,5
Притоки Риони	2000	1	8,7	34,6	37,6	19,1	46,7
Риони		1'	8,5	34,1	39,4	18,0	47,5
Притоки Риони	1900	1	9,3	36,4	35,2	19,0	46,2
Риони		1'	9,1	35,3	37,8	18,0	46,5
Притоки Риони	1800	1	9,9	38,2	33,1	18,6	46,6
Риони		1'	9,7	36,6	36,0	17,9	46,1
Притоки Риони	1700	1	10,5	40,0	31,0	18,2	47,1
Риони		1'	10,3	37,9	34,4	17,6	46,2
Притоки Риони	1600	1	11,5	41,9	28,8	17,7	47,5
Риони		1'	11,0	39,4	32,7	17,2	46,4
Притоки Риони	1500	1	12,7	43,6	26,6	17,2	47,9
Риони		1'	12,2	40,3	31,0	16,6	46,2

Слабое изменение осеннего стока с высотой объясняется увеличением стока с высотой в сентябре, в связи с продолжающимся таянием ледников и снежников, уменьшением стока с высотой в ноябре, вследствие выпадения осадков в верхних зонах в виде снега, и в нижних в виде дождя, и устойчивым относительным стоком в октябре.

Сток за три наиболее водоносных месяца составляет в верхних зонах (май—июль) свыше 50% от годового стока, а в среднегорной зоне (апрель—июнь) — 46%.

Описанное внутригодовое по месяцам и сезонам распределение стока в году является характерным для большинства бассейнов притоков Риони и самого Риони.

Резко отличаются своим внутригодовым распределением стока бассейны Диди-чала и Хеори, данные по которым не были использованы при построении кривых связи между относительным месячным стоком и высотой бассейна.

Действительно, близкие между собой по средним высотам бассейны Деджори до Они и Хеори—Боква, а также Ладжанури—Алпана и Диди-чала—Херга имеют совершенно различное распределение стока в весенне-летние месяцы. Относительный сток за апрель и май в бассейне Деджори составляет 30,3% от годового, а в бассейне Хеори — 46,8%, т. е. в полтора раза больше. За летние же месяцы, наоборот, сток по Деджори составляет 34,4% а по Хеори—всего 19,7%.

Относительный сток за апрель и май по Ладжанури—Алпана составляет 34,9%, а по Диди-чала—Херга—52,2%, т. е. тоже в полтора раза больше. За летние месяцы сток Ладжанури составляет 26,7% от годового, а по Диди-чале — всего 11,5%.

Такое большое различие во внутригодовом распределении стока между бассейнами, имеющими близкие средние высоты, объясняется различной вертикальной протяженностью этих бассейнов.

Предложенное нами понятие — вертикальная протяженность бассейна — означает число гипсометрических ступеней, содержащихся в основной части бассейна. При этом высота гипсометрической ступени принимается одинаковой для всех бассейнов [5].

В качестве основной части бассейна принимается 95% всей площади бассейна. Целесообразность определения вертикальной протяженности основной части бассейна, а не всего бассейна, заключается в том, что ничтожные по величине самые верхние и нижние части бассейнов, в особенности самые нижние, не играя почти никакой роли в формировании стока, иногда увеличивают число гипсометрических ступеней и создают неправильное представление о вертикальной протяженности основной части бассейна, формирующей сток. В этом заключается различие между вертикальной протяженностью бассейна и разностью высот в бассейне.

Установление одинаковой для всех бассейнов высоты гипсометрической ступени является необходимым для возможности сравнения между собой вертикальной протяженности различных бассейнов.

Высота гипсометрической ступени в наших исследованиях принята равной 200 м из тех соображений, что при гипсометрической характеристике горных бассейнов обычно принимается ступень высотой не менее 200 м. Кроме того гипсометрическая ступень в 200 м удобна и в том отношении, что она соответствует изменению температуры воздуха примерно на  $1^{\circ}$ .

Вертикальная протяженность крупного бассейна в общем соответствует его уклону, т. к. при одинаковых размерах бассейна больший уклон будет иметь бассейн с большей вертикальной протяженностью.

Различие в вертикальной протяженности бассейнов, имеющих одинаковые площади и средние высоты, указывает на различие форм этих бассейнов.

При различных размерах бассейнов вертикальная протяженность не характеризует различия в их уклонах, т. к. малый бассейн с большим уклоном может иметь значительно меньшую вертикальную протяженность, по сравнению с крупным бассейном, имеющим небольшой уклон.

Влияние вертикальной протяженности бассейна на процессы формирования и режим стока заключается в том, что с уменьшением вертикальной протяженности бассейна увеличивается площадь одновременного снеготаяния и половодье характеризуется сравнительно малой продолжительностью крутым подъемом, быстрым спадом и высоким снеговым максимумом.

Вертикальная протяженность бассейна Риони до различных створов и притоков Риони (табл. 10) колеблется в пределах 10—15, по Хеори же она характеризуется числом 6, а по Диди-чале вертикальная протяженность еще меньше—ограничивается 4-мя ступенями.

Из сказанного следует, что внутригодовое распределение стока в горных бассейнах, расположенных в пределах одного склона, определяется как средней высотой бассейна, так и его вертикальной протяженностью.

Большой относительный сток за апрель и май месяцы в Шаорской котловине объясняется также сравнительным обилием осенне-зимних осадков и относительно продолжительной и холодной зимой, что благоприятствует образованию в котловине мощного снежного покрова.

Таблица 10

Вертикальная протяженность бассейнов

Бассейны	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средняя высота бассейна, м	Число гипсометрических ступеней
Риони—Гебли	217	2430	12
„ —Глола	627	2430	13
Чанчахи—устье	184	2500	15
Сакаура—устье	162	2000	12,5
Джеджори—Они	425	1885	10
Ладжанури—Алпана	292	1510	10
Хеори—Боква	47	1840	6
Диди-чала—Херга	137	1450	4

В связи с наличием ледникового питания в бассейне Риони представляет интерес рассмотреть суточный ход расходов р. Риони.

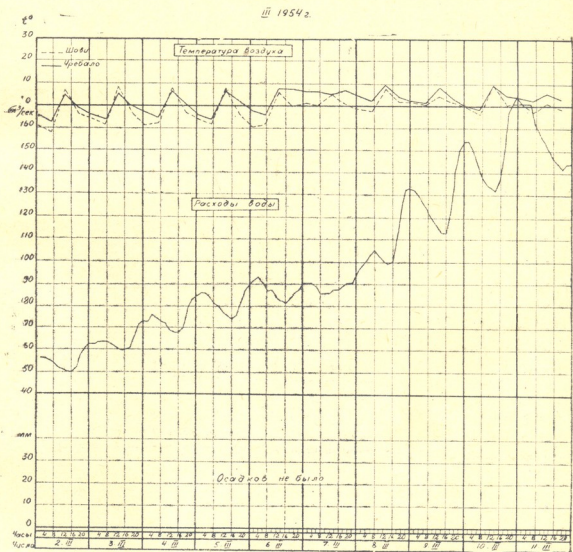


Рис. 9 р. Риони - Намаквани  
Комплексный график суточного хода расходов воды

К сожалению лимниграфные наблюдения по Риони весьма ограничены и не позволяют проследить характер изменения суточного хода

расходов по длине реки. Совершенно отсутствуют автоматические записи наблюдений по верхним постам на Риони в створах Геби и Глола.

Для характеристики суточного хода расходов р. Риони хотя бы по ограниченному материалу нами использованы данные самописцев для периодов начала половодья, гребня половодья и конца спада по Риони — Они за 1938 и по Риони — Намохвани (который по величине стока очень близок к створу выше плотины РионГЭС) за 1954 г.

По обоим створам за указанные периоды определены расходы через каждые два часа.

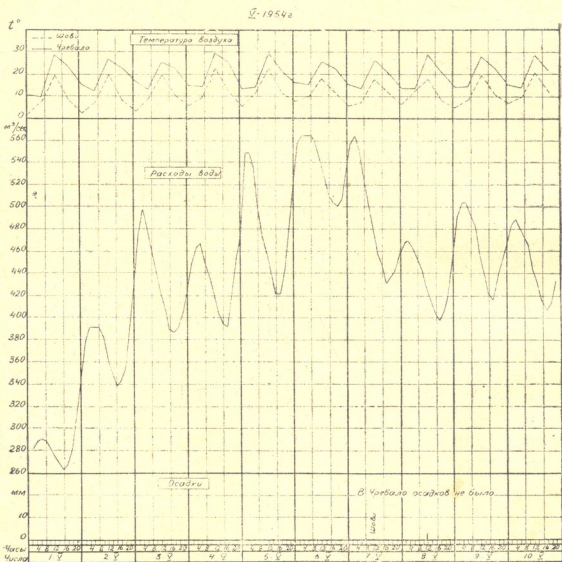


Рис. 10 р. Риони — Намохвани  
Комплексный график суточного хода расходов воды

Суточный ход расходов наблюдается в обоих створах.

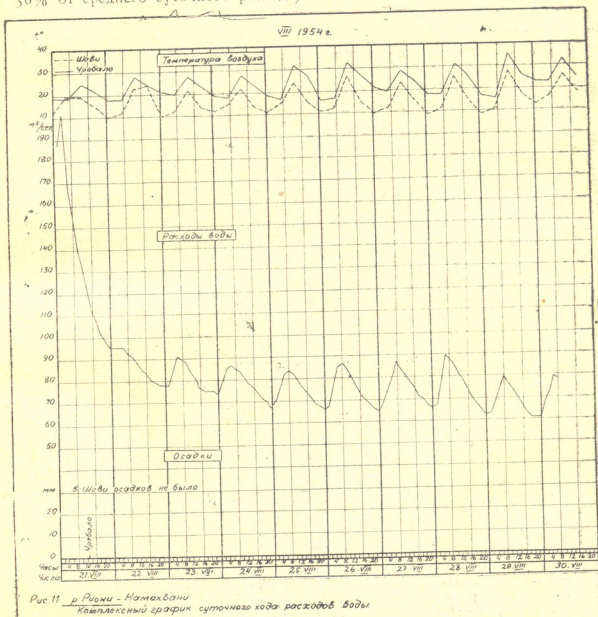
Весьма показательными в отношении суточного хода расходов являются данные за 1954 г. по Риони — Намохвани. Все три отрезка различных фаз режима реки — начала половодья (рис. 9), гребня половодья (рис. 10) и конец спада половодья (рис. 11) — отличаются четко вы-



раженным суточным ходом, что объясняется отсутствием осадков в течение этих отрезков времени.

Следовательно суточный ход расходов на р. Риони ясно выражен до выхода реки из гор на Колхидскую равнину.

Максимальная суточная амплитуда за рассмотренные отрезки фаз (режима составляла по Риони—Намохвани за 1954 г. в марте  $42 \text{ м}^3/\text{сек}$  или 28%, в мае  $134 \text{ м}^3/\text{сек}$  или (27%), и в августе  $27.3/\text{м}^3/\text{сек}$  (или 36% от среднего суточного расхода).



### Минимальный сток

Приблизительность, а иногда и сомнительность данных по минимальному стоку наглядно подтверждается отсутствием соответствия в величинах абсолютных и средних месячных минимальных расходов р. Риони в различных створах (табл. 11).

Нами приведены только некоторые примеры резкого несоответствия минимумов. Имеется много и менее значительных несоответствий.

Величины минимальных модулей стока в бассейне Риони приводятся в табл. 12.

Таблица 11

Примеры несоответствия между минимальными расходами р. Риони в различных створах

Год	Месяц	Риони			выше плотины РионГЭС
		Они	Хидикари	Алпана	
Абсолютные минимумы (зимние и летне-осенние)					
1936	IX	(38,2)	34,3	40,0	
1939	I		17,0	16,2	19,8
	IX			46,0	39,6
1941	XII		25,0	(19,0)	
1942	I		20,0	(17,8)	31,0
	X		26,2	(12,8)	35,8
1944	XII		16,2	(13,9)	21,0
1946	XII		21,5	(17,4)	29,0
1947	I	17,2	(29,7)	18,2	27,0
	IX	26,7	48,7	53,5	38,8
1950	IX		12,5	(38,9)	36,7
1952	I		9,0	(7,40)	24,8
Средние месячные минимумы зимние					
1942			23,3	22,1	56,1
1945			17,8	14,8	26,0
1946			27,3	23,3	43,8

Таблица 12

Средние годовые и минимальные модули стока

Река—пункт	Площадь бассейна, км <sup>2</sup>	Средняя высота бассейна, м	М, Средний модуль стока л/сек. км <sup>2</sup>	Минимальный сток, л/сек км <sup>2</sup>			
				ср. мес. зимн.	ср. мес. летн.	зимн.	летн.
1 Риони—Геби	216	2430	50,0	(11,4)		(8,0)	
2 " —Глола	627	2430	43,2	8,6		6,9	
3 " —Они	1009	2210	43,2	10,4		8,3	
4 " —Хидикари	2002	1940	37,4	10,2		8,2	
5 " —Алпана	2830	1740	36,8	9,5	18,2	7,1	11,1
6 " —РионГЭС	3520	1610	36,1	12,0	17,8	8,6	10,8
7 Чанчахи—Глола	184	2500	36,4	(10,3)		(9,1)	
8 Сакаура—устье	162	2000	46,0	12,2	26,1	9,8	18,5
9 Джджори—Они	406	1865	29,8	10,4	18,0	7,8	12,3
10 Хеори—Боква	47,0	1840	(21,6)	(7,7)	(7,9)	(6,2)	(6,8)
11 Диди-чала—Херга	137	1450	31,6	(6,3)	(6,6)	(2,9)	(1,5)
12 Ладжанури—Алпана	284	1510	36,7	12,4	15,1	7,8	7,8

В отличие от ряда других горных областей Грузии в бассейне Риони не наблюдается соответствия в изменениях среднего и минимального стока, а в некоторых случаях минимальный сток увеличивается с уменьшением водоносности.

Величина среднего из абсолютных зимних минимальных модулей стока в общем изменяется в очень небольших пределах.

Действительно, по большинству бассейнов зимний минимум колеблется в пределах 7,1—8,6 л/сек и только по бассейну Хеори—Боква он снижается до 6,2 л/сек, а по бассейнам Чанчахи — Глола и Сакура—устье составляет 9,1 и 9,8 л/сек.

Исключение составляет р. Диди-чала, где абсолютные минимумы очень низкие: зимний 2,9 л/сек, а летний 1,5 л/сек.

Летние минимумы наблюдаются в нижних створах Риони и на лишенных ледникового питания притоках Риони.

Летний минимум во всех бассейнах выше зимнего, кроме бассейна Диди-чалы, где летний минимум ниже зимнего (средний месячный летний минимум выше зимнего).

Если исключить из рассмотрения ограниченные данные по минимальному стоку Риони—Геби и проследить изменение величины зимнего минимального стока среднемесячного и среднего из абсолютных вниз по течению Риони, то обращает на себя внимание возрастание минимального стока от Глола к Опи, устойчивый модуль стока на участке Опи — Хидикари, снижение модуля минимального стока в створе Алпана и заметное увеличение в створе выше плотины РионГЭС.

Низкий модуль стока в створе Риони — Глола можно было бы объяснить отчасти меньшей облесенностью бассейна, по сравнению с бассейнами нижерасположенных створов. Однако сопоставление зимнего минимального стока по Риони—Геби (8 л/сек) и Чанчахи — Голла (9,1 л/сек) с зимним минимальным стоком Риони — Глола (6,2 л/сек), вычисленным за тот же период, показывает, что зимний минимум по Риони—Глола является заниженным. За отдельные годы, как например 1951 г., зимние минимальные расходы Риони—Геби (1,49 м<sup>3</sup>/сек) и Чанчахи — Глола (1,35 м<sup>3</sup>/сек) в сумме составляют больше, чем зимний минимальный расход Риони — Глола (2,50 м<sup>3</sup>/сек) за тот же период, хотя площадь водосбора Риони до Глола (627 км<sup>2</sup>) значительно больше суммы площадей Риони до Геби (216 км<sup>2</sup>) и Чанчахи до Глола (184 км<sup>2</sup>).

Низкий минимальный сток Риони в створе Алпана объясняется, по видимому, неполным дренированием рекой подземных вод со своего бассейна. Подобное явление, очевидно, наблюдается и в бассейне Диди-чалы. Низкий минимальный сток Диди-чалы отчасти объясняется малой вертикальной протяженностью бассейна, что влияет на величину летнего минимума, и сравнительно суровой зимой, что сказывается на зимнем минимуме. Однако главной причиной низкого минимума в бассейне Диди-чалы, по видимому, является неполное дренирование рекой подземных карстовых вод, часть которых уходит за пределы бассейна Диди-чалы, замкнутого в створе Херга.

Приближенность данных по минимальному стоку сильно отражается на результатах определения его изменчивости (табл. 13). При этом менее характерными являются результаты подсчета изменчивости летних минимумов, т. к. в некоторые годы летние минимумы не выражены в годовом ходе.

Исключение составляет Ладжанури—Алпана. По этому посту средние из абсолютных минимумов летние и зимние равны и летний минимум, как правило, ясно выражен.

Изменчивость зимнего минимального стока абсолютного и среднего месячного в большинстве случаев в 1,3—2 раза больше изменчивости среднего годового расхода. Поэтому для расчетных целей без большой погрешности можно принимать

$$C_{\text{в}} \text{ мин. зимн.} = 1,75 C_{\text{в}}$$

Таблица 13

## Коэффициенты вариации минимальных расходов

№ п/п	Река—пункт	Площадь водосбора км <sup>2</sup>	Средняя высота бассейна м	Коэффициенты вариации				
				ср. год. расход	ср. мес. миним. мумов зимних	абсол. зимних минимумов	ср. мес. миним. мум летних	абсол. миним. мум летних
1	Риони—Глола	627	2430	0,26	0,26	0,33		
2	" —Они	1009	2210	0,18	0,31	0,28		
3	" —Хидикари	2002	1940	0,20	0,30	0,34		
4	" —Алпана	2830	1740	0,17	0,34	0,28	0,36	0,29
5	" —выше плотины РионГЭС'а	3520	1610	0,18	0,36	0,35	0,35	0,26
6	Сакаура—устье	162	2000	0,22	0,43	0,54	0,28	0,40
7	Джеджори—Они	406	1865	0,26	0,33	0,39	0,34	0,25
8	Ладжанури—Алпана	284	1510	0,18	0,33	0,37	0,34	0,40

Что же касается изменчивости летних минимумов, то ориентируясь на данные по Ладжанури—Алпана можно принять с большим приближением, что изменчивость летнего минимума равна удвоенному значению изменчивости годового стока.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов Н. Е., К геоморфологии Верхней Рачи. Помещена в этом томе.
2. Владимиров Л. А., О вертикальной зональности внутригодового распределения стока в горных районах Грузии, «Мет. и гидр.», 1948, № 5.
3. Владимиров Л. А., Закономерности стока в бассейне р. Алазани, «Сообщения АН Грузинской ССР», 1957, № 2.
4. Владимиров Л. А., Закономерности стока в бассейне р. Ингури, Труды географ. об-ва Груз. ССР, том V, 1959.
5. Владимиров Л. А., Вертикальная протяженность бассейна и ее влияние на внутригодовое распределение стока, «Сообщения АН Груз. ССР», 1958, № 6.
6. Дондуа Г. Д., Геоморфологическая характеристика восточной части Верхней Рачи (на груз. яз.), Помещена в этом томе.
7. Калесник С. В., Горные ледниковые районы СССР, Л.-М., 1937.
8. Ковалев П. В., Ледник Твибер, «Сообщения АН Груз. ССР», 1956, № 8.
9. Подозверский К. И., Ледники Кавказского хребта, Зап. КОРГО, т. 29, вып. 1, 1911.



კ. გომიზშილი

ატმოსფერული ნალექების სემონური განაწილება  
 დასავლეთ საქართველოში ტერიტორიულად

ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიული განაწილება განხილულია სხვადასხვა შრომებში [1, 3, 4, 6, 13, 14 და სხვ.], სადაც უმთავრესი ყურადღება ნალექების წლიური ჯამების განაწილებას ექცევა. ნალექების შეფასება წლის სეზონების მიხედვით, რაც ამ შრომის ძირითად ამოცანას წარმოადგენს, შედარებით ნაკლებადაა გაშუქებული ლიტერატურაში. ეს შეეხება, როგორც საერთოდ მთიან მხარეებს, ისე, კერძოდ, დასავლეთ საქართველოსაც, სადაც პრაქტიკული მოთხოვნებისათვის დამაკმაყოფილებელი სიზუსტე, ნალექების გეოგრაფიულ განაწილებაში, დღესაც არ არის მიღწეული. ეს იხსენება უმთავრესად ორი გარემოებით: პირველი—არსებული წვიმსაზომების ცდომილებით, განსაკუთრებით თოვლის სახით მოსული ნალექების დროს, და მეორე—დაკვირვებათა პუნქტების სიმცირით, განსაკუთრებით, მთიან და მაღალმთიან რაიონებში, რის გამო, მეტად რთულ ამოცანას წარმოადგენს ამ რაიონებისათვის ნალექების რაოდენობის დადგენა. ასეთ, ნაკლებად გაშუქებულ ადგილებს, საკვლევე ტერიტორიის ფარგლებში, პირველ რიგში, შეიძლება მივაკუთნოთ რაჭა-ლეჩხუმის, სვანეთის, აფხაზეთის და კავკასიონის მთავარი ქედის მაღალმთიანი და ზოგი სხვა რაიონებიც, საიდანაც დაკვირვებათა მასალები მხოლოდ უმნიშვნელო რაოდენობით მოგვეპოვება. ამასთანავე, ნაწილი ამ მასალებისა, მეტად საეჭვო და არასრულფასოვანია. ამიტომ, ამ ადგილებში გატარებულ იზოჰეტებზე დაყრდნობა არ შეიძლება და ისინი მხოლოდ საორიენტაციოდ უნდა მივიჩნიოთ.

მიუხედავად ამისა, ამიერკავკასიის ცალკეული ნაწილებისათვის ამჟამად შედგენილია ნალექების ტერიტორიული განაწილების რუკები [2, 14, 17 და სხვ.], სადაც ფაქტიურ მასალებს მოკლებული ადგილები გაშუქებულია სხვადასხვა მიდგომით: პლევროგრაფიული გრადიენტების, მდინარეთა ჩამონადენის, კარტოგრაფირების მეთოდის და სხვა საშუალებათა გამოყენებით, რითაც ვსარგებლობდით ჩვენც.

ნალექების სეზონური განაწილების რუკების შესადგენად გამოყენებულ იქნა საკვლევ ტერიტორიაზე არსებული მეტეოროლოგიურ სადგურთა მრავალწლიური მონაცემები, დაწყებული მათი დაარსებიდან 1950 წლამდე. ატმოსფერული პროცესის განხილვის დროს ვსარგებლობდით ამ საკითხზე არსებული შრომებით [2, 5, 6, 15, 16 და სხვ.].

ჩვენ მიერ გამოყოფილი წლის სეზონები, როგორც რაოდენობით, ისე პერიოდის ხანგრძლიობითაც, არ ემთხვევა წლის ე. წ. კალენდარულ (ასტრონომიული) სეზონებს და წარმოადგენენ ისეთ ბუნებრივ სეზონებს, რომელთა შეცვლა დაკავშირებულია ატმოსფერულ პროცესების ცვალებადობასთან საკვლევ ტერიტორიაზე. ამის დასაბუთება მოცემულია ქვევით—ცალკეულ სეზონების განხილვასთან ერთად.

ასეთ სეზონთა რაოდენობა აღმოჩნდა 8, რომელთაც პირობით მიეცა შემდეგი სახელწოდებები:

1. გაზაფხულის პირი (მარტი)
2. საკუთრივ გაზაფხული (აპრილი—მაისი)
3. ზაფხულის პირი (ივნისი)
4. საკუთრივ ზაფხული (ივლისი—აგვისტო)
5. შემოდგომის პირი (სექტემბერი)
6. საკუთრივ შემოდგომა (ოქტომბერი—ნოემბერი)
7. ზამთრის პირი (დეკემბერი)
8. საკუთრივ ზამთარი (იანვარი—თებერვალი)

საერთოდ. წარმოებისა და, განსაკუთრებით, სოფლის მეურნეობის მოთხოვნილებათა თვალსაზრისით აღნიშნული პერიოდები (სეზონები) უფრო, ვიდრე საერთოდ მიღებული კალენდარული სეზონები, შეესაბამება წარმოების ცალკეული სახის ხანგრძლივობას და მის ხასიათს. ასეთია, მაგალითად, სასოფლო სამეურნეო სამუშაოთა სტადიები: თესვა, მარგვა, მოსავლის აღება და სხვ., ან მცენარის ზრდა-განვითარების ცალკეული ფაზები, რომელთა ხანგრძლივობა უკეთესად თავსდება მიღებულ სეზონებში.

ამავე მოსაზრებით მოცემულია უფრო მსხვილი—თბილი (IV—X) და ცივი (XI — III) პერიოდების დახასიათება.

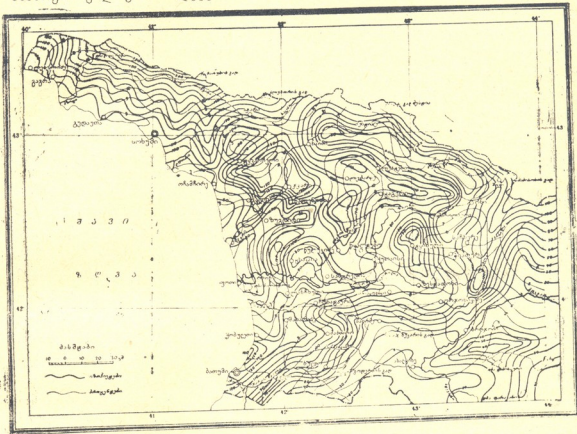
**გაზაფხულის პირი.** ეს პერიოდი განისაზღვრება მარტით. იგი ხასიათდება ზამთრიდან საკუთრივ გაზაფხულზე გარდამავალი ატმოსფერული პროცესებით.

დასაყრდენ საჭარბველოში ატმოსფერული ნალექების სიდიდე ამ დროს გაპირობებულია უმთავრესად ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების შემცირებული მოქმედებით (ზამთართან შედარებით) და ნაწილობრივ—აზორისა და პოლარული აუზიდან მომქმედი ანტიციკლონების გავლენით. სამხრეთის ფრონტის ტალღური აღრევების გავლენა მარტში შედარებით უმნიშვნელოა. ასეთივე უმნიშვნელოა ამ დროს აზიის ანტიციკლონის გავლენა ამინდის მსვლელობაზე დასავლეთ საჭარბველოში. ასე რომ, ატმოსფერული პროცესები განსაზღვრულ ტერიტორიაზე შესაძლებლად განსხვავდება. როგორც საკუთრივ ზამთრის (I—II), ისე საკუთრივ გაზაფხულის (IV—V) პროცესებისაგან. ეს გარემოება თავისებურ გაღლენას ახდენს ნალექების ტერიტორიულ განაწილებაზე.

ასოლოტური სიდიდის მიხედვით, ამ პერიოდის ნალექების ჯამი სანაპირო ზოლზე უფრო ნაკლებია, ვიდრე მესგან რამდენიმედ დამორებით. აქედან, გამოიკლისს შეადგენს აჭარის სანაპირო, სადაც ნალექების ჯამი მეტია მის შიდა რაიონებთან შედარებით. მიუხედავად ადგილის სიმაღლის მატებისა ამ მიმართულებით (სურ. 1). განსაზღვრულ პერიოდში უმცირესი ნალექებით გამოიყოფა მდ. რონის ხეობის, ენგურის და კოდორის ქვედა დინების რაიონები, სადაც მარტის ნალექების ჯამი 70—90 მმ განისაზღვრება. აქედან, როგორც აფხაზეთის, ისე აჭარის სანაპიროს გასწვრივ ნალექების რაოდენობა მატულობს



და აღწევს ჩრდილო-დასავლეთით 125 მმ-დე (გუდაუთი, ვაგრა), ხოლო სამხრეთით—160 მმ-ზე მეტსაც (ჩაქვი, ციხისძირი). აფხაზეთის ტერიტორიაზე, სიმაღლის მატებასთან ერთად, ნალექების რაოდენობაც მატულობს და უკვე ზღვის დონიდან 700—800 მ სიმაღლეზე 200 მმ აღემატება. მდ. ენგურის და ცხენისწყლის შუა და ზობისა და ტეხურის ზედა ნაწილებში (ეგრისის ქედის სამხრეთი კალთები) ნალექების რაოდენობა 140—150 მმ აღწევს. დაახლოებით



სურ. 1. გაზაფხულის პირის (III) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან.

ამდენივე ნალექები მოდის ნაქერალას ქედის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე ზღვ. დონიდან 800—900 მ ზემოთ, ხოლო რიკოთის გადასასვლელზე კი—120 მმ არ აღემატება. ეგრისის, სვანეთისა და ლეჩხუმის ქედების ჩრდილო ფერდობები ამ პერიოდში შესამჩნევად ღარიბია ნალექებით. ნალექების ჯამი აქ 40 მმ-დე ეცემა. მხოლოდ კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობზე იგი კვლავ მატულობს. აჭარა-იმერეთის ქედის გასწვრივ — დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ და ჩრდილოეთიდან სამხრეთით ადგილი აქვს ნალექების რაოდენობის შემცირებას. განსაკუთრებით ინტენსიურია ეს შემცირება აღნიშნული ქედის ჩრდილო ფერდობის მთათაწინეთიდან დაწყებული ზეკარის გადასასვლელის მიმართულებით. სადაც იგი 30 მმ არ აღემატება და წარმოადგენს უმცირეს სიდიდეს მთელ დასავლეთ საქართველოსათვის ამ პერიოდში. როგორც სურ. 1-დან ჩანს, ზღვის პირად აჭარაში, როგორც წესი, გაცილებით მეტი ნალექები მოდის. ვიდრე აფხაზეთში, მთებში კი, საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი. მაგალითად, რიწაზე, რომელიც ზღ. დონიდან მხოლოდ 928 მ სიმაღლეზე მდებარეობს და ორჯერ უფრო დაბლაა ბახმაროზე, მარტში

თითქმის ორი იმდენი ნალექები მოდის, ვიდრე ბახმაროზე. ამას ადგილი აქვს სხვა სეზონებშიც.

განსახილველი პერიოდის ნალექების ჯამების პროცენტული შეფარდება წლიურთან, შემდეგ სურათს იძლევა. სანაპირო ზოლის სამხრეთ ნაწილში (ოჩამჩირის სამხრეთით) ეს შეფარდება 4 (ყულევი) — 6% (ბათუმი) ფარგლებში მერყეობს, სანაპიროს დანარჩენ (ჩრდილო-დასავლეთ) ნაწილზე იგი 8—9% შეადგენს. მცირე პროცენტს (5—6) შეადგენს მარტის ნალექები აგრეთვე კოდორის, ეგრისის ქედების სამხრეთ, სვანეთისა და აჭარა-იმერეთის ქედების ჩრდილო ფერდობების დაბალ ზონებში და კოლხეთის ბარის დაბლობ ნაწილზე. გავრის, აფხაზეთის და ლეჩხუმის ქედების მაღალმთიან ნაწილში ეს შეფარდება 9—10%-მდე აღწევს; ზემო იმერეთში — 7—8%, ხოლო აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე მხოლოდ 5—4%. აღნიშნული პროცენტების უფრო დეტალური ტერიტორიული განაწილება ნაჩვენებია რუკაზე (სურ. 1).

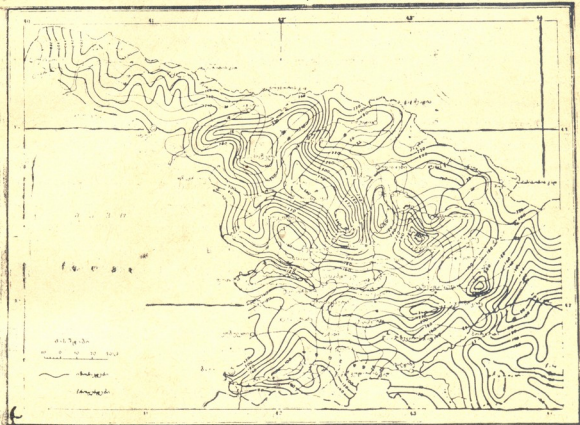
**საკუთრივ გაზაფხული.** პერიოდი განისაზღვრება ორი თვით—აპრილი და მაისით. გაზაფხულის პირიდან (III) განსხვავებით, განსახილველი პერიოდის პროცენტები უმთავრესად აზერის ანტიციკლისა და სამხრეთის ტალღური აღრევების მოქმედებით ხასიათდება. ამ დროისათვის აზიის ანტიციკლონის გავლენა დასავლეთ საქართველოს ამინდის მსვლელობაზე თითქმის შეწყვეტილია. წინა პერიოდის პროცენტებიდან, რამდენიმედ შენარჩუნებულია პოლარული აუზიდან წარმოშობილი ანტიციკლონების ზემოქმედება, იმ განსხვავებით, რომ ეს ზემოქმედება ამ დროს შედარებით ხანმოკლეა და შესამჩნევად სუსტად მიმდინარეობს; დასავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასები განიციდან სწრაფ ტრანსფორმაციას და კარგავენ თავის უმდგრადობას. ამასთანავე, საერთოდ, შემცირებულა ცივი ჰაერის შემოჭრები და ფრონტების გავლა საკვლევ ტერიტორიაზე დასავლეთიდან, ხოლო სუსტი შემოჭრების შემდეგ ხშირად ვითარდება (უმთავრესად მაისში) ანტიციკლონური მდგომარეობა უღრუბლო ამინდით.

აღწერილი ატმოსფერული პროცენტები, ერთი მხრივ, განასხვავებენ განსახილველ პერიოდს სხვა პერიოდებისაგან, ხოლო მეორე მხრივ, განაპირობებენ დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე ნალექების უმცირესი რაოდენობით მოსვლას. ზოგიერთ წლებში ნალექის რაოდენობა ამ სეზონში (განსაკუთრებით მაისში) იმდენად მცირეა, რომ მეტად აფერხებს ხვნა-თესვას და სოფლის მეურნეობის სხვა სამუშაოებს.

აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთი ფერდობი (აჭარის ტერიტორიის ფარგლებში) განირჩევა ნალექების სიმცირით სხვა მთიანი ადგილებისაგან, აქ აპრილისა და მაისის ნალექების ჯამი 90—120 მმ-დე ეცემა. მცირე ნალექებიან ზონას წარმოადგენს აგრეთვე კოლხეთის ბარი, განსაკუთრებით, მისი ცენტრალური დაბლობი ნაწილი—მდ. რიონის ქვემო დინება—მდ. ყვირილის შესართავიდან ფოთამდე, სადაც განსახილველი ორი თვის (IV—V) ნალექების ჯამი 140—160 მმ შეადგენს. აფხაზეთის სანაპიროზე იგი 180—200 მმ უღრის, ხოლო აჭარის სანაპიროზე 220 მმ-მდე აღწევს. მცირე ნალექებითვე (160—180 მმ ფარგლებში) ხასიათდება იმერეთის მაღლობი და სამეგრელოს ბორცვოვანი ნაწილი—ვაშპერდი, ძველი სენაკი და სხვა, ლეჩხუმის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ფერდობები, მდ. რიონისა და ცხენისწყლის ხეობა—მეჭვენა—ლაილაში—ცაგერის უბანზე და მდ. ენგურის ზემო დინება—ზემო სვანეთის ტე-



რითორიის ფარგლებში. აფხაზეთის, კოდრის, ეგრისისა და რაჭის ქედების სამხრეთ და სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობების მაღალმთიან რაიონებში განსახილველი პერიოდის ნალექების რაოდენობა 300—350 მმ აღემატება (სურ. 2). ნალექების ასეთი ტერიტორიული განაწილება საკმაოდ კარგად აიხსნება საერ-



სურ. 2. საკუთრივ გაზაფხულის (IV—V) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან.

თოდ ცნობილი დებულებით, რომ გაბატონებული ნოტიო ქარებისაყენ მიმართული ფერდობები, სიმაღლის მატებასთან ერთად, მეტ ნალექს იკრებენ. ის გარემოება, რომ აჭარაში სანაპიროდან დაწყებული აჭარა-იმერეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე შებრუნებულ სურათს აქვს ადგილი, ჩვენი აზრით, უნდა აიხსნას ქედის ამ ნაწილის თანხდომილი მიმართულებით ნოტიო ჰერის მასების შემოჭრის მიმართულებასთან. რის გამო, ზღვიდან შემოჭრილი ჰერის მასები ყოველთვის არ განიცდიან აღმავლობას აღნიშნულ ფერდობზე და მოძრაობენ ფერდობის გასწვრივ სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ.

რაც შეეხება განსახილველი პერიოდის ნალექების ჯამების პროცენტულ შეფარდებას წლიურთან, იგი უმცირეს პროცენტს შეადგენს აჭარა-გურის მიდამოებში, სადაც სხვა რაიონებთან შედარებით წლის მანძილზე ნალექების უდიდესი რაოდენობა მოდის. აქ აპრილისა და მაისის ნალექების ჯამი წლიური ნალექების ჯამის მხოლოდ 8—9% განისაზღვრება. სამეგრელოს სანაპიროზე იგი 9—11%-ის ფარგლებშია, ხოლო აფხაზეთის სანაპიროზე 14—17%-მდე აღწევს. აჭარა-იმერეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე, სიმაღლის

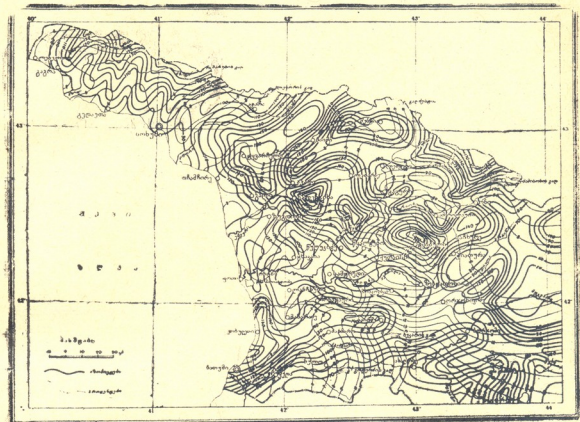
მატებასთან ერთად, პროცენტული შეფარდება უმნიშვნელოდ იზრდება და 2000 მ სიმაღლეზე მხოლოდ 12% აღწევს, ხოლო ამავე ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობზე დაშვებით ეს შეფარდება მკვეთრად იცვლება და გოდორძისა და ზეკარის გადასასვლელებს ქვევით 20—22%-მდე აღის. ასეთივე სიდიდისაა აღნიშნული თვეების ნალექების ჯამების პროცენტული შეფარდება წლიურთან აფხაზეთის და ლეჩხუმის ქედების ჩრდილოეთით მდებარე მაღალმთიან რაიონებში, ხოლო ვაგრის ქედის, მდ. ენგურის ხეობის შუა და ზემო ნაწილში, ლეჩხუმისა და ზემო იმერეთის ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე ეს პროცენტი 15—20 ფარგლებშია.

**ზაფხულის პირი.** პერიოდი განისაზღვრება ივნისით. საკვლევ ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების ხასიათი ივნისში საკმაოდ განსხვავდება, როგორც მის წინა, ისე მომდევნო პერიოდისაგან, კერძოდ, საკუთრივ ზაფხულის (VII—VIII) ატმოსფერული პროცესების შემადგენლობაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ტროპიკული და ტრანსფორმირებული პოლარული (თბილი) ჰაერის მასები მაშინ, როდესაც ივნისში უპირატესობა ეძლევა შედარებით ცივ პოლარულ მასებს. საკუთრივ გაზაფხულის (IV—V) პერიოდთან შედარებით მნიშვნელოვნად გაზრდილია დასავლეთის ქარების გამეორება, რომელიც მდ. რიონის ხეობაში ივნისში 60—70% აღემატება. ამ დროს შეწყვეტილია ციმბირის ანტიციკლონისა და ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების მოქმედება და, წინა პერიოდთან შედარებით, მნიშვნელოვნად მეტია სამხრეთის ტალღური ზეგავლენა და, ნაწილობრივ, აზორის ანტიციკლონების მოქმედებაც. ზაფხულის პირზე (VI) შავი ზღვის ზედაპირი ჭერ კიდევ საკმაოდ ცივია და ატლანტიკიდან მოსული ჰაერის ტემპერატურასთან დიდ განსხვავებას არ იძლევა, რის გამო, ამ ჰაერის უმდგრადობაც ზღვაზე და ზღვისპირა ზოლში დიდი არ უნდა იყოს. ხმელეთის ზედაპირი კი ამ დროს ძლიერ ხურდება მზის სხივებისაგან, განსაკუთრებით მთის ფერდობები, რაც მნიშვნელოვნად აძლიერებს აქ დასავლეთიდან შემოჭრილი ატლანტიკის ნოტიო მასების უმდგრადობას.

აღნიშნული პროცესები აპრობებენ შედარებით უხვი ნალექების მოსვლას დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე ივნისში. მთიან რაიონებში კი, ამ დროს, აღინიშნება ნალექების თეიური მაქსიმუმი. ნალექების გეოგრაფიული განაწილება განსაზღვრავს თვეში შემდეგ სურათს იძლევა: ნალექების უმცირესი რაოდენობა (80 მმ-ზე რამდენიმე ნაკლები) მოდის აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე (ქედა, ხერთვისი და სხვ.); 80—100 მმ ფარგლებშია ნალექების რაოდენობა აფხაზეთის სანაპიროზე—ოჩამჩირის ჩრდილო-დასავლეთით, მდ. კოდორის ზემო ნაწილზე—აფხაზეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე, სვანეთისა და ლეჩხუმის ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე და იმერეთის მაღლობზე. აჭარის სანაპიროზე — 140—170 მმ-დე აღწევს (მთიან აჭარა-გურიაში კი ამაზე ნაკლებია—მახუნცეთი, ბახმარო—116), ხოლო კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ნაწილზე — 110—140 მმ-ით განისაზღვრება. შედარებით უხვი ნალექებია აღნიშნული (180—200 მმ და ზოგან მეტიც) კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე (სურ. 3).

დასავლეთ საქართველოს სანაპიროზე, კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ნაწილზე და იმერეთის მაღლობზე ივნისის ნალექების შეფარდება წლიურთან (სურ. 3) მხოლოდ 6—8%-ით განისაზღვრება; კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე—10—12%-მდე აღწევს. დაახლოებით ამავენი-

ვე უნდა იყოს ეს შეფარდება კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობებზე. ხოლო წლიური ნალექების ჯამის 14—15% აღნიშნულია აჭარა-იმერეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში, მის ჩრდილოეთ ფერდობზე (საირმე 14%).

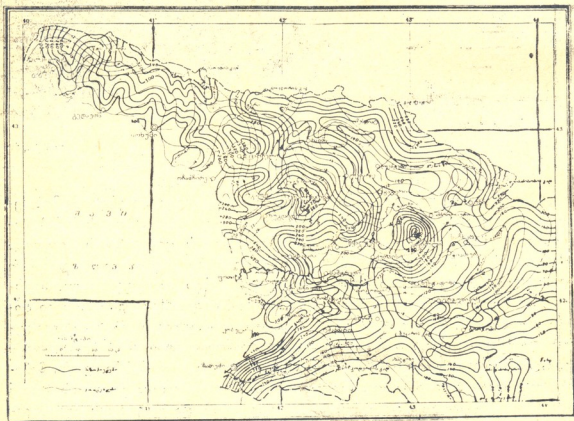


სურ. 3. ზაფხულის პირის (VI) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან

**საკუთრივ ზაფხული.** ამ პერიოდის დამახასიათებელი უმთავრესი ატმოსფერული პროცესების თავისებურებიდან, წინა პერიოდთან (ზაფხულის პირი) შედარებით, აღსანიშნავია ის, რომ ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების გავლენა დასავლეთ საქართველოზე ამ დროს თითქმის გამორიცხულია და რამდენიმედ გაზრდილია დღეთა რიცხვი აზორის ანტიციკლონების ზეგავლენით და, საერთოდ, ანტიციკლონური პროცესებით. მართალია, ამ დროს დღეთა რიცხვი აღმოსავლეთის ქარებით უმნიშვნელო სიდიდეს წარმოადგენს და გაბატონებულია დასავლეთიდან შემოჭრა. მაგრამ ნალექთა რაოდენობა განსახილველი ტერიტორიის დიდ უმეტეს ნაწილზე შედარებით მცირეა, აღინიშნება მეორე მინიმუმები (ზოგან მინიმუმებიც). მხოლოდ სანაპიროზე და სამეგრელოს მთიან ნაწილში (წალენჯიხა, ჩხოროწყუ, მუხური და სხვ.) და ნაქერალას ქედის გაბატონებული ქარებისავე მიმართულ ციკაბო ფერდობებზე (ორპირი, ტყიბული და სხვ.) მოდის უხვი ნალექები. ეს, ჩვენი აზრით, აიხსნება იმით, რომ დასავლეთიდან აზორის ანტიციკლონით მოტანილი ჰაერის მასები ამ დროს შედარებით ღარიბია წყლის ორთქლით, სწრაფად ხდება მისი ტრანსფორმაცია და კონტინენტალურ მასად გადაგვარება; ზღვის ნაპირზევე და ზღვისავე მის შვერილ ბორცვებზე ხდება მისი გამოფიტვა წყლის ორთქლისაგან. დანარჩენ ადგილებზე (იმერეთი, ლეჩხუმი, სვანეთი და სხვ.) აღნიშნული პროცესები

უზრუნველყოფენ შედარებით ხანგრძლივი მშრალი პერიოდის დადგომა (ანტიციკლონური პროცესი), რომელთანაც დაკავშირებულია სოფლის მეურნეობისათვის საზიანო გვალვების წარმოშობა დასავლეთ საქართველოს ზოგ რაიონებში (განსაკუთრებით ზემო იმერეთში, ლეჩხუმში და სხვ.).

განსახილველ სეზონში ნალექების უმცირესი რაოდენობა (120 მმ მახლობლად) აღინიშნება იმერეთის მაღლობზე და სამხრეთ აღმოსავლეთ აჭარაში. მცირეოდენ მჭერი ნალექები მოდის ლეჩხუმში და სვანეთში, ხოლო კავკასიონის უფრო მაღალ ადგილებში იგი 200—250 მმ აღემატება. ივლის-აგვისტოში ნალექის რაოდენობა ქვემო იმერეთში 200—220 მმ-ით განისაზღვრება; სამეგრელოს მთიან რაიონებში სიმაღლის მიხედვით ნალექის რაოდენობა სწრაფად იზრდება და აღწევს: ზეგაში 294, ჩხოროწყუში 399, მეხურიში 502 მმ. დასავლეთ საქართველოს სანაპიროზე ამ დროს ადგილი აქვს ნალექების რაოდენობის შემცირებას სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. აჭარის სანაპიროზე ივლის-აგვისტოს ნალექების ჯამი 380—420 მმ-დე აღწევს, გურიისა და სამეგრელოს სანაპიროზე—380—240 მმ-დე (კაობიან ადგილებში 400 მმ მეტსაც), ხოლო აფხაზეთის ზღვისპირა ნაწილში — მხოლოდ 220—200 მმ განისაზღვრება (სურ. 4).



სურ. 4. საქართველოს ზაფხულის (VII—VIII) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან

აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე (აჭარის ფარგლებში), ლეჩხუმისა და სვანეთის ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე და იმერეთის ზეგანზე ივლისისა და აგვისტოს ნალექების ჯამი წლიური რაოდენობის მხოლოდ 11—12% შეადგენს (ნაქერალას ქედზე —20%); კავკასიონის მაღალმთიან ადგი-

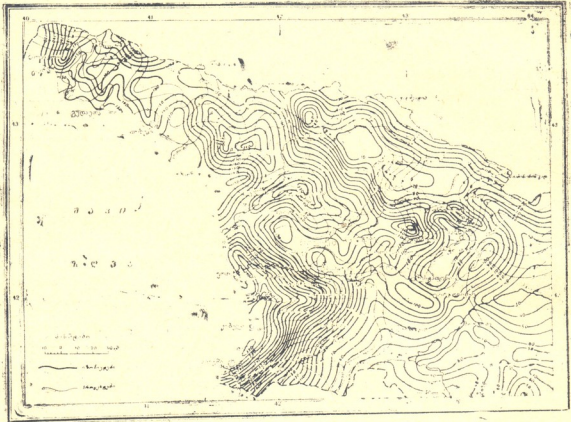
ლებში— 18—20% და მეტს; აჭარისა და აფხაზეთის სანაპიროზე—15—17%. განსაკუთრებით დიდია აღნიშნული პროცენტული შეფარდება სამეგრელოს (როგორც დაბლობ ისე მთიან) რაიონებში, სადაც იგი 20—24%-მდე აღწევს (სურ. 4).

**შემოდგომის პირი.** სექტემბრის თვე, რომლითაც განისაზღვრება ეს პერიოდი, ატმოსფერული პროცესების მხრივ, ნაკლებად, მაგრამ მაინც რამდენიმედ განსხვავდება საკუთრივ ზაფხულის (VII—VIII) სეზონისაგან. ეს განსხვავება ძირითადად გამოიხატება იმაში, რომ ამ დროს იწყება აზორის ანტიციკლონის ზემოქმედების შემცირება დასავლეთ საქართველოზე და იზრდება უფრო ცივი, პოლარული აუზიდან გადმონაცვლებული ანტიციკლონების გავლენა. ეს გარემოება აპრობებს შედარებით ცივი ჰაერის შემოჭრას საკვლევ ტერიტორიაზე არა მარტო მაშინ, როდესაც ხორციელდება პოლარული ანტიციკლონის უშუალო მოქმედება, არამედ მაშინაც კი, როდესაც სამხრეთის ტალღა უახლოვდება საქართველოს ტერიტორიას, რაც აგრეთვე საკმაოდ ხშირ შემთხვევას წარმოადგენს სექტემბერში. ჩრდილოეთის და სამხრეთის პროცესების ურთიერთმოქმედება სანაპიროებზე ამ დროს ხანგრძლივ წვიმებს და უხვი ნალექების მოსვლას განსაკუთრებით კოლხეთის ბარის ცენტრალურ და სამხრეთ ნაწილზე, სადაც სექტემბერში ნალექების თვიური მაქსიმუმი აღინიშნება. უხვი ნალექების მოსვლას ამ დროს ხელს უწყობს, ერთი მხრივ, სამხრეთიდან და ჩრდილოეთიდან მოსულ ჰაერის მასებს შორის არსებული ტემპერატურის დიდი კონტრასტები, ხოლო მეორე მხრივ—ასეთივე კონტრასტების არსებობა ზღვის მეტად თბილ ზედაპირსა და პოლარული აუზიდან მოსულ ცივ ჰაერს შორის. ორივე გარემოება მეტად აძლიერებს ჰაერის მასების უმდგარადობას.

სექტემბერში ნალექების უდიდესი რაოდენობა მოდის აჭარის სანაპიროზე, სადაც იგი 300—340 მმ-დე აღწევს. აქედან ჩრდილოეთით სანაპიროს გასწვრივ — გურიისა და სამეგრელოს სანაპიროზე ნალექთა რაოდენობა თანდათან მცირდება—250—180 მმ-დე, ხოლო აფხაზეთის ზღვის პირა ზოლში მხოლოდ 150—130 მმ შეადგენს. დაახლოებით ამდენივეა ნალექების რაოდენობა კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ ნაწილში. მნიშვნელოვანი ნალექები მოდის სექტემბერში კოდორის ქედის სამხრეთ ფერდობზე. სამეგრელოს მთიან ნაწილში (180—220 მმ) და ნაქერალას ქედის სამხრეთ და დასავლეთ ფერდობებზე (160—180 მმ), შედარებით ღარიბია ნალექების რაოდენობით აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობი, იმერეთის მაღლობი და ლეჩხუმისა და სვანეთის ქედების, როგორც ჩრდილოეთ ისე სამხრეთ ფერდობები. ამ ადგილებში ნალექის რაოდენობა 70 მმ-დე ეცემა და წლიური ნალექების ჯამის მხოლოდ 7—8% შეადგენს (სურ. 5). სექტემბრის ნალექების პროცენტული შეფარდება წლიურთან უდიდესია აჭარა-გურია-სამეგრელოს სანაპიროზე (12—14%). აფხაზეთის სანაპირო ზოლში, სამეგრელოს შიდა რაიონებში და ქვემო იმერეთში ეს შეფარდება 10—11%-ით განისაზღვრება. დაახლოებით ამდენივე უნდა იყოს ეს პროცენტული შეფარდება საკვლევ ტერიტორიის კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობებზე (აფხაზეთის ფარგლებში—შედარებით ნაკლები).

**საკუთრივ შემოდგომა.** ამ სეზონისათვის (X—XI) დამახასიათებელი ატმოსფერული პროცესების თავისებურება წინა სეზონებთან (IX) განსხვავებით ძირითადად მდგომარეობს იმაში, რომ ამ დროს მკვეთრად მცირდება აზორის

ანტიციკლონით მოტანილი შედარებით თბილი ჰაერის მასების ვაერცელება დასავლეთ საქართველოზე; შენარჩუნებულია პოლარული აუზიდან გადმონაცვლებული ცივი ანტიციკლონების ხშირი ზემოქმედება და, რაც უფრო მნიშვნელოვანია, ოქტომბერში და ნოემბერში მნიშვნელოვნად იზრდება ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების მოქმედება. ეს გარემოება უზრუნველყოფს უხვი ნალექების მოსვლას საკვლევი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე.



სურ. 5. შემოდგომის პირის (IX) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფერდება წლიურთან.

ნალექების ტერიტორიული განაწილება განსახილველი ორი თვის ჯამების მიხედვით გვიჩვენებს, რომ უდიდესი რაოდენობა (550 — 600 მმ-დე) კვლავ აჭარის სანაპიროზე მოდის. გურიისა და სამეგრელოს ზღვისპირა მიდამოებში — 320—220 მმ ფარგლებშია (კლებულობს სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ), ხოლო აფხაზეთის სანაპიროზე კი შებრუნებულ სურათს აქვს ადგილი და ოჩამჩირიდან (214მმ) ჩრდილო-დასავლეთით ნალექების რაოდენობა იზრდება (ბიჭვინთა 264 მმ). ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობა მოდის აგრეთვე კოდორის, ეგრისის და ნაჭერალას ქედების სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობებზე, სადაც იგი 300—340 მმ-დე აღწევს. ჩვენი აზრით, ესოდენ უხვი ნალექების მოსვლა აქ გამოწვეულია ამ პერიოდში ციკლონებთან დაკავშირებულ ცივ ფრონტებთან, რომლებიც შეუფერხებლად გადიან კოლხეთის დაბლობ ხაწილზე, ხოლო აღნიშნული ქედების ფერდობებზე, ეს ფრონტები, განიცდიან რა წინააღმდეგობას, შედარებით უფრო ხანგრძლივად ჩერდებიან და აპრობებენ გაბმულ წვიმებს. ნალექების შედარებით მცირე რაოდენობა (160—140 მმ).

აღნიშნულია ეგრისისა და ლეჩხუმის ქედების ჩრდილო ფერდობებზე და მდ. ვეგურისა და ცხენისწყლის ზემო დინების აუზში, რაც იმით ახსნება, რომ აქ ჰაერის მასები აღწევენ მხოლოდ აღნიშნული ქედების გადალახვის შემდეგ და, ამის გამო, წყლის ორთქლით გაღარიბებული (ადიაბატური პროცესი). ასეთივე პროცესის გავლენით შემცირებულია ნალექის რაოდენობა აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე. განსახილველი ორი თვის ნალექების ჯამი იმერეთის მაღლობზე დაახლოებით 200—230 მმ შეადგენს და მხოლოდ ლიხის ქედის დასავლეთ ფერდობზე აღწევს 300 მმ-დე. 250—300 მმ ფარგლებშია ნალექის რაოდენობა აგრეთვე ქვემო იმერეთის უმეტეს ნაწილზე (სურ. 6).

განსახილველი ორი თვის ნალექთა ჯამის პროცენტული შეფარდება წლიურთან გვიჩვენებს, რომ ტერიტორიის იმ ნაწილზე, სადაც ნალექების შედარებით ნაკლები რაოდენობა იყო აღნიშნული, ეს შეფარდება შედარებით დი-



სურ. 6. საკუთრივ შემოდგომის (X—XI) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან.

დია და აღწევს სვანეთისა და ლეჩხუმის ზემო ნაწილში 22%-მდე, ხოლო აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე (აჭარა-გურიის ფარგლებში) — 25%-მდე. 22%-ის მახლობლადაა ეს სიდიდე აგრეთვე კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობზე აფხაზეთის ფარგლებში და აჭარა-გურიის ტერიტორიაზე. კოლხეთის ბარის ცენტრალურ ნაწილში და მის აღმოსავლეთით ლიხის ქედამდე (სამეგრელოს ქვედა ნაწილი, ქვემო და ზემო იმერეთი) ოქტომბერ-ნოემბრის ნალექების ჯამი 19—20%-ით განისაზღვრება და მხოლოდ აფხაზეთის დაბლობ ნაწილში მოდის ამაზე 2—3%-ით ნაკლები ნალექები (სურ. 6).

**ზამთრის პირი.** პერიოდის (XII) დამახასიათებელი ატმოსფერული პროცესებიდან აღსანიშნავია ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების გავლენის შესამჩნევთა და დასავლეთ საქართველოზე. ამასთანავე, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ამ დროს პოლარული აუზიდან წამოსული ცივი ანტიციკლონების მოქმედებას, რომელთა რაოდენობაც გაზრდილია წინა პერიოდთან შედარებით. ასე რომ, ფრონტალური პროცესების სიუხვით ეს თვე უნდა იყოს მთელ დასავლეთ საქართველოსათვის მნიშვნელოვანი ნალექების მომტანი. მიუხედავად ამისა, გარდა აფხაზეთისა და უმათერესად ქვემო იმერეთის რაიონებისა, სადაც ამ თვის ნალექები უდიდესია სხვა თვეებთან შედარებით, დანარჩენ რაიონებში ნალექების რაოდენობა დეკემბერში ნოემბერზე ნაკლებია, მაგრამ მაინც მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს. აზიის ანტიციკლონის ზეგავლენა დასავლეთ საქართველოზე, მიუხედავად ამ პროცესის სიმრავლისა დეკემბერში, ნალექიანობის შემცირებაზე დიდ გავლენას ვერ ახდენს. მნიშვნელოვანი ნალექების მოსვლას ამ დროს ხელს უწყობს ჰაერის მასების უმდგრადობისათვის შექმნილი პირობები, რომელიც გამოწვეულია მნიშვნელოვნად ცივი ჰაერის მასების მოძრაობით ჯერ კიდევ თბილი შავი ზღვის ზედაპირზე.

ნალექების თვიური ჯამების განაწილება საკვლევ ტერიტორიაზე ამ დროს ასეთია: უდიდესი რაოდენობის ნალექები, 240-დან თითქმის 300 მმ-დე, მოდის აჭარის სანაპირო ზოლში. დაახლოებით ასეთივე ნალექები შესაძლებელია იყოს კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობზე (აფხაზეთის დასავლეთ ნაწილის ფარგლებში). მნიშვნელოვანი ნალექებია (180—200 მმ-დე) აღნიშნული კოდორის, ეგრისისა და რაჭის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე; ქვემო იმერეთში და სამეგრელოს აღმოსავლეთ ნაწილში კი—150—170 მმ. იმერეთის მაღლობზე, რაჭის ქედის ჩრდილო ფერდობზე და მდ. ცხენისწყლისა და ენგურის ჩემო აუზში ნალექების რაოდენობა ამ სეზონში 100 მმ-ზე ნაკლებია და ზოგან 80—70 მმ-დეც ეცემა. შედარებით მცირეა ნალექები ამ დროს აგრეთვე სანაპიროზე — მდ. კოდორისა და ენგურის შესართავეებს შორის (100 მმ-დე), ხოლო დანარჩენ სანაპირო ზოლში (აჭარის გარდა) დეკემბრის ნალექები 120—150 მმ არ აღემატება (სურ. 7).

დეკემბრის თვის ნალექების რაოდენობა წლიური ჯამის 13%-მდე აღწევს აფხაზეთისა და აჭარის მაღალმთიან ნაწილში; სვანეთის და ლეჩხუმის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე და იმერეთის მთელ ტერიტორიაზე—10—12%-ით. განისაზღვრება: აჭარისა და აფხაზეთის სანაპიროზე — 9—10%ით, ხოლო სანაპიროს დანარჩენ ნაწილში—მხოლოდ 7—8%-ით. ამაზე მცირეოდენ დაბალი პროცენტული შეფარდება აღნიშნულია კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობებზე (აფხაზეთის აღმოსავლეთით) და სამეგრელოს ჩრდილოეთ (წალენჯიხა, ჯვარი) და რაჭის ქედის სამხრეთ ფერდობების აღმოსავლეთ ნაწილში (სურ. 7).

**საკუთრივ ზამთარი.** ამ სეზონის (I—II) ატმოსფერული პროცესები განსხვავდება ზამთრის პირის (XII) პროცესებისაგან არა ტიპების სხვადასხვაობით, არამედ ძირითადად იმავე ტიპების მეტი ინტენსივობით და სიხშირით. განსახილველ სეზონში კიდევ უფრო იზრდება ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების და პოლარული ანტიციკლონების ზემოქმედება დასავლეთ საქართველოზე. ეს იმას ნიშნავს, რომ როგორც იანვარში, ისე თებერვალში, დეკემბერთან შედარებით, დასავლეთიდან შემოჭრები უფრო ხშირია, რაც წინა პერიოდის



პროცესების განხილვის ლოგიკის ძალით უნდა გამოვლინებულიყო ნალექების შედარებით მეტ რაოდენობაში. სინამდვილეში იანვრის და თებერვლის ნალექების რაოდენობა, ცალცალკე, ნაკლებია დეკემბრის ნალექებზე. ეს აიხსნება იმით, რომ იანვარ-თებერვალში ტემპერატურა ზღვის ზედაპირისა, რომელზე-

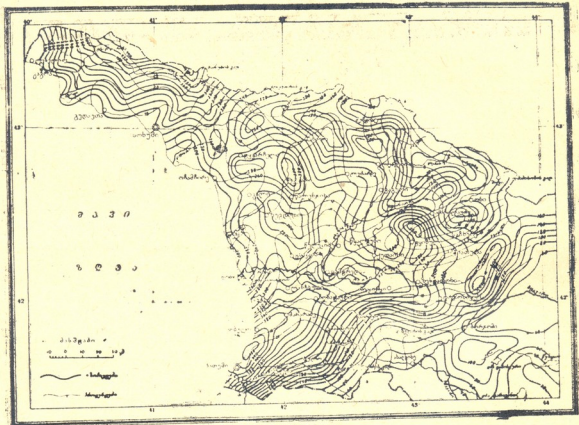


სურ. 7. სამთრის პირობა (XII) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან.

დაც გავლით შეიძლება მოხვდეს დას. საქართველოში ჰაერის ცივი მასები, ნაკლებია წინა პერიოდის სათანადო ტემპერატურაზე და, გარდა ამისა, ამ დროისათვის საკვლევი ტერიტორიის მთიანი ადგილების უმეტესი ნაწილი დაფარულია თოვლის საბურველით, პირველ შემთხვევაში ნაკლები პირობებია ჰაერის უმდგრადობის გაძლიერებისათვის, ხოლო უკანასკნელი გარემოება ხელს უწყობს შემოჭრილი ცივი ჰაერის უმდგრადობის შემცირებას, რაც არ შეიძლება ყოფილიყო დეკემბერში თოვლის მყარი საბურველის გარეშე. აღნიშნული ატმოსფერული პროცესების ერთგვაროვნება და რაოდენობრივი სითანაბრე აპირობებს საკვლევ ტერიტორიაზე ნალექების თითქმის თანაბარ რაოდენობას იანვარში და თებერვალში.

ამ ორი თვის ნალექების ჯამების ტერიტორიული განაწილება შემდეგ სურათს იძლევა: აჭარის სანაპიროზე ნალექების რაოდენობა 400—500 მმ აღწევს. ასეთივე რაოდენობის ნალექები უნდა იყოს კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთი ფერდობის მაღალმთიან ნაწილში (აფხაზეთის ფარგლებში). აღნიშნული ქედის ფერდობის დანარჩენ—აღმოსავლეთ ნაწილში (საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში) ნალექების რაოდენობა შეიძლება 220—200 მმ ნაკლებიც იყოს. სანაპირო ზოლის დიდ ნაწილზე (აჭარის გარდა) აღნიშნულ თვეებ-

ში ნალექების რაოდენობა მცირე ფარგლებში (240—200 მმ შორის) მერყეობს. მნიშვნელოვანი ნალექები (260—300 მმ-დე) მოდის კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე. სამეგრელოსა და ქვემო იმერეთის უმეტეს ნაწილზე ნალექების რაოდენობა 220—260 მმ-ით განისაზღვრება, ხოლო იმერეთის მაღლობზე და აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე იგი 180 მმ-ზე რამდენიმედ ნაკლებიც არის. ამაზე უფრო მცირე (100—80 მმ) ნალექები აღნიშნულია მდ. ენგურის ზემო წელში და რაჭის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე (სურ. 8).



სურ. 8. საკუთრივ ზამთრის (I—II) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან.

აფხაზეთის მაღალმთიან რაიონებში საკუთრივ ზამთრის სეზონის ნალექების ჯამი წლიურის 20—22% შეადგენს, 18—20%—აჭარა—გურიის მთიან და მაღალმთიან ნაწილში და იმერეთის ტერიტორიაზე. ამაზე 1—2%—ით ნაკლებია ეს შეფარდება დასავლეთ საქართველოს სანაპიროზე, გარდა სამეგრელოს ზღვისპირა ადგილებისა, სადაც იგი მხოლოდ 12—14%—ით განისაზღვრება. ნალექების წლიური ჯამის 10—8% მოდის ლეჩხუმისა და რაჭის ქედების ჩრდილო ფერდობებზე (სურ. 8).

**წლის თბილი პერიოდი.** ეს პერიოდი შეიცავს 7 თვეს (IV, V, VI, VII, VIII, IX და X) და იწოდება თბილ პერიოდად კლიმატოლოგიაში საერთოდ მიღებული პირობის თანახმად. რა თქმა უნდა, იმისდამხედვით, თუ რამდენად სამხრეთით ან ჩრდილოეთით მდებარეობს ესა თუ ის ადგილი, ასეთი პერიოდის ხანგრძლივობაც სხვადასხვა იქნება. პირველ შემთხვევაში იგი მეტი უნდა იყოს. ზოლო მეორეში — ნაკლები. ყოველ შემთხვევაში, ამ თვეების მონაცემები ნალექების შესახებ ერთგვარ ზოგად წარმოდგენას მაინც იძლევა ამ მხრივ წლის

იმ პერიოდზე, როდესაც საკვლევ ტერიტორიაზე ძირითადი სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარება მიმდინარეობს და სხვადასხვა საველე სამუშაოები ტარდება.

წლის სხვადასხვა სეზონების დახასიათების დროს ზემოაღწერილი ატმოსფერული პროცესები შესაძლებელია გაერთიანებულ იქნას ისეთ მსხვილ პერიოდებში, როგორც არის წლის თბილი ან ცივი პერიოდები.

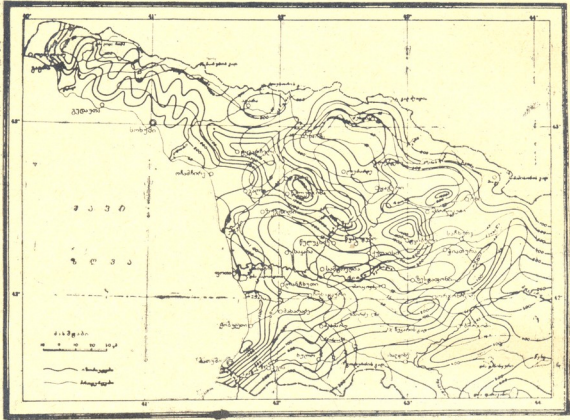
დასავლეთ საქართველოზე გავლენის მქონე ატმოსფერული პროცესებიდან, თბილი პერიოდისათვის დამახასიათებელია ის, რომ ამ დროს აზიის ანტიციკლონის ზეგავლენა თითქმის სრულიად გამოთიშულია; შედარებით წლის ცივ პერიოდთან, ნაკლებია ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების გავლენა, ხოლო აზორის ანტიციკლონის და სამხრეთის ტალღური მოქმედება მნიშვნელოვნად ძლიერია და ბევრად ხშირი.

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე თბილი პერიოდის ნალექებისა, ჯამი მნიშვნელოვნად სჭარბობს ცივი პერიოდისას, ხოლო ზოგ რაიონში (ფოთი, ყულევი, მუხურთი, ნაქერალას ქედი, ამბროლაური, ხერთვისი და სხვ.) წლის თბილ პერიოდში ცივ პერიოდზე თითქმის ორჯერ მეტი ნალექები მოდის. თბილი პერიოდის ნალექების ასეთი სიჭარბე, ცივი პერიოდის ნალექებთან შედარებით, არ შეიძლება აიხსნას თბილი პერიოდის პროცესების განსაკუთრებული ხასიათით. ამის მიზეზად შეიძლება დავასახელოთ რამდენიმე გარემოება: 1. აღებული თბილი პერიოდის ხანგრძლივობა შეადგენს 7 თვეს და ორი თვით სჭარბობს ცივი პერიოდის ხანგრძლივობას; 2. როგორც ცნობილია, წვიმსაზომის ცდომილების გამო, ზამთრის (თოვის დროს) განმავლობაში გაზომილი ნალექები მნიშვნელოვნად შემცირებულად უნდა ჩაითვალოს, რადგან ქარი და ქარბუქი უფრო მეტად ამოყრის თოვლის ფიფქებს წვიმსაზომიდან, ვიდრე მიწიდან ატანილ თოვლს ჩაყრის მასში.

ნალექების რაოდენობის აბსოლუტური სიდიდით, როგორც სხვა სეზონში, ისე წლის თბილ პერიოდშიც, გამოიყოფა აჭარა-გურეის სანაპირო ზოლი, სადაც ამ დროს 1200—1400 მმ ნალექები მოდის. თითქმის ასეთივე სიდიდის ან რამდენიმედ ნაკლები ნალექები შესაძლებელია იყოს აფხაზეთის კავკასიონის მთავარი ქედის დასავლეთ ნაწილში კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე. დაახლოებით 200—300 მმ-ით ამაზე ნაკლები ნალექები უნდა იყოს კავკასიონის მთავარი ქედის დანარჩენ სამხრეთ ფერდობებზე დასავლეთ საქართველოს დანარჩენი ნაწილის ფარგლებში. სვანეთისა და ლეჩხუმის მაღალმთიან ადგილებში, იმერეთის მაღლობზე და მდ. აჭარისწყლის ხეობის აღმოსავლეთ ნაწილში თბილი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 500 მმ ან მეტირეოდენ მეტია. ლიხის ქედის დასავლეთ ნაწილზე—650 მმ აღწევს; ქვემო იმერეთის და სამეგრელოს შიდა დაბლობ რაიონებში—700—750 მმ-ზე მეტს. სანაპიროს გასწვრივ, აჭარა-გურეიდან დაწყებული, ნალექების რაოდენობა ჩრდილო-დასავლეთ მიმართულებით თანდათან იკლებს—1040 მმ-დან (ფოთი) 700 მმ-დე (გაგრა). თბილი პერიოდის ნალექების უფრო დეტალური განაწილება იხ. სურ. 9-ზე.

განსახილველი პერიოდის ნალექების წილი წლიური ჯამის უდიდეს ნაწილს შეადგენს კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობის აღმოსავლეთ ნაწილში—ქლუხორის გადასასვლელის აღმოსავლეთით (საკვლევ ტერიტორიის ფარგლებში), სადაც იგი წლიური ნალექების ჯამის 75% აღემატება. დანარჩენ

ნი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე—55—65%-ით განისაზღვრება და მხოლოდ იმერეთში და აჭარა-იმერეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე (აჭარის ტერიტორიის ფარგლებში) იგი შეადგენს თითქმის თანაბარ ან 1—2%-ით ნაკლებ სილღეს წლის ცივი პერიოდის ნალექებთან შედარებით.

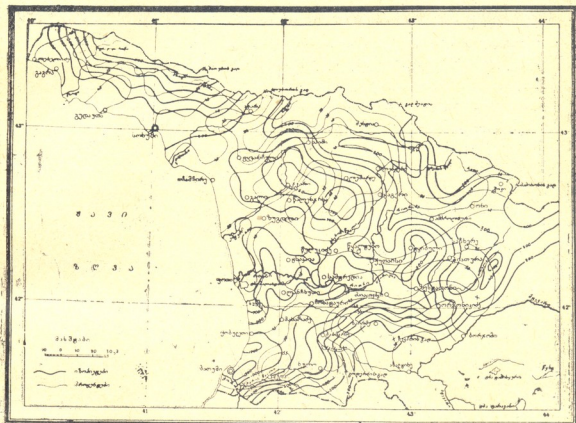


სურ. 9. წლის თბილი პერიოდის (IV—X) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან

წლის ცივი პერიოდი. ეს პერიოდი, როგორც ზევით აღვნიშნეთ. შეიცავს ხუთ თვეს (XI, XII, I, II, და III) და ორი თვით ჩამორჩება თბილი პერიოდის ხანგრძლივობას. ძირითადი ატმოსფერული პროცესებიდან, ამ პერიოდისათვის დამახასიათებელია ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების გაბატონებული მოქმედება და პოლარული ანტიციკლონების მნიშვნელოვანი გავლენა საკვლევ ტერიტორიაზე. აზორის ანტიციკლონის და სამხრეთის ტალღური მოქმედება მეტად შეკვირვებულია და ეს პროცესი ამ დროს დასავლეთ საქართველოში ამინდის შექმნაში შედარებით უმნიშვნელო ფაქტორს წარმოადგენს. რაც შეეხება აზიის ანტიციკლონს, იგი მოქმედებს მხოლოდ საკვლევ პერიოდის ფარგლებში. აზიის ანტიციკლონის გავლენა დასავლეთ საქართველოზე, როგორც ცნობილია, უმთავრესად აღმოსავლეთის მშრალი ქარების გაძლიერებაში გამოიხატება. ამრიგად, წლის ცივი პერიოდის ნალექების შემცირებულ რაოდენობას (წლის თბილ პერიოდთან შედარებით) რამდენიმედ აპირობებს, როგორც აზიის ანტიციკლონის ხშირი მოქმედება, აგრეთვე საერთოდ ის გარემოება, რომ წლის ცივი პერიოდის უმეტესი დროის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში გაბატონებულია ანტიციკლონური მდგომარეობა. მიუხედავად ამისა, ცივი და ოკლუზიის ფრონტების შედარებით ხშირი გავლა, რომელიც თავის მხრივ დაკავშირებულია ხმელთაშუა ზღვის ციკლონებთან და პოლარული აუზიდან მოტანი-

ლი ცივი პერიოდის მასების შემოჭრებთან, განსახილველ პერიოდში დასავლეთ საქართველოში მაინც უზრუნველყოფს ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოსვლას.

აჭარის სანაპიროზე და აფხაზეთის კავკასიონის მაღალმთიან რაიონებში წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 1000—1200 მმ-დე აღწევს, სანაპიროს დანარჩენ ნაწილზე თითქმის ამის ნახევარს შე-



სურ. 10. წლის ცივი პერიოდის (XI—III) ნალექების რაოდენობა (მმ-ით) და მისი პროცენტული შეფარდება წლიურთან

დგენს. დაახლოებით ამდენივე ნალექები მოდის აფხაზეთის (600—650 მმ) და სამეგრელოს სანაპიროზე (500—600 მმ). კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების სამხრეთ ფერდობებზე ნალექების ჯამი 600—750 მმ ფარგლებშია; ქვემო იმერეთის მეტ ნაწილზე კი, დაახლოებით — 550—650 მმ უდრის. იმერეთის მაღლობზე, მდ. ენგურის, ცხენისწყლის და რიონის ზემოწელში ნალექების რაოდენობა ამ პერიოდში უმცირეს სიდიდეს შეადგენს დასავლეთ საქართველოს დანარჩენ ტერიტორიასთან შედარებით. აქ იგი 300—350 მმ-დე ეცემა (სურ. 10).

აჭარა-იმერეთის ქედის დასავლეთი ნაწილის სამხრეთ ფერდობზე, იმერეთის მეტ ნაწილზე და აფხაზეთის კავკასიონის მაღალმთიან ადგილებში ცივი პერიოდის ნალექების რაოდენობა მცირეოდენ სჭარბობს ნალექების წლიური ჯამის ნახევარს. განსახილველი მხარის დანარჩენი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე ამ პერიოდის ნალექების რაოდენობა წლიურის 40—54%-მდე აღწევს. მხოლოდ სამეგრელოს სანაპირო ზოლში და ლეჩხუმისა და სვანეთის ქედების ჩრდილო ფერდობებზე იგი წლიური ჯამის მხოლოდ 35—30%-ით განისახლავრება (სურ. 10).

**სოფლის მეურნეობის წამყვანი კულტურების ნაღებებით  
 უზარუნველყოფის შესახებ**

ნაღებების საწარმოო მნიშვნელობას ჩვენ ვიხილავთ დასავლეთ საქართველოში გავრცელებულ სასოფლო-სამეურნეო წამყვან კულტურებთან დაკავშირებით. არსებული აგროკლიმატოლოგიური ნაშრომების [1, 8, 9, 10, 11, 12, 16 და სხვ.] მიხედვით.

**სიმინდი** ერთ-ერთ ძირითად კულტურად ითვლება დასავლეთ საქართველოში. დედამიწის ზედაპირზე მას 80 მილიონ ჰექტარზე მეტი ფართობი უჭირავს და მოსახლეობის უმრავლესობის ძირითად საკვებ პროდუქტს წარმოადგენს; სიმინდი ითვლება აგრეთვე ცხოველთა საუკეთესო კონცენტრირულ საკვებად.

სიმინდის მარცვლისაგან ამზადებენ კრახმალს, შაქრის სიროპს, გლუქოზას, ზეთს, სპირტს, ხელოვნურ კაუჩუკს, ლუდს, ალიფას, საპონს, მრავალგვარ სიმყავეებს და ქიმიურ პროდუქტებს; სიმინდის ღეროსა და ფოთლებისაგან იღებენ ქაღალდს. ცელულოზას, ხელოვნურ აბრეშუმს, მუყაოს, საშენ მასალას. მრავალნაირ სპირტს. საიზოლაციო მასალას და სხვ.

აღსანიშნავია, რომ აშშ-ში 1929 წელს სიმინდისაგან ამზადებდნენ იმდენივე შაქარსა და შაქრის სიროპს, რამდენსაც—ჭარხლისაგან. ამაზე გვიან ჩვენში შაქრის წარმოებაში სიმინდს ეკირა მეორე ადგილი ჭარხლის შემდეგ.

სიმინდის უპირატესობა მდგომარეობს არა მარტო მის მრავალმხრივ გამოყენებაში, არამედ უმთავრესად მის მაღალმოსავლიანობაში.

სიმინდის კულტურა ხელსაყრელად ითვლება იქ, სადაც ამისათვის საკმარის ნალექები მოდის და სავეგეტაციო პერიოდი ხანგრძლივია. სიმინდის მოსავლიანობა დამოკიდებულია ვეგეტაციის და მისი წინა (ცივი) პერიოდის ნალექების რაოდენობაზე. ამასთან, გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება ნალექების განაწილებას სავეგეტაციო დროის კრიტიკულ პერიოდის განმავლობაში. ასეთ კრიტიკულ პერიოდად სიმინდისათვის ითვლება ზაფხულის პირი (VI) და საკუთრივ ზაფხული (VII—VIII). კარგი მოსავლისათვის საჭიროა, რომ ამ თვეების ნალექების ჯამი 350 მმ აღწევდეს; 200—250 მმ ნალექების დროს მოსავლიანობა მცირდება. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მხოლოდ ნიადაგის წყლით გაყვანილობა არ სწყვეტს სიმინდის მოსავლიანობის საკითხს. კარგი მოსავლისათვის საჭიროა, რომ სიმინდისათვის ხელსაყრელ დონეზე იყოს სინოტივე და ტემპერატურა ჰაერის ქვედა ფენებში. ამას განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს სიმინდისათვის ყავივილობის და დამარცვლის დროს. საერთოდ, უნდა ითქვას, რომ საზოგადოდ მისაღები კალენდარული ვადების დადგენა, ამ მხრივ, შეუძლებელია. რადგან ეს ვადები იცვლება სავეგეტაციო პერიოდის დასაწყისისა და ხანგრძლივობის მიხედვით.

სიმინდის კარგი მოსავლისათვის საჭირო ნალექების რაოდენობით ზაფხულის პირზე (VI) და საკუთრივ ზაფხულში (VII—VIII) უზრუნველყოფილი დასავლეთ საქართველოს უმეტესი ნაწილი, სადაც სავეგეტაციო პერიოდიც ამისათვის საჭირო ხანგრძლივობისაა.

ამის მიხედვით, რენტაბელურად შეიძლება ჩაითვალოს სიმინდის კულტურა ძირითადად კოლხეთის ბარზე. უფრო მაღალ ადგილებში, კერძოდ, რაჭა-ლეჩხუმში და იმერეთის მაღლობზე, სადაც ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვნად ნაკლებია (200—220 მმ), სიმინდიც ნაკლებად რენტაბელურია. მაგ-

რამ, მხოლოდ აღნიშნულის საფუძველზე, შეუძლებელია სიმინდისათვის ხელსაყრელი ტერიტორიის გამოვლინება.

3. კოლოსკოვის [12] თანახმად, სიმინდის დამაკმაყოფილებელი და კარგი მოსავლის მისაღებად 10° ტემპერატურის დადგომიდან პირველი და მეორე თვის განმავლობაში ნალექების თვიური რაოდენობა 100 მმ-ზე მეტი უნდა იყოს. თუ ასეთ თვეებად ჩავთვლით აპრილსა და მაისს, მაშინ შეიძლება ითქვას, რომ აღნიშნულ მოთხოვნილებას კარგად აკმაყოფილებს აფხაზეთის მთათაწინეთი, აჭარა-იმერეთის ქედის დასავლეთი ფერდობი (აჭარა-გურიის ფარგლებში), სამეგრელოს მთიანი ნაწილი და რაჭის ქედის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობი. თუ აღნიშნული ავტორის მიხედვით ვიმსჯელებთ, აფხაზეთის და აჭარა-გურიის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობის ცენტრალური ნაწილი (სამეგრელოს დაბლობი ნაწილი, ქვემო იმერეთი) ვერ აკმაყოფილებენ ამ მხრივ სიმინდისათვის საჭირო მოთხოვნილებას, რადგან აქ ნალექების თვიური ჯამი აპრილში და მაისში 100 მმ-ზე ნაკლებია. სინამდვილეში კი, ეს რაიონები განთქმულია სიმინდის კარგი ხარისხითა და მოსავლიანობით. ამ შემთხვევაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ის გარემოება, რომ აღნიშნულ რაიონებში გაზაფხულის წინა (ცივი) პერიოდის განმავლობაში აქ უხვი ნალექები მოდის. მხოლოდ ზოგიერთ-გვალვიან წლებში აპრილსა და, განსაკუთრებით, მაისის განმავლობაში აქ იმდენად მცირე ნალექები მოდის, რომ სიმინდის დამუშავება და განვითარება არანორმალურ პირობებში მიმდინარეობს.

ჩაი და სუბტროპიკული კულტურები საერთოდ წყლის მოყვარულად ითვლებიან, მაგრამ მათ შორის ჩაი უფრო მეტად საჭიროებს სინესტეს. ამასთან, ის ვერ იტანს დაჭაობებულ ადგილებს და უკეთესად ხარობს ფერდობებზე, სადაც მიუხედავად ნალექების დიდი რაოდენობისა დაჭაობება გამოირიცხებულია. ადგილის დახრილობას, გარდა ამისა, ის მნიშვნელობა აქვს, რომ ის უფრო მეტ სითბოს ღებულობს მზისაგან, ვიდრე სწორი—ვაკე ადგილები, რადგან პირველზე მზის სხივები შედარებით უფრო შევეულად ეცემა, ვიდრე მეორეზე. ეს გარემოება თვალსაჩინო ხდება გაზაფხულზე, როდესაც ერთიდაიგივე ჯიშის მცენარე ზოგჯერ ფერდობებზე უფრო ადრე ყვავის, ვიდრე ვაკეზე.

გარდა ნალექების რაოდენობისა, ჩაისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ჰაერის სინოტივეს და სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობას. სპეციალისტთა აზრით ჩაის კულტურის დამაკმაყოფილებელი განვითარებისათვის ნალექების წლიური ჯამი 1300 მმ ნაკლები არ უნდა იყოს. ამასთან, სავეგეტაციო პერიოდის (IV—X) განმავლობაში იგი 700—900 მმ უნდა აღემატებოდეს; საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე უნდა იყოს 70—75%-მდე, ხოლო სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში უკეთესია თუ 75—80%-ზე მეტი იქნება. რამდენად მეტია ნალექიანობა და მაღალია სინოტივე, იმდენად უკეთესია ჩაის მოსავლიანობა და პირიქით. ამ ელემენტთა ნაკლებობა მნიშვნელოვნად ამცირებს მოსავალს. აღსანიშნავია, რომ ჩაი მშვენიერად ხარობს ზოგ ისეთ ადგილებშიაც, სადაც ნალექების წლიური ჯამი 1300 მმ ნაკლებია, მაგრამ ამ შემთხვევაში აუცილებელია, რომ იქ სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში ნალექების საჭირო რაოდენობა მოდიოდეს. ასე, მაგალითად, ხანკოუში (ჩინეთი), სადაც ჩაი კარგად ხარობს, ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 1031 მმ განისაზღვრება, მაგრამ აქედან მხოლოდ სავეგეტაციო პერიოდზე 800 მმ ნალექი მოდის. ჩაის საუკეთესო ადგილებად ითვლება აგრეთვე კოლომ-

ზო (ციელონი) და მიცუოკო (იაპონია), სადაც ნალექების წლიური რაოდენობა 2200 მმ აღემატება, ხოლო სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში 1500 მმ მეტი რაოდენობით მოდის.

მხოლოდ ნალექების რაოდენობის მიხედვით, მართალია, ვერ განვსაზღვრავთ ჩაისათვის საჭირო პირობებს, მაგრამ რამდენადაც ასეთ განსაზღვრაში ერთ-ერთი მთავარი როლი ნალექების წლიურ ჯამებსა და მის სეზონურ განაწილებას მიეკუთვნება, შეიძლება ამ მხრივ ზოგი რამ ითქვას საკვლევი ტერიტორიის მიმართაც. სამეგრელო-იმერეთის, აფხაზეთის და, განსაკუთრებით, აჭარის დაბალი და ბორცვოვანი ზონები ძირითადად უზრუნველყოფილია ჩაისათვის საჭირო წლიური ნალექებით. ამასთან, სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაშიც, როგორც წესი, ნალექების რაოდენობა საჭირო მინიმუმზე (700—900 მმ) მეტს შეადგენს. მაგრამ ჩაის გაერცელება ყველა აღნიშნულ ადგილებში ერთნაირად ხელსაყრელი არ არის. საქმე იმაშია, რომ საკვლევი მხარის მთელ რაგრაიონებში საკმაოდ ხშირ მოვლენას წარმოადგენს გაზაფხულის გვალვები; რის გამო, მიუხედავად ნალექების საკმაო რაოდენობისა საერთოდ, კერძოდ, სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში — აპრილში და უფრო მეტად მაისში, ნალექები ჩაისათვის საჭირო რაოდენობაზე შესამჩნევად ნაკლები მოდის. ამას ერთვის ფიონური ხასიათის მშრალი და ცხელი ქარები, რომლებიც მეტად ვითარდებიან მდ. რიონის ხეობაში და აზიანებენ ჩაის ბუჩქებს.

**ვენახი** საკვლევ მხარეში მეტად მოსავლიან და ხელსაყრელ კულტურად ითვლება. საქართველოს ტერიტორიაზე 1965 წლისათვის გათვალისწინებულია მისი ფართობის ერთი-ორად (120 ათას ჰექტარამდე) გადიდება.

ვენახი, ამავე დროს, გვალვის გამძლეა, მაგრამ ყურძნის მოსავლიანობა და მისი ხარისხი დიდად არის დამოკიდებული ადგილის სინესტის ზომიერებაზე. ტერიტორიის ამ მხრივ დახასიათება მხოლოდ ნალექების მონაცემებით შეუძლებელია, რადგან ნიადაგი და მცენარე კარგავს არათანაბარ წყალს აორთქლების გზით იმისდამიხედვით, თუ როგორ იცვლება ტემპერატურა, სინოტივე და ჰაერის მობრუნება. ამისათვის ამყარებენ დამოკიდებულებას [9], ერთი მხრივ, ყურძნის მოსავლიანობასა და, მეორე მხრივ, წლის თბილი პერიოდის ტემპერატურათა ჯამების ( $> 10^{\circ}$ ) და რეპროდუქციის პერიოდის განმავლობაში მოსულ ნალექებს შორის. ყურძნის რეპროდუქციის პერიოდი კი, განისაზღვრება ორი თვით მოსავლის აღებამდე.

მრავალწლიური მონაცემებით გამოირკვა, რომ ყურძნის გარკვეული მოსავლისათვის საჭირო ტემპერატურათა ჯამების სიდიდე განისაზღვრება ნალექების რაოდენობით რეპროდუქციის პერიოდში. რამდენადაც ამ დროს მეტი მოდის ნალექები, იმდენად ტემპერატურათა მეტი ჯამი არის საჭირო გარკვეული მოსავლის მისაღებად. ფაქტიურად ნალექების მოსული რაოდენობა კი არ ახდენს გავლენას მოსავლიანობაზე, არამედ ის რაოდენობა რაც რჩება ნიადაგში აორთქლების შემდეგ. მისაღებია მხედველობაში, რომ მნიშვნელოვნად ჭარბი ნალექების მოსვლის შემთხვევაში ტემპერატურათა მეტად დიდი ჯამიც ვერ



უზრუნველყოფს მის საჭირო რაოდენობით აორთქლებას და ყურძნის კარგი მოსავლის მიღებას. როგორც ზემოაღნიშნული ნაშრომიდან გამოირკვა, ყურძნის კარგი და ძალიან კარგი მოსავლის მისაღებად, რეპროდუქციის პერიოდის ნალექების რაოდენობა 50—100 მმ არ უნდა აღემატებოდეს, ხოლო ეფექტიურ ტემპერატურათა ჯამი 2600 — 3400° ფარგლებში უნდა იყოს; საშუალო ხარისხის მოსავლის მიღება შესაძლებელია უმეტეს შემთხვევაში, თუ ტემპერატურათა ჯამის ასეთივე სიდიდის დროს, ნალექების რაოდენობა იმავე პერიოდის განმავლობაში 160 მმ არ აღემატება. ამაზე მეტი რაოდენობის ნალექები იწვევს ცუდი ან ძლიერ ცუდი ხარისხის მოსავალს. ამიტომ გასაგებია, რომ მიუხედავად ეფექტიურ ტემპერატურათა დიდი ჯამებისა (4000—4500°) დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირა რაიონებში, თუ რატომ არის იქ ყურძენი და ღვინოც არადამაკმაყოფილებელი ხარისხის. ამის მიზეზია ნალექების გადაჭარბებული სიუხვე რეპროდუქციის პერიოდში. ამ დროს აღნიშნულ სანაპირო ზოლში ნალექების რაოდენობა იზრდება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ— 200 მმ-დან 400 მმ-დე. აქ შედარებით უკეთესი ხარისხის ყურძნის მიღება შესაძლებელია მთიან ადგილებში, დახრილ ფერდობებზე, სადაც მოსული ნალექების დიდი რაოდენობა ჩამონადენის სახით იხარჯება, ან წყლის გამტარ ნივთიერებებზე. გარდა ამისა აორთქლების სიდიდე ფერდობებზე მეტი უნდა იყოს, ვიდრე მის მახლობელ ვაკე ადგილებში, რადგან პირველი მეტ სიბოხს ღებულობს მზისაგან, ვიდრე — მეორე. რეპროდუქციის პერიოდის ნალექების მნიშვნელობა მევენახეობისათვის ნათლად ჩანს სხვა ქვეყნების მაგალითებზე: კორეაში, მიუხედავად დიდი ნალექებისა, რეპროდუქციის წინა პერიოდის განმავლობაში, საკმაოდ გავრცელებულია მევენახეობა, რადგან თვით რეპროდუქციის პერიოდი მშრალია; იაპონიაში ყურძენი უხარისხოა, რადგან რეპროდუქციის პერიოდი ჭარბი ნალექიანია.

ყურძნის ხარისხის გაუარესებას შედარებით დიდ სიმაღლეზე (მთებში) მიაწერენ იმ გარემოებას, რომ გარკვეულ სიმაღლეზე ადგილი აქვს, გარდა სიბოხის ნაკლებობისა, ნალექების და, საერთოდ, სინესტის მატებას. ამგრამ, სხვადასხვა მხარეში ეს მოვლენა ერთნაირ სიმაღლეზე არ გვხვდება და ვენახის გავრცელების საზღვარიც სხვადასხვა სიმაღლეზე ძევს. მაგალითად, იტალიაში ეს საზღვარი აღწევს უდიდეს სიმაღლეს იტალიის ალპების აღმოსავლეთ ფერდობებზე, ვენეციაში კი ზღვის დონიდან 500 მ სიმაღლეზე დაბლა ძევს; ესპანეთში, გამონაკლის შემთხვევაში, ვენახი 800 მ-დე აღწევს და მხოლოდ პრიორის მხარეში აღწევს 1200 მ-დე; სამხრეთ ბრაზილიაში არის ისეთი ადგილები, სადაც ვენახის საზღვარი 1500 მ-დეა.

საკვლევი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე; ყურძნის რეპროდუქციის პერიოდში მოსული ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვნად აღემატება კარგი და საშუალო ხარისხის ყურძნის მოსავლისათვის საჭირო სიდიდეს. მხოლოდ იმერეთის და რაჭა-ლეჩხუმის რაიონები, სადაც ნალექების რაოდენობა აღნიშნულ პერიოდში 120—140 მმ ბევრად არ აღემატება, აკმაყოფილებენ ამ მოთხოვნილებას. ამას ხელს უწყობს, გარდა სიბოხს დიდი რაოდენობისა, ის გარემოებაც, რომ აქ ვენახები გაშენებულია უმთავრესად ფერდობებზე. სიბოხს დიდი რაოდენობისა და ამით გამოწვეული დიდი აორთქლების გამო, დასავლეთ საქართველოს ბევრ სხვა მეტად ჭარბ ნალექიან რაიონებშიაც საკმაოდ მისაღებია

ხარისხის ყურძენი და ღვინო მოჰყავთ, სათანადოდ შერჩეული ვაზის ჯიშები იღებ.

К. С. ГОГИШВИЛИ

## СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Резюме

Перед настоящей работой была поставлена задача исследования территориального распределения атмосферных осадков в западной Грузии по сезонам года. Причем, за основу были взяты не календарные (астрономические) сезоны года, а такие периоды года, которые разнятся между собой по характеру циркуляционных прецессов атмосферы, развертывающихся на исследуемой территории.

Последние обстоятельства позволили наметить 8 периодов (сезонов) года:

1. Предвесенный (март).
2. Собственно-весенний (апрель—май),
3. Прелетний (июнь).
4. Собственно-летний (июль—август).
5. Предосенний (сентябрь).
6. Собственно-осенний (октябрь—ноябрь).
7. Предзимний (декабрь).
8. Собственно-зимний (январь—февраль).

В работе дается распределение осадков и обоснование его особенностей по каждому из указанных выше сезонов, в зависимости от образующих его основных (циркуляционных, рельефа и пр.) факторов. Результаты этих исследований даются в виде карт (сезонных) изогет, проведенных через 10 и 20 мм.

Для освещения районов с недостающими данными, по возможности были использованы способы картографирования, градиенты и пр.

Для всех пунктов включенных в обработку были подсчитаны процентные отношения суммы осадков каждого сезона к годовому количеству и проведены по ним соответствующие изолинии (через 2%) на тех же картах.

Аналогичные карты составлены и для более укрупненных периодов, а именно: для теплого периода года (IV—X) и для холодного периода года (IX—III).

Эти карты позволили выявить множество разновидностей внутригодового распределения осадков в Западной Грузии, вообще, и большие различия в сезонном ходе осадков между отдельными высотными зонами, в частности.



В конце работы приводятся (по литературным источникам) сведения, касающиеся роли атмосферных осадков в развитии и урожайности некоторых сельскохозяйственных растений, являющихся ведущими культурами Западной Грузии: Чай, виноград, кукуруза; указаны зоны их распространения и степени урожайности на исследуемой территории в зависимости от годовой суммы и сезонного распределения осадков (на фоне и других климатических факторов).

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Гидрометеоздат, Л.—д, 1955.
2. Александрян Г. А., Территориальное распределение годовых сумм осадков по Армянской ССР. Труды ТНИГМИ, вып. 2, 1957.
3. Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М., Курс климатологии, III ч., Гидрометеоздат, Л.—д, 1954.
4. Балабуев А. Г., Опыт климато-генетической характеристики Закавказья, „Сов. общ. Груз. фил. АН СССР“, т. I, 1940, № 4.
5. გოგინჯილი კ., ამიერკავკასიაში აციფების გამომწვევი ძირითადი პროცესების ზედა ბარიული ველების სტრუქტურის სქემები, „საქ. სსრ. მეცნ. აკ. მოამბე“, ტ. XIX, 1957, № 3.
6. გოგინჯილი კ., ზემო იმერეთის ჰავა და მისი წარმომქმნელი ფაქტორები, საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოგრაფ. ინსტ. შრომები, ტ. X, 1958.
7. Гогишвили К. С., О некоторых особенностях атмосферных процессов, препятствующих проникновению холодного воздуха на юг Кавказа, „Метеор. и Гидрол.“, 1957, № 3.
8. Гольцберг И. А., Климатические описания с учетом требований сельско-хозяйственного производства; Воейков А. И. и современ. проблемы Климатологии, Л.—д, 1956.
9. Давитая Ф. Ф., Климатические зоны винограда в СССР, Гидрометеор., изд-во, Ленинград—Москва, 1938.
10. კელენჯერიძე კ., ქვემო და შუა იმერეთის დაბლობი ნაწილის აგროკლიმატური დახასიათება, აჯამეთის მემინდვრ. საცდ. სადგ. შრომები, ტ. 1, თბილისი, 1947.
11. კეცხოველი ნ., კულტურულ მცენარეთა ზონები საქართველოში, თბილისი, 1957.
12. Колосков П. И., Агроклиматическое районирование Казахстана, АН СССР, Москва—Ленинград, 1947.
13. კორძაია მ., გოგინჯილი კ. კოლხეთის ბარის კლიმატი.
14. კორძაია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, საქ. სსრ მეცნ. აკ. გეოგრაფ. ინსტ. შრომები, ტ. III, 1948.
15. ნაფეტვარიძე ე. ა., ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები საქართველოს ტერიტორიაზე, როგორც მისი კლიმატური ფაქტორები, საქ. სსრ მეცნ. აკ. გეოგრაფ. ინსტ. შრომები, ტ. III, (ნაკვეთი I), 1948.
16. Напетваридзе Е. А., Папинашвили К. И., Синоптико—аэрологические условия особых явлений погоды в Закавказье и некоторые правила их прогнозирования на естественный синоптический период, Труды ТНИГМИ, вып. 2, 1957.
17. Шихлинский Э. М., Атмосферные осадки Азербайджанской ССР. АН Азерб. ССР, Баку, 1949.

Е. В. СОХАДЗЕ И М. Е. СОХАДЗЕ

## О РАСТИТЕЛЬНОМ ПОКРОВЕ ЛЕЧХУМИ

Предлагаемый очерк растительности Лечхуми излагает результаты ботанико-географического обследования района, проведенного в 1957 году в связи с его физико-географическим изучением. Обследование производилось маршрутным методом и охватило наиболее характерные части района — его южную известняково-карстовую среднегорную полосу, район Рача-Лечхумской синклинали и северную неизвестняковую среднегорную полосу в пределах южных склонов Мегрельского и Лечхумского хребтов (см. карту).

Сведений о флоре и растительности Лечхуми в литературе имеется довольно много. Первым исследователем растительности Лечхуми был основатель Кавказского музея д-р Г. И. Радде, прошедший здесь в 1864 году от с. Чквиши через с.с. Лайлаши, Орбели, Мури (Цагери) в Сванетию по р. Цхенис-Цкали и отразивший результаты своих наблюдений в работе «Путешествие в Мингрельских альпах и трех их предольных долинах» [10].

В 1874 году Н. К. Срединским был опубликован «Очерк растительности Рионского бассейна» [12], в котором автор частично касается и растительности Лечхуми; здесь он совершил ряд экскурсий, как-то: от с. Вани на массив Хвамли; по ущельям Ладжанури и Цхенис-цкали; в бассейне р. Джоноули до массива Цекури и др.

В 1911 году по пути в Сванетию останавливался в Лечхуми и А. Б. Шелковников [14], побывавший здесь в ущельи р. Цхенис-цкали, а также на массиве Асхи от с. Зуби.

В работах названных выше авторов не только приводятся общие описания растительности и указываются основные представители флоры, но имеются интересные ботанико-географические и экологические сведения, как например: о влиянии субстрата на растительность, о границах распространения тех или иных растений, об отсутствии темнохвойных пород в бассейне р. Ладжанури и др. Особенно стройно изложены ботанические наблюдения Н. К. Срединским [12]. Однако, подробных геоботанических описаний в работах этих авторов нет и получить из них цельную картину растительности Лечхуми не удастся. К тому же за последние годы в растительности Лечхуми несомненно произошли изменения под влиянием человека, в связи с чем сведения, приводимые в упомянутых работах, частично устарели.

После революции растительность Лечхуми, как и других районов нашей страны, подвергалась неоднократному изучению с различными научными и хозяйственными целями. Особое внимание было уделено флоре Лечхуми, что нашло отражение как в ряде работ Л. М. Кемулария-Натадзе [7], так и в коллективном труде «Флора Грузии» [13]. Ра-

стительность, окружающая Хвамтийские пещеры, описана Н. И. Бурчак-Абрамовичем [1<sup>a</sup>]. Общий характер растительности Лечхуми отражен в монографических работах по Грузии и Кавказу: в работах Н. Н. Кеуховели [4, 5, 6], А. А. Гроссгейма [2] и др.

Геоботанических же работ, специально посвященных этому району, в последние годы не появлялось, несмотря на то, что район этот, являясь частью горной Колхиды, несомненно интересен не только флористически, но и геоботанически, что мы постараемся показать в настоящем очерке.

Растительность Лечхуми, как и всякой горной страны, подчинена влиянию вертикальной климатической зональности. Однако, наряду с этим здесь существенную роль играют и местные факторы, как: рельеф, характер материнских пород, почвы и т. д., а также факторы исторические и антропогенные. В связи с этим представляется целесообразным показать вначале конкретную картину растительности отдельных частей района, а затем уже обобщить основные ботанико-географические закономерности ее состава и распределения.

**Растительность известняковой части района.** Здесь можно различать северное известняковое крыло Рача-Лечхумской синклинали и среднегорную южную известняковую полосу, продолжением которой на северо-западе является полоса известняков горной Мегрелии, а на юго-востоке — Рачи.

В северной полосе известняков естественная растительность сохранилась лишь по наименее доступным местам или вдали от населенных пунктов. Представлена она вторичными типами: кустарниковыми лесами, остепненными лугами и ксерофильной фриганоидной растительностью, являющимися дериватами дубово-грабовых лесов. В более сохранившемся виде кустарниковые леса имеют высоту 1-го яруса 2—4 метра, сомкнутость — 0,7—0,9. Основными растениями здесь обычно являются: дуб грузинский, граб и грабинник, при участии в различных соотношениях целого ряда других древесных и кустарниковых пород, как: бук, липа кавказская, ясень, клен полевой, сосна, ольха, орешник, груша, алыча, яблоня, инжир, падуб, азалея, самшит, ежевика, сумах, клекачка, лавровишня (локально) и др. В травяном покрове под кустами характерны лесные виды — папоротники, герани и др., а на открытых местах — ксерофитные растения: бородач, дубровник (*Teucrium chamaedrys*),<sup>1</sup> бурачек (*Alyssum trichostachyum*), вьюнок кантабрийский, нежник Буша, колокольчик (*Campanula longistylia*) и др.

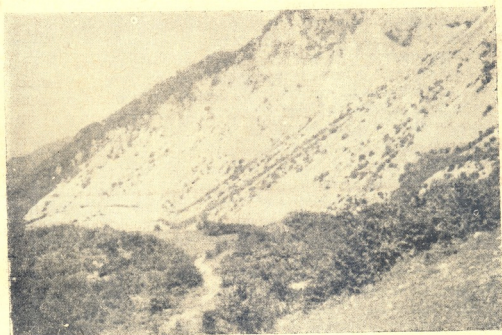
В более деградированном виде кустарниковые заросли низкорослые (до 1 — 1 $\frac{1}{2}$  м), разреженные, ксерофитизированные. В составе их обильно участвуют: дуб, граб, грабинник, ольха, орешник, сумах, скумпия, ежевика; реже встречаются: граб, инжир, гранат, козья ива, жасмин и др.

Широко распространена в этой полосе и вторичная травянистая растительность, обычно разреженная, ксерофильная. Чаще других растений здесь встречаются: бородач, дубровник, аргиролобиум, дорикниум греческий, скабиоза лечхумская, бурачек, колокольчик, вьюнок и др. Местами преобладают заросли папоротника — орляка.

<sup>1</sup> Латинские названия растений нами будут приводиться только в случае необходимости уточнения вида или же в случае отсутствия подходящего русского видового названия растений.

Из перечисленных выше растений более или менее специфичными для известняков являются: скумпия, сумах, грабинник, аргиролобиум, нежник, выюнок и др.

Описанная кустарниковая и травянистая растительность весьма характерна для всей рассматриваемой полосы. Однако, местные условия способны оказывать крайне резкое влияние на характер растительности, в результате чего она может совершенно отличаться от зональной. Такова, например, растительность, обнаруженная нами в северных окрестностях сел. Гвесо (близ Цагери), на высоте 1000 м над ур. моря, в небольшой, сильно каменистой котловине у подножья юго-западного склона, почти лишенного растительности вследствие своей крутизны и осыпности (см. фото).



Растительность подножья этого склона напоминает субальпийские леса и содержит целый ряд отсутствующих вокруг растений, в том числе бореальных и высокогорных. Таковы береза бородавчатая, рябина кавказская, ель, ирга круглолистная, папоротник (*Dryopteris pumila*), ладныйш закавказский, вязели (*Coronilla coronata*, *C. orientalis*) подмаренник (*Galium humifusum*), лен (*Linum tenuifolium*), молиния, шлемник (*Scutellaria altissima*), а также олений лишайник (*Cladonia rangiferina*)<sup>1</sup> и др. Наряду с перечисленными редкими растениями здесь встречаются и обычные для окружающих мест, как: дуб, граб, козья ива, жимолость, орешник, осина и др.

Состав флоры этого участка экологически пестрый, что указывает на пестроту условий местообитания. И действительно, поверхность котловины неоднородная — местами сильно углубленная, местами ровная, но щебнистая и т. д. В связи с этим растения разбросаны здесь груп-

<sup>1</sup> Лишайник определен В. Г. Пахуновой.

лами, сочетаясь по сходству экологических потребностей. Так, в защищенных углублениях, куда наметается ветром падающий с обрывистого склона лавинный снег, мы встречаем березу, рябину, ель, папоротник, молинию, олений лишайник, вязель восточный, подмаренник и др. субальпийские растения.

На более ровных местах, где снег сдувается и тает быстрее, характерны обычные растения. Здесь же растет и ландыш, возможно встречающийся и в окружающих вторичных лесах, но давно закончивший там свою вегетацию, в то время как здесь он только начинал ее в конце июля месяца. Третью группу растений составляют растения характерные для щебнистых местообитаний. Таковы: ирга, сосна, лен, сердечник, нежник, истод азиатский, скабиоза, шлемник и др., произрастающие здесь в наиболее щебнистых местах.

Таким образом, факторами определяющими своеобразие описанного участка растительности являются навалы и наносы лавинного снега и щебнистость субстрата.

Среднегорная южная известняковая полоса отличается от низкогорной своим более сохранившимся лесным покровом и выраженной высотной поясностью растительности. Здесь нами были проделаны 2 маршрута: 1) в районе передовых гряд Асхского массива и 2) от с. Накурадеши на массив Хвамли.

Растительность передовых восточных и северо-восточных гряд Асхского массива обычная зональная. Так, до высоты 1000—1200 м над ур. моря преобладают дубово-грабовые и дубовые (на южных склонах) леса, выше — грабово-буковые и буковые с участием темнохвойных пород — ели и, реже, пихты. На вторичных местах характерна послелесная луговая и фриганоидная растительность, заросли папоротника — орляка.

Однако, в локальных условиях влажных известняковых ущелий рек растительность сильно отличается от описанной макрозональной. Здесь характерны комплексные «полидоминантные» [1] колхидские леса из большого количества самых разнообразных пород. Примером может служить небольшое ущелье правого притока р. Джоноули (перпендикулярного ей) в ближайших окрестностях с. Кулбаки. Высота местности здесь 900—1000 м над ур. моря. Почвы известняковые, сильно скелетные и каменистые, местами более развитые. Нами был обследован юго-восточный склон ущелья, крутизной 25°. Растительность здесь представлена смешанным вторичным лесом. Средняя высота деревьев 5—6 м., диаметр стволов 10—20 см. В составе леса, на пробной площади в 1 га, нами было зарегистрировано 42 вида деревьев и кустарников, причем в самых различных экологических сочетаниях, как, например, каштан и самшит, каштан и грабинник, ель и дуб, дуб и бук, хмелеграб и грабинник и т. д.

Приведем полный флористический список этой своеобразной растительности. В древесном пологе, с более высокими отметками обилия (2—3), встречаются следующие породы: граб, каштан, бук, дуб, ольха бородатая и серая (у реки); менее обильны: клен красивый, явор, черешня, грабинник, яблоня, хмелеграб, ель, осина, алыча, груша, ива, тисс и липа. В кустарниковом ярусе преобладают (обилие также 2—3): самшит, орешник, клекачка и ежевика, а в меньшем количестве встречаются: ларовишня, понтийский рододендрон, азалея, падуб, волчегонник Альбова, свидина, мушмула, калина, ломонос, жимолость, жасмин, кизил, бирючина, шиповник, бересклет, крушина ломкая.

Возобновление всех пород хорошее.

Таким образом, в условиях влажных затененных известняковых ущелий рек, при крайней мозаичности субстрата, создаются весьма своеобразные условия позволяющие одновременно существовать большому количеству самых разнообразных по своей экологии и зональности древесных и кустарниковых растений. Интересным также является то, что здесь мы встречаем и понтийский рододендрон и сочетание каштана с самшитом на скелетных известняках, что в макрорегиональных условиях характерно для более влажного, соседнего с СЗ района — Горной Мегрелии.

Очень интересна растительность известнякового массива Хвамли, расположенного между долинами рек Цхенис-Цкали и Риони и являющегося частью единой известняковой средне-горной полосы, тянущейся через Абхазию, Мегрелию, Лечхуми, Рачу и Имеретию.

Протяженность массива с З на В 2—10 км, в меридиональном направлении—6—7 км. Высота до 2000 м над ур. моря. Климатический режим верхних поясов массива своеобразен, в связи с конденсацией здесь влаги, приносимой юго-западными ветрами с Черного моря, а также в связи с обилием здесь летних осадков при сравнительно низких температурах. Этим обусловлены частые здесь густые туманы, большая, чем в нижних поясах, выраженность карстовых форм рельефа и наличие альпийской эндемичной известняковой растительности на сравнительно небольших высотах.

Нами был обследован северный склон массива со стороны с. Накуралешни. Другими исследователями (Н. К. Срединский, 1874; Н. И. Бурчак-Абрамович, 1954; М. Е. Сохадзе, 1955) были обследованы ЮЗ и СВ склоны его, что позволяет получить более или менее полную картину растительности этого интересного массива.

По проделанной нами маршрутной линии основные черты растительности Хвамли представляются следующим образом. Подножье массива до высоты 1000 м над ур. моря покрыто вторичными лесами, часто кустарниковыми, ксерофитизированными. В составе этих лесов участвуют: дуб, граб, грабинник, ольха, клен, ясень, алыча, орешник, боярышник, свидина, мушмула, ежевика, жимолость, клекачка и т. д. На южных склонах местами встречаются дубовые леса с участием граба и др. пород. Выше 1000 м появляется бук, роль которого усиливается с высотой. Ель и пихта в составе лесов появляются с высоты около 1300 м, образуя высокоствольные буково-темнохвойные леса с высоты 1400—1500 м.

До 1500 м над ур. моря в составе древесного полога преобладают: бук, граб и явор, при участии ели, пихты, липы, вяза и др. пород. В подлеске характерны: орешник, волчегодник Альбова (*-Daphne pontica, v. haematocarpa*), выше образующий заросли, азалея, лавровишня, палуб. ежевика и др. Папоротников в этой полосе мало. Обращает на себя внимание факт отсутствия каштана, понтийского рододендрона и обилие волчегодника, что отличает Хвамлийские леса от лесов соответствующей полосы горной Мегрелии. Выше 1500 м леса приобретают более мезофильный характер, однако и здесь понтийский рододендрон редок.

В древесном пологом преобладающими породами уже являются бук и ель, при меньшем участии пихты, явора, вяза, липы. В подлеске местами только обильный подрост бука, в более же разреженных лесах





встречаются: падуб, имеретинская крушина, лавровишня, ежевика и др. Травянистый ярус обычный лесной, чаще других с преобладанием ясменника душистого. На окнах характерны заросли мужского папоротника, крестовника, пеона Виттмана. Папоротников в этой полосе больше, чем ниже.

Верхняя граница леса в обследованной нами части массива снижена, проходя на высоте 1600—1700 м над ур. моря. По облику своему субальпийская лесо-луговая полоса массива Хвамли напоминает соответствующую полосу массива Асхи. Также как и там, здесь произрастает разреженный лес из бука, ели, пихты и высокогорного клена с подлеском из азалеи, имеретинской крушины, смородины Биберштейна, волчегородника Альбова. Местами встречаются корявые тиссы и можжевельники. Характерны здесь также заросли кустарников, в которых, в отличие от Мегрелии, преобладает понтийский волчегородник (волчегородник Альбова). Обычны также азалея, кавказская черника и др. Местами в этом поясе встречается и высокотравье: пеон, виды крестовника, борцы и др., а также много лилии Кессельринга.

Вышележащая растительность — послелесная, чередующаяся с сохранившимися участками леса. Представлена она зарослями кустарников, вторичным луговым высокотравьем и, главным образом, низкотравными пастбищными коврами. Крайне своеобразна в субальпийском поясе растительность скал.

Участки леса сохранились здесь по наименее доступным крутым и скалистым местам до высоты 1800—1900 м над ур. моря. В составе древесного полога этих лесов преобладают: бук, пихта и ель, а в меньшем количестве встречаются береза Литвинова и клен высокогорный. Среди кустарников наиболее обильны: волчегородник, лавровишня, крушина имеретинская, азалея и кавказская черника, менее распространены: рябина греческая, можжевельники, жимолость, калина, костяника, черника, орешник (на южных склонах), крушина (*Rhamnus cordata*, на скалах!). В травянистом покрове этих лесов сочетаются растения лесные (ясменник, подлесник, купена, горечавка и др.), луговые (буквица крупноцветная, герань, овсяница и др.) и высокотравные (крестовник, пеон, водосбор и т. д.).

На скалах в этих лесах встречаются такие интересные виды как свойственная Б. Кавказу желтая кавказская фиалка, вороновия (*Woronia speciosa-Geum speciosum*) и др.

Кустарниковые заросли вне леса приурочены в основном к склонам северных румбов и разбросаны пятнами среди травянистой растительности. Характерны они также по северным склонам воронок и ложбин. Преобладают здесь: волчегородник понтийский, лавровишня и азалея, в меньшем количестве участвуют: имеретинская крушина, можжевельники, кавказская черника, орешник, смородина, виды калины и рябины, ежевика, бересклет, волчегородник (*Daphne mezereum*) и др., а на скалах здесь встречаются и редкие кустарники: 1) крушина (*Rhamnus cordata*), собранная и описанная Я. С. Медведевым как раз с массива Хвамли, а впоследствии найденная Л. М. Кемурлария-Натадзе [7] и в Ладжанурском ущельи; 2) кизильник (*Cotoneaster integerrima*) и др.

С кустарниковыми зарослями обычно перемежаются заросли вторичного высокотравья из видов крестовника, водосбора, пеона и др.

Здесь же встречается и кавказский мак, а также ряд обычных субальпийских и сорных растений.

Основные же площади выше леса заняты низкорослыми выбитыми пастбищами из манжетки, клеверов, мятлика лугового, очитков и др. растений.

Наиболее интересной и оригинальной флористически, а также наиболее декоративной и нетронутой, является растительность известняковых скал вблизи вершины массива. Целый ряд собранных нами здесь растений считались ограниченными более западной частью Закавказья. Таковы: колокольчики (*Campanula Dzaaku*, *C. alpigena*), волчегодник (*Daphne pseudosericea*), вороновия, лапчатка (*Potentilla divina*), крупка (*Draba mingrelica*), смолевка (*Silene pygmaea*), клевер (*Trifolium polyphyllum*) и др.

Всего на этих скалах нами зарегистрировано 40 растений, большинство из которых являются характерными для известняковых высокогорий Закавказья и Большого Кавказа. Таковы звездочка (*Astrantia Biebersteinii*), генцианы (*Gentiana angulosa*, *G. septemfida*), толокнянка, гипосолюбка (*Gypsophila tenuifolia*), лапчатка (*Potentilla divina*), клевер многолистный, вежник Буша и др.

Характерны здесь также папоротники (*Athyrium alpestre*, *Asplenium richomanes*, *Cystopteris regia*, *Polystichum lonchitis*, *Polypodium vulgare* и др).

Такова, по нашим наблюдениям, растительность северного макросклона массива Хвамли.

Описание скальной растительности юго-западной части массива дано Н. И. Бурчак-Абрамовичем (1а), изучавшим расположенные здесь пещеры. Автор с большой точностью отмечает не только присутствие тех или иных растений вокруг пещер, но и указывает на число экземпляров и место их произрастания. Такие сведения являются крайне интересными в связи с недоступностью этих скал и невозможностью их посещения без специальной альпинистской техники. По данным автора, вокруг пещер произрастает свыше 50-ти видов растений, большинство из которых отмечалось и нами для массива Хвамли. Лишь одно растение — ирга круглолистная была найдена нами не здесь, а среди своеобразной щебнистой и субальпийской инверсионной растительности в окрестностях с. Гвесо, на высоте 1000 м над ур. моря (см: выше). Ряд же интересных растений, собранных нами на скалах в верхней части массива, здесь, очевидно, отсутствуют. Таковы: вороновия, крупка мингрельская, колокольчик Дзааку, клевер многолистный, смолевка карликовая, гипосолюбка и др.

Наряду с большой ценностью приводимых Н. И. Бурчак-Абрамовичем (1а) сведений о скальной растительности вокруг Хвамлийских пещер, данные им общие описания растительности массива не точны. Так, в подлеске лесов верхнего пояса он упоминает не произрастающие там благородный лавр и понтийский рододендрон, не говоря притом ни слова о широко распространенной лавровишне и т. д.

О растительности северо-восточного склона Хвамли краткие сведения даны Н. К. Срединским [12], совершившим здесь маршрут от с. Вани. Этим автором подчеркнута большая роль сосны на скалах СВ склона. Более подробные устные сведения об этой части массива сообщ-



шил М. Е. Сохадзе, экскурсировавший здесь в 1955 году через сс. Твиши и Лахепа.

По описаниям М. Е. Сохадзе состав и распределение типов растительности весьма напоминает северный макросклон массива. Так, до высоты 1000 м преобладают вторичные, часто кустарниковые дубовые леса с участием перечисленных выше пород, на высоте от 1000 до 1500 м характерны также высокоствольные грабово-буковые леса с участием явора, ели, пихты и, изредка, груши и черешни. Местами здесь леса чисто буковые. Выше усиливается роль темнохвойных пород, главным образом, ели. Описания субальпийских лесов, зарослей кустарников и субальпийских лугов также полностью соответствуют вышеприведенным.

Такова растительность известняковых частей района.

**Растительность третичного бассейна**, особенно в Цагерской котловине, почти нацело заменена культурными угодьями, сохранившись лишь местами в виде вторичных лесов, кустарниковых зарослей и травянистой растительности. В отличие от растительности известняков, здесь на аккумулятивно-эрозионных террасах не характерны скумпия, гранат, инжир, вьюнок и др. известняковые растения, а в составе лесных пород участвует отсутствующий там каштан.

В пределах северной среднегорной подосы (Лечхумские части южных склонов Мегрельского и Лечхумского хребтов), нами были обследованы бассейны рек Джоноули и Ладжанури. Охарактеризуем их растительность.

**Бассейн р. Джоноули.** Смена известняков порфиритами довольно заметно отражается на растительности, проявляясь главным образом в уменьшении роли грузинского дуба в древостое лесов нижнего горного пояса и замене его каштаном. Дубово-грабовые леса известняков здесь сменяются каштаново-грабовыми, поднимающимися до высоты 1300—1400 м над ур. моря и местами заходящими в пояс буковых лесов. В составе их характерны также бук, ольха, липа, вяз, черешня, алыча, мушмула, груша, лавровишня, крушина, ладуб, волчегондик понтийский, азалея, жимолость, свидина и др. Выше 1200—1400 м каштаново-грабовые леса сменяются лесами буковыми и буково-темнохвойными. Последние образуют здесь сплошной пояс на высоте от 1500—1600 до 2000 м над ур. моря. Они густые, высокоствольные, очень декоративные. Так, лес в окрестностях курорта Ахалчала на высоте 1880 м над ур. моря, имеет сомкнутость крон 0,7—0,8, высоту деревьев до 30 м, диаметр стволов 30—50 см. Древесный полог образован в основном бук, елью и пихтой, сочетающимися в различных соотношениях. В подлеске преобладают падуб и кавказская черника, а местами встречаются и заросли понтийского рододендрона (например под пологом густого леса на гребне и верхней части склонов древней конечной морены Цекурского ледника). Кроме того, здесь встречается и более редкая в других местах иглица (*Ruscus hypophyllum*), а на освещенных местах — ежевика. В травяном покрове преобладают лесные растения, главным образом ясменник и овсяница горная, а на окнах мужской папоротник.

Верхняя граница леса проходит неровно. Местами она искусственно снижена, как, например, на территории курорта Ахалчала, где леса сменялись вторичным высокотравьем, очень красочным по своему аспекту из розовых горцев, синих васильков, желтых крестовников, фиолетовых гераней, водосбора, борцов и др. Из кустарников здесь наиболее характерна азалея.

В типе, субальпийские леса представлены буково-березовыми кри-волесьями и парковыми буково-темнохвойными лесами.

Выше лесной границы, в мало выбитых местах произрастают высокотравные красочные субальпийские луга, а в сильно выбитых — низкорослые вторичные пастбищные травостой.

В составе субальпийских лугов характерны злаки (молиния, щучка, пестрая овсяница, полевица, тимфеевка и др.), осоки, бобовые (клевера, вики, копечник и др.) и разнотравье, весьма пестрое по своему составу и аспекту (буквица, горцы, герани, манжетки, первоцветы, анемоны, васильки и др.). На фоне лугов местами зарослями растут кустарники — кавказский рододендрон, лавровишня, виды черники, виды волчегонника, можжевельник, ежевика, рябина, имеретинская крушина и др.

На деградированных пастбищах в той же полосе состав и облик растительности иные. Преобладают здесь низкорослые пасторальные растения (белоус, манжетки, зиббальдия и др.), на фоне которых пятнами или единично встречаются и элементы вторичного высокотравья, как: наперстянка, водосбор, щавели, крестовники и др., а также кустарники — азалея, волчегонники, можжевельник и т. д.

На порфириновых скалах в высокогорной полосе флора также отличается от окружающей, однако она лишена целого ряда своеобразных растений, о которых мы упоминали при описании высокогорных скал массива Хвамли. Здесь нами были отмечены следующие характерные виды: лапчатка (*Potentilla brachypetala*), плаун, камнеломки (кожистолостная и мягкая), колокольчики—альпийский, Гроссгейма и круглоплодный, крупки (*Draba polytricha*, *D. hispida*) и др.; а также кустарники: кавказский рододендрон, черника, можжевельник. За исключением двух растений — лапчатки и кавказского рододендрона, все остальные виды встречаются и на известняках, в то время, как на скалах массива Хвамли 30% из отмеченных нами видов являются специфичными только для известняков и преимущественно эндемичными.

Такова растительность обследованной нами части бассейна р. Джоноули.

Растительность бассейна р. Ладжанури отличается от описанной отсутствием темнохвойных пород. Весь бассейн этой реки (в его порфириново-сланцевой части), покрыт густыми высокоствольными лиственными лесами и субальпийскими лугами. Непосредственно у реки преобладают леса ольховые. Выше, до 1200—1400 м над ур. моря, грабовые и каштаново-грабовые с подлеском из падуба, азалеи, лавровишни и др. кустарников, часто образующих заросли. Эти леса сменяются буковыми, в составе которых обычны кавказская липа, явор, эллиптический вяз и др. Подлесок тот же. Верхняя граница леса (на высоте 1800—2000 м) образована разреженным буковым лесом с участием берез—бородавчатой и Литвинова. высокогорного клена и рябины. Отдельные деревья березы и рябины встречаются значительно выше сплошной границы леса среди субальпийских лугов. Субальпийские луга в верховьях р. Ладжанури (в направлении перевала Джвари) представляют собой прекрасные сенокосные угодья, изолированные от выпаса.

Основу травостоя этих лугов составляют злаки и разнотравье, образующее весьма красочный аспект на зеленом злаковом фоне. Характерными растениями здесь являются: вейник, овсяница, ежа, щучка, тимфеевка, полевица, клевера, дрок сванский, борец восточный, горцы,

буквица, васильки, живокость, анемона, астра (*Aster caucasicus*, *v. pleiocephalus*), пиетрум розовый и многие другие. Из кустарников встречаются: азалея, кавказская черника, ива, береза Литвинова, рябина.

Альпийская растительность у перевала Джвари (Ланкори) на высоте 2450 м, представлена низкотравными красочными коврами из видов горечавки (*Gentiana dshimilensis*, *G. caucasica* *v. Marcowiczi*), мытника Нордмана, хохлатки (*Corydalis conorhiza*), колокольчика трехзубчатого, альпийской незабудки, ландыша Кранца и др.

### Заключение

Маршрутное ботанико-географическое обследование растительности Лечхуми позволило выявить некоторые основные особенности ее характера и размещения, выражающиеся в следующем:

1) Растительность Лечхуми, являясь в типе горно-колхидской, имеет также и ряд особенностей, обусловленных климатом района: влажным субтропическим, но несколько более континентальным и холодным, чем в открытых с запада частях горной Колхиды, какой является, например, соседняя с северо-запада горная Мегрелия [8, 9]. Особенности эти проявляются зонально, соответствуя также климатической зональности.

Так, в нижнем горном поясе (500—1200 м над ур. моря), где лето жарче и суше, зональными типами растительности на известняках являются дубовые леса из грузинского дуба, отсутствующие в соответствующем поясе горной Мегрелии [11], а также дубово-грабовые и каштаново-грабовые (не на известняках) леса, обедненные мезофильными колхидскими элементами. Леса этого пояса на значительных площадях сменились их дериватами разной степени деградации и ксерофитизации и нижняя лесная граница здесь поднята на 400—500 м выше, чем в горной Мегрелии, проходя на высоте 800—1000 м над ур. моря.

В средне-и верхнегорном лесных поясах (1200—2000 м над ур. моря), где осадков больше и лето не засушливо, отличия растительности от горной Мегрелии не столь резки, однако они все же имеются. Отличия эти следующие:

а) ограниченное распространение в подлеске макрозональных лесов наиболее мезофильных колхидских растений — понтийского рододендрона и самшита и, наоборот, более широкое участие в них не столь мезофильных падуба, лавровишни и волчегонника понтийского; б) меньшее богатство и разнообразие папоротников; в) отсутствие в макрозональных условиях на известняках каштановых лесов; г) отсутствие кустарниковых зарослей типа «шкэриани». [3], д) отсутствие берез Медведея и мегрельской и понтийского дуба.

В высокогорных, наиболее холодных поясах растительность сравнимых районов различается меньше.

2) Зональными типами растительности в Лечхуми являются (см. карту № 2):



а) в поясе от 500 до 1000—1200 (1400) м над ур. моря — дубовые, дубово-грабовые и каштаново-грабовые леса, обедненные вечзеленым подлеском и на значительных площадях замененные культурными угодьями и лесными дериватами;

б) в поясе от 1000—1200 до 1500—2000 м — буковые леса, с преобладанием в подлеске гадуба, лавровишни и листопадных пород;

в) поясе от 1400—1500 до 2000 м — буково-темнохвойные леса с тем же подлеском, но с большей ролью понтийского волчегодника (буково-темнохвойные леса отсутствуют в бассейне р. Ладжанури);

г) узкой полосой на верхней границе леса (вне масштабов карты) — субальпийская лесо-луговая растительность из парковых субальпийских лесов и буково-березовых криволесий, сочетающихся с зарослями кустарников, луговой и высокотравной растительностью;

д) выше предыдущей — субальпийская и альпийская луговая растительность, представленная на сенокосах красочными злаково-разнотравными лугами, а на выбитых пастбищах — низкотравной вторичной растительностью.

Границы поясов проходят неровно, находясь в тесной зависимости от условий местообитания и использования. Иногда имеет место инверсия растительных поясов: снижение субальпийской растительности в местах снежных лавин (например, в окрестностях с. Гвесо), смешение растений различных высотных поясов во влажных известняковых ущельях рек (окр. с. Кулбаки) и т. д.

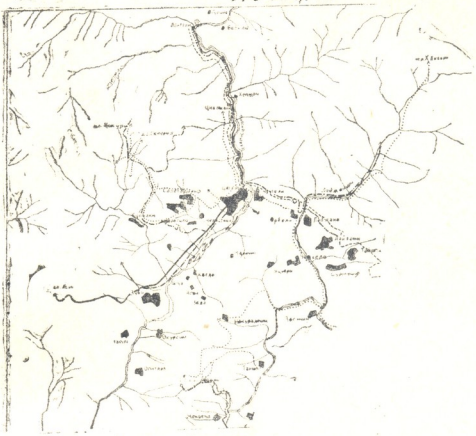
3. В условиях Лечхуми известняковый субстрат оказывает довольно существенное влияние на характер растительности. Так, в нижних поясах гор здесь характерна своеобразная вторичная растительность с участием ряда специфичных для известняков растений, как: скумпия, сумах, нежник Буша, аргиролобиум, вьюнок кантабрийский и др.; дубовые леса на известняках поднимаются выше чем на других субстратах и вообще именно здесь наиболее обычны; каштановые леса на известняках не произрастают, сам каштан здесь редок, встречаясь лишь в более влажных местах; понтийский рододендрон в макрореональных условиях также не характерен; в субальпийском поясе отсутствуют заросли кавказского рододендрона, вместо них обычны заросли волчегодника понтийского; известняковые скалы верхних поясов гор значительно богаче и оригинальнее флористически, чем соответствующие скалы в полосе порфиринов и сланцев. Растительность таких скал на массиве Хвамли по нашим исследованиям обнаружила значительную общность с растительностью известняковых высокогорий остальной части Западного Закавказья, а отчасти и Большого Кавказа, содержа в своем составе такие виды, как: *Woronowia speciosa*, *Campanula Dzaaku*, *Daphne pseudo-sericea*, *Potentilla divina*, *Trifolium polyphyllum*, *Draba mingrelica*.

4) Ботанико-географической особенностью Лечхуми является отсутствие темнохвойных пород в бассейне р. Ладжанури (впервые отмечено еще Н. К. Срединским в 1874 году), в то время как в аналогичных условиях бассейнов других рек они встречаются, образуя или сплошной пояс (например в бассейнах рр. Джоноули, Цхенис-Цкали, Рицеули и др.) или отдельные пятна среди буковых лесов (бассейны рр. Аскисцкали, Лухунисцкали и др.). Причина разорванности ареала темнохвойных пород не ясна и должна найти свое объяснение в ботанико-географической литературе.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов Н. М., Очерк растительности Колхиды, «Землеведение», 1, 1896.
- 1а. Бурчак-Абрамович Н. И., Пещеры хребта Хвамаи, Вестн. музея Грузии т. XVI, 1954. ●
2. Гроссгейм А. А., Растительный покров Кавказа, 1948.
3. Голицыи С. В., Шкаррани — кустарниковые фитоценозы влажных лесистых гор Аджарии, Тр. Ворон. Ун-та, XI, 2, 1939.
4. Кецохвели Н. Н., Основные типы растительного покрова Грузии (на груз. яз.), 1935.
5. Кецохвели Н. Н., Очерк растительности Колхиды (на груз. яз.). Тр. Груз. Геогр. Об-ва, 55, 1939.
6. Кецохвели Н. Н., Зоны культурных растений в Грузии, 1957.
7. Кемулария-Натадзе А. М., Новые данные по флоре Грузии, Тр. Тбил. Бот. Ин-та, т. II, 1937.
8. Кордзахиа М. О., Типы климатов Грузии и зоны их распределения, «Собщ. АН ГССР, VII, 8, 1946.
9. Кордзахиа М. О., Климат Рача-Лечхуми, Тр. Ин-та Геогр., АН ГССР, т. XII.
10. Радде Г. И., Путешествие в Мингрельских альпах и трех их продольных долинах (Рион, Цхенис-Цкали, Ингур), Зап. Кавк. Отд. Русск. геогр. об-ва, VII, V, 1866.
11. Сохадзе Е. В. и Сохадзе М. Е., О некоторых ботанико-географических особенностях лесной зоны горной части Мегрелии, Сообщ. АН ГССР, т. XXII, 1959, № 5.
12. Средицкий Н. К., Очерк растительности Рионского бассейна, Зап. Новорос. Об-ва естеств. 11, 3, 1874.
13. Флора Грузии, Т. 1—8, 1941—1952 (на груз. яз.).
14. Шелковников А. Б., Посадка в Сванетию летом 1911, Изв. Кавк. Музея VII, 3 — 4, 1913.

Карта маршрутов исследователей растительности  
Лечхуми



Условные обозначения

- Маршрут Ж.К. Срединского [1874]
- ..... В.И. Радо [1863]
- ..... Л.Б. Шелубицкий [1911]
- ..... Е.В. и М.В. Соколовы [1957]
- ..... М.В. Соколов [1952]
- ..... Н.И. Бурак-Аврамичи [1943]



ნ. ასტანოვი, მ. დონდუა, ლ. ვლადიმეროვი, მ. კობახიძე, ლ. მარტაშვილი,  
ს. ნიშანიშვილი, ელ. სონბამ, დ. შალვაძე, ზ. ჩანბაშვილი.

რაჭა-ლეჩხუმის მთიანი ქვაბულის ფიზიკურ-გეოგრაფიული  
ნარკვევები

ზოგადი დახასიათება

ისტორიული რაჭა-ლეჩხუმის ანუ თანადროული ცაგერის, ამბროლაურისა და ონის რაიონების და ჯავის რაიონის ჩ-დ. ნაწილის ტერიტორია ფიზიკურ-გეოგრაფიული თვალსაზრისით საკმაო განკერძოებულობითა და ერთობლიობით ხასიათდება. ეს გამოწვეულია აღნიშნული ტერიტორიის გეოლოგიური წარსულის უახლესი (ეოცენის შემდგომი) მონაკვეთის თავისებურებებით, რომელთაც შექმნენ რაჭა-ლეჩხუმის სტრუქტურა, რელიეფი და გავლენა მოახდინეს მთლიანად აქაური ლანდშაფტის ჩამოყალიბებაზე.

რაჭა-ლეჩხუმის ქვაბულს, შემოფარგულულს სამეგრელოს ქედის აღმოსავლეთური ბოლოთი, ლეჩხუმისა და რაჭის ქედებით, კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის მონაკვეთით მ. მ. ფასისმთასა და ზეკარს შორის და ხვამლისა და ასხის მასივებით, დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 100 კილომეტრზე მეტი სიგრძე აქვს. სიგანე კი მაქსიმალურად (ქ. ონის მერიდიანზე) 45—50 კმ. ტერიტორიის უმაღლესი პუნქტი (მ. ჭანჭახისწყერი) ზღვის დონიდან 4453 მ სიმაღლეზეა, ხოლო უდაბლესი პუნქტი (რაიონის ხეობის ფსკერი ტვიშის კლდეკარის ფარგლებში) 320 მეტრზე.

**გეოლოგიური აღნაგობა და რელიეფი.** აღსაწერი ტერიტორია თითქმის მთლიანად კავკასიონის ნაოჭა სისტემის სამხრეთული ფერდობის ზონაში შედის. ძველი (პრეკამბრიული და ქვედაპალეოზოური) გრანიტებით, გნეისებითა და კრისტალური ფიქლებით აგებული მთავარი წყალგამყოფი ქედი შეადგენს კავკასიონის გეოტექტონიკური კომპლექსის ღერძული ანუ სუბსტრატის ზონის ნაწილს. დანარჩენი სივრცე სამხრეთული ფერდობის ზონაშია მოქცეული. იურული ნაფენების გავრცელების ზოლის სამხრეთით მდებარე ტერიტორია, რომელიც მოიცავს ლეჩხუმისა და ქვემო რაჭის დაბალ ნაწილებს მათზე სამხრეთიდან მიკრულ რაჭის ქედთან და ასხ-ხვამლის მასივებთან ერთად, წარმოადგენს სამხრეთული ფერდობის ზონის განსაკუთრებულ ქვეზონას — ე. წ. რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინს ანუ მესამეულ აუზს. იგი ცარცული და მესამეული ქანებით არის აგებული.

რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილოეთით მდებარე, იურული და უფრო ძველი წყებებით აგებული სივრცე ქვედა მესამეულიდან განიცდის თალურ

აზეგებას. თვით სინკლინის არე მიოცენის ბოლომდე დაძირვას განიცდიდა და ზღვის სრუტეს წარმოადგენდა. ზედამიოცენური ოროგენეზი სპობს აღნიშნულ სრუტეს და იწვევს სინკლინის არეში გეოტექტონიკური რეჟიმის ინვერსიას.

სხენებულმა ტექტონიკურმა პროცესებმა განსაზღვრეს რაჭა-ლეჩხუმის ზოგადი ოროგრაფიული ხასიათი. რაიონის უმაღლესი ჰიფსომეტრიული საფეხურები კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის ზოლშია, რაც დაკავშირებულია ხანგრძლივსა და ინტენსიურ აზეგებასთან. მთავარ ქედზე ამართული მწვერვალების (ფასისმთის, გეზე-თაუს, ლაბოდას, წითელი-მთის, თაიმაზი-ვცეკის, ბურჯულას, კანჭახის, კაზი-ხახის, ხალაწას, ზეკარის) აბსოლუტური სიმაღლე 3700—4453 მ ფარგლებში ცვალებადობს, უღელტეხილების სიმაღლე კი, მამისონის (2840მ) გამოკლებით, აღემატება 3000 მეტრს და ზოგ შემთხვევაში 3400 მ აღწევს. დიდი სიმაღლის გამო, მთავარი ქედი, განსაკუთრებით მამისონის უღელტეხილის დასავლეთით, თოვლიანულითაა მარად მოსილი და მძლავრი მეოთხეული გამყინვარების ნიშნებს ატარებს. ლეჩხუმისა და სამეგრელოს ქედები, აგრეთვე შოდასა და კედელას ქედები, რომლებიც კავკასიონის ლერძიდან საკმარის დაშორებულია, თავიანთი უმაღლესი მასივებით ზღვის დონიდან მხოლოდ 3300 — 3600 მ სიმაღლეს აღწევენ (მ. მ. ცეკური, სამერცხლე, შოდა, ღესქე) და თითქმის მოკლებულნი არიან თანადროულ ყინვარებს, ხოლო ძველი გამყინვარების კვლები წყვეტილად არის აქ გავრცელებული. კიდევ უფრო ნაკლები სიმაღლე ახასიათებთ რაჭა-ლეჩხუმის სამხრეთულ საზღვარზე მდებარე რაჭის ქედს, ხვამლისა და ასხის მასივებს; კარსტული მოვლენებით განთქმული ეს ოროგრაფიული ერთეულები თავიანთი მთავარი მწვერვალებით (გადრეკილი, ხვამლი, ხიხათა) 2000—2500 მ აბსოლუტურ სიმაღლეს აღწევენ მხოლოდ. მდინარეთა ხეობები ღრმად არის ჩაჭრილი. ცხენისწყლის ხეობის ფსკერი ლეჩხუმის ფარგლებში 350—600 მ სიმაღლეზეა ზღვის დონიდან. რაიონის ტალევეგი ლაჯანურის შესართავთან 360 მ სიმაღლეზეა, ქ. ონთან 850 მ, მდ. კანჭახის შესართავთან 1110 მ, სოფ. ლებთან 1344 მ.

ღრმა ეროზიულ დანაწევრებასთან დაკავშირებით, რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიის, უმეტესი ნაწილი მაღალმთიანი და საშუალომთიანი, ციცაბოდ დახრილი ზედაპირით ხასიათდება. რელიეფის ენერჯია შედარებით მცირეა სინკლინის არეში. სადაც დაბალმთიური და ზოგან ბორცვული დანაწევრებაც გვაქვს წარმოადგენილი და ხვამლ-ასხისა და რაჭის ქედის დაკარსტულ პლატოსებურ ზედაპირზე. მნიშვნელოვან სიმაღლეზე მდებარე ბრტყელ ვაკეს შაორის ტაფობში ვხედავთ. ხეობებში ალაგ-ალაგ ტერასული საფეხურები და აკუმულაციური ვაკეებია განვითარებული, — მაგალითად, ცხენისწყალზე ცაგერის ქვაბულის ფარგლებში, რაიონზე ქ. ონთან და სოფ. ქიორასთან, ლაჯანურზე ორბელის ქვაბულში და ა. შ.

**კლიმატური პირობები.** რაჭა-ლეჩხუმი მდებარეობს დასავლეთ საქართველოს ნოტიო ზღვიური სუბტროპიკული კლიმატური ოლქის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. ზღვიდან შედარებით დიდი დაშორება და გარშემომზღუდველი მთარგზილები აზომიერებენ შავი ზღვის და სავრთოდ დასავლეთის ჰაერის მასების შემოჭრის გავლენას, რის გამო აქ ჰაერის სინოტივე ნაკლებია და ჰავაც უფრო კონტინენტურია, ვიდრე დასავლეთ საქართველოს სხვა, იმავე სიმაღლეზე მდებარე, მაგრამ ზღვისაკენ უფრო გაშლილ რაიონებში.

ატმოსფერული ნალექების წლიური რაოდენობა რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში 1100—1200 მმ ფარგლებში მერყეობს, ჰაერის საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე 55%—60% უდრის, ზამთრის თვეებში შეფარდებითი სინოტივის საშუალო სიდიდე 10—12% მეტია, ვიდრე ზაფხულის თვეებში. გამონაკლისს შეადგენს მხარის დასავლეთი და სამხრეთი ნაწილი — ასხის მასივი და ნაჭერალას ქედი და მათი ფერდობი. ამ რაიონებში ნალექის რაოდენობა 1600—2000 მმ უდრის, ჰაერის სინოტივე 60% აღემატება.

მხარის ქვედა ზონაში, ზღ. დონიდან დაახ. 1200 მეტრის სიმაღლემდე ზაფხული საკმაოდ ცხელია და ხანგრძლივი: უთბილესი თვეების, ივლის—აგვისტოს, საშუალო ტემპერატურა 20—22°,5 უდრის, ზამთარი ზომიერად ცივია. იანვრის საშუალო ტემპერატურა—1° მახლობლად მერყეობს. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდი 22° უდრის. მდგრადი თოვლის საბურველის ხანგრძლივობა 1—2 თვეა წელიწადში.

ყოველ 100 მ-ზე ადგილის სიმაღლის მიხედვით ჰაერის ტემპერატურა ზამთრის თვეში ეცემა საშუალოდ 0°,4—0°,5, გამონაკლისს შეადგენს შაორის ქვაბული, სადაც ზამთარი განსაკუთრებით ცივია. ზაფხულის თვეებში კი ვერტიკალური თერმული გრადიენტი უფრო დიდია და 0,6—0°,7 უდრის.

საკვლევ ტერიტორიაზე ზღ. დონიდან 3000—3200 მ სიმაღლეზე (მხარის ჩრდ.-აღმ. ნაწილში, რიონის ხეობის მარცხენა მხარეზე) იწყება მუდმივი თოვლის და ყინვარების ზონა. ნალექების წლიური რაოდენობა მხარის დასავლეთ ნაწილებში ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად რამდენიმედ იზრდება, აღმოსავლეთ ნაწილებში კი ასეთი ზრდა არ ემჩნევა. ნალექიანობის წლიური მსვლელობა კი სიმაღლის ზონების მიხედვით გარკვევით იცვლება. ქვედა ზონაში ნალექების წლიურ მსვლელობაში მაქსიმუმი მოდის შემოდგომა-ზამთარში და მინიმუმი ზაფხულში, ზედა ზონაში კი მაქსიმუმი ზაფხულში და მინიმუმი ზამთარში.

**ჰიდროგრაფია და ჰიდროლოგიური რეჟიმი.** ჰიდროგრაფიული თვალსაზრისით რაჭა-ლეჩხუმის მთელი ტერიტორია რიონის სისტემაში შედის, იგი გადაკვეთილია მდ. რიონის ზემო და ნაწილობრივ შუა წელით და მისი მარჯვენა შემდინარის ცხენისწყლის შუა წელის მონაკვეთით.

რიონის ჰიდროგრაფიული ქსელი ზოგადად ხასიათდება მთის მდინარეთა გაბატონებული როლით და ტბების ნაკლებობით. რიონიც და ცხენისწყალიც რაჭა-ლეჩხუმის ფარგლებში კავკასიონის მდინარეთა ტიპობრივ თვისებებს ატარებენ — მათი დინება ჩქარია, კალაპოტი მეტწილად კლდიან-ქვიანი, წყალი ცივი. გეოლოგიურ პირობებთან და ყინვარების გავლენასთან დაკავშირებით ორივე მდინარეს (განსაკუთრებით ცხენისწყალს) მნიშვნელოვანი სიმღვრიე ახასიათებს. რიონის მარჯვენა შემდინარეთაგან რაჭა-ლეჩხუმის ფარგლებში აღსანიშნავია საკაურა, ლუხუნისწყალი, ასკისწყალი, რიცეული, ლაჯანური, ხოლო მარცხენათაგან ჭანჭახი, ღარულა, ჯეჯირი (შენაკად ქვედრულთი), ხეორი. შარეული და სხვა. ცხენისწყალს ლეჩხუმის ფარგლებში ერთადერთი მნიშვნელოვანი შემდინარე აქვს (ჯონოული). ტბათაგან, კარსტული და ყინვარული გენეზისის მქონე წვრილ აუზებთან ერთად აღსანიშნავია შაორის ტაფობის ხელოვნური წყალსაცავი და მდ. ქვედრულას აუზში მ. კლდებოძალის ჩამონგრევით გაჩენილი ქვედის ტბა.

რაჭა-ლეჩხუმი მდიდარია მინერალური წყლებით. ფართოდ არის ცნობილი, მაგალითად, უწერისა და შოვის სამკურნალო წყაროები რაჭაში, ლამეკალისა და ახალქალის ვეცები ლეჩხუმში. ტერიტორიის კირქვიან ნაწილებში (განსაკუთრებით რაჭის ქედზე) უხვადაა წარმოდგენილი კარსტული წყლები ვოკლუზებისა და მიწისქვეშა მდინარეთა სახით.

რაიონის მდინარეებს ასაზრდოებენ ყინვარები. ლანქერი, წვიმისა და მწისქვეშა წყლები, ყინვარული საზრდობა ახასიათებს რიონისა და ტანჭახის სათავეებს. აქვე ფლუვიოგლაციალური ნაფენების საკმაოდ სქელ წყებებში ზდება ყინვარული და ლანქერი წყლების ჩამონადენის შენელება—მოწესრიგება. ფრიად უხვ კვებას მიწისქვეშა წყლების სახით მდინარეები ღებულობენ კარსტულ ზონაში; სადაც ბევრი მცირე მდინარე ვოკლუზებით იწყება. ასეთი მდინარეებით განსაკუთრებით მდიდარია შაორის ტაფობი.

სიმაღლეთა დიდი სხვაობა (400—500 მეტრიდან 4400—4500 მ-მდე), რელიეფის მეზოფორმათა სხვაობები და ცალკეულ ფერდობთა ექსპოზიციის ნაირნაირობა, რაც დამახასიათებელია ლეჩხუმ-რაჭისათვის, განესტინების მრავალფეროვან პირობებს ჰქმნიან და იწვევენ შეფარდებითი ჩამონადენის სიდიდის მნიშვნელოვან ცვალებადობას.

ყველაზე უხვ ჩამონადენს ადგილი აქვს რაჭა-ლეჩხუმის უმაღლეს ჩრდილო ნაწილში — კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთული ფერდობის მაღალმთიან ზონაში, სადაც ჩამონადენის მოდული აღემატება 50 ლ/სეკ კვადრ. კილომეტრიდან. საშუალო-მთიან ზონაში ჩამონადენი 25—30 ლიტრამდე მცირდება.

რიონის მარჯვენა სანაპიროს მარცხენა სანაპიროსთან შედარებით მეტი შეფარდებითი წყლოვანება ახასიათებს. ეს განსხვავება შეიძინევა რიონის მთელი აუზის გასწვრივ აღსაწერი რაიონის ფარგლებში. გამოჩაყლის შეადგენს აუზის მარცხენა მხარეზე მდებარე შაორის ტაფობი. რომელიც უხვი დანესტიანების შედეგად გადიდებული შეფარდებითი წყლოვანებით განირჩევა. იგი ამ მხრივ არ ჩამოუვარდება მარჯვენა სანაპიროზე იმავე სიმაღლეზე მყოფ ზონას.

რაჭა-ლეჩხუმში კარგად არის გამოსახული ჩამონადენის წლიური განაწილების ვერტიკალური ზონალობა. ყინვარული საზრდობის სიმძლავრე რიონ-ტანჭახის სათავეებში განაპირობებს გადიდებულ საზაფხულო ჩამონადენს. თვით ჩამონადენის მაქსიმუმი აქ იენისშია ხოლმე. სამი თვის განმავლობაში აუზის ზედა ნაწილში წლიური ჩამონადენის ნახევარზე მეტი ჩამოედინება. ჩამონადენის მინიმუმი თებერვალშია. საშუალომთიან ზონაში უდიდესი თვითური ჩამონადენი მაისშია, მინიმალური კი იანვარში.

შაორის ტაფობი განსხვავდება სხვა აუზებისაგან ჩამონადენის წლიური განაწილების თავისებური ხასიათით. აქ წყალდიდობა ადრე იწყება. ყალაზე წყლოვან თვედ აპრილი გვევლენება. აპრილ-მაისის განმავლობაში მდინარეებს მოაქვთ წლიური ჩამონადენის ნახევარზე მეტი. მინიმალურ ჩამონადენს შაორის ტაფობში ზამთრობით (იანვარში) და ზაფხულობით (აგვისტოში) აქვს ადგილი.

რელიეფის სირთულემ, ლითოლოგიური შედგენილობის, კლიმატისა და მცენარეული საფარის ნაირგვარობამ განაპირობა რაჭა-ლეჩხუმის ნიადაგ საფარის მრავალფეროვნება. როგორც ბუნებრივი კომპლექსის შემადგენელი სხვა ელემენტები, ნიადაგებაც აქ ვერტიკალური ზონალური გაურცელების კანონ-

ზომიერებს ემორჩილებიან. ამასთანავე კარგადაა გამოხატული აზონალური ნიადაგებიც. რაჭა-ლეჩხუმში ძირითადად წარმოდგენილია ტყის ყომრალი, ნეშომპალა-კარბონატული და მთა-მდელოს კორდიანი და სუსტად გაეწრებული ნიადაგები. ქვაბულის გეოლოგიური (ლითოლოგიური) აგებულების შესატყვისად, ყველაზე მეტი ფართობი ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებს უჭირავს. ეს ნიადაგები განვითარებულია კირქვების, მერგლების და კარბონატული ქვიშაქვების გამოფიტვის ქერქზე, აგრეთვე კირქვიან დელუვიონზე. მათი ფიზიკური შედგენილობაც განსხვავებულია. კირქვებზე განვითარებული ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები ყველგან გვხვდება, მაგრამ ვრცელი მასივების სახით იგი გავრცელებულია მდ. რიონის მარცხენა მხარეზე. ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები მდ. რიონის მარჯვენა მხარეზე უფრო მეტად განვითარებულია კარბონატული ქვიშაქვების გამოფიტვის ქერქზე. ლეჩხუმში, მდ. ლაჯანურის გაყოლებით, აგრეთვე ცაგერის სამხრეთ-აღმოსავლეთით, ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები მერგლებზეა განვითარებული. გარდა ამისა, რაჭა-ლეჩხუმში გვხვდება წითელი ფერის კარბონატულ მუქი თიხნარი ნიადაგები წარმომადგენელი პორფირიტების გამოფიტვის კარბონატულ ქერქზე. ასეთი ნიადაგები წარმოდგენილია რიონის ზეობაში სოფ. წესსა და სოფ. სორს შორის. ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების საშუალო სისქე 40—60 სანტიმეტრს უდრის. ჰუმუსის შემცველობა 8—9% აღემატება, ისინი ხასიათდება კარგი სტრუქტურითა და წყალ-ჰეროვანი თვისებებით [18, 19].

საკვლევ ტერიტორიაზე, 300—400 მეტრიდან (ზ. დ.) დაწყებული, ტყის ზონის ზედა საზღვრამდე გავრცელებულია ყომრალი ნიადაგები, რომლებიც აქ ორი სახესხვაობით არის წარმოდგენილი: ფოთლოვანი ტყეების გავრცელების ქვეზონაში, დაახლოებით 1000—1200 მეტრამდე (ზ. დ.), განვითარებულია ტყის მუქი ფერის ყომრალი ნიადაგები, ხოლო ზემოთ, სადაც წიწვიანებია სჭარბობს, გავრცელებულია ტყის გაეწრებული ნიადაგები.

ყომრალი ნიადაგები ხასიათდებიან საკმაოდ დიდი სიმძლავრით. მნიშვნელოვანი ხირხატიანობით, კარგად გამოხატული ჰუმუსიანი და ცუდად გამოხატული ილუვიური ჰორიზონტით. ყომრალი ნიადაგების საშუალო სისქე 60—80 სმ აღწევს. მაგრამ მთიანი, დანაწევრებული რელიეფის პირობებში ადგილი აქვს ამ ნიადაგების ჩამორეცხვას. ჩამორეცხილი ყომრალი ნიადაგების სიმძლავრე კი, ცხადია, შედარებით მცირეა და ჰუმუსიანი ჰორიზონტიც მათ სუსტად აქვთ განვითარებული. ნაკლები სისქით და მეტი ხირხატიანობით ხასიათდებიან ტყის გაეწრებული ყომრალი ნიადაგები. ტყის ყომრალ ნიადაგებში ჰუმუსის შემცველობა 7—8% აღემატება (მ. სებაშვილი, 1948 წ.).

ტყის ზონის ზემოთ ყომრალ ნიადაგებს მთა-მდელოს ნიადაგები სცვლის. რაჭა-ლეჩხუმში განვითარებულია მთა-მდელოს კორდიანი და სუსტად გაეწრებული ნიადაგები, რომლებსაც ახასიათებს მცირე სისქე (30—40 სმ), მსუბუქი მექანიკური შედგენილობა და ორგანული ნივთიერების დიდი რაოდენობით შემცველობა. ჰუმუსის შემცველობა ამ ნიადაგებში 15—20% შეადგენს.

რაჭა-ლეჩხუმში საერთოდ ჭაობის ნიადაგები არ გვხვდება, მაგრამ ერთგან — შაორის ქვაბულში, შესაფერის რელიეფურსა და ჰიდრო-კლიმატურ პირობებში, განვითარებულია ჭაობის ნიადაგები; შედარებით მცირე ზოლის სახით გავრცელებულია ალუვიური ნიადაგები. მდ. რიონის ზეობაში ეს ნიადაგები კარბონატულია, ალაგ-ალაგ დაჭაობებული.

**მცენარეულობა.** გეობოტანიკური თვალსაზრისით, რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორია კოლხეთის პროვინციაში შედის (ნ. კუხნეცოვი, ა. გროსპეიმი). ტიპობრივი მეზოფილური კოლხეთური ფლორა ამ რაიონში ყველგან არ არის წარმოდგენილი. მისი მთლიანი მასივი მხოლოდ სამხრეთული კირქვიანი, საშუალო-მთიანი ზოლის დასავლეთურ ნაწილშია ვანეთარებული, რაიონის დანარჩენ ნაწილებში კი მხოლოდ ლოკალურად გვხვდება, უმთავრესად პატარა მდინარეთა ჩრდილიანსა და ნესტიან ხეობებში და სხვა ხელსაყრელ ადგილებში. მთლიანად აღებული რაჭა-ლეჩხუმის მცენარეულობა მნიშვნელოვნად არის გაღარიბებული კოლხეთური ელემენტების მხრივ და ალაგ-ალაგ (უმთავრესად სინკლინის არეში) საკმაო რაოდენობით შეიცავს აღმოსავლეთ ამიერკავკასიისათვის დამახასიათებელ ქსეროფილურ სახეობებს, როგორცაა, მაგალითად, ძეძვი, ჭაგრცხილა, კვრინჩხი და სხვ.

კოლხეთის მთიანი ზოლის სხვა, უფრო ნესტიან რაიონებთან შედარებით, რაჭა-ლეჩხუმში მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ქართული მუხითა და ფიჭვით შედგენილი ტყეები და ნაკლებ როლს წაბლნარები. მარადმწვანე ქვეტყის ყველაზე მეზოფილური წევრები, როგორცაა შქერი ანუ პონტური როდოდენდრონი, ბზა და სხვები, დამახასიათებელია კირქვიანი ზოლის დასავლეთური, ყველაზე ნესტიანი ნაწილის წიფლნარი და მუქწიწვიანი ტყეებისათვის; უფრო ფართოდაა გავრცელებული წყავი და ჭყორი. ქვეტყისათვის დამახასიათებელ მცენარეებს რაჭაში უფრო მეტად ფოთოლცვენადი ბუჩქები (იელი, თხილი და სხვ.) წარმოადგენენ.

რაჭა-ლეჩხუმის მცენარეულობის ძირითად ტიპებად გვევლინებიან:

1. მუხნარ-რცხილნარი, წაბლნარ-რცხილნარი და ფიჭვნარი ტყეები, რომელთაც უჭირავთ პიფსომეტრიული სარტყელი 600 მ სიმალიდან 1200—1400 მ სიმაღლემდე ზღ. დონიდან. მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი ამჟამად უკვე განადგურებულია. ბუჩქნარითა და მეორადი ბალახეულით შეცვლილი.
2. წიფლის ტყეები, რომლებიც მთლიან სარტყელს ჰქმნიან ზღვის დონიდან 1200—1500 მ სიმაღლეებზე, ადგილ-ადგილ კი 2000 მეტრამდე აღიან.
3. წიფლნარ-მუქწიწვიანი და მუქწიწვიანი (ნაძენარ-სოჭნარი) ტყეები, რომლებიც იზრდება ზღვის დონიდან 1400—2000 მ სიმაღლეზე, მაგრამ არა ყველგან, არამედ ზოგიერთი ხეობის (მაგალითად, ლაჩანურის ხეობის) გამოკლებით<sup>1</sup>.
4. სუბალპური ტყეები, რომლებიც ვიწრო ზოლს ჰქმნიან ტყის ზედა საზღვართან და წარმოდგენილი არიან არყნარის ტყით ან ტანბრცილი ტყით და შერწყმულია მაღალმთურ ბუჩქნარებთან, ან სუბალპურ შამბნარებთან.
5. სუბალპური და ალპური მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოები.

**ცხოველთა სამყარო.** რაჭა-ლეჩხუმში პალეარქტიკული ზოოგეოგრაფიული ოლქის ხმელთაშუა ზღვის ქვეოლქში შედის და თავის ეკოლოგიურ პირობათა

<sup>1</sup> ნაძენარ-სოჭნარი ტყეების წყვეტილი გავრცელება კავკასიონის სამხრეთულ კალთებზე დაკავშირებული უნდა იყოს მეოთხეულ პერიოდში მონხნარ კლიმატურ ცვლილებებთან და, კერძოდ, მინდელ-რისული ანუ დიდი გამყინვარებათმორისული ეპოქის ვითარებასთან. ლანდშაფტური სარტყელები იმ დროს ძლიერ მაღლა იყო აწეული და მუქწიწვიანი ტყე მხოლოდ საკმაოდ მაღალ მასივებზე არსებობდა, საიდანაც შემდგომში გავრცელდა ქვემოთკენ, უშუალოდ ამ მასივებთან დაკავშირებულ ხეობებში.

ნაირფეროვნებით ხელმეწყობ პირობებს ჰქმნის მრავალნაირ ცხოველთა არსებობისათვის. განსაკუთრებით მრავალფეროვანია რაჭა-ლეჩხუმის ტყის ზონის ცხოველთა მოსახლეობა. რაჭა-ლეჩხუმის კავკასიონზე, სადაც ჯერ კიდევ შემორჩენილია ტყის უღრანი მასივები, ბინადრობს საქართველოს ფაუნის ძვირფასი წარმომადგენელი შველი. უკანსინელი იშვიათად, მაგრამ მაინც გვხვდება რაჭის ქედის ტყის ზონაში. კარგ სანადირო სარეწავ თობიქტს წარმოადგენს კავკასიური მურა დათვი, რომელიც ტიპობრივი ტყის ცხოველია. მაგრამ ზოგჯერ ალპურ ზონაშიც იჭრება. მურა დათვი გვხვდება რაჭისა და ლეჩხუმის ქედზე, აგრეთვე რაჭა-ლეჩხუმის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე. უკანასკნელზე, ტყის ზონაში მოსახლეობს გარეული ღორიც. ტყის ზონის ცხოველია კავკასიის მგელი, რომელიც გავრცელების ფართო არეალთ ხასიათდება; იგი ალპურ ზონაშიც იჭრება სარჩოს საქმენელად. ტყეებსა და, აგრეთვე, ალპურ ზონაში ბინადრობს ამიერკავკასიური მაჩვი, ტყის კვერნა, კავკასიური დედოფალი. საკვლევი ტერიტორიის ტყეებში და ბუჩქნარებში გვხვდება ტურა, იგი უმეტესად ტყის ზონის ქვემო ნაწილშია გავრცელებული. ბევრია გარეული კატა, მელა და ფოცხვერი. მდ. რიონის ხეობაში საკმაოდ ბევრია წავი. რაჭა-ლეჩხუმის ტყის ზონაში მღრღნელების ფაუნიდან აღსანიშნავია: ციყვი, ტყის თაგვი, კურდღელი და სხვ., მწერიძამიებიდან — ზღარბი და თხუნელი.

რაჭა-ლეჩხუმის ტყის ზონის ფრინველთა მოსახლეობა მდიდარია, როგორც რიცობრივად, ისე სახეობების მრავალფეროვნების მიხედვით. ამ ზონაში მობინადრე ფრინველთაგან აღსანიშნავია: მოლაღური, კულუმბური, ნიბლია (სკვინჩა), ტყის ტოროლა, ბულბული, ჩხიკვი, შაშვი, კოდალა, არწივი, ყვავი და სხვ. მრავალი.

რაჭა-ლეჩხუმის ალპურ და სუბალპურ ზონაში, რაჭა-ლეჩხუმის კავკასიონზე, გავრცელებულია დასავლეთკავკასიური ანუ სევერცოვის ჭიხვი, რომელიც, ერთი მხრივ, ნივალურსა და სუბნივალურ, ხოლო, მეორე მხრივ, ტყის ზონაშიც იჭრება. ალპურ ზონაშივე ცხოვრობს კავკასიური არჩვი, მაგრამ იგი გვხვდება აგრეთვე ტყის ზონაშიც. აღნიშნული ზონისათვის დამახასიათებელია შურთხი, ორბი, კრავიჭამია, ალპური ჰკა და სხვ.

რაჭა-ლეჩხუმში საკმაოდ კარგი პირობებია იქტიოფაუნის ფართოდ განვითარებისათვის. რადგანაც ეს მხარე სწორი ჰიდროგრაფიული ქსელითა და თანაც წყალუხვი მდინარეებით ხასიათდება. საკვლევი ტერიტორიის მდინარეებში გავრცელებულია: კოლხური ხრამული (მდ. რიონში), ლოქო, წვერა, ქაშაყი, ბოლოწითელი და სხვა. მდ. რიონისა და მისი შემდინარეების ზემო წელში მოიპოვება კალმახი (ა. ჯანაშვილი, 1955 წ.).

ტყის ზონაში (ნაწილობრივ კი ალპურ ზონაში) ფართოდაა წარმოდგენილი ქვეწარმავალთა ფაუნა.

**ადამიანის ზეგავლენა ლანდშაფტზე.** ადამიანი რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიაზე ძველი დროიდან ბინადრობს. კუდაროს ერთ-ერთ კარსტულ მღვიმეში ჩატარებული არქეოლოგიური გათხრების შედეგად დადგენილია, რომ მეოთხეულ პერიოდში — ე. წ. მინდელ-რისულ ანუ დიდ გამყინვარებათშორისულ ეპოქაში აქ უკვე ცხოვრობდნენ ქვის ხანის ადამიანები, რომელთა მიერ დატოვებული კულტურული ნაშთებიც შეესაბამებოდა კაცობრიობის ევოლუციის

აშელურსა და მუსტიერულ სტადიებს. ჰავა აქ იმ ხანაში თბილი და მშრალი იყო, რაზეც მიგვიითებს მაჩვზღარბის, ლეოპარდისა და სხვა ცხოველთა ძვლები. ზედა პალეოლითის ნაშთები ხსენებული მღვიმის კულტურულ ნაგებობებში არ არის ნაპოვნი, რაც შეიძლება აიხსნებოდეს მკაცრი (გამყინვარების ვითარებასთან დაკავშირებული) კლიმატური პირობებით (კუდაროს მღვიმე ზღვის დონიდან 1700 მ სიმაღლეზეა). ნაფენთა ზედა პორიზონტები შეიცავენ ნეოლითის, ბრინჯაოსა და რკინის ხანათა კულტურულ ნარჩენებს და, ამგვარად, უკანასკნელი დიდი გამყინვარების დამთავრების შემდეგ ადამიანს ისევ დაუწყია ამ მაღალმთურ ზონაში ცხოვრება.

საფიქრებელია, რომ რაიონის უფრო დაბალ ნაწილებში ადამიანი განუწყვეტლად ბინადრობდა მთელი მეოთხეულის განმავლობაში. ისტორიულ წარსულსა და თანადროულ ეპოქაში მოსახლეობის უმეტესი სიმჭიდროვე ახასიათებს რაჭაში რაიონის ხეობას ქ. ონს ქვემოთ, ლეჩხუმში ცაგერ-ორბელის ქვაბულებს, ერთობლივად კი რაჭა-ლეჩხუმის სიწყლინის არეს. ამიტომაც, ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის ზეგავლენა ბუნებრივ ლანდშაფტზე რაჭა-ლეჩხუმის სწორედ ამ ნაწილშია განსაკუთრებით ძლიერი. სინკლინის არეში ფართოდ გავრცელებული მეწყრული ნაჩენების გენეზისი მთელ რივ შემთხვევებში დაკავშირებულია ტყის გაჩეხვასთან, სახნავების დამუშავებასთან და ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის სხვა სახეობებთან. აქაური მცენარეული და ნიადაგური საბურველი პირველადი სახით თითქმის არსად შემონახულა, — გაბატონებულია კულტურული და მეორადი ლანდშაფტები. რაჭა-ლეჩხუმის საშუალო და მაღალმთიან ნაწილებში სამეურნეო ზეგავლენა შედარებით უფრო სუსტია, რაც აიხსნება მიწადმოქმედებისათვის არახელსაყრელი გეომორფოლოგიური პირობებით: კულტურულ ლანდშაფტებს აქ წყვეტილი გავრცელება აქვთ. ტყიანი სარტყელის მცენარეულობა განსაკუთრებით ძლიერ გარდაქმნილი ამ სარტყელის ზედა და ქვედა ნაწილებშია — ტყის ზედა საზღვარი ხელოვნურად დადაბლებულია საზაფხულო ალპური საძოვრების გამოყენებასთან დაკავშირებით: კულტურული და მეორადი ლანდშაფტის მნიშვნელოვანი კუნძულები თავმოყრილია დასახლებული პუნქტების ირგვლივ, როგორცაა სოფლები: ურავი, ღები, ვლოლა, წედისი, ქვედი, ნიკორწმინდა, შქმერი და სხვ. ალპურ სარტყელში ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის გავლენა ლანდშაფტზე გამოხატულია ბალახეული საბურველის გაღარიბებული, დასარეულიანებული ხასიათით.

ბუნებრივი პირობების შეგნებული გარდაქმნის არეს წარმოადგენს შაორის ქვაბული, რომელშიც ჰიდროენერგეტიკული მიზნით შექმნილია ხელოვნური წყალსაცავი (იხ. შესაბამისი ქვერაიონის დახასიათება რეგიონულ ნაწილში).

#### რეგიონული ალფაბელოვა

მთიანი ქვეყნების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დანაწილების მეთოდოლოგიური თავისებურება საერთოდ იმაში მდგომარეობს, რომ: ა) წამყვან ფაქტორად ამ შემთხვევაში თითქმის ყოველთვის რელიეფი გვევლინება; ბ) ლანდშაფტის ტიპების განმასხვავებელ ერთ-ერთ ძირითად ნიშანს ლანდშაფტის ვერტიკალურ სარტყელებად ანუ სართულებად დიფერენცირებულობის ხარისხი წარმოად-



გენს და გ) ფიზიკურ-გეოგრაფიული საზღვრები ემთხვევა ქედთა წყალგამყოფ თხემებს ან გეომორფოლოგიური ერთეულების გამმიჯნველ ხაზებს.

რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორია ბუნებრივი ლანდშაფტის რამდენიმე განსხვავებული ტიპის არეალებს უკავია. დარაიონების წამყვან ნიშნად აქ პირველ რიგში გვევლინება რელიეფის ენერგია, რომელიც ნეოტექტონიკური პროცესებისა და ეროზიის ფუნქციას წარმოადგენს და თავის მხრივ განსაზღვრავს ლანდშაფტურ სარტყლების განვითარებას ანუ სართულიანობის ხარისხს. მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ლითოლოგიური ფაქტორიც, რომლითაც შეპირობებულია, მაგალითად, კარსტული და მეწყრული მოვლენების გავრცელება. ლანდშაფტზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს აგრეთვე ტერიტორიის ამოთუ იმ ნაწილის მისაწვდომობა გამანესტიანებელ ჰაერის ნაკადებისათვის, რასაც შავი ზღვის სანაპიროდან დაშორება და ოროგრაფიული დაბრკოლებანი განსაზღვრავენ.

ზემოთქმულიდან გამომდინარე, განსახილველი ტერიტორია შეგვიძლია შემდეგ ლანდშაფტურ რაიონებად და ქვერაიონებად დავანაწილოთ:

1. ზემო რაჭის მაღალმთიანი რაიონი მოიცავს კავკასიონის მთავარ წყალგამყოფ ქედსა და შოდა-კედელს ქედებს შორის მოქცეულ რიონ-ჭანჭახის გასწვრივ ქვაბულს. აქ წარმოდგენილია შემდეგი ძირითადი ლანდშაფტური სარტყლები: მთატყეთა ზედა სარტყელი, ალპური და ნივალური სარტყლები მნიშვნელოვანი ყინვარებით.

2. ლეჩხუმ-რაჭის საშუალო და მაღალმთიანი რაიონი მოიცავს სამეგრელოსა და ლეჩხუმის ქედების სამხრეთულ ფერდობებს, მდ. მდ. ჯეჯორისა და ღარულას აუზებს. წარმოდგენილია: ქვედა და ზედა მთატყეთა, ალპური და წყვეტილად ნივალური სარტყლები.

ეს რაიონი კლიმატური პირობების, ჩამონადენისა და მცენარეულობის მიხედვით ორ ქვერაიონად იყოფა:

ა) თავჯერის ქვერაიონი მოიცავს სამეგრელოსა და ლეჩხუმის ქედთა კალთებს, ე. ი. რაიონის იმ ნაწილს, რომელიც რიონის ხეობის მარჯვენა მხარეზე მდებარეობს. იგი განიჩნევა მეორე ქვერაიონისაგან ატმოსფერული ნალექებისა და ჩამონადენის სიუხვით.

ბ) კუდაროს ქვერაიონი მოიცავს რიონის აუზის მარცხენა მხარეში მდებარე მდ. მდ. ჯეჯორისა და ღარულას აუზებს.

3. ლეჩხუმ-რაჭის დაბალმთიანი რაიონი (მესამეული სინკლინი) ვრცელდება მდ. ჯონოულის ზემო წელიდან ქ. ონის მიდამოებამდე და თითქმის მთლიანად მთატყეთა ქვედა სარტყელში შედის.

4. ლეჩხუმ-რაჭის საშუალომთიანი, კარსტული რაიონი მოიცავს ასხის, ხვამლისა და რაჭის ქედის მასივებს. წარმოდგენილია მთატყეთა ზედა სარტყელი და ალპური სარტყელის ფრაგმენტები, ამ რაიონის ფარგლებში გამოიყოფა: შორის ტაფობის ქვერაიონი, მნიშვნელოვან სიმაღლეზე მდებარე ბრტყელი რელიეფით, ატმოსფერული ნალექების დიდი რაოდენობითა და ხელოვნურად მოწესრიგებული უხვი ჩამონადენით.

**ზემო რაჭის მაღალმთიანი რაიონი.** განსახილველი ფიზიკურ-გეოგრაფიული რაიონი მოიცავს ონის ადმინისტრაციული რაიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთურ ნახევარს — რიონის აუზის ნაწილს ე. წ. ჰიდროთას ხეობის ზემოთ. რაიონის ტერიტორია ოროგრაფიული თვალსაზრისით წარმოადგენს კავკასიონის

სამხრეთული ფერდობის მაღალმთიან გასწვრივ ქვაბულს, შედგენილს რიონის ზემო წელისა და მისი მარცხენა შემდინარის — ჰანჭახის ხეობებით. რელიეფის ენერჯია აქ რაჭა-ლეჩხუმის ტერიტორიისათვის მაქსიმალურ სიდიდეს აღწევს, — სიმაღლეთა სხვაობა, მაგალითად, მ. ჰანჭახის წვერსა და საგლოლოს ხიდს შორის (სწორი ხაზით 18—19 კმ მანძილზე) 3300 მეტრს აღემატება, ხოლო მ. წითელ-მთასა და ს. ღებს შორის (13 კმ. მანძ.) 2900 მ ეთანასწორება. ეს სიდიდეები ცხადყოფენ რაიონის მაღალმთურ ხასიათს.

ზემო რაჭის მაღალმთიანი რაიონი აგებულია ქვედაცარცული, იურული და უფრო ძველი ქანებით. მთავარ ქედზე — ულ. გეზევეცკიდან ულ. მამისონის სანახებამდე — განვითარებულია ქვედაპალეოზოური—პრეკემბრიული გრანიტოიდები და კრისტალური ფიქლები, რომლებშიც მოქცეულია თითქმის ყველა მნიშვნელოვანი ცინვარული აუზი (რაიონის, ჰანჭახისა და მათი შემდინარეების ზოფხითურას, ჩვეშურას, ნოწარულას, ბოყოს-წყლის, ბუბის-წყლის სათავეები). მთავარი ქედის კალთების უფრო დაბალი, პიფსომეტრიულად შუა ზოლი აგებულია ქვედა და შუაიურული თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების წყებებით, რიონისა და ჰანჭახის ხეობები გამომუშაებულა ზედაიურულ-ვალანჯინურ მერგელებში, მერგელოვან ფიქლებსა, კირქვებსა და ქვიშაქვებში, რომლებშიც აგებულია მთავარი, შოდასა და კედელას ქედების ფერდობთა ქვედა ნაწილები. მსგავსი წყებითა წარმოქმნილი ორი უკანასკნელი ქედის თხემებიც, რაიონის ცალკეულ პუნქტებში (ს. ღურშევეთან, ზოფხითოსა და კირტიშოს ცინვარებთან) არის უახლესი (ალბათ მეოთხეული) ეფუზივების გამოსაყლები ვულკანური კონუსების ან ფესვების სახით. ალუვიური, ფლუვიოგლაციალური და მორენული ტიპების მეოთხეული ნაფენები ფართოდაა გავრცელებული მდ. მდ. რიონის, ჰანჭახის, ჩვეშურას, ნოწარულას, ბუბისწყლის, ზოფხითურას და ხამიჯაურის ხეობებში.

რაიონის უმაღლესი პიფსომეტრიული სარტყელების მორფოლოგიური ხასიათი წარმოქმნილია ცინვარული მოქმედებისა და ფიზიკური გამოფიტვის შედეგად და ფრიად მკვეთრია. არამც თუ მთავარი ქედის გრანიტოვანი ბუმბერაზები (ბურჯულა, ჰანჭახის-წვერი, ლაბოდა და სხვები), არამედ ვაცილებით დაბალი შოდა-კედელას ქედების ფიქალ-ქვიშაქვიანი მწვერვალებიც ციკამკალთებიან, დაკბილულ კლდოვან მასივებს წარმოადგენენ. შოდასა და კედელასაგან განსხვავებით, რაჭის ფარგლებში მდებარე კავკასიონის მთავარი ქედის მონაკვეთზე მარადიულ თოვლსა და ყინულს ვრცელი ფართობი უკავიათ; თუ შოდას მასივზე და კედელას ქედის ზოგიერთ უმაღლეს მწვერვალზე მხოლოდ ჩამოკიდული და კარული ტიპის მცირე ცინვარები გვაქვს, მთავარ ქედზე ხეობური ტიპის მოზრდილ ცინვარებსაც ვხვდებით; ასეთებია, მაგალითად, რიონის ზემო წელის აუზში ყ. ყ. ზოფხითო და კირტიშო, ხოლო ჰანჭახის აუზში თბილისა, ბუბა, ბოყო და ჰანჭახი. ძველი ცინვარები საგრძნობლად უფრო დაბლა ჩამოდიოდნენ და მათი ნამოქმედარი განსახლებაც ხეობათა ზემო ნაწილების მორფოლოგიურ ხასიათს. ტროფული ფორმა ახასიათებს მდ. მდ. რიონის, ზოფხითურას, ჩვეშურას, ბოყოს-წყლის, ჰანჭახის, ხამიჯაურის ხეობებს (უმთავრესად ზემო ნაწილებში). ხეობათა ქვემო ნაწილებს გამყინვარების გავლენა სუსტად შეეხო ან სრულებით არ შეეხებია. ამიტომაც მათს მორფოლოგიას მდინარეული ეროზიისა და აკუმულაციის პროცესები განსაზღვრავენ. მთავარი, შოდასა და კედელას ქედების კალთების ქვედა ნაწილებში

ჩაკრილი ხეობები მეტწილად სივიწროვით განირჩევიან. რიონის ხეობის მნიშვნელოვანი მონაკვეთისათვის დამახასიათებელია ბრტყელი, რიყნარით მოფენილი და მდინარის ცვალებადი კალაპოტებით დაქსელილი ფსკერი (სს. ლეზბისა და ჭიორას მიდამოები).

ჰავა რიონის შედარებით დაბალ ნაწილში (დაახლოებით 2000 მ ქვემოთ) შეიკეთუნება ბორეალური ტყის კლიმატების ტიპს. ზამთარი ცივი და ხანგრძლივია; იანვრის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს  $-3^{\circ}$  და  $-10^{\circ}$  შორის. ზაფხული საკმაოდ თბილია.

ზღვის დონიდან დაახლოებით 2400 მეტრს ზევით, ალპურ სარტყელში, უთბილესი თევების (ივლის-აგვისტოს) ტემპერატურა  $10^{\circ}$  არ აღემატება, ხოლო 3400 მეტრს ზევით კი, ნივალურ სარტყელში  $0^{\circ}$ -ზე დაბალია.

ტყიანი სარტყელის ფარგლებში ატმოსფერულ ნალექთა წლიური რაოდენობა 1100—1200 მმ უდრის. ნალექიანობის წლიური მსვლელობის პროცესში მაქსიმუმს ზაფხულობით აქვს ადგილი; ამ პერიოდში ნალექთა წლიური ჯამის 30% მოდის. ნალექიანობის მინიმუმი ზამთრობითაა, როდესაც წლიური რაოდენობის 20% მოდის. ზამთრის დეკადური მაქსიმუმებიდან თოვლსაბურველის საშუალო სისქე 70—80 სმ უდრის. საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე 75—80% შეადგენს.

ტყიანი სარტყელის ზევით ნალექიანობა რიონში მატულობს და ალპური სარტყელის შუა და ზედა ნაწილებში 1500—1700 მმ უნდა აღწევდეს (მეტეოსაღვეურები ამ ზონაში არ არის).

ზემო რაჭის მაღალმთიანი რიონის პიდროგრაფიული ქსელი წარმოდგენილია რიონის ზემო (ჰიდროთას გამკვეთი ხეობის ზემოთ მდებარე) მონაკვეთით, რომელსაც რიონის ფარგლებში მარცხნიდან შეერთიან მთავარი ქედთან ჩამომავალი მნიშვნელოვანი შემდინარეები — ზოფხითურა, ჩეეშურა, ნოწარული, ჭანჭახი (უკანასკნელი უმნიშვნელოვანესია). მთავარ როლს აქაურ მდინარეთა საზრდობაში ლანქერი (თოვლის დნობით წარმოქმნილი) და მიწისქვეშა წყლები ასრულებენ. წყლიანობის საშუალო მაჩვენებლებიან წლებში მიწისქვეშა წყლები შეადგენენ წლიური საზრდობის 36%, ლანქერი წყლები კი 32%. ყინვარული და წვიმის წყლები აქ დაახლოებით თანაბარ როლს ასრულებენ: წვიმის წყლები შეადგენენ წლიურის 17%, ყინვარული წყლები კი 15%. წყალუხვსა და წყალმცირე წლებში საზრდობის სხვადასხვა წყაროთა ზვედრითი მნიშვნელობა მკვეთრად ცვალებადობს საშუალო მაჩვენებლებიან წლებთან შედარებით.

მიწისქვეშა წყლების ფორმირებაში მთავარი მნიშვნელობა ეკუთვნით ფლუვიო-გლაციალურ ნაფენებს; მათს სქელ წყებებში ხდება დაგროვება ყინვარული და ლანქერი წყლებისა, რომლებიც მოწესრიგებულად შეერთიან მდინარეებს.

გამყინვარება განსაკუთრებით ძლიერ არის განვითარებული რიონის დასავლეთ ნაწილში, საკუთრივ რიონის აუზში, სადაც ყინვარებს 46,7 კმ<sup>2</sup> ფართობი უკავია; ჭანჭახის აუზში თოვლყინულით შემოსილი ფართობი გაცილებით ნაკლებია (13,1 კმ<sup>2</sup>). მთლიანად ზემო რაჭის მაღალმთიანი რიონისათვის შეფარდებითი გამყინვარებულობა 9,6% შეადგენს.

უდიდესი შეფარდებითი წყლიანობა რიონის ფარგლებში ახასიათებს მთავარი ქედის კალთებსა და განსაკუთრებით საკუთრივ რიონის გასწვრივი მა-

ღალმითანი ქვაბულის ფარგლებს (50—60 ლიტრი სეკუნდში თვითეული კმ<sup>2</sup> ფართობიდან). ჭანჭახის აუზში ჩამონადენი ცოტაოდნად ნაკლებია რიონის ზემო წელთან შედარებით. რიონის დაბალ სარტყლებში ჩამონადენის მოდული მცირდება 25—30 ლიტრამდე.

ჩამონადენის წლიური განაწილება ზემო რაჭის მაღალმთიან რაიონში ხასიათდება ზამთრული წყალმცირობით; თვიური ჩამონადენის მინიმუმი იანვარშია (წლიურის 2%), მაქსიმუმი კი ივნისში (17—19%) 2300 მ სიმაღლეზე და მაისში უფრო დაბალ ზონებში. ყინვარული წყლებით საზრდოობა აქაურ მდინარეებს ივლისის განმავლობაშიც დაიდ ჩამონადენს უნარჩუნებს და უზრუნველყოფს ჩამონადენის ნელ დაქვეითებას აგვისტოში.

მდ. რიონს ზემო რაჭის ქვემო მიჯნასთან წლის განმავლობაში მოაქვს საშუალოდ 850 მილიონი კუბომეტრი წყალი. აქედან 5,1% ზამთარზე მოდის, 26,9% გაზაფხულზე, 47,7% ზაფხულზე და 19,4% შემოდგომაზე. სამი ყველაზე წყალუბვი თვის (მაისი—ივლისის) განმავლობაში მდინარეს ჩამოაქვს წლიური ხარჯის 51,4%. აღნიშნული სამი თვე თითქმის თანაბარი წყლოვანებით ხასიათდება.

ზემო რაჭის მაღალმთიანი რაიონის ნიადაგწარმომშობი პროცესები მჭიდროდაა დაკავშირებული ამ კუთხის ლითოლოგურ შედგენილობასთან. რელიეფის, კლიმატისა და მცენარული საფარის ხასიათთან. ბუნებრივი კომპონენტების (და მთლიანად ლანდშაფტების) სიმაღლით ცვალებადობასთან ერთად, იცვლება ნიადაგწარმომშობი პროცესები და შესატყვისად ნიადაგის ტიპებიც. ზემო რაჭაში ძირითადად წარმოდგენილია ნიადაგების სამი ზონა — მთატყის, მთამდელოსა და ნივალური ზონა. მთა ტყის ზონაში თიხა-ფიქლების გამოფიტვის ქერქზე განვითარებულია ტყის ყომრალი ნიადაგები. ტყის ქვედა და შუა სარტყელში გაბატონებული ფოთლოვანი ხე-მცენარეულობის ქვეშ გავრცელებულია შედარებით მუქი ფერის, ჰუმუსით საკმაოდ მდიდარი, ტყის ყომრალი ნიადაგები. ტყის ზემო სარტყელში, სადაც გაბატონებულ ჯიშებს წიწვიანები წარმოადგენენ (ნაძვი, სოჭი) და რელიეფიც შედარებით მკაცრია, გავრცელებულია ტყის გაეწრებული ყომრალი ნიადაგები. ორივე სახის ტყის ყომრალი ნიადაგები ფართოდაა წარმოდგენილი როგორც კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობზე, ასევე შოდა-კედელასა და კუდაროს ქედების ჩრდილოეთით მიმართულ ფერდობებზე. ტყის ყომრალი ნიადაგების უდიდესი მასივები ტყითაა დაფარული. მაგრამ ნაწილი გამოყენებულია და ათვისებულია სოფლის მეურნეობის კულტურებისათვის.

ზემო რაჭაში სიერცობრივად უფრო მეტი ფართობი უჭირავს მთა-მდელოს ნიადაგებს, რომელნიც განვითარებულია ტყის ზონის ზემოთ, კავკასიონის მთავარ ქედზე და აგრეთვე შოდა-კედელასა და კუდაროს ქედების ფერდობებზე აღნიშნული ზონა წარმოდგენილია ძირითადად კორდიანი და კორდიანტორფიანი მთა-მდელოს ნიადაგებით. მთა-მდელოს ნიადაგების ზემოთ, რელიეფური და კლიმატური პირობების შესატყვისად, გამოხატულია სუსტად განვითარებული ნიადაგები, ალაგ-ალაგ ქანების გაშიშვლებებით. მდ. რიონისა და ჭანჭახის ხეობაში მდინარეების გასწვრივ ვიწრო, მცირე ფრაგმენტების სახით გავრცელებულია უკარბონატო ალუვიური ნიადაგები.

შემო რაქის მაღალმთიანი რაიონის ზედაპირის უმეტესი ნაწილი სუბალპურსა და ალპურ მდელოებს უკავიათ, რომლებზე დაბლაც მთის ტყეთა ზედა სარტყელია განვითარებული. რაიონში წარმოდგენილია მცენარეულობის შემდეგი ტიპები:

1. თხემელნარები, რომლებიც ვიწრო ზოლებს ჰქმნიან მდინარეთა ნაპირების გასწვრივ.

2. შერეული ფოთლოვანი ტყეები. უმაჯერესად რცხილით, წიფლითა და მუხით შედგენილი. რომლებიც ვიწრო ზოლებადვე გაუყვებიან თხემელნარებს.

3. წიფლნარები, რომლებიც 1200 მ სიმალიდან სცვლიან შერეულ ტყეებს. მათ ქვეტყეში დამახასიათებელ სახეობებად გვევლინებიან იელი, თხილი, კუნელი.

4. წიფლნარ-მუქწიფვიანი და მუქწიფვიანი ტყეები, რომლებიც გაბატონებულ მნიშვნელობას 1400—1500 მ აბსოლუტური სიმალიდან იძენენ და ტყიანი სარტყელის ზედა საზღვრამდე მიდიან. ალაგ-ალაგ (მაგალითად, შოდან ქედის კალთებზე ს. ლების მახლობლად) წიფვიანი ჯიშები თითქმის მთლიანად მოსპობილია ადამიანის მიერ. კურორტ შოვის უახლოეს მიდამოებში, 1600 მ სიმაღლეზე, მუქწიფვიანი ტყეების გავრცელების ზოლში კუნძულისებურად ჩაწინწყალულია ქართული მუხითა და ფიჭვით შედგენილი კორომები, რაც კლიმატური და ედაფური ინვერსიით უნდა იყოს გამოწვეული.

5. 'სუბალპური ტყეები პარკული ტყეების ხასიათს ატარებენ. გაბატონებულია წიფლნარ-სოჭნარ-ნაძენარი მაღალმთური ნეკერჩხლის, არყისა და კრცელის მონაწილეობით. ტყესთან მორიგეობს მაღალმთური ბუჩქნარები და ველობები.

6. სუბალპური და ალპური მდელოები (არამკაფიოდ გამოსახული განმყოფელი საზღვრით) მდებარეობენ ტყიანი სარტყელის ზევით და კარგად არიან შენახულნი მხოლოდ სათიბებად განკუთვნილ შემოღობილ უბნებში, სხვაგან კი ძლიერ დაზიანებულნი არიან პირუტყვის ძოვებით და დასარევლიანებული ისეთი მავნე მცენარეებით, როგორებიცაა, მაგალითად, ნარეკალა, მარმუჭი, წივანა და სხვ.

შემო რაქის მაღალმთიანი რაიონში ხელსაყრელი ეკოლოგიური პირობები: ცხოველთა სამყაროს ფართოდ განვითარებისათვის. ცხოველთა მოსახლეობის რიცხოვნობი და სახეობრივი შემადგენლობის მიხედვით განსაკუთრებით გამოირჩევა ტყის ზონა. აქ გავრცელებულია კავკასიური მურა დათვი, რომელიც ალპურ ზონაშიც იჭრება. ტყის ზონაში მოსახლეობს ევროპული შევლიც. ბევრია მგელი და მელა, რომელნიც აგრეთვე ალპურ ზონაშიც გვხვდებიან. ტყის ზონაში მოიპოვება მჩვი, კვერნა, ტყის დედოფალა, ტურა, გარეული კატა და სხვა. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, აგრეთვე შოდა-კედელსა და კუდაროს ქედების ჩრდილო ფერდობებზე არის ფოცხვერი. ტყის ზონაში მრავლადაა ციყვი, კურდღელი, ტყის თაგვი და სხვა. ურინველთა მოსახლეობიდან აღსანიშნავია: ჩხიკვი, შაშვი, კოდალა, მოლაღური, ტყის ტორილა, ბულბული და სხვა მრავალი.

შემო რაქის მაღალმთიანი რაიონის ზედა ზონაში გავრცელებულია ჯიხვი, არჩვი. ალპური ზონისათვის დამახასიათებელია ორბი, შურთხი, კრავიჭამია, ჭკა და სხვ.

იქტიოფაუნის ფართოდ განვითარებისათვის ზემო რაჭაში არაა ხელსაყრელი პირობები, ჰიდროგრაფიული ქსელის სიმციროსა და მაღალმთიანობის გამო. მდ. რიონში გავრცელებულია წვერა, ბოლოწითელი, დამახასიათებელია კალმახის ფართოდ გავრცელება [9].

**სამეგრელოსა და ლეჩხუმის ქედებისა და კუდაროს საშუალო და მაღალმთიანი რაიონი.** ეს ფიზიკურ-გეოგრაფიული ერთეული მოიცავს ცაგერისა და ამბროლაურის ადმინისტრაციული რაიონების ჩრდილო ნაწილებს, ონის რაიონის შუა ზოლს და ჯავის რაიონის ჩრდილო-დასავლეთურ (შავი ზღვის აუზში მდებარე) ნაწილს. ოროგრაფიული თვალსაზრისით მასში შედის სამეგრელოს ქედის აღმოსავლეთური ბოლოს (ცეკურ-საქერის მასივის) სამხრეთული კალთები, ლეჩხუმის ქედის სამხრეთულივე ფერდობი და მთავარი წყალგამყოფი ქედის სამხრეთული კალთები მ. კაზი-ხოხიდან მ. ზეკარამდე. რელიეფის ენერგია აქ უფრო ნაკლებია, ვიდრე წინა რაიონში, მაგრამ მაინც მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს: სიმაღლეთა სხვაობა მ. ცეკურსა და ს. ქულბაქს შორის (სწორი ხაზით 10 კმ მანძილზე) 2600 მ უდრის, მმ. ჭუთხარო—სამერცხლესა და ს. ურავს შორის (11 კმ მანძილზე) 2400 მ, ხოლო მ. ხალაწასა და ს. ყვესელთას შორის (7 კმ) 2100 მ.

რაიონი აგებულია ძირითადად მეზოზოური ხნოვანების ქანებით. მის დასავლეთურ ნაწილში (ონის დასავლეთით) გაბატონებულია იურული წყებები, აღმოსავლეთურში კი (კუდაროში) ცარტული. ქვედაიურული თიხაფიქლებით და ქვიშაქვებით აგებულია ლეჩხუმის ქედის უმეტესი ნაწილი, შუაიურული პორფირიტული წყებით სამეგრელოს ქედის აღმოსავლეთური ბოლო, ლეჩხუმის ქედის ფერდობის ქვედა ნაწილში მდებარე ვიწრო ზოლი, ჭუთხარო-კუმრას სერი და მდ. ჯეჯორის აუზის ქვემო ნახევარი. ქვედა ცარცი ჯეჯორის აუზში წარმოდგენილია თიხაფიქლების, კარბონატული ქვიშაქვებისა და მერგელების მორიგეობით, ხოლო ზედა ცარცი კირქვებითა და მერგელებით, რომლებიც ბევრგან დაკარგვას განიცდის. ჯეჯორის ხეობაში ს. ქისტასთან არის მეოთხეული დაციტური ლავებით აგებული ვულკანური კონუსი ნასთი-წუფი. მეოთხეული ნაფენები წარმოდგენილია აგრეთვე კავკასიონის მთავარი ქედის კალთებზე, ჯეჯორის ხეობის ზემო ნაწილში და რაჭის ქედის აღმოსავლეთური მონაკვეთის უმაღლეს მასივებზე (მ. მ. სირხ-ლგებერთაზე, მაჩხარა-ხოხზე და სხვებზე) გავრცელებული მორენებით, ფლუვიოგლაციალური ნალექებით, კარსტულ მღვიმეებში (მაგალითად, ს. ჩასავლის მახლობლად არსებულ მღვიმეში) დაკროვილი პალეოლითური კულტურული ნაფენებით და სხვ.

რაიონის რელიეფი მაქსიმალურ სიმკვეთრეს აღწევს ნივალურსა და სუბნივალურ სარტყელებში — სამეგრელოს ქედის თხემზე, ჭუთხარო-სამერცხლის მასივზე, შოდა-კედელას ქედებზე, მთავარ წყალგამყოფ ქედზე. მ. მ. ცეკური, საქერია, ჭუთხარო-სამერცხლე, შოდა, დოლომისის-წვერი, ღესქე, კაზი-ხოხი, ხალაწა, საუ-ხოხი, ზეკარი და სხვები წარმოდგენენ ყინვარებისა და ფიზიკური გამოფიტვის მოქმედებით გამოშუშავებულ ტიპობრივ კარლინგებს მათს კალთებში ჩაჭრილი ცირკებითა და კარებით, რომლებშიც ზოგან პატარა ყინვარებია მოთავსებული. მეოთხეული ყინვარების მიერ შექმნილი ტროგები სამეგრელოს ქედის აღმოსავლეთ ბოლოს სამხრეთულ კალთებზე 2200—2300 მ. აბსოლ. სიმაღლემდე ჩამოდიან, ლეჩხუმის ქედზე (ლუხუნისწყლისა და რიცეულის აუზებში) 1900—1950 მეტრამდე, მთავარ ქედზე (ჯეჯორის ხეობაში)

1700 მეტრამდე. ტერიტორიის უმეტესი ნაწილის მორფოლოგიურ ხასიათს მდინარეული ეროზიის პროცესები განსაზღვრავენ. ამიტომაც რელიეფის გაბატონებულ მუზო-ფორმებად ხეობები და ეროზიული ქედები გვევლინებიან. ალაგ-ალაგ ნორმალური ეროზიით წარმოქმნილი რელიეფი გართულებულია კარსტული ფორმებით (ძაბრები და მღვიმეები ს. ჩასავალთან, ველოანთას მასივზე და ა. შ.). მთების ჩამონგრევის შედეგად გაჩენილი ფორმებით (მ. კლდებოძის ჩამონანგრევით შეგუბებულ ქედის ტბის ქვაბული), ვულკანური ნაგებობით (იხ. ზემოთ) და ა. შ.

ქავე რაიონის ქვედა ჰიფსომეტრიულ სარტყელში (დაახლოებით 1200 მ სიმაღლემდე) ზამთრობით ზომიერად ცივია, ზაფხული კი აქ თბილი და ხანგრძლივი იცის. იანვრის საშუალო ტემპერატურა —2—3° უდრის, ივლისისა 20—21°. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტემპერატურა კლებულობს და 2200 მ სიმაღლიდან დაწყებული უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10°-ზე დაბალია. ქვედა სარტყელში ატმოსფერულ ნალექთა წლიური რაოდენობა 1300—1500 მილიმეტრს უდრის; თოვლის საბურველის საშუალო მაქსიმალური დეკადური სიმაღლე 80—90 სანტიმეტრია. საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე 78—83%. ზედა სარტყელში ნალექთა წლიური ჯამი 1000—1100 მმ არის; თოვლსაბურველის საშუალო მაქსიმალური დეკადური სისქე 60—70 მმ; საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე 70—75%.

მდინარეთა ქსელი რაჭა-ლეჩხუმის განსახილველ ზონში წარმოდგენილია მდ. მდ. რიონისა და ცხენისწყლის შემდინარეების (ჯონოულის, ლაჯანურის, ასკისწყლის, რიეუელის, ლუხუნისწყლის, საკაურას, ღარულას, ჯეჯორის) უმთავრესად ზემო და შუა დინებებით. ტბებიდან მნიშვნელოვანია ქვედის ტბა (იხ. ზემოთ).

მდინარეთა საზრდოობის პირობებისა და წყლოვანების მიხედვით აღსაწერი რაიონის ფარგლებში საკმაოდ მკვეთრად განსხვავდებიან რიონის მარჯვნივ (ჩრდილოეთით) და მარცხნივ (აღმოსავლეთით) მდებარე ქვერაიონები. მარჯვენა ანუ თავჯერის ქვერაიონს შეადგენენ მდ. მდ. ჯონოულის, ლაჯანურის, ლუხუნისწყლის აუზები, მარცხენა ანუ კუდაროს ქვერაიონს კი ჯეჯორ-ღარულას აუზები.

აღნიშნულ ქვერაიონებს შორის მთავარ განსხვავებას მათი წყლოვანების ხარისხი შეადგენს. მარჯვენა ქვერაიონი, რომელშიც სამეგრელოსა და ლეჩხუმის ქედთა სამხრეთული კალთები შედის, უფრო ხელსაყრელია ატმოსფერული განესტიანებისათვის (თავისი გეოგრაფიული მდებარეობის მეოხებით), ამიტომაც წყლოვანება აქ უფრო უხვია, ვიდრე მეორე (მარცხენა ანუ კუდაროს) ქვერაიონში. მაგალითად, 2500 მ სიმაღლეზე შეფარდებითი წყლოვანება მარჯვენა ქვერაიონში 50 ლიტრს ეთანასწორება სეკუნდში თვითეული კვადრატული კილომეტრიდან, მარცხენა ქვერაიონში კი 35 ლ/სეკ. 2000 მ სიმაღლეზე, შესაბამისად, 45 ლ/სეკ და 32 ლ/სეკ გვაქვს, ხოლო 1500 მ სიმაღლეზე 37 ლ/სეკ და 29 ლ/სეკ. ცხენისწყლის აუზში შეფარდებითი წყლოვანება კიდევ უფრო მეტია.

რაიონის მდინარეები საზრდოობენ ლანქერით. წვიმებითა და მიწისქვეშა წყლებით. უმნიშვნელო ყინვარულ საკვებს დებულობს მდ. ჯეჯორი. ზოგიერთი სხვა მდინარის (ღარულას, ლუხუნისწყლის) აუზებში არსებული პაწია ყინვარები მდინარეთა საზრდოობაში არაერთაზროლს არ ასრულებენ.

რაიონის ფარგლებში კარგად არის გამოსახული ჩამონადენის წლიური განაწილების ვერტიკალური ზონალობა. უდიდესი წყლოვანება ზედა ზონებში მდინარეებს ივნისში აქვთ, დაბალ სარტყელებში კი (საშუალომთიან ზოლში) მაისში. მინიმალურ ჩამონადენს იანვარ-თებერვალში აქვს ადგილი.

სამეგრელო-ლეჩხუმის ქედთა სამხრეთული კალთები და კუდარო უმთავრესად მთატყეოთა ლანდშაფტს უკავია, რომლის ზემოთაც ვიწრო ზოლად ალპური სარტყელია წარმოდგენილი სუბნევალური და ნევალური ლანდშაფტის ცალკეული კუნძულებით.

რაჭა-ლეჩხუმის ჩრდილო საშუალომთიანი რაიონი პროფ. მ. საბაშვილის მიხედვით დასავლეთ საქართველოს მთა-ტყისა და მთა-მდელოს ნიადაგების ზონებშია მოქცეული და შემდეგ ნიადაგურ რაიონებს მოიცავს: კავკასიონის კარსტულ-კირქვიანი ოლქის ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების რაიონი, სვანეთ-ლეჩხუმ-რაჭის ყომრალი და მთის გაეწრებული ნიადაგების რაიონი და მთა-მდელოს ნიადაგების რაჭა-ლეჩხუმის რაიონი.

საკვლევ ტერიტორიაზე დიდი გავრცელებით ხასიათდება ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები, რომლებიც რელიეფისა და მცენარეულობის ხასიათის, აგრეთვე განვითარებისა და ჩამორეცხვის ხარისხის მიხედვით სხვადასხვაგვარია; აქ ვხვდებით, როგორც საშუალო და მცირე სისქის, ასევე ძლიერ ჩამორეცხილ და გაეწრებულ ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებს. ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების კომპლექსი ფართოდ განვითარებულია განხილული რაიონის თაკვერის ქვერაიონში, შედარებით მცირედ კუდაროს ქვერაიონში.

საკმაოდ ვრცელი ფართობი უჭირავს ტყეების ქვედა და შუა სარტყლის ყომრალ ნიადაგებს, რომლის უფრო მსხვილი მასივები წარმოდგენილია კუდაროს ქვერაიონში. შოდა-კედელასა და ლეჩხუმის ქედთა ფერდობებზე მდ. ლუხუნისწყლის ზემო აუზში, აგრეთვე მდ. ლაჯანურის ზემო წელის აუზში განვითარებულია ტყის გაეწრებული ყომრალი ნიადაგები.

საკვლევი რაიონის ფარგლებში, ლეჩხუმის, შოდა-კედელასა და კუდაროს ქედის სამხრეთ ფერდობების მაღალ ნაწილებში, ტყის ზონის ზემოთ, ბალახ-მცენარეულობის საფარის ქვეშ, გავრცელებულია კორდიანი და სუსტად გაეწრებული მთა-მდელოს ნიადაგები.

რაიონის ფართობის უმეტესი ნაწილი ტყითაა შემოსილი, დანარჩენი ნაწილი კი (უმალეს სარტყელებში) ალპური მდელოებით.

მდინარეთა ნაპირებისათვის დამახასიათებელია თხემლნარები. მთატყეოთა ქვედა სარტყელში იზრდება ტყეები: მუხნარ-რცხილნარი, წაბლნარ-რცხილნარი (რაიონის დასავლეთ ნაწილში) და ფიჭვნარი (აღმოსავლეთ ნაწილში). 1200—1300 მ სიმალიდან მათ სეკლიან წიფლის ტყეები ქვეტყეში წარმოდგენილი იქნით, წყავით, ჭყორით, თხილით, მაცვლითა და სხვა ბუჩქებით; წიფლნარები ზოგან ტყიანი სარტყელის ზედა საზღვრამდე აღწევენ, ზოგან კი ადგილს უთმობენ მუქწიწვიან ტყეებს, რომლებსაც ისეთივე ქვეტყე აქვთ. ისინი უწყვეტ სარტყელს მხოლოდ მდ. მდ. ჯონოულის, რიცეულის, საკაურას, ჭანჭახის აუზებში კჭმნიან; წიფლნარებში ჩაწინწყლული ლაქების სახით ისინი გვხვდება ასკისწყლის, ლუხუნისწყლის, ჯეჯორის აუზებში; სრულებით არ მოიპოვება მუქწიწვიანი ტყე ლაჯანურის აუზში.

ტყის ზედა საზღვარი წარმოქმნილია პარკული ტყეებით და არყის ტანბრეცილი ტყეებით, რომლებიც მორიგეობენ მაღალმთური ბუჩქნარების ტევრებ-



თან. უფრო მაღლა სუბალპური მდელოების სარტყელია; სუბალპები აქ დასავლეთ ამიერკავკასიისათვის დამახასიათებელი ტიპისაა და აღმოსავლეთისაკენ გაღარიბებას განიცდის. სუბალპებს მოსდევს ალპური სარტყელი.

განხილულ რაიონში, ბუნებრივი პირობების შესატყვისად, წარმოდგენილია ტყის ზონისა და ალპური ზონისათვის დამახასიათებელ ცხოველთა მოსახლეობა. ზემო რაჭის მაღალმთიანი რაიონის ტყის ზონის ანალოგიურად, აქ საშუალომთიან ტყიან ზონაში გავრცელებულია კავკასიური დათვი, ბევრია მგელი და მელა, რომლებიც, სარჩოს საძიებლად ასული, ალპურ ზონაშიც გვხვდება, აგრეთვე ტურა, ტყის კვერნა. მრავლად მოიპოვება ციყვი და კურდღელი, აგრეთვე ტყის თაგვი. ალპურ ზონაში ვხვდებით არჩვს. საშუალომთიანი რაიონის ფრინველთა მოსახლეობა იგივეა, რაც მაღალმთიანი რაჭისა, იმ განსხვავებით, რომ აქ საშუალომთიან რაიონში იშვიათად გვხვდება შურთხი (ალპურ ზონაში).

ამგვარად, განხილულ რაიონში კლიმატური, ჰიდროლოგიური და სხვა მანკვენებლების მიხედვით ორი ქვერაიონი გამოიყოფა:

- ა) თაკვერის ქვერაიონი და
- ბ) კუდაროს ქვერაიონი.

განსხვავებები, რომლებიც ამ ქვერაიონებს შორის არსებობს, ზემოთ უკვე იქნა აღნიშნული.

**ლექსუმ-რაჭის დაბალმთიანი რაიონი**, მოიცავს რა ცაგერის, ამბროლაურისა და ონის რაიონების უდაბლეს ნაწილებს, დაახლოებით ემთხვევა მესამეული ტანების გავრცელების არეალს რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის დერძულ ზოლში. ოროგრაფიული თვალსაზრისით მასში შედის რაიონის ხეობა ქ. ონიდან ტვიშის კლდეკარამდე, ლაჯანურის ხეობის ქვემო ნაწილი ორბელის ქვაბულისა და ლაშეკინას სერის ჩათვლით, ცხენისწყლის ხეობის გაფართოებული მონაკვეთი (ცაგერის ქვაბული) და ორბელ-ცაგერის ქვაბულთა გამოყოფილი შუა ლექსუმის სერი. რაიონის უდაბლესი პუნქტები მის დასავლეთურ, გაფართოებულ ნაწილშია ტვიშისა და სარეწკელას კლდეკარების ჩრდილო შესასვლელებთან, ზღვის დონიდან 320—350 მ სიმაღლეზე, ხოლო უმაღლესი პუნქტები შუა ლექსუმის სერზე. ლაბეჰინის სერზე და სხვაგან 1100—1400 მ აბსოლუტურ სიმაღლეს აღწევენ. რელიეფის ენერჯია განსახილველ რაიონში გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე რაჭა-ლეჩხუმის დანარჩენ ნაწილებში და ჩვეულებრივად 400—500 მეტრს ეთანასწორება.

რაიონის გეოლოგიურ აღნაგობაში გაბატონებული მნიშვნელობა მესამეულ (ოლიგოცენურსა და მიოცენურ) ქანებს ეკუთვნით, რომლებიც წარმოდგენილია თიხებით, ქვიშაქვებით, მერგელებით, კონგლომერატებითა და კირქვებით. ლაბეჰინას სერი ცარცული კირქვებით არის აგებული.

რელიეფის საერთო ხასიათი — ღარისებური მოყვანილობა და შედარებით არაღრმა დანაწევრება შეპირობებულია ტექტონიკით. სახელდობრ სინკლინური სტრუქტურით. ტექტონიკურ ფორმასვე წარმოადგენს ლაბეჰინას სერი, რომელიც ანტიკლინურ ნაოჭს ემთხვევა. ზედაპირის მეზორელიეფურ ნაკვეთებს ძირითადად მდინარეული ეროზია განსაზღვრავს, რომლის მიერაც არის გამოშუშავებული ცაგერისა და ორბელის ქვაბულები. შუა ლექსუმის სერი, რაიონის ზეობა. ცაგერის ქვაბულში კარგად არის გამოსახული აკუმულაციურ-ეროზიული მდინარეული ტერასები; ტერასები არის რაიონის ხეობის მთელ რიგ მონაკვეთებზეც. ფართოდ არის გავრცელებული მეწყარული მოვლენები, რომელთა

მორფოლოგიურ გამოვლინებებს ლეჩხუმ-რაჭის ბევრ ადგილში ვხვდებით (განსაკუთრებით საინტერესოა ამ მხრივ გვესოს, ლაილაშისა და საირმის ბლოკური მეწყერები, წარმოქმნილი ოლიგოცენური თიხების ზედაპირზე დატრეხული ეოცენური და ცარცული კირქვებით). ლაბეჭინას სერის ცარცულ კირქვეებში და სოფ. ზედვარდიას ჩოკრაკულ კირქვეებში კარსტული ფორმებია წარმოქმნილი.

ლეჩხუმ-რაჭის დაბალმთიანი, მკიდროდ დასახლებული, თავისი მევენახეობით ცნობილი ზონის ჰავა ზამთრობით ზომიერად თბილია, ზაფხული კი საკმაოდ ცხელი და ხანგრძლივი იცის. ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურა  $0^{\circ}$ — $2^{\circ}$  შორის მერყეობს. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი — $25$ — $26^{\circ}$ -მდე ეცემა. ზაფხულის 3 თვის ტემპერატურა  $20^{\circ}$ -ზე მეტია. ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმი  $35$ — $38^{\circ}$  აღწევს. ატმოსფერულ ნალექთა წლიური რაოდენობა უდრის  $1000$ — $1300$  მმ. ნალექთა უდიდესი რაოდენობა სექტემბერში მოდის (საშუალოდ  $120$  მმ), უმცირესი კი აპრილში ( $60$ — $65$  მმ). თოვლის საბურველი არამდგრადია საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე შეადგენს  $70$ — $75\%$ .

რაიონის ჰიდროგრაფიული ქსელი წარმოდგენილია რიონის ზემო დინების ქვემო ნახევრით, ცხენისწყლის შუა დინების მონაკვეთით და მდ. მდ. ლუხუნისწყლისა და ლაჯანურის ქვემო დინებებით.

რიონის ჩამონადენს რაიონის ფარგლებში დიდად ზრდის ორივე მხრიდან მომართველ იმპრავალიცხოვანი შემდინარეები და შენაკადები. თუ რაიონის ზემო საზღვართან რიონის წლიური ჩამონადენი მხოლოდ  $1370$  მილიონი კუბომეტრი არის (აქედან ზამთრობით ჩამოედინება  $8\%$ , გაზაფხულობით  $31\%$ , ზაფხულობით  $43\%$  და შემოდგომით  $18\%$ ), რაიონის ქვემო საზღვართან შესაბამისი სიდიდეს მონადენი კუბომეტრს აღწევს (ზამთრობით  $9\%$ , გაზაფხულზე  $38\%$ , ზაფხულობით  $35\%$  და შემოდგომობით  $18\%$ ). უდიდესი თვითონ ჩამონადენი მაისზე მოდის, უმცირესი კი იანვარზე. რიონის ამ მონაკვეთისათვის დამახასიათებელია საშემოდგომო მოდიდებანი, რომელთაც ზოგიერთ წლებში დიდ სიმძლავრეს იჩენენ.

რიონის საზრდობის მთავარ წყაროდ რაიონის ქვემო ნაწილში ლანქერა და მიწისქვეშა წყლები გვევლინება. მაგრამ ამჟამად დროს აქ წვიმის წყლის, როლიც მნიშვნელოვნად მატულობს და წლიური ჩამონადენის  $25\%$  აღემატება, იმ დროს, როდესაც ყინვარული ჩამონადენის ხვედრი  $5\%$ -ზე ნაკლებს შეადგენს.

მდ. ცხენისწყლის ჩამონადენი რაიონის ქვემო საზღვართან  $2200$  სლხ კუბომეტრს შეადგენს. ეს ჩამონადენი წლის დროთა (სეზონებს) მიხედვით შედეგნაირად არის განაწილებული: ზამთრობით  $10\%$ , გაზაფხულობით  $35\%$ , ზაფხულობით  $36\%$ , შემოდგომობით  $19\%$ .

რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ლითოლოგიური აგებულების ხასიათმა განაპირობა აქ ნიადაგების შედარებითი ერთგვაროვნება: ძირითადად განხილულ რაიონში წარმოდგენილია ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები. ამასთანავე მდ. რიონის მარცხენა მხარეზე ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები კირქვეებზეა განვითარებული, ხოლო მარჯვენა მხარეზე — კარბონატული ქვიშაქვების გამოფიტვის ქეოქზე. ლეჩხუმში ეს ნიადაგები უფრო მეტად მერგალებზეა გავრცელებული. აქედ. მ. საბაშვილის მიერ სოფ. წესსა და სარის შორის აღნიშნულიქნა თავისებური ნიადაგები— წითელი ფერის კარბონატული თიხნარი ნიადაგები, რომელიც განვითარებულია პორფირიტების გამოფიტვის კარბონატულ მასალაზე.

სინკლინის რაიონის ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებს ახასიათებს საშუალო სისქე. ჰუმუსის საკმაოდ დიდი შემცველობა, კარგი სტრუქტურა და შესანიშნავი წყალ-ჰაეროვანი თვისებები, რის გამოც ეს ნიადაგები მაქსიმალურად არის ათვისებული სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის. აღსანიშნავია, რომ შესაფერის მიკროკლიმატურ პირობებში ამ ნიადაგებზე უძვირფასესი ხარისხის ვაზი ხარობს. განხილულ რაიონში გავრცელებულია აგრეთვე, შედარებით მცირედ, ტყის ყობრალი ნიადაგები, განსაკუთრებით ონის ადმინისტრაციულ რაიონში, ნაწილობრივ ლეჩხუმსა და ამბროლაურშიც; აღნიშნული ნიადაგები უმეტესად ტყითაა დაფარული, თუმცა მისი საყურადღებო ნაკვეთები გამოყენებულია სას.სამეურნეო კულტურების ქვეშ. სინკლინის რაიონის მდინარეთა ხეობებში (რაიონის, ცხენისწყლის), დაბალ ტერასებზე, ფრაგმენტების სახით გავრცელებულია ალუვიური (მეტწილად კარბონატული) ნიადაგები.

რაჭა-ლეჩხუმის დაბალმთიანი რაიონის მცენარეულობას თითქმის მთლიანად დაკარგული აქვს თავისი ბუნებრივი, პირველადი ხასიათი, იგი კულტურული ნაკვეთებით და ტყის დერივატებით არის შეცვლილი. პირველადი მცენარეული საბუტრველი აქ წარმოდგენილი უნდა ყოფილიყო მუხნარ-რცხილნარი და ფიჭვნარი ტყეებით, რომლებიც სადღეისოდ მცირე ნაგლეჯების სახითაა აღავალავ შემორჩენილი და ძლიერ გარდაქმნილია.

ამჟამად რაიონისათვის ყველაზე მეტად მცენარეულობის შემდეგი ტიპებია დამახასიათებელი: 1. ბუჩქნარები, შედგენილი მუხით, რცხილით, შინდით, კუნელით, ქაკეთი, მაცვლით და სხვა ჯიშებით, რომელთაც ზოგან ემატება ძეძვი, კვრინჩხა (მაგალითად, ამბროლაურის მიდამოში) და 2. მეორადი მდელოების მცენარეულობა, ხშირად ფრიგანოიდული ხასიათის მქონე.

რაჭა-ლეჩხუმის ქვაბულის ფარგლებში სინკლინის რაიონი ყველაზე უფრო მჭიდროდ დასახლებულია და ბუნებრივი ლანდშაფტები აქ თითქმის მთლიანად კულტურული ლანდშაფტებითაა შეცვლილი; ოდესღაც აქ არსებული უღრანი ტყეების ადგილზე ახლა კოლმეურნეთა ბალ-ვენახებია გაშენებული. ამასთან დაკავშირებით გარეულ ცხოველთა გავრცელების არეალი აქ უკიდურესად შემცირდა. სინკლინის რაიონში ტყის ზონიდან სარჩოს საძებრად იჭრება მგელი, მელა და ტურა. გვხვდება ტყის კურდღელი, ციყვი, მანგი, დედოფალი, თაგვი და სხვ. ფრინველთა მოსახლეობიდან შეიძლება დავასახელოთ დაახლოებით იგივე წარმომადგენლები, რაც ტყის ზონისათვისაა დამახასიათებელი (ოღონდაც რაოდენობის მხრივ შემცირებული). რაიონის მდინარეებში მოიპოვება წვერა, ბოლოჩითელი, ქაში და სხვ.

ლეჩხუმ-რაჭის სამხრეთეთა საშუალომთიანი, კარსტული ზოლი. განსახილველი რაიონი მოიცავს უფერ-ამბროლაურის რაიონების სამხრეთულსა და ონის რაიონის სამხრეთ-დასავლეთურ ნაწილებს, ოროგრაფიულად კი წარმოდგენილია რაჭის ქედით და მის დასავლეთურ გაგრძელებაზე მდებარე ხეამლასხის მასივებით. რელიეფის ენერჯიის მიხედვით ეს რაიონი ჩამოუვარდება ზემო რაჭის მაღალმთიანსა და ლეჩხუმ-რაჭის საშუალო და მაღალმთიან რაიონებს. მაგარამ აღემატება ლეჩხუმ-რაჭის დაბალმთიან რაიონს. სიმაღლეთა სხვაობა ოფიცირებს ქედის თხემსა (ასხის მასივის ჩრდილო პერიფერია) და ს. ქულბაქს შორის, სწორი ხაზით 5 კმ მანძილზე, 1350 მ უღრის, ხეამლის მწვერვალსა და ს. ტვიშს შორის (6—7 კმ მანძილზე) 1650 მ, ხოლო მ. ხიხათასა და ქ. ონს შორის (20 კმ.) 1300 მ.

რაიონი აგებულია უმთავრესად ცარცული ხნოვანების ნალექი ქანებით, რომლებიც მკაფიოდ იყოფა სამ ლითოლოგიურ კომპლექსად ანუ წყებად. სტრატოგრაფიულად უდაბლესი წყება წარმოუქმნელია ბარეშლო სართლის მასივი (ურგონული) კირქვებით, ზედა წყება ტურონ-სენონის თხელშრიანი კირქვებით, ხოლო მათ შორის მოქცეულია შუა ცარცის (აბტალბ-სენონის) თიხები, ქვიშაქვები და მერგალები.

კირქვების ფართო განვითარებისა და კარსტული პროცესების ინტენსიური მსვლელობის მეოხებით, განსახილველ რაიონს კარგად აქვს შემონახული სტრუქტურით შეპირობებული მორფოლოგიური ნაკვეთები. ნაქერალას ქედი და ხვამლის მასივი წარმოადგენენ ტიპობრივ კუთხეებს სამხრეთისაკენ მოქცეული მაღალი ქარადებით და ჩრდილოეთისაკენ. ე. ი. შრეების ვარდნის მიმართულებით დამრეცად დახრილი საწინააღმდეგო ფერდობებით. ეროზიული ფორმები წარმოდგენილია კანიონისებური ხეობებით, რომლებიც ან ჰევეთენ კირქვიან ზოლს (სარეწკელას და ტვიშის კლდეკარები) ან ჩაჭრილი არიან რაჰის ქედის ჩრდილო ფერდობში (შარეულის, ხოტევისწყლის, ხეორის კანიონები). კარსტული რელიეფი გამოსახულია ძაბრებით, ჭებით, მღვიმეებით. რამდენიმე პუნქტში ცნობილია ყინულოვანი შახტები („ბოვა“ ხვამლზე, სხვაგისა და ნიკორწმინდის საყინულები რაჰის ქედზე). რაჰის ქედის განსაკუთრებულ გეომორფოლოგიურ ელემენტად გვევლინება შაორის ტაფობი, რომელსაც ქვერაიონად გამოვყოფთ. ეს ქვერაიონი მდებარეობს რაჰის ქედის ჩრდილო ფერდობზე და წარმოადგენს კარსტულ პოლიეს. გაჩენილს ძველი ეროზიულ ხეობის ტექტონიკური გადაღობვის შედეგად. შაორის ტაფობის სიდიდეა  $9 \times 14$  კმ, სიიდანაც ტბიურ-მდინარეული აკუმულაციით წარმოქმნილ ბრტყელ ფსკერს  $6,1 \times 3,7$  კმ ფართობი უკავია. აღნიშნული სიბრტყე ზღვის დონიდან 1100—1150 მ სიმაღლეზეა, ტაფობის კიდეთა აბსოლუტური სიმაღლე კი 1500—1700 მ აღწევს. უდაბლესი კიდე მდებარეობს ტაფობის ჩრდილო ნაწილში — ს. ნიკორწმინდასთან (სინათლესთან). სადაც სიმაღლეთა სხვაობა ტაფობის ფსკერსა და მისი შემომფარგვლელი წყალგამყოფის თხემს შორის 100 მეტრით განისაზღვრება.

ჰავე რაიონის უმეტეს ნაწილში (რაჰის ქედსა და ხვამლის მასივის კალთებზე და თხემზე) ხასიათდება ცივი, ხანგრძლივი და თოვლუხვი ზამთრით, თბილი და წვიმიანი ზაფხულით. რაიონის უდაბლეს ნაწილებში, რომლებიც მდებარეობენ ტვიშისა და სარეწკელას კლდეკარებში, ჰავე საგრძობლად უფრო ნაზია: ზამთარი აქ ზომიერად-ცივი, ზაფხული კი ცხელი იცის; ატმოსფერულ ნალექთა წლიური რაოდენობა ამ დაბალ უბნებში 1300—1500 მმ უდრის, მაღალ ზონაში კი 2000 მმ აღემატება. კლიმატური თვალსაზრისით განსაკუთრებული ადგილი უკავია შაორის ტაფობს, რომლისთვისაც დამახასიათებელია არაჩვეულებრივად ცივი ზამთარი (იანვრის საშ. ტემპ.— $6^{\circ}$ , აბსოლ. მინიმუმი— $38-40^{\circ}$ ) და ატმოსფერულ ნალექთა სიუხვე (წელიწადში 1800 მმ). თოვლის საბურველი აქ სქელი (140 სმ) იცის.

რაჰა-ლეჩხუმის სამხრეთული საშუალომთიანი ზოლის ერთ-ერთ დამახასიათებელ თავისებურებად კარსტული წყლების სიუხვე გვევლინება, რაც გამოხატულებას პპოვებს ეოკლუსური ტიპის წყაროების სიმრავლეში. კარსტული წყლების გამოსაღები მუღმივი და პერიოდული ეოკლუსების სახით ამ რაიონში თითქმის ყველგან გვხვდება, მაგრამ განსაკუთრებით მდიდარია ამ მხრივ რაჰის ქედის კალთები (პირველ რიგში შაორის ტაფობი და მისი მიდამო); კარსტული ჰიდროგრაფიის მოვლენები ხვამლისა და ასხის მასივებსაც ახასიათებს.

მიწისქვეშა წყლები აქ დიდ როლს ასრულებენ მცირე მდინარეთა კვებაში. ამასთან ერთად საკმაოდ მნიშვნელოვანი როლი აქვთ აქაური მდინარეების საზრდოობაში წვიმისა და ლანქერის წყლებსაც.

რაჭის უფრო აღმოსავლეთური ნაწილისაგან განსხვავებით, შეფარდებითი წყლოვანება აქ აუზის მარცხენა მხარეზე დაახლოებით ისეთივეა, როგორც მარჯვენა მხარეზე. რაც გამოწვეულია შაორის ტაფობისა და მისი სანახების გაძლიერებული დანესტიანებით.

საშუალო ჩამონადენის მოდული აქ შეადგენს 2000 მ სიმაღლეზე დაახლოებით 45 ლიტრს სეკუნდში თვითეული კვადრატული კილომეტრიდან, ხოლო 1500 მ სიმაღლეზე ნაკლებია და ვერ აღწევს 40 ლ/სეკ კმ<sup>2</sup>. მაგრამ ეს არის ჩამონადენის მხოლოდ თეორიული სიდიდე. — სინამდვილეში რაიონის მაღალი, დაკარსტული კირქვიანი ნაწილები ბევრგან თითქმის მოკლებულია ზედაპირულ ჩამონადენს იმის გამო, რომ ატმოსფერული წყლის კირქვის ნაპრალებში და კარსტულ ძაბრებში დაჟონავა—შთანთქმა სწარმოებს. მიწისქვეშა წყალთცვლასთან დაკავშირებით, ზოგ აუზში ჩამონადენი გაზრდილია, ზოგში კი მუზობელ აუზთა ხარჯზე შემცირებული.

მაგალითისათვის შეიძლება აღნიშნოს, რომ ცხენისწყლის აუზის მარჯვენა სანაპიროდან ჩამონადენის ნაწილი მიწისქვეშა ნაკადების სახით დასავლეთისაკენ მიდის—ტეხურის მარცხენა შემდინარის წაჩხურის აუზში (სამეგრელო).

ჩამონადენის წლიური განაწილება აღსაწერ რაიონში სიმაღლესთან ერთად ცვალებადობს. ზედა ზონაში, რაჭა-ლეჩხუმის სხვა ნაწილების ანალოგიურად, დიდდება საზაფხულო ჩამონადენის ხვედრი.

შაორის ტაფობში ჩამონადენის წლიური განაწილება მკვეთრად განსხვავდება იმავე სიმაღლის მქონე სხვა აუზებისათვის დამახასიათებელი განაწილებისაგან. აქ უდიდესი წყლოვანება აპრილშია ხოლმე. ოქტომბერში წვიმები შესამჩნევად ზრდიან ჩამონადენს. წყალდიდობის ნადრეგობა ამ რაიონში იმით არის გამოწვეული, რომ დიდი-ჭალის აუზს, რომლის საშუალო აბსოლუტური სიმაღლე 1450 მ უდრის, სიმაღლეთა სხვაობა მხოლოდ 840 მ აქვს (1260—2000 მ). თანაც 1160—1800 მ ფარგლებში მოქცეულია აუზის მთელი ზედაპირის 95%. აღსანიშნავია, რომ, მაგალითად, მდ. ლაჯანურის აუზს საშუალო სიმაღლე 1510 მ აქვს, ხოლო 1160—1800 მ შუალედში მისი ფართობის მხოლოდ 46% მდებარეობს. მამასაღამე, დიდი-ჭალის აუზში თოვლის ერთდროული დნობის ფართობის შეფარდებითი სიდიდე სავარაუდოდ უფრო მეტია. ეიღრე რაჭა-ლეჩხუმის სხვა აუზებში, ამიტომაც აქ ნადრევი და უცაბედი წყალდიდობა იცის.

რელიეფის, ლითოლოგიური შედგენილობის და აგრეთვე მცენარეული საფარის ხასიათის შესატყვისად კირქვიან რაიონში გამოხატულია ნიადაგების სხვადასხვა ტიპი. ყველაზე ვრცელი ფართობი უკავია კირქვების გამოფიტვის ქერქზე განვითარებულ ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებს, რომელნიც გამოხატულია ასხისა და ხვამლის მასივზე, შაორის მიდამოებში, სინკლინის რაიონის სამხრეთით რაჭის ქედის ფერდობზე და სხვ. კირქვიან რაიონში განვითარებულია, შედარებით მცირედ, ტყეების ქვედა და შუა სარტყელის ყომრალი ნიადაგები, რომლებიც ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების გავრცელების ზოლში კუნძულების სახითაა ჩაწოლილი. რაჭის ქედის

თხემურ ნაწილში წარმოდგენილია ტყის ზედა სარტყლის გაეწრებული ყოშრალი ნიადაგები. განხილული რაიონის მაღალ ნაწილში მცირე მასივებად გავრცელებულია კორდიანი და სუსტად გაეწრებული მთა-მდელოს ნიადაგები (მთ. ხიხათაზე, მთ. ფოცხერეზე, ასხის მასივზე). კირქვიან რაიონში ვხვდებით აგრეთვე დაქაობებულ ნიადაგებსაც (შაორის ქვაბულში).

კირქვიანი ზოლის მცენარეულობა ფრიად მრავალფეროვანი და უხვია, მისი სიმდიდრე რაჭა-ლეჩხუმის დანარჩენი ნაწილების მცენარეულობისას სპარბოზს. მისი თავისებურება შეპირობებულია სუბსტრატის (კარბონატული ქანების) ხასიათით. ამ რაიონის ძირითადი ფართობები ტყეებს უკავიათ; მხოლოდ ასხის მასივისა და რაჭის ქედის თხემზე არის ალპური მცენარეულობის კუნძულები.

ტყის მცენარეულობის ზონალურ ტიპებად რაიონში გვევლინებიან:

1. მუხნარ-რცხილნარი ტყეები ფოთოლცვენადი ბუჩქებისაგან შედგენილი ქვეტყით, რომლებიც უმთავრესად სამხრეთულ ფერდობებთან არიან დაკავშირებული და 1200 მ სიმაღლემდე ვრცელდებიან;

2. წიფლის ტყეები, რომლებიც მუხნარ-რცხილნარების ზევით არიან განვითარებულნი; რაიონის დასავლურ ნაწილში ისინი ზღვის დონიდან 1400—1500 მ სიმაღლეს აღწევენ, აღმოსავლურ ნაწილში კი 2000 მ. წიფლნარების ქვეტყეში დამახასიათებელ სახეობებად გვევლინებიან: დასავლეთით მარადწვანე ბუჩქები (წყავი, შქერი, ბზა, ჯყორი და სხვ.), აღმოსავლეთით კი ფოთოლცვენადები: იელი, თხილი და ა. შ.;

3. მუქწიფვიანი ტყეები წარმოდგენილია მხოლოდ დასავლეთით, სადაც ისინი წიფლის ტყეების ზევით იზრდებიან, 1400—1500 მ სიმაღლიდან ტყის ზედა საზღვრამდე;

4. სუბალპური პარკული ტყეები, შედგენილი წიფლით, ნაძვით, სოჭით, მაღალმთური ნეკერჩხლით, ცირცელით, არყით, რომლებიც მორიგეობენ ბუჩქნართან (პონტოსის მაჯაგვერი, იელი, წყავი, ღვია და სხვ.).

სუბალპურ მდელოებს უკავიათ განმარტოვებული ფრაგმენტები ასხზე, ხვამლზე, ხიხათას მასივზე. ამ ზონაში არსებული კირქვიანი კლდეების მცენარეულობა უდიდესი მრავალსახეობებით განირჩევა.

კირქვიანი რაიონი საკმაოდ მდიდარია ტყის ცხოველთა მოსახლეობით. რაჭის ქედზე ბევრია ტყის ტიპობრივი ცხოველი დათვი; გავრცელებულია კავკასიური მგელი, ამიერკავკასიის მაჩვი, ტყის კვერნა. რაიონში ყველგან მოიპოვება კავკასიური დედოფალა, ტყის კატა. ტყეებსა და ბუჩქნარებში ბინადრობს ტურა. რაჭის ქედზე, ასხისა და ხვამლის მასივებზე, შაორის ქვაბულში და სხვ. გავრცელებულია მელა. რაჭის ქედზე იშვიათად, მაგრამ მაინც გვხვდება არჩვი. განხილულ რაიონში მღრღნელებიდან ბლომადაა გავრცელებული კურდღელი, ციყვი და ტყის თაგვი; მწერქამიებიდან — ზღარბი და თხუნელა. ფრინველთა მრავალი სახეობიდან აღსანიშნავია: მოლალური, ბულბული, კულუმბური, ჩხიკვი, შაშვი, კოდლა, ქორი, ყვაკვი, ჯოტი, ბუ და სხვა. ჰიდროგრაფიული ქსელის სუსტად განვითარების გამო, რაიონი შედარებით ღარიბია იქტიოფაუნით. თევზების ზოგ სხვა სახეობებთან ერთად ყურადღებას იპყრობს კალნახის გავრცელება. იგი მოიპოვება როგორც მდინარე შარეთულში, ისე, უფრო დიდი რაოდენობით, შაორის წყალსაცავში [8, 9].

Н. Е. АСТАХОВ, А. А. ВЛАДИМИРОВ, Г. Д. ДОНДУА, М. О. КОРДЗАХИА,  
А. И. МАРУАШВИЛИ, С. Н. НЕМАНИШВИЛИ, Е. В. СОХАДЗЕ,  
Д. Б. УКЛЕБА и Г. З. ЧАНГАШВИЛИ

## ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЛЕЧХУМСКО-РАЧИНСКОЙ ГОРНОЙ КОТЛОВИНЫ

### Резюме

Входящий в ландшафтную область Кавкасион район Лечхумско-Рачинской котловины совпадает с тектонической зоной одноименной синклинали и окружающих ее горных цепей. Особенностью его рельефа является наличие изолированного «острова» третичных отложений, смятых в пологие складки и имеющих довольно неглубоко расчлененную (низкогорнохолмистую) поверхность. Синклинальная мульда ограничена с юга известняковыми куэстами и массивами, а с севера Мегрельским и Лечхумским хребтами. С северо-востока к району примыкает стержень горной системы Б. Кавказа, представленный участком Главного водораздельного хребта от г. Пасис-мта до г. Зекара.

В пределах Лечхумско-Рачинской горной котловины авторы выделяют четыре физико-географических района:

1. Верхне-Рачинский высокогорный район, занимающий северо-восточную половину Онского административного района, составляет часть высокогорной полосы, тянущейся вдоль Абхазии, Сванетии и Рачи. Превышение здешних вершин над дном долины достигает местами 2500—3000 м. В районе представлены ландшафтные пояса: верхний горно-лесной, альпийский, нивальный. Довольно мощное оледенение Главного хребта значительно влияет на речной сток.

2. Лечхумско-Рачинский средне—и высокогорный район охватывает склоны Мегрельского и Лечхумского хребтов, хребтов Шода и Кедела и бассейн левых притоков Риони — рр. Джеджори и Гарула, занимая, таким образом, части Цагерского, Амбролаурского, Онского и Джавского административных районов. Относительные высоты достигают 2000—2500 м. Представлены ландшафтные пояса: нижний и верхний горнолесные, альпийский и (островками) нивальный. Район подразделяется на два подрайона, различающиеся по своим климатическим, гидрологическим и геоботаническим условиям:

а) Такверский или западный подрайон, занимающий бассейн правых притоков Риони рр. Сакаура, Лухунис-цхали, Аскис-цхали, Ладжанури и южные склоны г.г. Цекур и Сакериа, характеризуется обильным увлажнением и стоком. Широко распространены темнохвойные леса. Ледников в подрайоне почти нет.

б) Кударойский подрайон, занимающий бассейны левых притоков Риони р.р. Гарула и Джеджори с прилегающим к их верховьям южным склоном Главного водораздельного хребта (на участке г. Казыхох — г. Зекара), отличается менее обильным увлажнением, слабым стоком, преобладанием лиственных лесов. Имеются группы ледников.

3. Лечхумско-Рачинский низкогорный район (третичная синклиналь), охватывающий наиболее пониженные и густо населенные части Цагерского, Амбролаурского и Онского районов, характеризуется неглубоким эрозионным расчленением с широким развитием оползней и сильным воздействием хозяйственного фактора. Почвенные и климати-

ческие условия района весьма благоприятствуют виноградарству и виноделню.

4. Лечхумско-Рачинский среднегорный карстовый район охватывает известняковые массивы Асхи, Хвамли и Рачинского хребта, занимающая южные части Цагерского, Амбролаурского и Онского районов. Представлены оба лесных пояса и островки альпийского ландшафта. Широко развиты явления карстового гидрологического режима и формы карстового рельефа.

Особым подрайоном является Шаорская котловина — карстовое поле с устроенным в нем искусственным водохранилищем. Подрайон этот отличается весьма холодным и влажным климатом, обильным стоком и мощным снеговым покровом, а также внезапным половодьем в ранний весенний период.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. დონდუა გ., ჯეჯორისა და ღარულას აუზების გეომორფოლოგია, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1958.
2. ვახუშტი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა (საქართველოს გეოგრაფია), თბ., 1941.
3. კეცხოველი ნ., საქართველოს მეცნოეულობის ძირითადი ტიპები, თბ., 1935.
4. კლოტახია მ., რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატი, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1958.
5. მარტაშვილი ლ., ლეჩხუმის გეომორფოლოგიური დაბასიათება, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1958.
6. ნემანიშვილი ს., ქვემო რაჭის ჩრდილო ნაწილის გეომორფოლოგია, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1958.
7. ჩანგაშვილი გ., ქვემო რაჭის სამხრეთი ნაწილის გეომორფოლოგია, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1953.
8. ჯანაშვილი არჩ., ზოოგეოგრაფია, თბ., 1955.
9. ჯანაშვილი არჩ., დასავლეთ კავკასიონის ფაუნა, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1947.
10. Астахов Н., К геоморфологии Верхней Рачи, фонды ИГ им. Вахушти АН ГССР, рукопись, 1958.
11. Верещагин Н.-К., Плейстоценовые позвоночные из пещеры Кударо I в Юго-Осетии и их значение для разработки истории фауны и ландшафтов Кавказа, «Доклады АН СССР», т. 113, 1957, № 6.
12. Владимиров Л., Закономерности стока в бассейне Риони до Кутаиси, ф-ды ИГ им. Вахушти АН ГССР, рукопись, 1958.
13. Гроссгейм А., Растительный покров Кавказа, М., 1948.
14. Джавахишвили А., Геоморфологические районы Грузинской ССР, типы рельефа и районы их распространения, М.—Л., 1947.
15. Джanelidze А., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Тб., 1940.
16. Клопотовский Б., Почвы западного Кавказа, фонды ИГ им. Вахушти АН ГССР, рукопись, 1947.
17. Кузнецов Н., Принципы деления Кавказа на ботанико-географические провинции, Зап. АН VII сер. по физ. мат. отд., 24, I, 1909.
18. Сабашвили М., Почвы Грузии, Тб., 1948.
19. Сабашвили М., Характеристика почв Грузии, фонды ИГ им. Вахушти АН ГССР, рукопись, 1947.
20. Сохадзе Е., Растительный покров Рача-Лечхуми, фонды ИГ им. Вахушти АН ГССР, рукопись, 1958.





საგა-ლიხთის ბიომორფოლოგიური რუკა  
ბიომორფოლოგიის ტიპები

- I. კავკასიონის შიდაგორი ჯდის მაღალმთიანი ყინვარული ზოლი.
1. მაღალმთიანი დენდრატიური მცვეთი კლდოვანი რელიეფი, თანამდროვე გაყინვარებით, განვითარებული უძველესი სტრატეგია და კრისტალური ფონდებზე.
2. მაღალმთიანი დენდრატიური რელიეფი, სუსტი თანამდროვე გაყინვარებით, გამოუმუშავებელი კვიდა ცარცული ფლიშური სტრატეგიაზე.
- II. ფე-შოვის ფიქლიანი ვაჭრითი ქაზელი.
3. საშუალო და მაღალმთიანი შოა-ბიზიანი-ეროზიული რელიეფი, ძველი გაყინვარების ნიშნებით, სწორი და ღრმა დენაწერებით, განვითარებული ირფულ და ცარცული ფიქლებზე და კვიშაქვებზე.
- III. შოა-კედის ფიქლ-კვიშაქვებითი მაღალმთიანი ზოლი.
4. მაღალმთიანი დენდრატიურ-კლდოვანი რელიეფი, ახლი წარსულის გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ცარცული ნებანოვრულ ხაღვ ფორმირებზე.
- IV. ფეი-სორლებერთაის პორფირიტული ზოლი.
5. საშუალო და მაღალმთიანი დენდრატიურ-ეროზიული რელიეფი, უნიშნული თანამდროვე ცვარებით და ფელსი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული შოა ირის ფელსიანოვრული ქანებზე.
- V. ლებნის ქვის დიქლოვანი რაიონი.
6. საშუალო და მაღალმთიანი დენდრატიურ-ეროზიული რელიეფი, ძველი გაყინვარების ლოკალური ნიშნებით, განვითარებული ლიასურ და ცარცული ხაღვ ქანებზე და ბაიოსის პორფირიტებზე.
- VI. რაქა-ღებების სიცილიის ჩადული ფოთა.
7. საშუალო სიმაღლის შოა-ბიზიანი რელიეფი, დანაწევრებული სტრებით, გამკვითი, ანტიკლდეტური ზეობების სტრატეგიათა, განვითარებული ბაიოსის პორფირიტული წყების და ცარცის კრატების სტრატეგიაზე.
- VII. რაქა-ღებების მესაფელი აუზი.
8. დაბალმთიანი და ბორცვიანი ეროზიულ-მეწურულ-ტერასირებული რელიეფი, განვითარებული მესამეულის თი ზევის, კვიშაქვების, კრატების და მრგვალების სტრატეგიაზე.
- VIII. რაქა-ღებების სიცილიის სამზრადული ფოთის კრატებითი ზოლის რაიონი.
9. საშუალო და დაბალმთიანი, ტექტონიკურ-ეროზიული, კლდეტური, კარტული რელიეფი, გამკვითი V-ბურთი ზეობებით, განვითარებული ცარცული და იფრული კრატების, მრგვალების და კვიშაქვების სტრატეგიაზე.

ბიომორფოლოგიის ტიპები

10. ყინვარული ცარცბა, 11. კარბი, 12. ტრეობი, 13. ტრეობა მხრები, 14. ყელყანური კონები, 15. ნეკი, 16. გამოხივების ფლდოვალეიური კონებსები, 17. კანიონი, 18. ანტიკლდეტური ზეობა, 19. ტექტონიკური ხაღვბური, 20. მეწურები, 21. კარტული ძახბები, 22. პოლდე, 23. ტერასები, 24. მუღინე, 25. მოზრებული მწკრივი.

შინაარსი — СОДЕРЖАНИЕ

	83-
1. ლ. მარუაშვილი, ლეჩხუმის გეომორფოლოგიური დახასიათება. Л. И. Маруашвили, Геоморфологическая характеристика Лечхуми. . . . .	3 15
2. ს. ნემანიშვილი, ქვემო რაჭის ჩრდილო ნაწილის გეომორფო- ლოგიისათვის . . . . .	23
С. Н. Неманишвили, К геоморфологии северной части нижней Рачи . . . . .	36
3. გ. ჩანგაშვილი, ქვემო რაჭის სამხრეთი ნაწილის გეომორფო- ლოგიური ნარკვევი. . . . .	39
Г. З. Чангашвили, Геоморфологический очерк южной част ти нижней Рачи . . . . .	53
4. Н. Е. Астахов, К геоморфологии верхней Рачи . . . . .	57
5. გ. დონდუა, ჯეჯორისა და დარულას აუზების გეომორფოლოგია Г. Д. Дондуа, Геоморфология бассейнов рек Джеджоры и Гарулы . . . . .	73 84
6. Д. В. Церетели, Четвертичные отложения в бассейнах рр. Ингури и Риони. . . . .	89
7. მ. კორძახია, რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატი . . . . .	103
М. О. Кордзахиа, Климат Рача-Лечхуми. . . . .	127
8. Л. А. Владимиров, Закономерности стока в бассейне р. Ри- они до Кутаиси. . . . .	131
9. კ. გოგიშვილი, ატმოსფერული ნალექების სეზონური განაწი- ლება დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე . . . . .	159
К. С. Гогиншвили, Сезонное распределение атмосферных осадков на территории западной Грузии . . . . .	180
10. E. B. Сохадзе и М. Е. Сохадзе, О растительном покрове Лечхуми. . . . .	183
11. ნ. ასტახოვი, გ. დონდუა, ლ. ვლადიმეროვი, მ. კორ- ძახია, ლ. მარუაშვილი, ს. ნემანიშვილი, ელ. სო- ხადე, დ. უკლება, გ. ჩანგაშვილი, რაჭა-ლეჩხუმის მთიანი ქვაბულის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ნარკვევი . . . . .	197
Н. Е. Астахов, Г. Д. Дондуа, Л. А. Владимиров, М. О. Кордзахиа, Л. И. Маруашвили, С. Н. Не- манишвили, Е. В. Сохадзе, Д. Б. Уклеба и Г. З. Чангашвили, Физико-географический очерк Леч- хумско-Рачинской горной котловины. . . . .	219-

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის  
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით

რედაქტორი ალ. ჯავახიშვილი  
გამომცემლობის რედაქტორი შ. პაატაშვილი  
ტექნიკური ა. თოდუა  
კორექტორი ნ. ცხვირავაშვილი

გადაცა წარმოებას 4.11.1959; ანაწყოების ზომა  $7 \times 12$ ; ხელმოწერილია  
დასაბეჭდად 3.3.1960; ქალაქის ზომა  $70 \times 108^{1/16}$ ;  
ქალაქის ფურცელი 6,9; საბეჭდი ფურცელი 18,9; სააგტორო  
ფურცელი 17,6; საადრიცხვო-საგამომცემლო ფურცელი 18;  
შეკვეთა 1741; უკ 00634; ტირაჟი 500  
ფასი 15 მან.

---

\*საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა  
თბილისი, გ. ტაბიძის ქ. № 3/5

ფასი 15 მან.



*[Handwritten signature]*

240/1214