

570
1962/2

R



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ვახუშტის სახელობის
გეოგრაფიის ინსტიტუტის
შრომები
ტ. XVII

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია

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

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

თბილისი—1962—ტბილისი



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
 АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ვესუვის სხელოვის
 გეოგრაფიის ინსტიტუტის
 შრომები

ტ. XVII

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ

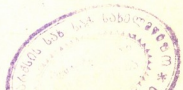
Т. XVII

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

1968

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა
 ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

თბილისი—1962—ТБИЛИСИ



რედაქტორი საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
აკადემიკოსი ალ. ჭავჭავაძე

Редактор академик Академии наук ГССР
А. Н. ДЖАВАХИШВИЛИ



ლ. მარუაშვილი

გერმუხის ქედის ზედამეოთხეული გამყინვარება

სამხრეთ ოსეთის მაღალმთიან ზოლში მდებარე გერმუხის ქედი¹ გამოეყო-
ვა ხარულის ქედს მთა ქნოლოსთან, მიემართება სამხრეთ-დასავლეთისაკენ და
ეზღინება დიდი ლიახვის მარცხენა სანაპიროს კურორტ ჯავის ზემოთ. მისი
უმაღლესი მწვერვალები მანგა-ავცავი და გერმუხი შესაბამისად 3338 და 3196 მ
სიმაღლეს აღწევენ ზღვის დონიდან. ვინაიდან მუდმივი თოვლის კლიმატური სა-
ზღვარი სამხრეთ ოსეთის ამ ნაწილში ამჟამად 3200—3400 მ სიმაღლეზეა, გერ-
მუხის ქედის ფარგლებში თანადროული ყინვარები სრულიად არ მოიპოვება.

თოვლის საზღვრის დებრესიის სიდიდეს კავკასიონზე უკანასკნელ გამყინ-
ვარების ეპოქაში სხვადასხვა მკვლევარები განსაზღვრავენ 600—800 მეტრიდან
1200—1300 მეტრამდე, მაგრამ რაოდენიც ვინდ არ იყოს აღნიშნული დებრესია,
ცხადია, რომ გერმუხის ქედი, რომელიც თავისი მწვერვალებით თითქმის აღ-
წევს თანადროულ თოვლის საზღვარს, უკანასკნელი გამყინვარების დროს მუდ-
მივი თოვლითა და ყინვარებით უნდა ყოფილიყო შემოსილი.

არსებულ ლიტერატურაში გერმუხის ქედის ძველი გამყინვარების შესა-
ხებ ცნობებს ჩვენ ვპოულობთ ლ. პრასოლოვისა და ნ. სოკოლოვის (1931), ი.
კუზნეცოვის (1932) და ო. ვიალოვის (1935) ნაშრომებში და აგრეთვე საქარ-
თველოს გეოლოგიური სამმართველოს ლიახვის გეოლოგიურ-აგეგმვითი პარ-
ტის 1957 წ. გამოქვეყნებულ ანგარიშში.

ლ. პრასოლოვისა და ნ. სოკოლოვის ერთობლივ ნაშრომში ძველყინვარუ-
ლი წარმონაქმები აღნიშნულია, სხვათა შორის, გერმუხის ქედთან დაკავშირე-
ბული ხეობებისათვის, სახელდობრ მდ. მდ. ერმანისწყლისა და ბრიტატის ხეო-
ბათათვის. ეს წარმონაქმები, ავტორთა თქმით, ცირკებით, ტროგებითა და მო-
რენებით არის გამოსახული.

ი. კუზნეცოვს აღნიშნული აქვს მორენული ნაჩენებისა და ტბიანი ყინვარუ-
ლი ცირკის არსებობა თლი-დონის² მარცხენა შემდინარის ბაცგად-დონის ხეო-
ბაში (ი. კუზნეცოვი, 1932 გვ. 14).

ო. ვიალოვი იხსენიებს მორენულ ნაფენებს იმ ძველი ყინვარებისას, რომ-
ლებიც ეშვებოდნენ მდ. მდ. თლი-დონის, მისი მარცხენა შემდინარის ბაცგად-
დონისა და ბრიტატის ხეობებით (ო. ვიალოვი, 1935, გვ. გვ. 566 და 572—573).

¹ ვახუშტით „გერის მთა“.

² ლიახვის მარცხენა შემდინარე, რომლის შესართავიც სოფ. ვანელს ზემოთაა 2 კმ მანძილზე.

ი. ვაშაყიძე (ზემოსსენებული გამოქვეყნებული გეოლოგიური ანგარიშის გეომორფოლოგიური ნაწილის ვტორი) აღიარებს რელიეფის ყინვარული ფორმებისა და მორენების არსებობას მდ. მდ. პატარა ლიახვის, თლი-დონის, ჩიფრან-დონის, ერმანისწყლისა და ბრიტატის სათავეებში.

ლიტერატურაში სადღეისოდ არსებული პალეოგეოლოგიური მონაცემები გერმუხის ქედის შესახებ განისაზღვრება ძველი გამყინვარების კვლების კონსტანტაციით ამ ქედის ზოგიერთ (როგორც ვნახავთ, არა ყველა) ხეობაში. გერმუხის ქედის ერთობლივი პალეოგეოგრაფიული სურათი გამყინვარების ეპოქაში, ძველი მუდმივი თოვლის ხაზის ჰიფსომეტრიული მდებარეობა და სხვა საკითხები, რომლებიც დაკავშირებულია ხოლმე ყინვარული ნაჩენების შესწავლასთან, სადღეისოდ გამოქვეყნებული მასალების საფუძველზე არ შეიძლება გადაჭრილ იქნეს.

1959 წ. ზაფხულში ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის გეომორფოლოგიური ჯგუფი ამ სტრიქონების ავტორისა და თბილისის უნივერსიტეტის გეოგრაფიული ფაკულტეტის სტუდენტის ქ. ჯანელიძის შემადგენლობით სამხრეთ ოსეთის გეომორფოლოგიურ კვლევას აწარმოებდა. ჯგუფმა სამ ადგილს გადაკვეთა გერმუხის ქედი: 1. გუდისწყლის ხეობიდან თლი-დონის სათავეებში და იქიდან ბაცკად-დონის ხეობაში, 2. სოფ. ბრიტათიდან ბრიტათის ხეობით უღმანგა-ავცაგისაკენ და 3. სოფ. ერმანიდან ერმანისწყლის ხეობით ქნოლოს სანახებში. ამ გადაკვეთების დროს შესრულებული დაკვირვებანი, დიდი ლიახვის ხეობაში მოგზაურობისას მოპოვებულ შთაბეჭდილებებთან ერთად, ნებას გვაძლევს ვცადოთ გერმუხის ქედის ზედამეოთხეული გამყინვარების ხასიათის დადგენა.

ძველი გამყინვარების კვლები გამოსახულია როგორც საკუთრივ გერმუხის ქედის ორივე ფერდობზე; ისევე მის ტოტებში შემავალ უმაღლეს მასივებზეც. ჩრდილო ფერდობზე ძველყინვარული წარმონაქმნები აღინიშნება მდ. მდ. ჩიფრან-დონის, ბაცკად-დონის, თლიდონისა და მისი მდგენელების, ბრიტათი-დონის, ქვემო ერმანისწყლის, შუა ერმანისწყლისა და ზემო ანუ მთავარი ერმანისწყლის ხეობებში. სამხრეთ ფერდობზე ყინვარული მოქმედების ნიშნები აღბეჭდილია მდ. გუდისწყლის, პატარა ლიახვისა და ამ უკანასკნელის მარჯვენა შენაკადების ჩაფარუხისწყლისა და ფარაზი-დონის აუზებში. გერმუხის ქედის მძლავრი ჩრდილო ტოტიც, რომელიც მას მ. მანგა-ავცაგთან გამოეყოფა და დარენის მასივით არის დაბოლოებული, აგრეთვე ატარებს ძველი ყინვარებით დაბუზავების კვლებს. ეს ყინვარები იმ მდინარეთა სათავეებში იმყოფებოდა, რომელნიც დიდ ლიახვს მარცხნიდან შეერთდოდნენ მდ. მდ. ბრიტათი-დონისა და თლი-დონის შესართავეებს შორის.

მდ. ჩიფრან-დონი სათავეს მ. გერმუხის დასავლურ კალთებზე ღებულობს, ჩრდილო-დასავლეთისაკენ ჩაედინება და დიდ ლიახვს სოფ. ვანელთან ერთვის. ამ მდინარის ძირითად სათავეში, გერმუხის მწვერვალის სამხრეთ-დასავლეთით შეინიშნება სუსტად გამოსახული ძველყინვარული ცირკები. ჩიფრან-დონის მარჯვენა შენაკადს მდ. ყაშლაუთ-დონი ახლობელ წარსულში, როგორც ეს უკვე ი. კუზნეცოვსა და ო. ვილაოვს აქვთ აღნიშნული, მოუტაცნია ბაცკად-დონის ზემო წელი, რის შედეგადაც ამ უკანასკნელის ტროგი ამჟამად ნაწილობრივ ჩიფრან-დონის აუზის ნაწილს შეადგენს. რამდენადაც ყაშლაუთ-დონის ხეობას მოტაცების ადგილს ქვემოთ არ ემჩნევა ყინვარული ზემოქმედების ნიშნები, სა-

ფიქრებელია, რომ მოტაცების მომენტისათვის ბაცვადის ყინვარს მოუსწრია მოტაცების წერტილიდან უკანდახვევა. აღნიშნული წერტილი მდებარეობს ბაცვადის ყინვარის უკუდახვევის ბოლოდან მეორე და მესამე სტადიალური მორენების შორის მოქცეულ შუალედში. აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია მოტაცების ეპიზოდი დაეთარილოთ გამყინვარების შემდგომი ეპოქის ისეთი მომენტით, რომელიც ჩვენგან არა უმეტეს ათი ათასი წლითაა დაშორებული.

თლი-დონის აუზში ზედამოთხეულ გამყინვარებას მნიშვნელოვანი სიძლიერე ახასიათებდა, გერმუხის ქედის მაღალ მასივებთან დაკავშირებული ხეობების ჩრდილოეთური მიმართების მეოხებით. აქ ოთხი ხეობური ყინვარი იყო, მათ შორის ყველაზე უფრო დასავლეთით მდებარე ყინვარი სათავეს ღებულობდა გერმუხის მასივის ორ კარლინგისებურ მწვერვალს შორის მოქცეული ცირკიდან და ეშვებოდა სოფ. ბაცვადისაკენ მდ. ბაცვად-დონის ძველი (სადღეისოდ ნაწილობრივ მოტაცებული) ხეობით. ბაცვადის ყინვარის სიგრძე მაქსიმალურ ფაზაში 4 კმ ეთანასწორებოდა, მისი ქვემო ბოლო დაახლოებით 2050 მ სიმაღლეზე იყო ზღვის დონიდან. ზემოსენებულ ცირკს 1 კმ-ზე მეტი სიგანე აქვს და მასში, 3030 მ სიმაღლეზე, მორენით შეგუბებული ტბაა. ბაცვადის ყინვარის ტროგი გასწვრივ პროფილში საფეხურებრიობას ამჟღავნებს, რაც დაკავშირებულია მორენული ნაფენების დაგროვებასთან ყინვარის წყვეტილ უკუდახვევის პროცესში. მოვაკებული საფეხურები მდებარეობენ 2460, 2550, 2750 და 2900—2950 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე და შეესაბამებიან ყინვარის ოთხ შეჩერებას მაქსიმალური ფაზის შემდგომ. დანარჩენი სამი ყინვარი, რომლებიც მდებარეობდნენ თლი-დონისა და მისი ორი მარცხენა შენაკადის სათავეებში, თითოეული 2—3 კმ სიგრძეს აღწევდა და ბოლოვდებოდნენ 2300—2400 მ სიმაღლეებზე. თლი-დონის ძირითადი სათავეს ყინვარი საკვებს სამი ვრცელი ცირკიდან ღებულობდა; ყველაზე აღმოსავლეთით მდებარე ცირკთანაა შენახულია (2745 მ სიმაღლეზე) გამდინარე ტბა. ამ ყინვარის ტროგს, ბაცვადის ტროგის მსგავსად, საფეხურებრივი გასწვრივი პროფილი აქვს; საფეხურების აბსოლუტური სიმაღლეებია 2540, 2630 და 2700 მ. თლი-დონის ყინვარის დასავლეთით და მის პარალელურად ჩადიოდა ყაუათის ყინვარი, ხოლო უფრო დასავლეთით ყადასარის ყინვარი; ორივე ამ ყინვარს დაუტოვია მოკლე ტროგები, რომლებიც თავიანთ ზემო ნაწილებში ბოლოვდებიან გერმუხის ქედის მთავარ თხემში ჩაჭრილი საკმაოდ დიდი ცირკებით, კიდევ ერთი ცირკი, მაგრამ ტროგს მოკლებული, ჩაჭრილია მ. მანგა-ავცავის დასავლურ ფერდობში და ასაზრდოებს თლი-დონის მარჯვენა შენაკადს. მასში მცირე ტბაა მოქცეული. დასასრულ, მცირე ცირკი არსებობს უფრო ჩრდილოეთითაც, მ. ბრიტა-ავცავის ჩრდილო-დასავლეთურ ფერდობზე — იმ მდინარის სათავეებში, რომელიც თლი-დონს მარჯვნიდან შეერთვის სს. თაგარჯინსა და თლის შობის.

თლი-დონის აუზის აღმოსავლეთით მდებარეობს მდ. ბრიტათი-დონის ხეობა, რომელშიც გამყინვარების დროს გერმუხის ქედის უდიდესი (7 კმ სიგრძის მქონე) ყინვარი იყო მოთავსებული. ამ ხეობაში მძლავრი ყინვარის ჩამოყალიბებას ხელს უწყობდა ხეობის ჩრდილოეთური ორიენტაცია და მის სათავეებში ორი ვრცელი ცირკის არსებობა, რომლებიც ქედის კულმინაციური მასივის მანგა-ავცავის ჩრდილო-აღმოსავლეთურსა და ჩრდილო-დასავლეთურ ფერდობებ-

შია გამოუმუშავებული. მესამე, უფრო მცირე ცირკი მ. ბრიტა-ავცავის ჩრდილო-აღმოსავლეთურ ფერდობშია ჩაჭრილი, თლი-დონის აუზის ზემოხსენებული ცირკის გვერდით. ბრიტათი-დონის ხეობა მთელ თავის სიგრძეზე ტროგს წარმოადგენს, რომლის სიგანეც ქვემო ნაწილში 0,5 კმ აღწევს. ბრიტათის ყინვარი გამყინვარების მაქსიმალურ ფაზაში ერმანისწყლის გასწვრივ ხეობაში ვადიო-და და აიძულებდა ამ მდინარეს ჩრდილოეთისაკენ გადახრილიყო, მაღრან-დვალეთის ლავურ ღვარში ჩაჭრილი კალაპოტით. ამ ფაქტის მოწმეა ამჟამად უწყულო ხეობა ერმანისწყლის მარჯვენა სანაპიროზე — სოფ. ბრიტათის პირისპირ. ბრიტათის ყინვარის ქვემო ბოლო 1950—2000 მ აბსოლ. სიმაღლეზე იყო. ბრიტათის ხეობის მნიშვნელოვანი ნაწილი ამოვსებულია ფხვიერი, ცუდად დახარისხებული ნაფენებით, რომლებშიც მონაწილეობს მსხვილი დაკუთხული ლოდები. ამ მასალის ნაწილი დაკავშირებული უნდა იყოს ბრიტათის ძველი ყინვარის აკუმულაციურ მოქმედებასთან, მაგრამ ყინვარული აუკუმულაციისათვის დამახასიათებელი რელიეფის ფორმები (მორენული სერები ან ბორცვები) აქ არ შეიმჩნევა. ხეობის ქვემო, დასახლებულ ნაწილში განვითარებულია კიროვანი ტუფებისა და ტრავერტინების მძლავრი დანაგროვები, რომლებიც გამყინვარების შემდგომ ხანაშია გაჩენილი. ტრავერტინები ჰქმნიან ტერასებს, რომლებზეც განლაგებულია ოსური სოფლები, აგრეთვე კიბისებურ კონუსებსა და კასკადებს. ბრიტათი-დონის მარცხენა მდგენელის ცირკში, მ. მანგა-ავცავის ჩრდილო-დასავლურ კალთაზე, 2800 მ სიმაღლეზე ყინვარული წარმოშობის პატარა ტბაა.

ბრიტათის აღმოსავლეთით გერმუხის ქედის ჩრდილო ფერდობი დანაწევრებულია ერმანის სამი მდინარის ხეობებით. ეს ხეობებიც, ბრიტათი-დონის ხეობის მსგავსად, მთელ თავიანთ სიგრძეზე ტროგებს წარმოადგენენ და ზემოთკენ ძველყინვარულ ცირკებში გადადიან. ეს ხეობები ბრიტათის ხეობაზე უფრო მოკლეა: ქვემო ერმანის ხეობის სიგრძე დაახლოებით 5 კმ არის, შუა ერმანის ხეობისა 2,5 კმ, ხოლო ზემო ერმანის ხეობისა (თუ მას ვიანგარიშებთ მ. ქნოლოდან ერმანის ძველი ყინვარის ქვემო ბოლომდე სოფ. ქვ. ერმანს ქვეითა) 6—6,5 კმ. ამრიგად, ერმანის ზედამეთხეული ყინვარული სისტემა შედგებოდა 6,5 კმ სიგრძის მქონე მთავარი ტოტისაგან, რომელსაც 2,5—3 კმ მანძილი უკლდა ბრიტათის ყინვარის ქვემო ბოლომდე და ორი მისი მარცხენა შენაკადისაგან, რომელთა სიგრძეებიც 2,5 და 5 კმ იყო. ერმანის ყინვარის ქვემო ბოლო 2100—2150 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე იმყოფებოდა. ქვემო ერმანის სათავეების ცირკში შენახულია ყინვარული ტბა. ერმანის სახელწოდებით ცნობილი სამი სოფლის სანახებში მოფენილია მორენული მასალა ლოდებით.

გადავიდეთ გერმუხის ქედის სამხრულ ფერდობზე. ამ უკანასკნელის დასავლური ნაწილი დრენირებულია დიდი ლიახვის მარცხენა შემდინარით—გუდისისწყლით. ამ მდინარის აუზის გამყინვარება, გერმუხის ქედის ჩრდილო-ფერდობის (თლი-დონის, ბრიტათისა და ერმანისწყლების აუზთა) გამყინვარებასთან შედარებით უფრო სუსტი იყო, რაც გამოწვეულია გუდისისწყლის ხეობის სამხრული ორიენტაციითა და ღრმად ჩაჭრილობით. ხეობური გამყინვარების კვლებს აქ თითქმის ვერ ვამჩნევთ. გამყინვარება ამ აუზში ცირკულ-კარულ ბაზისათს ატარებდა. შენახულია ექვსი ძველყინვარული ცირკი, რომლებიც გან-

ლაგებულია გერმუხის ქედის სამხრულ კალთებზე და ტოტებზე. ცირკებისა და კარების პირები 2700 მეტრიდან 3000 მეტრამდე სიმაღლეებზე მდებარეობენ. 0,7—1 კმ სიგრძის მქონე ყინვარული ენა, რომელიც მ. გერმუხის სამხრეთით არსებული ცირკიდან გამოდიოდა, როგორც ჩანს, 2550 მ სიმაღლემდე აღწევდა. ეს არის უდაბლესი წერტილი, რომლამდეც ჩამოდიოდნენ ყინვარები გუდისისწყლის აუზში. ამ ყინვარული ენის სათავსი სუსტად გამომუშავებული ტროვის ფორმას ატარებს. მორენული ნაფენები გუდისის რაიონში სუსტადაა წარმოდგენილი და არ ჰქმნის რელიეფის სპეციფიკურ ფორმებს.

გერმუხის ქედის სამხრული ფერდობის უდიდესი ყინვარი პატარა ლიახვის ზემოწყლის გასწვრივ ხეობაში მდებარეობდა; იგი იწყებოდა მ. მ. მანგა-ავცაგისა და ჩაფარუხის (3148 მ) კალთებზე და თავდებოდა სს. ქნოლოსა და სუართას ზემოთ მდებარე პუნქტში. დაახლოებით 5—5,5 კმ მანძილზე პატარა ლიახვის ხეობა წარმოადგენს საკმაოდ ფართო ტროვს, რომლის ფსკერშიც ჩაჭრილია 100—150 მ სიღრმის გამყინვარების შემდგომი ეროზიული კანიონი. ხეობას ორივე მხრიდან გასდევნ მალალი მთები, რომლებიც ზღვის დონიდან 3000—3300 მ აღწევნ—მარცხნიდან ესაა გერმუხის ქედის მთავარი თხემი, მარჯვნიდან კი ჩაფარუხის ტოტი. პატარა ლიახვის ყინვარი დაახლ. 2300 მ სიმაღლეზე თავდებოდა. მორენული ნაფენები ტროვში მორფოლოგიურად ცუდადაა გამოსახული, ისინი ავსებენ ხეობის ფსკერს მთლიანი მძლავრი ფენის სახით. პატარა ლიახვის ყინვარი საზრდოს სამი დიდი ცირკიდან ტებულობდა, რომლებიც მ. მ. მანგა-ავცაგისა და ჩაფარუხის შემაერთებული ქედის კალთებშია ჩაჭრილი.

პატარა ლიახვის შენაკადებიდან გამყინვარება განუცდია მდ. მდ. ფარაზი-დონისა და ჩაფარუხის ხეობებს. ფარაზი-დონს, რომელიც პ. ლიახვს მარჯვნიდან შეერთვის სოფ. ფარაზს ქვემოთ, სათავეში აქვს ძველყინვარული ვრცელი ცირკი, რომელიც მ. ჩაფარუხის აღმოსავლურ კალთაშია ჩაჭრილი, და რომელშიც მინიატურული ყინვარული ტბაა შემონახული. ცირკის პირი 2700—2750 მ სიმაღლეზეა. ანალოგიური ცირკი არის პ. ლიახვის მეორე მარჯვენა შენაკადის მდ. ჩაფარუხისწყლის სათავეშიც—იმ ქედზე, რომელიც ამ მდინარის აუზს მდ. მდ. გუდისისწყლისა და თლი-დონის აუზებისაგან გამოჰყოფს. კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი ცირკი არსებობს იმ უსახელო ნაკადულის სათავეებში, რომელიც პატარა ლიახვს მარჯვნიდან შეერთვის, რუკებზე დეკიანის სახელწოდებით აღნიშნულ ადგილთან; ეს ცირკი მ. ჩაფარუხის ჩრდილო ტოტშია გამომუშავებული და კლდოვანი ამფითეატრით არის გარშემორტყმული.

დარენისა (3121 მ) და ქოროზის (3108 მ) მასივებზე, რომლებითაც დაგვირგვინებულია მდ. მდ. თლი-დონისა და ბრიტათი-დონის წყალგამყოფი ქედის ჩრდილო ნაწილი, გამყინვარების ეპოქაში არსებობდა სულ ცოტა ორი ყინვარი მიწი, რომლებიც ცირკებში იყო მოთავსებული. დარენის ცირკი კარგად მოჩანს როკის ხეობიდან და წესიერი მოყვანილობით განირჩევა.

ასეთია ძირითადი ფაქტები, რომლებიც ეხება გერმუხის ქედის ძველ გამყინვარებას. ამ ფაქტების საფუძველზე შეიძლება გამოვლინებულ იქნეს ზედამოთხეული გამყინვარების ზოგადი ხასიათი კავკასიონის ძველყინვარული ზოლის ამ განაპირა რაიონში. გერმუხის ქედის გამყინვარების ერთობლივი ფართობი (თუ მასში შევიტანთ ყინვარების თავზე ამართულ ჭიუხებსაც) 70 კვ. კმ აღწევდა, ყინვართა რიცხვი 24, აქედან ხეობური ტიპისა 10 უდიდესი ყინვარები, რომელთა სიგრძე 4 კმ აღემატებოდა, 5 იყო. ძველი თოვლის საზღვრის ჰიფსო-

მეტრიული მდებარეობა სხვადასხვა ცინვარულ აუზებში ნაჩვენებია თანდა-
რთულ ცხრილში (გამოანგარიშებულია ჰეფერის მეთოდით).

მაკრო- ფერდობი	მდინარეული აუზი	ცინვარის აუზის შემომფარგვლე- ლი თხემის საშ. სიმაღლე	ცინვარის ბოლოს სიმაღლე	თოვლის საზ- ღერის სიმა- ღლე
	ბაცვად-დონი	2950	2050	2500
	თლი-დონი	2900	2250	2575
	ბრიტათი-დონი	3050	1950	2500
	ერმანისწყალი	3100	2100	2600
	გუდისისწყალი	3000	2550	2775
	პატარა ლიანვი	3050	2300	2675
				2544
				2725

ვიურმული თოვლის საზღვრის საშუალო სიმაღლე გერმუხის ქედის ჩრდ-
ლო ფერდობზე 2544 მეტრია, სამხრულ ფერდობზე კი 2725 მ. თუ თანადროულ-
ლი თოვლის საზღვრის საშუალო სიმაღლედ გერმუხის ქედის ჩრდილო კალთებ-
ზე 3200 მ მივიღებთ, ხოლო სამხრულ კალთებზე 3400 მ. გამოვა, რომ გამყინ-
ვარების უკანასკნელ ეპოქაში თოვლის საზღვარი დღევანდელთან შედარებით
50—700 მეტრით დაბლა მდებარეობდა. ეს დასკვნა სავსებით ეთანხმება ჩვენს
მიერ აღრე გამოთქმულ მოსაზრებებს კავკასიაში ვიურმული თოვლის საზღვ-
რის დებარების სიდიდეზე, რომლებიც კავკასიის ყელის სხვადასხვა რაიონებ-
ში მოაზოვებულ მასალებზეა დამყარებული (ლ. მარუაშვილი, 1956).

ცინვარულ-აკუმულაციური რელიეფის ფორმების სუსტი განვითარებულო-
ბა განხილულ რაიონში და კერძოდ მორენული სერებ-ბორცვების თითქმის სრულ-
ლი არარსებობა უნდა მიეწეროს ორი ძირითადი ფაქტორის შეხამებას: ა) ხსე-
ნებული ფორმების სწრაფ წარგევა-გადარეცხვას მათი შემადგენელი ქვიშაქვებისა
და ფიქლების დენუდაციისადმი სისუსტის გამო და ბ) რაიონის მიერ გაცილები
გამყინვარების სტადიების შედარებით სიძველეს. დენუდაციური პროცესე-
ბისადმი სუსტი ქანებით აგებულ რაიონებში (მაგალითად, თუშეთში) შენახული
ცინვარულ-აკუმულაციური ფორმების უმეტესი ნაწილი. როგორც დაკვირვება
გვიჩვენებს, ვიურმული გამყინვარების უკანასკნელ სტადიებს ეკუთვნის—უმთა-
ვრესად ისტორიული დროის სტადიებს და უკანასკნელ პრეისტორიულ სტადიას.
გერმუხის ქედი მთელი ისტორიული პერიოდის (4—5.000 წლის) განმავლობა-
ში ნამდვილ ცინულსაბურველს მოკლებული იყო, ხოლო პოსტგლეჩერის უკანას-
კნელ პრეისტორიულ სტადიაში მას შეიძლება მხოლოდ უმნიშვნელო ცინვარე-
ბი ჰქონოდა თოვლის დაგროვებისათვის ყველაზე უფრო ხელშემწყობ ცირკებ-
ში. ამიტომაც ბუნებრივია, რომ ადვილწარგევადი ცარცული ფლიშის ქანებით
წარმოქმნილი აქაური მორენები ვერ შემოინახა. ზემოთქმულთან დაკავშირე-
ბით, ვიურმული ცინვარების უკუდახვევის სტადიები გერმუხის ქედის რელი-
ეფში არასრულად და არა ტიპობრივად არის წარმოდგენილი — აკლია უახლეს
2—3 სტადიის შესაბამისი ფორმები, ხოლო უფრო ძველი სტადიები გამოსახუ-

ლი აქვთ თითო-ორიოლა ყინვარს (იხ. ზემოთ ბაცგად-დონისა და თლი-დონის ზეობათა პალეოგლაციოლოგიური დახასიათება) და ისიც არა ბოლომორენული სერების სახით, არამედ ტროვების გასწვრივ პროფილის საფეხურებრივი გარდატეხებით.

ვიურმულზე უფრო ძველი და უფრო მძლავრი გამყინვარების კვლები გერმუხის ქედის ფარგლებში ჩვენ არ გვინახავს.

А. И. МАРУАШВИЛИ

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ГЕРМУХСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНАЯ ОСЕТИЯ)

Резюме

Высшие пункты Гермухского хребта — г.г. Манга-авцаг и Гермухи достигают, соответственно, 3338 и 3196 м абс. высоты и, поскольку климатическая снеговая граница в этой части Южной Осетии находится на высотах в 3200—3400 м, хребет совершенно свободен от современного оледенения.

Как известно, в ледниковые эпохи четвертичного периода снеговая граница на Кавказе располагалась значительно ниже, чем в современную эпоху. Депрессию снеговой границы в последнюю, вюрмскую эпоху оледенения разные исследователи оценивают различно — от 600—800 м до 1200—1300 м. Естественно поэтому предполагать, что Гермухский хребет, ряд вершин которого поднимается выше 3000 м, почти достигая современной снеговой границы, должен был нести оледенение в холодные фазы четвертичного времени.

В литературе мы встречаем данные о древнем оледенении Гермухского хребта у Л. И. Прасолова и Н. Н. Соколова (1931), И. Г. Кузнецова (1932) и О. С. Вялова (1935), а также в неопубликованном отчете Лиахвской геолого-съёмочной партии Грузинского геологического управления за 1957 г.

Имеющиеся в настоящее время в литературе палеогляциологические данные по Гермухскому хребту ограничиваются констатацией следов древнего оледенения в некоторых (как увидим в дальнейшем — далеко не во всех) долинах этого хребта. Общая палеогеографическая картина Гермухского хребта в эпоху оледенения, гипсометрическое положение древней снеговой границы и ряд других вопросов, связанных с изучением ледниковых образований, не могут быть решены на основании опубликованного материала.

Летом 1950 г. Институтом географии имени Вахушти производились геоморфологические исследования в Юго-Осетии, включая и Гермухский хребет. Наблюдения, выполненные при трех пересечениях Гермухского хребта, а также во время передвижений по долине Б. Лиахви, позволяют сделать попытку обрисовать характер верхнечетвертичного оледенения Гермухского хребта.

Следы древнего оледенения выражены в рельефе как на обоих склонах самого Гермухского хребта, так и на высочайших горных массивах, входящих в некоторые из его отрогов.

Р. Чипран-дон берет начало на западных склонах горного массива Гермух и, стекая в северо-западном направлении, впадает в Б. Лиахви

у с. Ванели. В главном истоке рассматриваемой реки — к ЮЗ от вершины Гермухи, имеются плохо выраженные древнеледниковые цирки. Правый приток Чипран-дона р. Кашлаути-дон в недавнем прошлом перехватила, как это отмечалось И. Г. Кузнецовым и О. С. Вяловым, верхнее течение Бацгад-дона, в результате чего трог последнего в настоящее время частично находится в бассейне Чипран-дона. Поскольку долина Кашлаути-дона ниже перехвата лишена признаков ледникового воздействия, можно предположить, что к моменту перехвата Бацгадский ледник успел отступить выше точки перехвата. Эта точка располагается в промежутке между второй и третьей с конца стадияльными моренами упомянутого ледника, имевшего после максимальной фазы своего развития четыре остановки. Следовательно, эпизод перехвата может быть датирован послеледниковым временем, не более чем десятью тысячелетиями.

В бассейне Тли-дона верхнечетвертичное оледенение имело значительные размеры благодаря северной экспозиции долин, связанных с высокими горными массивами Гермухского хребта. Самый западный из залегавших здесь четырех долинных ледников сползал из цирка, расположенного между двумя карлинговидными вершинами Гермуха на север, по древней (впоследствии частично перехваченной) долине Бацгад-дона, к району с. Бацгад. Длина Бацгадского ледника равнялась в максимальную фазу 4 км, его нижний конец располагался на высоте около 2050 м над ур. м. Вышеуказанный цирк имеет более 1 км ширины и в нем находится запрудное озеро, уровень которого характеризуется высокой отметкой приблизительно в 3030 м. Трог Бацгадского ледника обнаруживает продольную ступенчатость, связанную с накоплением моренных отложений в процессе прерывистого отступления ледника. Горизонтальные ступени расположены на высотах в 2400, 2550, 2750 и 2900—2950 м и соответствуют четырем остановкам ледника после максимальной фазы. Три остальных ледника, залегавшие в истоках Тли-дона и двух его левых притоков, имели по 2—3 км длины и оканчивались на отметках в 2300—2400 м. Ледник главного истока р. Тли-дон получал питание из трех вместительных цирков, в более восточном из которых сохранилось проточное озеро с отметкой 2745 м. Трог этого ледника характеризуется, аналогично Бацгадскому трогу, ступенчатым продольным профилем; ступени располагаются на уровнях в 2540, 2630 и 2700 м. Западнее Тли-донского ледника и параллельно к нему сползал Кауатский ледник, а еще западнее ледник Кадасарский; оба они оставили короткие трог, завершающиеся вверху довольно просторными цирками, врезанными в главную цепь Гермухского хребта. Еще один цирк, но без трога, врезан в западный склон г. Манга-авцаг, питая правый приток Тли-дона. В нем находится небольшое озеро. Наконец, небольшой цирк расположен севернее, на северо-западном склоне массива Брита-авцаг — в одном из истоков речки, впадающей в Тли-дон справа между сс. Тарджин и Тли.

Далее на восток находится долина р. Бритати-дон, несшая в эпоху оледенения самый крупный (длиной более 7 км) ледник Гермухского хребта. Развитию мощного ледника в данной долине способствовали ее северная ориентация и наличие двух обширных цирков, расположенных высоко на северо-восточном склонах кульминационного массива хребта — г. Манга-авцаг. Третий, небольшой цирк врезан в северо-восточный склон г. Брита-авцаг — рядом с вышеотмеченным цирком бассейна р. Тли-дон. Долина Бритати-дона на всем своем протяжении представляет трог, ширина нижней части которого достигает 0,5 км.

Бритатский ледник в максимальную фазу оледенения выступал в продольную долину Эрмани-дона и заставлял эту реку отклоняться на север по врезанному в лавы Магран-Двалетского потока руслу. Свидетелем этого факта является ныне безводная долинка на правом берегу Эрмани-дона против с. Бритата. Нижний конец ледника располагался на отметках в 1950—2000 м. Бритатская долина на значительной части своего протяжения выполнена рыхлыми, плохо сортированными отложениями с наличием крупных угловатых валунов; часть этого материала связана, по-видимому, с аккумулятивной деятельностью древнего Бритатского ледника, но характерных для ледниковой аккумуляции форм рельефа (моренных гряд) мы здесь не могли подметить. В нижней, населенной части долины развиты мощные отложения известковых туфов и травертинов послеледникового возраста, образующие террасы с разместившимися на них осетинскими селениями, ступенчатые конуса, каскады и т. п. В цирке левой составляющей Бритати-дона, на северо-западном склоне г. Манга-авцаг, на абсолютной высоте в 2800 м, имеется озерко ледникового генезиса.

Восточнее Бритати-дона северный склон Гермухского хребта расчленен долинами трех Эрманских речек. Эти долины, подобно Бритатской долине, являются на всем своем протяжении трогами и в верхних концах завершаются древне-ледниковыми цирками. Долины эти короче Бритатской долины: длина Нижне-Эрманской долины около 5 км, средней 2,5 км, а Верхне-Эрманской (считая от г. Кного до нижнего окончания древнего Эрманского ледника ниже с. Нижн. Эрмани) 6—6,5 км. Таким образом, верхнечетвертичная Эрманская ледниковая система состояла из главного ствола длиной в 6,5 км, заканчивавшегося недходя 2,5—3 км до нижнего конца Бритатского ледника и двух его левых притоков длиной в 2,5 и 5 км. Абсолютная высота окончания Эрманского ледника равнялась 2100—2150 м. В цирке верховьев Нижне-Эрманской долины сохранилось ледниковое озерко. В окрестностях трех сел Эрман имеются моренные накопления с участием глыбового материала.

Перейдем к южным склонам Гермухского хребта. Западная часть южного склона дренирован левым притоком Б. Лиахви — рекой Гудисис-цхали. Оледенение верховьев этой реки было, по сравнению с вышеописанным оледенением северных склонов, более слабым, что обусловила южной экспозицией и глубоким врезом долины Гудисис-цхали. Следов долинных ледников здесь почти невозможно установить, оледенение носило цирково-каровый характер. Сохранилось шесть древне-ледниковых цирков, размещающихся на южном склоне главной цепи Гермухского хребта и на склонах его южных отрогов. Устья цирков и каров располагаются на высотах от 2700 до 3000 м. Ледяной язык длиной в 0,7—1 км, выходящий из цирка, расположенного южнее вершины г. Гермухи на восточном склоне ее южного отрога, достигал, по-видимому, 2550 м над ур. м. — самой низкой точки, до которой спускались ледники в бассейне р. Гудисис-цхали. Вместителище этого ледяного языка носит форму слабо выработанного трога. Моренные отложения в этом районе слабо представлены и не образуют специфических форм рельефа.

Самый большой из древних ледников южного склона Гермухского хребта сползал по продольной долине верхнего течения Малой Лиахви, со склонов г.г. Манга-авцаг и Чапарухи (3148 м) к пункту, расположенному выше бывших сс. Кного (Гнух) и Суарта. На протяжении около 5—5,5 км долина М. Лиахви представляет трог, в дно которого врезан послеледниковый эрозионный каньончик глубиной до



100—150 м. Долину с обеих сторон сопровождают высокие горные массивы, достигающие 3000—3300 м над ур. м. — слева главная цепь Гермухского хребта, а справа Чапарухский отрог. Древний ледник оканчивался здесь на высоте около 2300 м над ур. м. Моренные отложения в трое морфологически плохо выражены, они заполняют его сплошным мощным слоем. Ледник гитался из трех вместительных цирков, которые врезаны в склоны хребта, соединяющего гг. Манга-авцаг и Чапарухи.

Из долин притоков М. Лиахви оледенение испытали долины р.р. Фарази-дон и Чапарухи. В верховьях Фарази-дон, впадающего в М. Лиахви справа ниже с. Фарази, имеется обширный древнеледниковый цирк, врезаемый в восточные склоны г. Чапарухи, с миниатюрным ледниковым озерком. Устье цирка расположено на абс. высоте в 2700—2750 м. Аналогичный цирк находится также и в истоках другого правого притока М. Лиахви — р. Чапарухи, на склонах гребня, отделяющего бассейн последней от бассейнов р.р. Гудисис-цхали и Тли-дон. Еще один значительный цирк располагается в верховьях безымянной реки, впадающей в М. Лиахви справа у урочища Декиани; цирк этот врезан в северный отрог г. Чапарухи и окружен амфитеатром скал.

На горных массивах Дарен и Козор (3121 и 3108 м), венчающих северную часть водораздельного хребта между бассейнами р.р. Тли-дон и Бритати-дон, в ледниковое время существовали по меньшей мере два ледника, залегавшие в цирках. Цирк г. Дарен хорошо виден из Рокской долины и имеет весьма правильную форму при небольших размерах. Другой цирк расположен восточнее, на северном склоне г. Козор.

Таковы основные факты, касающиеся древнего оледенения Гермухского хребта. На основании этих фактов может быть выявлен общий характер верхнечетвертичного оледенения данного района, расположенного на окраине древнеледниковой полосы Б. Кавказа. Площадь оледенения (включая возвышающиеся над ними скалистые массивы нивального пояса) равнялась 70 км², число ледников 24, из них долинных ледников 10. Число наиболее крупных ледников, превышавших в длину 4 км, равнялось 5.

Высота вюрмской снеговой границы на северных склонах Гермухского хребта (вычислено по методу Гефера) получается равной в среднем 2544 м, а на южных склонах 2725 м. Приняв за среднюю высоту современной снеговой границы на северных склонах Гермухского хребта 3200 м, а на южных 3400 м, мы получим, что в последнюю эпоху оледенения снеговая граница была здесь снижена на 650—700 м. Этот вывод вполне гармонирует со сделанным нами ранее заключением о величине депрессии вюрмской снеговой границы, основанным на фактическом материале различных районов Кавказского перешейка (Л. И. Маруашвили, 1956).

Слабое развитие ледниково-аккумулятивных форм рельефа в рассмотренном районе и, в частности, почти полное отсутствие моренных (конечных и боковых) гряд следует объяснить сочетанием двух основных моментов: а) быстрого разрушения этих форм вследствие слабой денудационной стойкости слагавших их песчаников и сланцев и б) относительной древности испытанных районом стадий оледенения. Большая часть сохранившихся ледниково-аккумулятивных форм рельефа в районах, сложенных податливыми в денудационном отношении породами (например, в Тушетии), относится к последним стадиям вюрмского оледенения — к стадиям исторического времени и последней до-

исторической стадии. Гермухский хребет на протяжении всего исторического периода был лишен настоящего оледенения, а в последнюю доисторическую стадию поствиурма мог иметь только незначительные ледники, локализованные в верхних частях наиболее благоприятных для снегонакопления цирков. Естественно поэтому, что моренные гряды этого района, будучи образованы легкоразрушающимися породами мелового флиша, не смогли сохраниться. В связи со сказанным, стадии отступления виурмских ледников выражены на Гермухском хребте неполно и нетипично — не достает наиболее молодых 2-3 стадий, более древние же представлены у немногих ледников (см. выше описание палеогляциальной морфологии долины Багдад-дона и Тли-дона) и при том не в виде конечно-моренных валов, а ступеневидными изломами продольного профиля трогов.

Следов древних оледенений, по своей мощности превосходивших вышеохарактеризованное оледенение конца четвертичного периода, нами в районе Гермухского хребта не обнаружено.

ბაგდადის ქალაქის გარშემოწერილობის რეგიონის რელიეფის რუკა

(საბაგდადოს და მდინარეების რეგიონი)



ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ვახუშტი ბაგრატიონი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა, თბილისი, 1941.
2. Вчлов О. С., Материалы по морфологии бассейна р. Большой Лиахвы (Южная Осетия), «Известия Гос. Геогр. об-ва», 1935, № 5.

3. Джавахишвили А. Н., География Грузии, Том I—Геоморфология, Тбилиси, 1926 (на груз. яз.).
4. Канделаки Н. А., Вашакидзе И. Г. и Кикошвили Д. А., Отчет Лиахвской геолого-съёмочной партии по работам 1957 г., Фонды Грузинского Геологического управления.
5. Кузнецов И. Г., Рокский перевал, Труды ВГРО, 1932.
6. Маруашвили Л. И., Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе, Тбилиси, 1956.
7. Прасолов Л. И. и Соколов Н. Н., Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. АН СССР, «Производительные силы Юго-Осетии, сб. I, Ленинград, 1934



Н. Е. АСТАХОВ

К ПАЛЕОМОРФОЛОГИИ И НЕОТЕКТОНИКЕ ПОЛОСЫ, ПРИМЫКАЮЩЕЙ К ВОЕННО-ГРУЗИНСКОЙ ДОРОГЕ МЕЖДУ МУХРАНСКОЙ ДОЛИНОЙ И ДОЛИНОЙ ТРУСО

За последнее время намечается тенденция пересмотра прежних представлений о чрезвычайной молодости рельефа Большого Кавказа (Кавкасиони). Накопившийся за последнее десятилетие фактический материал убеждает нас, что становление рельефа Кавказского Перешейка имеет очень сложную предисторию и ключ к объяснению рельефа отдельных территорий иногда приходится искать в очень отдаленном прошлом. К сожалению, фактический материал, которым мы располагаем чрезвычайно скуден и в большинстве случаев недостаточен, для того что-бы хорошо обосновать палеогеоморфологическую реконструкцию даже для сравнительно близких эпох. Но во всяком случае сейчас уже можно наметить по отдельным районам рабочие схемы, которые, естественно, еще изобилуют пробелами и не могут считаться сколько-нибудь непогрешимыми.

Полоса Южного склона Главного Кавказского хребта, примыкающая к Военно-Грузинской дороге, изучена довольно хорошо и фактический материал позволяет наметить общие черты истории ее развития.

Палеогеографические представления большинства исследователей сводятся, в общем, к единому уже установившемуся мнению, что с после древнеларамийской фазы горообразования зона Главного водораздела и Бокового хребта представляла собой область сноса. Континентальный режим, во всяком случае для центральной части Главного Кавказского хребта, установился в гребневой области в самом конце мезозоя, так что возраст суши можно считать палеогеновым. На протяжении палеоцена и эоцена, при общей тенденции разрастания суши преобладали восходящие движения, сменявшиеся временами покоем и может быть даже движениями обратного знака.

Судя по характеру коррелятных отложений, после озаменованной поднятием пиринейской фазы, в олигоцене, Центральное Кавказское поднятие представляло собой сушу с относительно низким гипсометрическим уровнем и зрелой речной сетью. Абсолютные высоты вряд-ли превышали 500—600 м. С конца олигоцена началось новое поднятие, о чем свидетельствует появление грубого терригенного материала в олигоценовом море, омывавшем с юга Кавказский континент. Вероятно это поднятие было связано с савской фазой, и, пожалуй, с этого времени можно исчислять возраст рельефа Центральной части Главного Кавказского хребта.

В течение нижнего миоцена могло произойти некоторое снижение абсолютных отметок, которые в конце олигоцена вероятно едва достигли уровня среднегорной страны. Так что рельеф «младенческий» существенно отличался от рельефа в «зрелом» возрасте. (Здесь мы, конечно, не вкладываем в понятия «младенческий» и «зрелый» смысл, принятый в геоморфологической терминологии. За колоссальный промежуток времени, именуемый в геологической летописи неогеном, исчисляемый тридцатью пятью миллионами лет (10), рельеф центральнокавказской суши многократно изменялся. Происходило то омоложение гор, то частичная пенеппенизация, но суммарный знак движений, видимо, оставался положительным и тенденция поднятия была господствующей. Поэтому мы и склонны датировать рельеф Центрального Кавказа олигоценовым временем.

Сравнительное ослабление восходящих движений, сопутствующее отложению майкопской свиты перед чокракским временем сменяется новым пароксизмом горообразования. Штирийская фаза повсеместно отмечается появлением конгломератов, свидетельствующих об интенсивном поднятии центральнокавказской суши. Конгломераты намеляют как на отложения майкопской свиты, так и на порфиритовую серию байоса, что свидетельствует о большой чокракской трансгрессии. Видимо, перед чокракским временем морской бассейн сократился за счет нарастания суши, а последняя была относительно сnivelлирована и Центральный Кавказ представлял собой невысокий горный кряж, с довольно широким пьедонтом. Миоценовое погружение бассейна, в котором отлагался материал, сносимый с центральнокавказской суши, начавшееся еще в чокраке ингрессией, в верхнем миоцене (нижний сармат) достигает максимального развития, характеризуясь накоплением осадков по всему окаймлению центральнокавказского континента. Нижнесарматские формации местами нормально залегают на фолладовых слоях и трансгрессивно — на порфиритовой свите. Почти всюду имеется базальный конгломерат мощностью от 0,5—1 м до 15—20 м. Такое колебание мощности объясняется залеганием нижесарматской толщи на денудированной поверхности полосы пьедомонта. Это обстоятельство говорит о предсарматской денудации, очевидно вызванной временным уменьшением амплитуды восходящих движений.

В среднем сармате продолжался интенсивный рост центральнокавказских гор. В омывающем их с юга бассейне отлагались песчаники и известняки с прослоями мергелей, переполненные фауной, превращенные в ракушечники мощностью 250—300 м. На них налегают уже пресноводно-континентальные отложения — плотные суглинки, серые и желтоватые глины, рыхлые песчаники и конгломераты мощностью 700—900 м. Значительная часть верхнетретичных отложений, заполняющих мульду миоценовой депрессии, принадлежит конгломератам мощностью 600—700 м с наземными формами *Helix*. Таким образом, в конце сармата к быстро растущим горным возвышенностям Центрального Кавказа причленяется суша, представлявшая собой область накопления сносимого с гор материала. Мощность конгломератовой толщи свидетельствует о прогибании мульды, стоящем в контрасте с поднятием гор, возвышающихся над ней с севера.

По данным Кахадзе и Канделаки, плиоценовые горообразовательные движения связаны с постсарматской (аттической) фазой. К этому времени относятся образования надвигов флишевых отложений в направлении с севера на юг. Параллельно происходит интенсивная

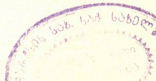
дислокация северной зоны, выразившаяся образованием изоклиальных складок и сопровождаемая более мелкими разрывами. Видимо, восходящие движения в северной полосе сопутствовались складчатостью и разрывами и в конце неогена уже сформировался тектонический каркас, черты которого мы видим сегодня. Бряд-ли возможна палеоморфологическая реконструкция доплиоценовой эпохи. Метод коррелятивных отложений дает нам право судить о масштабе денудационных процессов, а следовательно, об интенсивности горообразования и лишь об общем направлении сноса, но не дает возможности восстановления даже самых общих черт орографического плана. Для этого нужно иметь более убедительные данные. Мы знаем только, что в интервале времени от олигоцена до плиоцена Центральный Кавказ представлял перманентно поднимающуюся сушу, с постоянной тенденцией формирования горного рельефа. Контуры морских осадков в общих чертах рисуют береговую линию континента, а меняющийся состав матернала в одновозрастных коррелятивных отложениях—изменения в характере денудационных процессов.

Начиная с плиоцена наши знания о рельефе приобретают более определенные очертания. Накопление толщи конгломератов душетской свиты говорит о длительном континентальном режиме полосы, примыкающей к зоне флиша. Мощные речные галечники и суглинки могли накапливаться лишь в условиях предгорной равнины. Крупность материала свидетельствует о быстром росте гор, а громадная мощность отложений — о прогибании предгорной равнины [3]. В этот период уже намечается направление, о котором можно судить по реликтам древней речной сети, сохранившимся на отрогах водораздельных хребтов. Судя по всем этим данным, мы можем с некоторой долей вероятности полагать, что общий орографический план начала плиоценовой эпохи имел очертания близкие к современному. На севере высились Главный Кавказский хребет, преобладало меридиональное расчленение крупными дренами, но от неогенового времени сохранилось тем не менее былое консеквентное заложение рек в их верховьях. Здесь приходится допустить, что поднятие имело дифференцированный характер и сводовые движения, определившие основной каркас поднятия, были осложнены отдельными подвижками по разломам общекавказского простираия и кроме того поперечными воздыманиями. Последний тип движений до некоторой степени объясняет существование продольных долин, разделенных высокими водоразделами. Очевидно, что поперечные поднятия должны были предшествовать сводовым поднятиям общекавказского направления, так как продольные участки речных долин старше по возрасту, нежели antecedентные ущелья, пропиленные в продольных хребтах.

Таковы общие положения, которые могут быть предпосланы палеоморфологической реконструкции полосы Южного склона Центрального Кавказа, примыкающих к Военно-Грузинской дороге.

Нам представляется вероятным, что общий профиль горных сооружений в период между сарматом и нижним плиоценом можно представить следующим образом:

Главный водораздельный хребет, повидимому располагался значительно южнее и простирался почти широтно, занимая положение нынешнего широтного отрога Алевского хребта между г. Геладур и отрогами Гуд-горы. Истоки Белой Арагви начинались на параллели Гудаури. На месте Кельского плато располагался обширный водо-



1986

сборный амфитеатр рек, имевших в общем консеквентное заложение, с явно выраженным срединным, разделяющим две стержневые реки водоразделом, простирающимся параллельно главному. Севернее возвышался хребет, соответствующий современному Главному водораздельному хребту и далее — широкое понижение между последним и Боковым хребтом. Это понижение очевидно было праобразом современной долины Трусо. В южной части, на месте современных предгорий, простирался обширный пьедмонт — равнина, на которую выходили горные реки. Эта равнина представляла область погружения и аккумуляции сносомого с гор аллювия. Главный тальвег праарагви простирался где-то в пределах Душетско-Базалетской котловины, а ширина его измерялась десятками километров. До выхода на пьедмонт, река пропильвала поднимавшийся в районе Пасанаури молодой хребет, занимавший в то время пока еще низкий гипсометрический уровень. На рис. 1-м схемы, стрелками показаны направление и интенсивность движений.

Таков был вероятный орографический профиль рассматриваемой полосы.

Вулканическая катастрофа, разразившаяся в районе Главного хребта, вероятно, во второй половине плиоцена, в значительной мере видоизменила общий орографический план. Мощные потоки лавы вулканической группы Мепискало заполнили водосборную котловину верховьев праарагви, залив обе долины, разделенные срединным хребтом (см. рис. 2 схемы), и далеко распространившись на юг и на север. Повидимому, Главный водораздел имел в месте нынешнего Гудского ущелья относительно низкую седловину, через которую перехлестнул лавовый поток, спустившись широким языком по тальвегам истоков Белой Арагви. Он-то и образовал современную Кайшаурскую долину. Одновременно на севере мощный поток раскаленной лавы устремился через Крестовый перевал.

Н. И. Схиртладзе [9] справедливо считает, что формирование эффузивного комплекса группы вулканов Мепискало произошло еще в плиоцене. Тогда же лавовые потоки залили русло древней большой реки, начинавшейся в районе Кельского плато и перетекавшей на север через седловину Крестового перевала. В этом отношении Н. И. Схиртладзе разделяет взгляды В. П. Ренгартена [7] и не согласен с К. Н. Паффенгольцем [6] считавшем, что лавы Крестового перевала являются более молодыми и имеют самостоятельный центр излияния.

Профиль полосы, примыкающей к Военно-Грузинской дороге и проходящий через центральную часть Кельского плато, после среднего плиоцена, рисуется нам следующим образом:

На севере продолжается быстрое поднятие и консолидация Бокового хребта; уже значительно явственнее обрисовывается тальвег Трусо. Следующей к югу полосой поднятия является Главный Кавказский хребет, который достиг, вероятно, гипсометрического уровня, превысившего Главный водораздел. В начале рассматриваемого периода, последний, повидимому, все еще располагался на южной периферии Кельского плато. Через низкую седловину (на меридиане современного Гудского ущелья) перелилась лава и спустилась в истоки реки, перехватившей впоследствии верховья Арагви. Южнее, на стыке зон поднятия и погружения (у границы мелового флишевого комплекса и третичных формаций) наметилась консолидация юго-восточного отрога Архского и юго-западных отрогов Гудамарского хребтов, про-

придаваемых антецедентным ущельем. В то время эти возвышенности представляли собой предгорья, окаймлявшие с севера область погружения — обширный пьедмонт, простиравшийся на многие десятки километров.

Начало плейстоцена ознаменовалось новым поднятием гор, произошедшим в связи с проявлением древневалахской фазы. Поднятие обусловило перестройку гидрографической сети, которое в свою очередь оказалось чреватым в смысле значительных изменений общего орографического плана. Видимо, в этот период произошел прорыв в истоках р. Белой Арагви и перехват ее долины на Кельском плато. В результате перехвата «повисла в воздухе» обезглавленная долина Крестового перевала. Терек потерял часть своих верховьев, а Белая Арагва удлинилась по крайней мере на два десятка километров. Но главным в этой перестройке было все-же перемещение зоны Главного водораздела, которая теперь уже совпала с нынешней осью Главного Кавказского хребта.

Смещение Главного водораздела то в северном, то в южном направлении отмечалось не только в исследованной полосе. Палеоморфологические реконструкции В. А. Гросгейма [2] рисуют нам похожие картины на Восточном Кавказе (смещение водораздельной линии к югу). Смещение к северу в нашем случае, видимо, обусловлено большим уклоном рек, текущих с севера на юг в связи с надвиганием седиментальных толщ в противоположном направлении.

Таким образом, в начале же четвертичного времени орографический план и гидросеть в общем получили современные очертания.

Следующим событием было оледенение. Л. И. Марушвили считает, что вюрмское оледенение Кельского нагорья имело покровный характер и, лишь на окраинах, от ледяной шапки отходили языки в виде долинных ледников по долинам Арагви, Ксани и Большой Лиахви [4].

Даже при беглом знакомстве с древнеледниковым ландшафтом Кельского плато и прилегающей с юга территории, становится очевидной справедливость точки зрения этого исследователя. Кельское плато, благодаря выгодным орографическим условиям, явилось, по-видимому, наиболее мощным очагом оледенения. Бессточная видальня между хребтами, расположенная всего лишь на 200—600 м ниже уровня современной снеговой границы, естественно должна была заполниться льдом. Долинные же ледники в бассейне р. Белой Арагви не оставили следов ниже 1900 м.

Последнеледниковое время ознаменовалось новым параксизмом вулканической деятельности. Как на Кельском плато, так и на Главном хребте, известны вулканические аппараты и лавовые потоки, на которых следы древнего оледенения отсутствуют. Вулканические конусы Нарван-хох, южная цепь конусов, окаймляющих центральную кальдеру Малого Менискало, вулканы Хорисар, Сакохе и др. являются последнеледниковыми эффузивными аппаратами. Они возвышаются на пьедестале плиоценовых и нижнечетвертичных лав, а в отдельных случаях (Хорисар, Милиони) прорывают сланцы в осевой зоне антиклинального поднятия.

Нам представляется, что Л. И. Марушвили не совсем прав, утверждая, что вулканическое излияние приурочены к зонам относительных погружений [6]. Действительно, это положение оправдывается только

для некоторых плиоценовых вулканов. Верхнечетвертичные излияния, как мы видим, происходили как-раз в зоне максимального воздымания центральнокавказского антиклинория. Ярким примером тому служат вулканы Хорисар и Сакохе. Цепь плиоценовых вулканов приурочена хотя и не к зоне максимального поднятия, но во всяком случае и не к центральным частям областей опускания. Мы видим серию вулканических аппаратов, вытянутых приблизительно в меридиональном направлении. Вероятнее всего, здесь выявляется приуроченность к зонам поперечных поднятий, как это наблюдается в Южногрузинском нагорьи (Джавахетский и Самсарский хребты).

Общие черты профиля изученной полосы в конце четвертичного времени были близки к современному. Окончательно консолидировался Боковой хребет, в результате излияний вулкана Хорисар в долине Трусо образовалась Касарская теснина. Перестроилась речная сеть Арагви и последняя, удлинив свои верховья, стала в то время активно врезаться в поднимающиеся отроги Архского и Гудамарского хребтов. Неотектоническим событием явилась смена знака движений в северной части пьедмонта: стали подниматься третичные предгорья, образуя низкую холмистую полосу (рис. 3 схемы).

Тектонические движения, действовавшие на протяжении второй половины неогена, к плиоценовому времени уже возвели громадное горное сооружение Центрального Кавказа. Вряд ли можно считать обоснованным утверждение Л. А. Варданянца, что «в целом удельная роль верхнечетвертичных движений в формировании современного нам Кавказа ни в коем случае не ниже 50%, а при несколько ином толковании некоторых фактов, удельная роль этих движений может достигнуть даже и всех 100%» [1].

Н. И. Николаев [5] в своей статье о возрасте северных склонов Центрального Кавказа привел достаточно веские возражения. Что же касается южных склонов, то факты говорят за значительно более скромную роль четвертичных поднятий в формировании Кавказа.

О размахе четвертичных движений можно получить представление по некоторым, довольно надежным данным как в области высокогорной, так и в предгорьях изученной полосы.

Поперечные участки истоков р. Арагви врезаны значительно глубже нежели продольные. Так, в Гудском ущелье, выше р. Эрето, река полностью пропилила броню плиоценовых лав и переуглубила свою долину по отношению к правым притокам. Мощность плиоценовых эффузивов здесь, по-видимому, является максимальной, т. е. тальвер долины пра терека, по сравнению с остальными участками залитыми лавой, в этом месте занимал наинижнее положение, в связи с чем и заполнение лавовым материалом было наибольшим. Мощность эффузивной толщи составляет 260 м, а современный тальвер Арагви лежит еще на 120—150 м ниже контакта лав и сланцев. Таким образом, максимальный суммарный постплиоценовый врез реки составляет 150 м плюс какая-то величина, которая характеризовала поднятие склона в процессе пропиливания толщи.

Крестовый перевал имеет абсолютную отметку 2384 м. Тальвер р. Белой Арагви на параллели Крестового перевала лежит на абсолютной высоте 1880 м, следовательно врез реки здесь составляет около 500 м. Мощность лавовой брони в среднем 200—220 м. Следовательно, амплитуда постплиоценового поднятия приближается к цифре 250—300 м.

Таким образом, в среднем, четвертичное поднятие в районе Кельского плато и Крестового перевала достигало порядка 200—300 м не более. Такие цифры, однако вряд ли характерны для всей гребневой зоны. Надо учесть, что Кельская котловина все же является участком относительного погружения в зоне максимального поднятия свода. Давление мощной толщи плиоценовых эффузивов должно было на этом участке замедлить поднятие. К тому же эффузивные процессы, очевидно, сопровождалась образованием пустот в магматических очагах, что способствовало проседанию на отдельных участках свода. Краевые части Кельского плато являются границами зон разных амплитуд, а может быть даже контрастных движений.

Убедительным аргументом является фрагмент лавы на Харульском хребте, приподнятый на высоту около 150 м по отношению к плато. Н. И. Схиртладзе считает этот фрагмент самостоятельным центром излияния, что вряд ли соответствует действительности. Знаменательно, что фрагмент лежит в гребневой части Харульского хребта. Видимо р. Ксани проложила себе путь примерно вдоль границы контрастных движений (поперечное поднятие Харульского хребта и продольное относительное погружение Кельской котловины). Глубина вреза р. Ксани в месте ее прорыва составляет 210 м от поверхности фрагмента и около 90 м от поверхности плато. Трудно решить вопрос, поднялся ли Харульский хребет или погрузилось Кельское плато. Во всяком случае ясно, что здесь мы имеем дело с полосой контрастных дифференцированных движений.

Следующей к югу полосой относительного опускания (или отставания в общем сводовом поднятии) является отрезок долины р. Белой Арагви, начиная от Млета до Пасанаурской теснины. Н. И. Схиртладзе [9] объясняет низкое положение концевой части Кайшаурского лавового потока местным погружением. Нам представляется несомненной справедливость такого объяснения. Аргументируется оно наличием почти стометровой толщи слоистых рыхлых образований против с. Квешети, примыкающих к концевой части лавового языка. Накопление рыхлого материала столь значительной мощности, переслаивание линз пепла с галечниками и делювием, отчетливая слоистость, безусловно говорит за погружение этого участка долины, которое ниже, у Пасанаурской теснины, вновь сменяется поднятием (антецедентный врез р. Белой Арагви в отроги Архского и Гудамакарского хребтов).

В предгорной части полосы, примыкающей к Военно-Грузинской дороге, р. Арагви вновь пересекает поднимающийся участок. Здесь представлен характерный пример смены знака движений. Несомненно, что Душетско-Базалетская котловина возникла в связи с длительным погружением синклиналиной впадины, в которой на протяжении верхнего сармата и плиоцена накоплялась конгломератово-суглинистая толща. Но плейстоценовое погружение сменялось поднятием, продолжающимся до настоящего времени. Вероятнее всего, что долина прарагвы в конце плиоцена располагалась в районе Базалетской и Душетской котловин, так что высшая точка ее древнего тальвега сейчас лежит на 1200—1300 м, а дно долины р. Арагви на той же параллели имеет абсолютную отметку около 600 м (у с. Абаносхеви — 605,8 м). Таким образом, с конца плиоцена гряда испытала поднятие около 700 м, т. е. почти на 200 м больше, чем гребневая часть Центрального Кавказа. Это, однако, не свидетельствует о том, что предгорья поднимаются интенсивней, чем Главный хребет. Поднятие указанной гряды

локализовано в пределах довольно узкой полосы, за которой следует полоса относительно меньших амплитуд, вновь сменяющаяся в свою очередь полосой интенсивных движений (район Пасанаурской теснины). В целом же поднятие возрастает от южной границы горной системы к северу — центральной зоне свода.

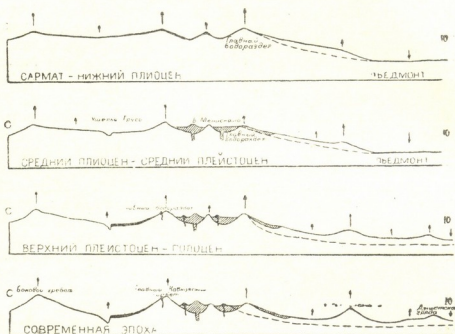


Схема эволюции рельефа и неотектонических движений

////// плиоценовые эффузивы ■■■■ четвертичные эффузивы. Стрелками показано направление и интенсивность поднятий и опусканий.

Пунктиром показан врез долины Арагви

Таким образом, в изученной полосе намечаются зоны поднятий разной интенсивности и направления.

Зоны интенсивных поднятий		Зоны относительного отставания поднятий
Поднятия общекавказского простираения	Поперечные поднятия	
Боковой Хребет, Главн. водораздел	Архский хр. Гудамкарский хребет.	Долина Трусо Кельское плато
Южное окаймление Кельского плато ("Серединный хребет").	Полоса гряд, замыкающих с юга Базалетскую котловину.	Долина Белой Арагви, между Млети и Пасанаури. Долина Арагви между Анаури и Живали

Хотя контрастные движения и приурочены в ряде случаев к разрывам, вряд ли можно утверждать, что поднятия и опускания происходят в результате перемещения глыб. Вероятно, дифференцированные движения имеют волнообразный характер, причем направление их далеко не всегда согласовано с простираем структур. Приведенные факты позволяют допустить существование движений поперечных по отношению к общему простираению структур. На примере столь узкой

полосы вряд-ли уместны обобщения и возможны суждения о причине и механизме неотектонических движений. Наши высказывания по этому вопросу пока что лишь черновая рабочая гипотеза.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. Варданянц Л. А., О верхичетвертичной орогенической фазе, Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. IV, 1939.
2. Гросгейм В. А., О смещении Главного водораздела Большого Кавказа, Изв. В. Го-ва, 1950.
3. Кереселидзе Д. Г., О возрасте Душестской свиты, «Сообщ. АН Гр.ССР», т. XIII, 1959, № 4.
4. Марвашивили Л. И., Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе, Тбилиси, 1956.
5. Николаев Н. И., О возрасте рельефа Центрального Кавказа, Труды МГРЙ, 1947, Москва.
6. Паффенгольц К. Н., О возрасте лав Казбекского района и Кельского вулканического плато, Сб. Тр. Геол. Ин-та АН Гр. ССР, Акад. А. И. Джanelидзе, Тбилиси, 1959.
7. Ренгартен В. П., Геологический очерк Военно-Грузинской дороги, Тр. ВГРО, вып. 148, М. 1932.
8. Рейнгард А.-Л., К вопросу о послетретичных тектонических движений на Кавказе, Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. IV, Л.—М. — 1939.
9. Схиртладзе Н. И., Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии, АН Гр. ССР, Моногр. № 8, Тбилиси, 1958.
10. Холмс А., Основы физической геологии, Изд. Ин- лит. М. 1942.



ს. ნემანოვილი

მდ. მდ. ენგურისა და კოდორის ხეობათა ტერასები

1. ზოგადი ნაწილი

მდ. მდ. ენგურისა და კოდორის ხეობები დასავლეთ საქართველოს უდიდეს ხეობათა რიცხვს ეკუთვნის. მუდმივ თოვლ-ყინულებში მდებარე მათი მდინარეთა სათავეები და ატმოსფერული ნალექების სიუხვე უზრუნველყოფენ მდინარეთა წყალუხვობას. ხოლო დიდი ვარდნა — ინტენსიურ ეროზიულ მოქმედებას; მიუხედავად ამისა, კოლხეთის ბარში გამოსვლისას, სადაც შესამჩნევად მცირდება რელიეფის დახრილობა, ისინი აწარმოებენ ინტენსიურ აკუმულაციას.

1. ტერასების შესწავლილობა. მდ. მდ. ენგურისა და კოდორის ტერასები დღემდე კარგად არ არის შესწავლილი; ცნობები, რომლებიც გაბნეულია სხვადასხვა ავტორების შრომებში [2, 3, 4, 5, 7, 11, 12, 15, 20, 22], ეხება ხეობის მხოლოდ ცალკეულ უბნებში არსებულ ტერასებს და განმარტადებელი ხასია-

ტაბულა 1

ავტორი	ბ. მეფეთით	ბ. დედარანიით	დ. წირეთლით	დ. წირეთლით	დ. წირეთლით	დ. წირეთლით	ს. ბუკიათი	ნ. ასტაშოვით	პ. გამყრელიძით	ვ. მელიქაშვილით	მ. მელიქაშვილით	დ. უკლბათი
მდ. ენგური ს. ჯვართან	მდ. ენგური ს. ჯვართან	მდ. ენგური ს. კუბურნიჭთან	მდ. ენგური ს. ლახანაშულასთან	მდ. ენგური ს. ბუბურთან	მდ. ენგური ს. რუსი-ჩიყე	მდ. ენგური ს. ჯვართან	მდ. ენგური ს. ჯვართან	მდ. ენგური ს. ჯვართან	მდ. ნენსაკრაზე	მდ. მულხუბა ს. ჭაბეშთან	მდ. მეტია-ქალა ს. რუსთაში	მდ. ენგური ს. მეხდარსა და ბოგოეს შორის
1	კვედა 15	5-78	5-68	3-48	3-40	—	13-15	68	1-1,5	6-88	4-56	1-153
2	შუა 75	40-45	20-12	40-50	10-12	30-40	25-30	12-15	5-8	16-22	15-20	9-108
3	80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	ხედა 150	70-80	25-30	—	20-25	—	—	30-50	15-25	35-45	—	20-25
	—	170-180	40-50	—	—	—	—	—	408	—	—	55-60

თის შრომა თითქმის არ არსებობს, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ გრ. დედ-დარანის [1] ნაშრომს, რომელიც ეხება არა მარტო განსახილველი ხეობების, არამედ დასავლეთ საქართველოს შავი ზღვის აუზის თითქმის ყველა მდინარის ტერასებს. ავტორის მიერ გამოყვანილი დასკვნა, რომ კოლხეთის დაბლობის ყველა მდინარეს ახასიათებს ერთნაირი ჰიფსომეტრიის ტერასები (1,4—6 მ, 2. 8—12 მ, 3. 16—22 მ, 4. 40—50 მ, 5. 65—75 მ და 6. 100—115მ), საექვო უნდა იყოს.

საკუთრივ ენგურისა და მის შემდინარეთა ტერასების შესახებ ცნობები (იხ. ტაბულა 1) უმთავრესად გეოლოგიური ხასიათის შრომებშია მოცემული [3, 4, 5, 7, 11, 15, 20, 22]. როგორც ტაბულიდან ჩანს, არც ერთ ავტორს სისტემატული არ აქვს აღნიშნული ტერასული საფეხურები და თანაც მონაცემთა შორის დიდი სხვაობაა. ავტორთა უმრავლესობის აზრით, მდ. ენგურის ხეობის მთიანი და ბარის ნაწილთა ტერასების ურთიერთდაკავშირება, მათი წყვეტილი ხასიათის გამო, შეუძლებელია.

მდ. კოდორის ტერასების შესახებ შედარებით უფრო მცირე მასალაა. ამ მხრივ განსაკუთრებით აღსანიშნავია ლ. მარუაშვილის [2] მიერ ხეობის ქვედა ნაწილში გამოყოფილი ტერასების სერია, რომელთა რაოდენობა ხუთია (1.3 მ, 2. 8—18 მ, 3. 30—48 მ, 4. 148—150 მ და 5. 160—170 მ). ავტორი იძლევა არა მარტო ტერასების მორფოლოგიურ თავისებურებების, არამედ ტერასთწარმოქმნისა და განვითარების პირობების მკაფიო თეორიულ ახსნას, რასაც დიდი მნიშვნელობა აქვს მთიან მხარეებში ტერასების შესწავლისათვის.

2. **ტერასთწარმოქმნის პირობები.** ტერასთწარმოქმნის შესახებ არსებობს ყინვარულ-კლიმატური, ევსტატიკური და ტექტონიკური თეორიები [9, 10], რომელთაგან საბჭოთა კავშირში გაბატონებულია ტექტონიკური [18]. თუ რა ურთიერთობაა სამივე ფაქტორთა შორის ტერასთწარმოქმნის საქმეში, ჯერ უცნობია და მომავალი კვლევის პრობლემას წარმოადგენს.

მდ. ენგურისა და კოდორის ხეობათა ტერასების წარმოქმნაში ალბათ სამივე ფაქტორი მონაწილეობდა. როგორც ცნობილია, ამ მდინარეთა სათავეები მდებარეობს კავკასიონის მთავარი ქედის რაიონში, რომელმაც მეოთხეულ პერიოდში რამდენჯერმე განიცადა გაყინვარება, რის გამო აღგილი ჰქონდა აუზთა კლიმატური პირობების ცვლილებასაც. უეჭველია აგრეთვე, რომ გაყინვარებათაშორისო პერიოდებში შავი ზღვის დონე შესამჩნევ ცვლილებებს განიცდიდა, რაც თავის მხრივ გავლენას მოახდენდა ეროზიის ბაზისის ცვლებადობაზე, ალუვიურ მასალის დაგროვება-გადარეცხვაზე და სხვა. ამ მოვლენებს ერთვოდა აგრეთვე განუწყვეტელი ტექტონიკური მოძრაობა. ყველაფერმა ამან ხელი შეუწყო მდინარეთა ტერასების თანამედროვე სახით ჩამოყალიბებას, მაგრამ, თუ რა როლი ეკუთვნის თითოეულ მათგანს ცალ-ცალკე, ჩვენთვის ჯერჯერობით უცნობია.

ტერასების წარმოშობაში თავისებური როლი ითამაშა აგრეთვე აუზის ლითოლოგიურმა პირობებმა. ლითოლოგიური თავისებურებების მიხედვით მდ. ენგურისა და კოდორის ხეობები თითქმის არაფრით არ განსხვავდებიან ერთიმეორისაგან. ორივე ისინი ქვედა ნაწილში აგებულია მეოთხეული, ალუვიური და ზღვიური ნალექებით, რომლებიც ზემო წელისაკენ თანამიმდევრობით იცვლებიან მესამეული, ცარცული, იურული და ლეასური ხნოვანების რბილი და მაგარი ქანების მორიგეობით, რაც მკაფიოდ აისახება ხეობის სხვადასხვა უბნე-

ბის ხასიათსა და მათში ტერასების გავრცელებაში. მნიშვნელობა აქვს ამგებელი ქანების სტრუქტურების მიმართ ხეობის მიმართულებასაც; კერძოდ, გამყვით უბნებში ტერასთგაჩენის პირობები ნაკლებ ხელშემწყობია, ხოლო გასწვრივში — პირიქით, თუმცა აქაც ზოგიერთ მონაკვეთებში ტერასები სრულიად არ გვხვდება.

მდ. ენგური და მის აუზში შემავალი ხეობები ტერასების გავრცელების მიხედვით, შეიძლება რამდენიმე ნაწილად გაიყოს. კერძოდ, ხეობის ქვედა ახალგაზრდა ნაწილი, რომელიც სოფ. ნაბაკევის პარალელს ქვემოთ მდებარეობს, შესართავამდე წარმოადგენს ინტენსიური და ძირვის მდგომარეობაში მყოფ კოლხეთის დაბლობის ნაწილს, რის გამოც ტერასები თითქმის სრულიად არ არის წარმოდგენილი. სოფ. სოფ. ნაბაკესა და ჯვარს შორის მდებარე ხეობის მონაკვეთს ლ. მარუაშვილის [2] მსგავსად შეიძლება, მათაჟინა მონაკვეთი ვუწოდოთ. იგი ტერასების კლასიკური განვითარებით ხასიათდება. ხეობის ეს ნაწილიც შედარებით ახალგაზრდაა და აგრეთვე დაძირვის მდგომარეობაში იმყოფება, რაც მკაფიოდ ტერასული საფეხურების ტიპისა და ჰიფსომეტრიის თავისებურებაში ჩანს. სოფ. ჯვარიდან იწყება ხეობის გამკვეთი უბანი, რომელიც დაახლოებით სოფ. ლახამულამდე გრძელდება. ამ მონაკვეთზე ხეობა განვითარებულია ნაოჭთა ღერძების ან გარდღვარდმოდ ან და დიაგონალურად, რის გამოც ხასიათდება დიდი სიღრმით და სივიწრავეთ. ამ მხრივ განსაკუთრებით აღსანიშნავია ხეობის ის უბნები, რომლებიც მოქცეულია ბაიოსური წყების პორფირიტებში და ცარცულ მასივ კირქვებში.

ჯვარი-ლახამულას მონაკვეთზე მდინარეული ტერასები ან სოფლებით არ გვხვდება, ან და იშვიათ მოვლენას წარმოადგენს, რაც ხეობის ამ ნაწილის ინტენსიური ვერტიკალური მოძრაობითა და სიღრმითი ეროზიული მოქმედებითაა გამოწვეული.

სოფ. ლახამულას ზევით მდებარე მონაკვეთი სვანეთის ქედის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის მეორად სინკლინშია მოთავსებული და გასწვრივ ხეობას წარმოადგენს. დაახლოებით ასეთივე მდგომარეობაა მდ. ენგურის შემდინარე მულხურის ხეობაშიც. ხეობის ეს ნაწილი, მართალია, არ, ხასიათდება ტერასების დიდი გავრცელებით, მაგრამ აქა-იქ მაინც გვხვდება კარგად გამოსახული აბრვლები და მეორე ტერასა, რომლებიც უმთავრესად დელუვიური მასალის დაგროვებისა და გამოზიდვის კონუსების უბნებთან არის დაკავშირებული.

რაც შეეხება მდ. კოდორის ხეობას, რამდენადაც იგი მთელ მანძილზე არ შეკვისწავლია, ამიტომ მის მხოლოდ ქვედა (ვაკე) ნაწილს შევეხებით. იგი, ლ. მარუაშვილის [2] მიხედვით, ორ მონაკვეთად შეიძლება გაიყოს; ესაა ხეობის დელტური და მათაჟინა ზოლის ნაწილები. ისე, როგორც ენგურის ხეობაში, აქაც პირველი დაძირვას განიცდის და მდინარეული ტერასებს მოკლებულია, ხოლო მეორე — ტერასების კარგი განვითარებით ხასიათდება.

II. სპეციალური ნაწილი

ა. ტერასების მორფოლოგია, გავრცელება და სამეურნეო მნიშვნელობა

1. მდ. ენგურის ხეობის ტერასები. როგორც ვთქვით, მდ. ენგურის ტერასები უმთავრესად ხეობის მათაჟინა ზოლშია განვითარებული; ეს ზოლი მოცავს კოლხეთის დაბლობისა და გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის ნაწილს.

ჩვენი არაერთგზის გაზომვებით და მსხვილმასშტაბიან რუკებზე შემოწმებით დადგინდა, რომ ენგურის ხეობის მთათაწინა ზოლში განვითარებულია ჭალის და ჭალისზედა 6 ტერასული საფეხური, რომლებიც ენგურის თანამედროვე დონიდან მდებარეობენ: ჭალის ტერასა 1,5—3 მ, I. 5 მ, II. 15—20 მ, III. 40—45 მ, IV. 65—70 მ, V. 110—130 მ და VI. 150—160 მ. როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, არც ერთ წინამორბედ მკვლევარს მდ. ენგურის ხეობის ტერასების სრული სერია მოცემული არ აქვს, რის გამო ჩვენი მონაცემების მათთან შედარება შეუძლებელი ხდება.

ჭალის ტერასა (1,5—3 მ) სხვადასხვა სიფართოთ ხეობის თითქმის ყველა უბანზე გვხვდება; იგი არაა ხეობის მხოლოდ მარჯვენა მხარეზე სოფ. ზ. ლიასა და ენგურზე არსებული ავტოსაგზაო ხიდის მიდამოებში; ჭალის ტერასას წარმოადგენს შამგორის მდინარეული კუნძული, რომელსაც დაახლოებით 12 კმ სიგრძე და საშუალოდ 1 კმ სიგანე აქვს. ჭალის ტერასა მნიშვნელოვანწილად დაჭობებულია. იგი გამოყენებულია სახნავ-სათეს და საძოვარ ადგილებად, ხოლო მნიშვნელოვანი ნაწილი ჭალის ტყეებით არის დაფარული.

პირველი ტერასა (5 მ) მსგავსად ჭალისა თითქმის ყველგან გვხვდება. განსაკუთრებული სიფართოვით იგი გამოირჩევა სოფ. ზ. ლიას ქვემოთ ხეობის მარცხენა ფერდობზე, თუმცა ცალკეულ უმნიშვნელო სიგრძის მონაკვეთებზე იგი არაა და მდინარე უშუალოდ რეცხავს მის მომდევნო 11 ტერასის ფლატეს. პირველი ტერასა გრძელდება მდინარის გასწვრივ სოფ. სოფ. კოკის, ორსანტიას, ახალი კახათის ტერიტორიაზე; ფართოდაა იგი აგრეთვე სს. ზ. ლიასა და ჯვარს შორის მდებარე ხეობის მონაკვეთზე; აქ განსაკუთრებით გამოირჩევა სოფ. სოფ. ზ. ლიასა და ჭალეს მიდამოები, სადაც ამ სოფელთა ძირითადი ნაწილი მასზეა გაშენებული. ხეობის მარჯვენა მხარეზე სოფ. ფახულანსა და ენგურის ავტოსაგზაო ხიდს შორის იგი ძლიერ ვიწრო ზოლს ქმნის, ხოლო ხიდის ქვევით ისევე ფართოა, როგორც ხეობის მარცხენა მხარეზე.

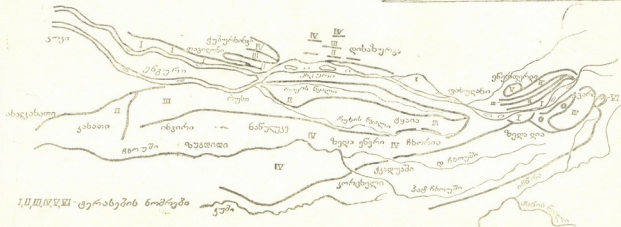
ზოგიერთ უბნებში ჭალისა და პირველ ტერასას შორის გამოიყოფა შუალედური ტერასული საფეხური (წარმოშობის შესახებ იხ. ქვემოთ).

ასეთი საფეხურები უფრო მკაფიოდ ხეობის ზედა ნაწილშია, იგი გვხვდება აგრეთვე მაღალ ტერასებზეც.

მეორე ტერასა (15—20 მ) კარგად არის წარმოდგენილი სოფ. რუხის იმ ნაწილში, რომელიც რუხის ციხის ნანგრევებიდან სოფ. რიყისაკენ მიმავალი გზის გასწვრივ მდებარეობს, სოფ. სოფ. რიყის და ტყაიას მიდამოებში. მეორე და მესამე ტერასის საზღვარზე მიმდინარეობს მდ. რუხის ქვემო ნაწილი, რის გამოც მისი პირვანდელი ზედაპირი შესამჩნევად გარდაქმნილია. ტერასის ზედაპირზე გვხვდება აგრეთვე მიკრორელიეფური წარმონაქმნები მცირე სიდიდის ქვაბულების სახით, რაც ტერასის საგებ კირქვებში მიმდინარე კარსტული მოვლენებით უნდა იყოს გამოწვეული; ტერასათა გამყოფი ხეობები მაღალ ტერასებზეცაა, რის გამო მდინარეთა შუერთები ჩვეულებრივად ტერასულ ზედაპირებს შეეფარდებიან.

გარდა აღნიშნულისა, II ტერასა გვხვდება ხეობის მარჯვენა მხარეზე ენგურის ავტოსაგზაო ხიდის მიდამოებში, სს. კუბურხინჯში, ჭალესა და ფახულანის ტერიტორიაზე. აღნიშნულ ადგილებში იგი ძირითადად აკუმულაციური ტიპისაა. სოფ. ფახულანის მიდამოებში II ტერასის ფლატე ხეობის აღმა მიმართულ-

დროასების სავაჭური რუკა
 ენგურის მთათანინა სოფლის
 შიგლით
 შეადგინა ბ. ზემინიჭვიძმა
 1959 წ.



I, II, III, IV, V, VI - ტერაბების ნომრები

ბით მონოკლინურად დახრილ ძირითადი ქანების გამოსავლებით არის წარმოდგენილი; მათში განვითარებულია ენგურის ალუვიონით ამოვსილი მონოკლინური, აწ მშრალი ხეობები და ისეთი შთაბეჭდილება რჩება, თითქოს დანაოჭებას აქვს ადგილი. მონოკლინური ხეობები ღრმად ვრცელდებიან ხეობის მარჯვენა მხარეზე და ტერასის ფლატეზე დაკიდებული ხასიათი აქვთ. ჩანს, ტერასის წარმოშობის შექდევ მათი არსებობა, როგორც მოქმედი ხეობებისა, შეწყდა.

მესამე ტერასა (40—45 მ) ვაცილებით უფრო ფართოა, ვიდრე მეორე, თავისი მკაფიო გამოსახულებისა და დიდ ტერიტორიაზე გავრცელების გამო იგი ენგურის ხეობის რელიეფის მიშენელოვან ფორმას წარმოადგენს. ხეობის ზედა ნაწილში სოფ. სოფ. ჯვარისა და ჭალე-ფახულანის მიდამოებში იგი ორივე მხარეზე ფართო ვაკის სახით გვხვდება, ხეობის ჯვარის გაფართოებას მთელ სიგრძეზე გასდევს და მხოლოდ მდ. ოლორის მარცხენა მხარეზე სწყდება.

კიდევ უფრო დიდი ფართობი ტერასას სოფ. ლიას ქვემოთ აქვს; სოფლიდან დაწყებული, იგი გაივლის სოფ. სოფ. ტყაიას და რიყის ნაწილის მიდამოებს, სადაც მდ. რუხის ხეობის შუა წელის მარჯვენა მხარეზე მნიშვნელოვანი სიდიდის, თითქმის იდეალური ვაკის სახით არის წარმოდგენილი. აქედან ტერასა ვრცელდება სოფ. რუხის ძირითად ნაწილზე, ახალი აბასთუმნის, ენგურის ქალაქის კომბინატის და სოფ. კახათის ტერიტორიაზე, ხეობის მიმართულებით ტერასას ეტყობა მნიშვნელოვანი დახრა და სოფ. კახათში 25—30 მ-მდე დაბლდება, რაც კოლხეთის დაბლობის დაძირვასთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

მესამე ტერასა გვხვდება აგრეთვე ხეობის მარჯვენა ფერდობზე სოფ. სოფ. დიხაზურგის, ჭუბურხინჯის და ენგურის ავტოსაგზაო ხიდის მიდამოებში. აქ ტერასის ზედაბირი ძლიერ არის დანაწევრებული.

მესამე ტერასა ხეობის მარცხენა მხარეზე წარმოადგენს ძირითად სასოფლო-სამეურნეო სავარგულს და უმთავრესად ჩაის პლანტაციებითაა დაკავებული; იგი ამავე დროს საკმაოდ მჭიდრო დასახლებით გამოირჩევა.

მეოთხე ტერასა (65—70 მ), მსგავსად მესამისა, დიდ ტერიტორიაზეა გავრცელებული. განსაკუთრებით ფართოა იგი ხეობის მარცხენა მხარეზე, სადაც მდ. მდ. რუხსა და ჩხოლუმს შორის მდებარე ვრცელი ტერიტორია ამ ტერასათ არის დაკავებული; მასზე გადის ზუგდიდი-მესტიის გზატკეცილის ნაწილი. ტერასა მოიცავს სოფ. სოფ. ჩხორიას, ზ. ეწერის, ორივე ნაცულუკუს და ქ. ზუგდიდის ტერიტორიებს.

გრანდიოზულად არის წარმოდგენილი ეს ტერასი ხეობის მარჯვენა მხარეზე, სოფ. ჯვარის რაიონში. აქ მას უჭირავს სოფ. სოფ. ჭალეს და ეწერფერის დასავლეთით მდებარე გადაშლილი ხეობებით დასერილი ფართო ველი, რომელსაც ტალღური სახე აქვს. მასზეა გაშენებული აგრეთვე სოფ. ჯვარის უდიდესი ნაწილიც. ხეობის მარცხენა მხარეზე და აღმოსავლეთით მდ. მდ. ენგურის და ნაჟალას წყალგამყოფი სერის ძირამდე ვრცელდება, ხოლო სამხრეთით მდ. ოხარკალუს ხეობით იფარგლება. როგორც ხეობის გაშიშვლებულ ფერდობზე ჩანს, ტერასა მთლიანად ალუვიონით არის აგებული; ეს ფაქტი იმას უნდა მოწმობდეს, რომ ენგურის ხეობის ჯვარი-ფახულანის გაფართოებული ნაწილი, რომელსაც ქვაბულის სახე აქვს, ალუვიონის აკუმულაციის ყოფილ რაიონს წარმოადგენს. ამასვე მიუთითებს ბ. მეფერტის [20] მიერ აღნიშნული ფაქტი, რომ ს. ლეკარდეს მიდამოებში ადგილი აქვს ენგურის ტერასაზე უფრო ძველ პრო-

ლუვიონის არსებობას, რომლის ხილული სიმძლავრე IV ტერასის (რისული 3. მეფერტი) დონემდე 150 მ უდრის (გვ. 20, 53).

მეხუთე ტერასა (110—130 მ) უმთავრესად ხეობის მარცხენა მხარეზეა წარმოდგენილი. იგი იწყება სოფ. სოფ. ზ. ლიასა და ჯვარის საზღვართან და ბრტყელზედაპირიანი სერის სახით სამხრეთისაკენ არის გაწვდილი ქ. ზუვდიდის მიდამოებამდე. ტერასის ზედაპირი დანაწევრებულია მდ. მდ. ენგურის და ქანისწყლის შემდინარეებით. დამახასიათებელია, რომ სოფ. ზ. ლიას რაიონში ტერასის ფლატე, შუალედი საფეხურის გარეშე, პირველი ტერასის დონემდე ჩამოდის. ამ ტერასის ზედაპირზეა განლაგებული სს. ჰკაღუაში, კორცხალი, ბაში, დობერა, ჩხოუში და სხვ.

ხეობის მარჯვენა მხარეზე იგი მცირედაა წარმოდგენილი, სამაგიეროდ ზოგ ადგილას მკვეთრი საფეხურებით გამოიყოფა. ასეთია, მაგალითად, მდ. მდ. ოლორის და ენგურის წყალგამყოფი სერის სამხრეთი ნაწილი. იგი გვხვდება აგრეთვე სოფ. სოფ. დიხაზურგის და ჭუბურხინჯის მიდამოებში ცალკეული ბორცვების და ბრტყელი ზედაპირის სახით.

მექვსე ტერასა (150—160 მ) ძლიერ გარდაქმნილია და მხოლოდ ხეობის რამდენიმე ადგილას გვხვდება, ცალკეული ბორცვების სახით, რის გამო ძნელად შესამჩნევია არის. ამით უნდა აიხსნას, რომ იგი თითქმის არც ერთ მკვლევარს გამოყოფილი არ აქვს.

VI ტერასა შეინიშნება სოფ. ჯვარის აღმოსავლეთით მდ. მდ. ენგურისა და მაროქას წყალგამყოფზე, ხოლო ხეობის მარჯვენა ფერდობზე მ. ჰალეს და სატანჯიოს ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთურ ფერდობზე და სოფ. დიხაზურგის მიდამოებში.

უმათავრებთ რა ხეობის მთათაწინა ზოლის ტერასების აღწერას, უნდა აღვნიშნოთ, რომ თვით სატანჯიოს ქედის თხემზე, რომელიც მოგაკებულ ზედაპირს წარმოადგენს, მდინარის დონიდან 350—360 მ-ზე, აქაიქ გვხვდება ალუვიური ქვარგვალეები, რომელთა შორის გრანიტული მასალა სჭარბობს. ზედაპირი ეროზიულია და საფიქრებელია, რომ მდ. ენგურის მოქმედების შორეულ პერიოდს მიეკუთვნება, როდესაც არ არსებობდა ერისწყლისა და ენგურის ახლანდელი წყალგამყოფი და, ცხადია, არც მდ. ერისწყალი. მსგავსი საფეხურები (250 მ, 350 მ და 550 მ მდინარის დონიდან) გვხვდება მდ. ენგურის მარჯვენა შემდინარეების მდ. მდ. დახშარის და კირდილას წყალგამყოფ სერზე, რომელიც მდ. ენგურს მართობულად ეკვეთება. საფეხურზე მდინარეული მასალა არსად გვხვდება, მაგრამ მათი ორიენტირება და ხეობის არეში მდებარეობა გვაფიქრებინებს, რომ ისინი მდ. ენგურის მოქმედების ნაყოფია. ასეთივე მდგომარეობას აქვს ადგილი სოფ. ლატალის მიდამოებში, სადაც მდ. მულხურის შესართავის რაიონში, ხეობის მარჯვენა ფერდობზე კარგად შეიმჩნევა 140 მ, 190 მ, 335 მ, და 430 მ სიმაღლეზე მდებარე ეროზიული საფეხურები; მათზე აქაიქ მორეწულ ლოდებთან ერთად გვხვდება ალუვიური მასალის ნარჩენებიც.

მდ. ენგურის ხეობის მთიან ნაწილში ტერასული საფეხურების იშვიათობა ძირითადად იმითაა გამოწვეული, რომ იგი ინტენსიური აზვევების რაიონს ემთხვევა, ხეობა უმთავრესად გამკვეთია, აგებულია ეროზიისადმი შეტად გამძლე ქანებით, ვიწროა და მიმდინარეობს ძლიერი სიღრმითი ეროზიის; პიუნხედავად ამისა, აქაიქ გვხვდება დაბალი ტერასები, რომლებიც უმთავრესად გამოიხილება ცველ კონუსებთან არის დაკავშირებული.

მდ. ენგურის შემდინარეთაგან ტერასები ყველაზე კარგად მდ. მულხურისა და მის შემდინარის მდ. მესტიაჰალის ხეობაში გვხვდება, მდ. მესტიაჰალის ხეობას, რომელიც მთის მდინარისათვის უჩვეულოდ არის გაგანიერებული, დაახლოებით 500 მ სიგანის ტერასა აქვს განვითარებული. ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, სოფ. მესტიაში და მის ზევით, პირველ და მეორე ტერასას შორის შუალედი ტერასული საფეხურია. მსგავსი საფეხურები გვხვდება მდ. მულხურას ხეობაში სოფ. ზარღლაშთან. ორივე ისინი იქაა განვითარებული, სადაც ხეობათა შევიწროვებული ნაწილები იწყება. მათი წარმოშობა დაკავშირებული უნდა იყოს ძლიერ წყალდიდობასთან, რაც შეიძლება გამოწვეული ყოფილიყო ყინვარების უეცარ მოდნობასთან. თუ შუალედი ტერასების ეს ახსნა სწორია მაშინ, ვფრობთა დასაწყისში მათი არსებობაც ადვილი გასაგები განდება.

2 მდ. კოდორას ხეობის ტერასები

მდ. კოდორის ხეობის ტერასების შესახებ ლიტერატურაში ძლიერ მცირე მასალა მოიპოვება. არსებობს მხოლოდ გ. დევდარიანის [1] და ლ. მარუაშვილის [2] მონაცემები; პირველის მიხედვით მდ. კოდორს ექვსი ტერასა აქვს (4—6 მ, 12—15 მ, 20—25 მ, 40—45 მ, 65—70 მ და 150—160 მ), ხოლო მეორეთი—ხუთი (3 მ, 8—8 მ, 30—48 მ, 148—150 მ და 160—170 მ). როგორც ჩანს არცერთი ავტორის მონაცემები ერთი-მეორეს არ ემთხვევა.

ჩვენი დაკვირვებებით მდ. კოდორის ხეობის მთათაწინა ზოლში ერთი ჭალის და ჭალისზედა 5 ტერასა: ჭალის ტერასა 2—3 მ, I. 5 მ, II. 20—25 მ, III. 40—45 მ, IV. 65—70 მ, V. 100—120 მ და VI. 175 მ. მიღებული შედეგები არ შეიძლება მთელ ხეობაზე იქნეს გავრცელებული. აღნიშნული ტერასები ძირითადად ხეობის მარჯვენა ფერდობზეა განვითარებული [2] და შავი ზღვის რკინიგზის ჩახამდე ვრცელდება, ხოლო შემდეგ შეუმჩნეველად გადადის ბრტყელ დაბლობში.

ჭალის ტერასა (2—3 მ). ძირითადად ხეობის მარჯვენა მხარეზეა განვითარებული და თითქმის ყოველგვრი საფეხურის გარეშე გადადის პირველ ტერასაში.

პირველი ტერასა (3 მ) ძირითადად ხეობის მარჯვენა ფერდობზე გვხვდება. მარცხენაზე კი მხოლოდ ავტოსაგზაო ხიდის მიდამოებში შეიძლება იქნეს შემჩნეული. სოფ. განახლებიდან ტერასა ფართო ზოლის სახით მიუყვება ხეობის მარჯვენა ფერდობს რკინიგზის ხაზამდე; მისი სიგანე სოფ. დრანდის მიდამოებში 1.5 კმ აღწევს. მასზე მდებარეობს სოფ. სოფ. ახალი სოფელი, ბაღნაშენი, კოდორი, ჭალა და განახლების მნიშვნელოვანი ნაწილი. ტერასა წარმოადგენს სასოფლო-სამეურნეო სავარგულს და ძირითადად ბაღებით და ბაღჩებით არის დაკავებული. რკინიგზის ხაზს ქვევით იგი შეუმჩნეველად გადადის ზღვის სანაპირო დაბლობში, რომლის მდინარისპირა ზოლი ძლიერ დაქაობებით გამოირჩევა.

მეორე ტერასა (20—25 მ) ყველაზე კარგად სოფ. სოფ. ბაღნაშენის, ჭალასა და კოდორის ტერიტორიაზეა წარმოდგენილი და გასდევს მდ. მცირე კოდორს მარჯვენა მხარეზე; იგი მცირე ხვევით დანაწევრებულია ცალკეული ბრტყელ ზედაპირებად. ტერასა გვხვდება აგრეთვე ხეობის მარცხენა მხარეზე, სოფ. ძიუბჯას ტერიტორიაზე, სადაც მკვეთრი საფეხურით გადადის ჭალის ტერასაში უა

წყალდილობის დროს სშირად ირეცხება მდინარის მიერ. ხეობის ორივე მხარეზე მეორე ტერასა აკუმულაციურია.

მესამე ტერასა (40—45 მ) მხოლოდ ხეობის მარჯვენა ფერდობზეა წარმოდგენილი და მდინარის მთებიდან გამოსვლისთანავე იწყება. იგი აკუმულაციურია ხასიათისა და გაცილებით უფრო მსხვილი მასალისაგან შედგება, ვიდრე მეორე. სოფ. განახლებიდან, დაახლოებით 4 კმ ხარვეზის შემდეგ, იგი კვლავ სოფ. კოდორის ჩრდილოეთით გამოჩნდება ჯერ დანაწევრებული, ხოლო შემდეგ მთლიანი ზოლის სახით და სოფ. დრანდაზე გავლით სოხუმის გზატკეცილამდე გრძელდება. აქ ზღვისაქენ ორიენტირებული საფეხურით დაბლობში გადადის. სოფ. დრანდიდან, მდ. სკურჩას სათავეებით დანაწილებული ბრტყელი წყალგამყოფის სახით, მესამე ტერასა სოფ. ფშაფის მიმართულებით ვრცელდება. ტერასის სიმაღლეს აშკარად ეტყობა შემცირება ხეობის მიმართულებით და სოფ. დრანდაში 30—35 მ-მდე ჩამოდის.

მეოთხე ტერასა (65—70 მ) ორ ადგილას გვხვდება—სოფ. შაუმიანოვკის მიდამოებში და სოფ. ქალას ჩრდილოეთით და სამხრეთ-დასავლეთით მდებარე მდ. მც. კოდორის მარჯვენა შემდინარეთა წყალგამყოფზე.

აქვე გვხვდება **მეხუთე ტერასაც (100—120 მ)** ცალკეული, ძლიერ გარდაქმნილი ბორცვების სახით.

მეექვსე ტერასა (175 მ) მხოლოდ მდ. სკურჩას სათავეების წყალგამყოფის სამხრეთ ნაწილშია (სოფ. შაუმიანოვკის ჩრდილოეთით) წარმოდგენილი ორი ცალკეული ბორცვის სახით. ამ ტერასის ამგებელი ალუვიონი განსაკუთრებული წვრილმარცვლოვანობით გამოირჩევა, რაც არც ერთ დაბალ ტერასაზე არ შეინიშნება. ეს მდგომარეობა იმას მიგვითვებს, რომ მისი ფორმირების წინ ადგილი ჰქონდა ტექტონიკური მოძრაობის სიწყნარის ხანგრძლივ პერიოდს, ხოლო მდინარეს გამოუმუშავებული წონასწორობის პროფილის.

III. პალეოგეოგრაფიული ხასიათის ზოგიერთი მოსაზრებანი

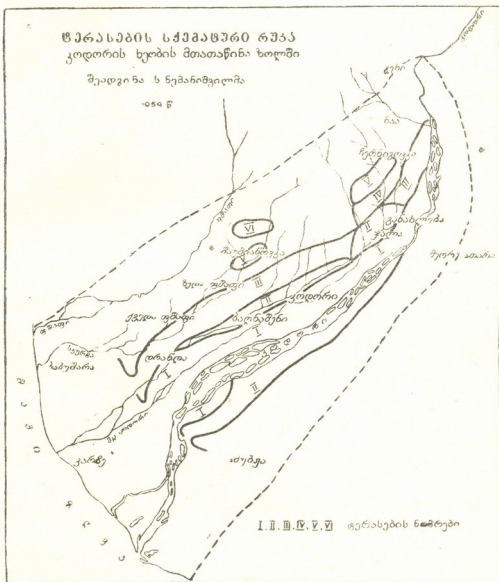
ტერასები რელიეფის ისეთ ფორმებს მიეკუთვნებიან, რომელთა საშუალებით ადვილად ხერხდება ამა თუ იმ ხეობის პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენა, განსაკუთრებით მეოთხეული პერიოდისათვის.

ზოგი მკვლევარის [17] მიხედვით მდ. მდ. ენგურისა და კოდორის აუზთა მთიანმა ნაწილმა მეოთხეულამდე პერიოდში განიცადა საერთო მოსწორება (პენეპლენიზაცია) და ამ სახით შეხვდა მეოთხეული გაყინვარების ეპოქას. მხარის მთლიანი პენეპლენიზაცია ძნელი დასაჯერებელია, მაგრამ საფიქრებელია, რომ იმ დროს უფრო მარტივი და რამდენადმე ერთფეროვანი რელიეფი იყო, რომელმაც გაყინვარების, ინტენსიური ტექტონიკური მოძრაობისა და მდინარეთა სიღრმითი ეროზიული მოქმედების შედეგად თანამედროვე სახე მიიღო.

ვისიდან მეოთხეული ხნოვანების ტერასები უმთავრესად ხეობათა მთათა-წინა ზოლშია განვითარებული, ამიტომ მათი საშუალებით პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენა ყველაზე სრულად მოლოდ ამ ნაწილში შეიძლება მოხეობდეს.

გეოლოგიური მასალების [7, 11, 12, 15, 20, 23] შესწავლით მტკიცდება, რომ მეოთხეულამდე განხილულ მდინარეთა შესართავებზე ათეული კმ-ით უფრო ჩრდილოეთით მდებარეობდნენ, ვიდრე თანამედროვე; ასე მაგალითად, მდ. ენ-

გური ზღვის ერთოდა დაახლოებით სოფ. ჯვარის მიდამოებში, სადაც მდებარეობდა მიუცენურ ხმელეთში ღრმად შეჭრილი შავი ზღვის უბის წვერო; უბე ზუკ-დიდი-გალის ხაზზე ფართო ფრონტით უერთდებოდა შავი ზღვის აუზს. ამ დროს ურთასა და სატანჯიოს ქედები და მათი მიდამოები ჩაუღურ (ქვედა მეოთხეულ) აუზში იზოლირებულ კუნძულებს წარმოადგენენ.



დაახლოებით ასეთივე მდგომარეობა იყო მდ. კოდორის შესართავის რაიონშიც, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ კოდორის უბე შემოფარგლული იყო პლიოცენური (მეოტური და კიმერიული საუკუნე) ხმელეთით; უბე დაახლოებით სოფ. ნამდე გრძელდებოდა.

განხილულ ხეობათა ტერასების უმთავრესად აკუმულაციური ხასიათი იმას მეტყველებს, რომ უბეები ზედა პლიოცენის და ქვედა მეოთხეულის განმავლობაში ამოვსილი იქნენ ძირითადად ალუვიური ნალექებით და შემდეგ მოხდა ტერასების ჩამოყალიბება. ეს მდგომარეობა იმასაც მიგვითითებს, რომ ტერასები, გარდა მაღალი V და VI-სა, მეოთხეული ხნოვანების უნდა იყვნენ. ლ. მარუა-

შვილის [2] მიხედვით, მდ. კოდორი მეოთხეულამდე ჰერიოდში, მათაწინა ზოლში გამოსვლის შემდეგ, მერიდიანული მიმართულების იყო და ესლანდელ სოფ. კინდისაკენ მიემართებოდა, ხოლო შემდეგ მოტაცებულ იქნა და თანამედროვე მიმართულებით გადაიხარა. მდინარის მოტაცება განხორციელდა ზღვის ნაპირისადმი მართობული ძველი მდინარის მიერ. ჩვენ, ისეთი მძლავრი მდინარის მოტაცება, როგორც კოდორია, მაშინდელ მათაწინა ზოლში არსებული ძლიერ მოკლე და ალბათ მცირეწყლიანი მდინარის მიერ, შეუძლებლად მიგვაჩნია. თვით ის ფაქტი, რომ აფხაზეთის თითქმის ყველა მდინარე დასავლეთისაკენ არის გადახრილი იმაზე მიუთითებს, რომ მოვლენა რაღაც საერთო მიზეზებთან უნდა ყოფილიყო დაკავშირებული; ასეთ მიზეზად მხოლოდ ტექტონიკური მოძრაობა უნდა ვიგულისხმოთ და არა მოტაცებები; მართალია, მოტაცებებს შეიძლება ჰქონოდა ადგილი, მაგრამ ისინიც მხარის აზევებამ გამოიწვია, როგორც ამას მდ. აღმ. გუმისთის მაგალითზე აქვს ადგილი.

მდ. კოდორს, მიმართულების შეცვლის შემდეგ, დაახლოებით ისეთივე ორიენტირება ჰქონდა, როგორც ამჟამად; იგი თანამედროვე სოფ. სოფ. ნასა ლი ჩერნივოვკას ტერიტორიის გავლით მიემართებოდა სოფ. შაუმიანოვკის ჩრდილოეთით მდებარე ბორცვისაკენ, ხოლო აქედან ოდნავ სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ მოხრით უერთდებოდა შავ ზღვას. ხეობის შემდეგდროინდელი განვითარება ისე წარმოიჭრა, რომ ადგილი ჰქონდა მდინარის თანდათანობით გადახრას აღმოსავლეთისკენ, რაც შეიძლება გამოწვეული ყოფილიყო ხეობის მარჯვენა მხარის უფრო ინტენსიური აზევებით [6, 19]. ამის გამო, რომ ზემოაღწერილი კოდორის ტერასული საფეხურები უმთავრესად მარჯვენა მხარეზეა განვითარებული, ხოლო მარცხენა გაძლიერებით ირეცხებოდა და ირეცხება თანამედროვე ხანაშიც, რის გამოც ეს მხარე მაღალი ფლატეებით არის წარმოდგენილი; ხეობის მარჯვენა ფერდობზე არსებული ტერასების მდებარეობა და მათი ორიენტირება იმაზე მიგვიჩვენებს, რომ მდინარის მთელ სიგრძეზე აღმოსავლეთისაკენ თანდათანობით გადაანაცვლება მიმდინარეობდა თავისი ღერძული ნაწილის პარალელურად, რის გამოც ერთი და იგივე ტერასის სხვადასხვა მონაკვეთები დაახლოებით თანაბრად არის დაცლებული თანამედროვე მდინარის კალაპოტიდან, თუმცა, იშვიათად გამოწკლისსაც აქვს ადგილი.

მდ. კოდორის მესამე ტერასის წარმოშობისას შავი ზღვის ნაპირი დაახლოებით სოფ. დრანდის პარალელზე უნდა ყოფილიყო, რის გამოც კარგა ჩანს ზღვიური და მდინარეული ტერასის ერთიმეორეში გადასვლა. არსად სხვაგან ასეთი კავშირი შემჩნეული არ ყოფილა, თუ არ ჩავთვლით მდინარის პირველ ტერასას და თანამედროვე ზღვის სანაპირო დაბლობ ზოლს რკინიგზის ხაზის სამხრეთით, რომელიც ზღვიურ პირველ ტერასად შეიძლება იქნეს ჩათვლილი.

მდ. კოდორის სამხრეთული მიმართულების მონაკვეთი, რომელიც ზღვისა და რკინიგზის ხაზს შორის მდებარეობს, წარმოშობილი უნდა იყოს თანამედროვე (პოლოცენი) ხანაში ზღვის სანაპირო წყალქვეშა ფხვიერი ნაკადის გადახრული მოქმედების [13] შედეგად. ამავე ნაკადმა ხელი შეუწყო სანაპირო ტბების ზღვიდან გამოყოფასაც.

ტერასების განლაგების მხრივ მდ. ენგურის ხეობის მათაწინა ზოლში, შედარებით კოდორთან, შებრუნებულ მდგომარეობას აქვს ადგილი; აქ ენგურას ტერასები ძირითადად ხეობის მარცხენა მხარეზეა განვითარებული, თუმცა მაღალი ტერასების შესახებ ეს მთლიანად არ ითქმის. ტერასათა ასეთი ასიმეტ-

რული გავრცელება უნდა აიხსნას იმით, რომ შავი ზღვის უბე, რომელიც ძირითადად ქვედა მეოთხეულში ამოივსო, უფრო მეტად თანამედროვე ხეობის ფსკერის აღმოსავლეთით იყო განვითარებული, ხოლო დასავლეთი უშუალოდ ადგებოდა შედარებით მაღალ და მაგარი ქანებით (ოლიგოცენის და შუა მიოცენის ქვიშაქვები) აგებულ რაიონს. ცხადია, რომ მდინარე ტერასებს უფრო მეტად გამოიმუშავებდა ხეობის მარცხენა მხარეზე გავრცელებულ აკუმულაციურ მასალაში. ვიდრე მარჯვენის ქვიშაქვებში. ტერასათა განლაგება იმასაც მიგვითითებს, რომ ხეობა მეოთხეულ პერიოდში განიცდიდა თანდათანობით მიგრაციას დასავლეთისაკენ; ეს შეეხება უმთავრესად ხეობის იმ მონაკვეთს, რომელიც ზედა ლიას ქვევით მდებარეობს. თანამედროვე პერიოდში მდინარის მოქმედებას ორივე მხარის მიმართ დაახლოებით ერთნაირი ინტენსივობა აქვს—რეცხვას ხან ერთ, ხან მეორე სანაპიროს.

ენგურის ხეობის იმ მონაკვეთზე, რომელიც სოფ. სოფ. ზედა ლიასა და ვეარსშორის მდებარეობს, მდინარეს მეოთხეულ პერიოდში უფრო მეტად მარცხენა მხარისაკენ გადახრის მიდრეკილება ჰქონდა, რის გამო მარჯვენაზე ტერასების მთელი სერიაა წარმოდგენილი, ხოლო მარცხენაზე მხოლოდ ზოგიერთი ძათვანი გვხვდება. ამიტომაც რომ ხეობის ეს მონაკვეთი აღმოსავლეთისაკენ მიხრილ რკალს ქმნის.



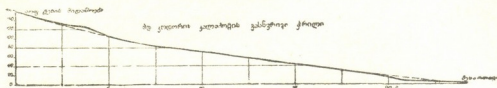
სურ. 1

როგორც ცნობილია, შავი ზღვის სანაპირო მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში დაძირვას განიცდის, რასაც სხვა მოვლენათა შორის ამ სანაპიროზე განლაგებული რიგი ისტორიული ძეგლის ამჟამად წყალქვეშ ყოფნაც მოწმობს. დაძირვის ფაქტი შეიძლება დადასტურებულ იქნეს აგრეთვე მდინარის კალაპოტის და ტერასათა გასწვრივი პროფილების თავისებური ფორმითაც [14, 16]. ასე მაგალითად, მდ. ენგურის კალაპოტის გასწვრივ პროფილი სოფ. ვეარიდან შესართავამდე, შესართავიდან დაახლოებით 20—25 კმ-ზე, აშკარად ჩაზნექილობას იჩენს მაშინ, როდესაც უფრო ზევით იგი ნორმალურია. პროფილას ჩაზნექილობა რაიონის დაძირვაზე მიუთითებს [16]; დაძირვის ხაზი დაახლოებით სოფ. ნაბაკევის პარალელს ემთხვევა და რელიეფურად ხეობის გაშლილ (გაფართოებულ) მონაკვეთს შეეფარდება.

რაც შეეხება მდინარე კოდორის ხეობას, აქაც დაახლოებით მსგავსი მდგომარეობა გვაქვს; კალაპოტის გასწვრივი პროფილის ჩაზნექილობა შესართავიდან 5 კმ-ზე მდებარეობს და შავი ზღვის რეინიგზის მიერ მდინარის გადაკვეთის რაიონს ემთხვევა (აქვეა მდინარეული ტერასების გავრცელების სამხრეთი საზღვარი).

აღნიშნულიდან შეიძლება გამოვიყვანოთ დასკვნა, რომ შავი ზღვის სანაპიროს დაძირვის ზოლი ენგურის აუზში გაცილებით უფრო ფართო ტერიტორიას მოიცავს, ვიდრე კოდორისაში; ეს გასაგებიცაა, რადგან მდ. კოდორისაკენ დაბ-

ლობი თანდათან ვიწროვდება. დაძირვის ხაზი მდ. კოდორიდან (რკინიგზის ხაზის გადაკვეთიდან) მიემართება სამხრეთ აღმოსავლეთისაკენ.



სურ. 2

რაიონის დაძირვას ადასტურებს ის ფაქტიც, რომ ტერასათა გასწვრივ პროფილები შესართავისაკენ თანდათანობით უახლოვდებიან ერთმანეთს. დაძირვის გამოა, რომ აღმოჩენილია ზოგიერთი ხეობის წყალქვეშა გაგრძელებები. ეს კარგად ჩანს ენგურის შესართავშიც. მსხვილმასშტაბიან ტოპოგრაფიულ რუკებზე ადვილად შეიმჩნევა, რომ მდ. ენგურის ხეობის გაგრძელებაზე იზობათები მკვეთრად შემოფარგლავენ მის სამხრეთულ, წყალქვეშა ნაწილს, რომელიც შემდეგ სამხრეთ-დასავლეთურ და დასავლეთურ მიმართულებას იღებს. იზობათების შიგნით მდებარე სივრცის დიდი სიღრმე იმაზე მიუთითებს, რომ მდ. ენგურის ხეობის ნაწილი წყალქვეშაა მოქცეული.

როგორც არაერთგვარ იყო აღნიშნული, განხილულ ხეობათა ზედა ნაწილში ტერასები თითქმის არ ვრცელდება, მაგრამ ეს იმას არ მიუთითებს, რომ ხეობის ამ ორ ნაწილში ტერასთარმოქმნის ფაქტორები რადიკალურად განსხვავდებიან ერთი-მეორისაგან, როგორც ამას ზოგი ავტორი ფიქრობს. ხეობათა მთიან ნაწილში ტერასთარმოქმნის ფაქტორებმა ვერტიკალური მოძრაობისა და ინტენსიური სიღრმითი ეროზიის გამო, მორფოლოგიური გამოსახულება ვერ მიიღეს. ხეობის ამ ნაწილში ფრაგმენტებად არსებული მაღალი ეროზიული ტერასები იმას მიუთითებს, რომ მეოთხეულ პერიოდში ხეობის მიმართულების მნიშვნელოვან ცვლილებებს ადგილი არ ჰქონია და ძირითადად ისეთივე იყო, როგორც თანამედროვე. მეოთხეული პერიოდის ცვლილებები გამოიხატა მხოლოდ თანამედროვე ღრმა ხეობებისა და ზოგიერთ შემდინარეებში, გაყინვარების შემდგომი პერიოდის კანიონების წარმოშობაში.

С. Н. НЕМАНИШВИЛИ

ТЕРРАСЫ РЕЧНЫХ ДОЛИН ИНГУРИ И КОДОРИ

Резюме

Долины рек Ингури и Кодори принадлежат к числу наиболее крупных речных долин Западной Грузии.

Вопросом изучения террас названных долин специально еще никто не занимался. Имеются лишь разрозненные, часто не сравнимые между собой данные, касающиеся отдельных отрезков долин.

Долина Ингури, в отношении распространения и характера террас, может быть разделена на несколько частей. Нижняя часть — на интервале между устьем и параллельно с. Набакеви, лежит в преде-

лах области тектонического погружения. Здесь террасы отсутствуют. Предгорная часть, между параллелью с. Набакеви и с. Джвари, является наиболее отчетливо террасированной. Выше с. Джвари начинается поперечная часть долины, продолжающаяся до с. Лахамули. На этом отрезке река врезана в твердые породы вкrest их простираения, а террасы почти полностью отсутствуют, встречаясь лишь в районах древних конусов выноса. Выше с. Лахамула начинается четвертая, продольная часть долины, расположенная во вторичной синклинали северного склона Сванетского хребта; террасы в ней развиты очень слабо.

Долина р. Кодори изучена нами лишь на нижнем отрезке, который, по Л. И. Марушвили, подразделяется на дельтовую и предгорную. Первая также лишена террас, а вторая представляет классический пример развития речных террас.

В предгорной части долины р. Ингури отчетливо выделяется одна пойменная и шесть надпойменных террас, расположенных на высоте от уровня реки: 1,5—3 м, 5 м, 15—20 м, 40—45 м, 65—70 м, 110—130 м и 150—160 м. В работе приводится краткое морфологическое описание террас, освещаются вопросы формирования промежуточных террас, погружения их по направлению к устью реки, хозяйственного использования и др. Кроме отмеченных, в поперечной части долины встречаются высокие (до 550 м н. у. реки) террасовые ступени, свидетельствующие о длительном процессе формирования долины.

В долине р. Кодори также хорошо выражены пойменная и шесть надпойменных террас, расположенных н. у. реки: 2—3 м, 5, 20—25 м, 40—45 м, 65—70 м, 100—120 м и 175 м. Террасы Кодори, в основном, расположены на правом склоне долины.

В обеих долинах террасы принадлежат как к цикловым, так и к локальным. Они могут быть подразделены на следующие генетические типы:

I. аккумулятивные

1. с аллювиальными отложениями;
2. с флювиогляциальными отложениями;
3. с пролювиальными отложениями (своеобразный эрозионно-аккумулятивный тип).

II. Эрозионно-аккумулятивные

1. с аллювиальными отложениями;
2. с флювиогляциальными отложениями.

III. Эрозионные.

В четвертичное время обе долины были сдвинуты севернее современного положения. Реки впадали в далеко вдающееся в сушу заливы Черного моря. В течение верхнеплиоценового и четвертичного времени Черноморские заливы были выполнены аллювием этих мощных рек.

Формирование террас р. Кодори сопровождалось постепенным перемещением реки в восточном направлении, в связи с чем террасы в основном образовались на правом склоне долины что свидетельствует о более интенсивном тектоническом поднятии этого склона. В долине р. Ингури наблюдается обратное положение.

В период формирования третьей террасы р. Кодори, берег моря располагался в р-не с. Дранды, где хорошо фиксируется сопряженность морской и речной террас.

В нижних (предгорных) частях долин в течение четвертичного времени происходила миграция тальвегов, как в восточном (р. Кодори), так и в западном (р. Ингури) направлении. Выше, за пределами предгорий, такого явления не наблюдается. Очевидно там происходило углубление долин, зародившихся еще в предчетвертичное время, о чем свидетельствуют ступенчатый рельеф склонов речных долин, на высоких уровнях.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ლევდარიანი გ., კოლხეთის ბარის მდინარეთა ქსელის მეოთხეული ისტორიის საკითხისათვის, „საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე“, ტ. 16, 1955, № 4.
2. შარტაშვილი ლ., მდინარე კოლხის ტერასები, როგორც მთიან ქვეყნებში ტერასიგაჩენის მაგალითი, „საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე“, ტ. XXIV, 1960, № 1.
3. უკლება დ., ზემო სვანეთის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათებისათვის, საკანდიდატო დისერტაცია, თბილისი, 1950.
4. წერეთელი დ., კოლხეთის დაბლობის ცენტრალური ნაწილის რელიეფი და მეოთხეული ნალექები, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის ფონდები, 1957.
5. წერეთელი დ., ენგურის და რიონის ხეობების მეოთხეული ნალექები, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის ფონდები, 1958.
6. Батыр В. В., Селивановский Б. В., К вопросу об асимметрии речных долин, «Известия АН СССР», сер. геогр., 1954, № 5, ст. 64—67.
7. Букня С. Г., Отчет Верхне-Вединской геолого-съёмочной партии по работам 1956 г., 1957.
8. Былинский Е. Н., О закономерностях чередования сужений и расширений речных долин Средне-Сибирского плоскогорья (в пределах бассейнов рек Нижней Тунгуски и верховьев Катанги), Уч. зап. МГУ, в. 182, Геоморфология, 1956.
9. Вельдштет П., Проблемы террасообразования. Сборник «Вопросы геологии четвертичного периода», перевод с немецкого, М., 1955.
10. Вольдштет П., Уровни межледниковых трансгрессий в северо-западной Европе как показатели тектонических и изостатических движений, Сборник «Вопросы геологии четвертичного периода», пер. с немецкого, 1955.
11. Гамкрелидзе П. Д., Кахадзе И. Р., Рубинштейн М. М., Загю Т. Н., Геологическое описание листа К-38-VII (Местия), 1945.
12. Гамкрелидзе П. Д., Кахадзе И. Р., Астахов Н. Е., Буачидзе И. М. и Чихелидзе Д. Н., Краткая объяснительная записка к листу К-38-VII (Местия), 1957.
13. Живаго А. В., Опыт изучения прибрежных потоков наносов Черноморского побережья Кавказа и их значение в формировании Рионской низменности, «Проблемы физ. географии», 1951, № 17.
14. Казакова Н. М., Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры, Тр. Инст. геогр. АН СССР LXII (62). Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 12, 1954.
15. Канделаки Н. А., Буачидзе И. М., Чихелидзе Д. Н., Объяснительная записка к листу К-37-XVIII (Поти), 1955.
16. Кожурниа М. С., Опыт исследования продольных профилей некоторых рек Прикарпатия для целей тектонического анализа, «Из. ВГО», т. 88, 1956, № 1.
17. Кузнецов С. С., Максимов С. Е., Харатишвили Г. Д., О геоморфологии Верхней Сванетии и прилегающей части Абхазии, Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, часть 2, АН СССР, М.—Л., 1940.

18. Личков Б. Л., О поднятии горных систем, Вопросы географии, сб. 36, 1954, стр. 138—159.
19. Лютцау С. В., Новые данные о геоморфологии волжских террас района Сталинградского водохранилища, «Вестник Моск. ун-та», 1952, № 10.
20. Мефферт Б. Ф., Геологические исследования в Мингрели, Труды Главного Геолого-Разведочного Управления ВСНХ СССР, вып. 64, 1931.
21. Шульц С. С., Опыт генетической классификации речных террас, «Изв. ВГО», т. 72, вып. 6, 1940.
22. Эдилашвили В. Я., Авалишвили П. И., Левинадзе Р. Д., Геологическое описание Верхней Сванетии (листы К-38—26-В и К-38-26-Г), 1948.

ბ. ჩანბაშვილი

ღვარცოფებისა და მათთან ბრძოლის ღონისძიებების შესახებ მდ. ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში¹

1. შესავალი

ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში ღვარცოფები ფართო გავრცელებით სარგებლობენ. (იხ. რუკა). იგი სახალხო მეურნეობას დიდ ზარალს აყენებს; ახდენს სოფლების წალექვას, რასაც ზოგჯერ ცხოველების და ადამიანის მსხვერპლიც კი მოსდევს; მრავალი ათეული ჰექტარობით ანადგურებს სახნავ-საძოვრებს, ნათესებს, ვენახებს და ბალ-ბოსტნებს; აზიანებს გზებს, სატრანსპორტო საშუალებებს და სხვ. ამიტომ, ამ მხარეში ღვარცოფების შესწავლას და მათ წინააღმდეგ ბრძოლის ღონისძიებების დასახვას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს.

ღვარცოფი ეწოდება ზოგიერთი მთის მდინარის უეცარ აღიდებას, რომელიც წარმოიშობა განსაკუთრებულ გეომორფოლოგიურ, გეოლოგიურ, კლიმატურ და ჰიდროლოგიურ პირობებში თავსხმა წვიმების დროს; ღვარცოფი დიდ რაოდენობით მყარ მასალას შეიცავს და ხასიათდება ძლიერ დიდი ნგრევითი ძალით.

ლიტერატურულ წყაროებში [4, 10, 19, 24, 26] უფრო მეტად ღვარცოფების ორ კატეგორიას გამოჰყოფენ — სტრუქტურულს და ტურბულენტურს. სტრუქტურული ღვარცოფი, რომელშიც მყარი მასალა 60% აღემატება ხეობების განსაზღვრულ ადგილებში ჩნდება პერიოდულად, უმეტესად გაზაფხულზე, იშვიათად შემოდგომაზე; იგი ხასიათდება დიდი მოცულობითი წონით და მძლავრი ნგრევითი უნარით, რაც შეპირობებულია ნაკადის წნევით; სახალხო მეურნეობას დიდ ზარალს აყენებს; ღვარცოფის მასა გაჩერებისას ოდნავ გაიშლება და რელიეფში აჩენს ტალღისებურ შემადლებებს. ტურბულენტური ღვარცოფი მყარ მასალას 30%-მდე შეიცავს. მის ტრანსპორტულ უნარს წყლის მასა განსაზღვრავს; იგი ხასიათდება დიდი ნგრევითი მოქმედებით, გზაში მყარი მასალის დიდი ნაწილის აკუმულაციას აწარმოებს და გამოზიდვის კონუსზე გამოტანილ მასალას ახარისხებს; ჩნდება უმეტესად გაზაფხულ-შემოდგომაზე, იშვიათად კი ზაფხულში, ხშირად წარმოად-

¹ საფონდო ვარიანტი (75 გვ.) ინახება ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის სამეცნიერო ბიბლიოთეკაში.

გენს სტრუქტურული ღვარცოფის წინამძღვარს, ან უშუალო გაგრძელებას, გა-
მოირჩევა უფრო მეტი გავრცელებით და სიხშირით.

ქვემოთ ჩვენ შევხებით აგრეთვე მდინარის ნაკადის მესამე სახეს —
ჩვეულებრივ წყალდიდობას, რომელიც ხშირად ტურბულენტურ
ღვარცოფთან არის გენეტურ კავშირში. იგი მყარ მასალას ცოტას შეიცავს, და-
ახლოებით 10—15%-მდე, მოსალოდნელია წლის ყველა დროში, სახალხო-
მეურნეობას ნაკლებ ზარალს აყენებს.

მდებარეობა, საზღვრები და მდინარეები. ალაზნის აუზის მარცხენა მხა-
რე მოიცავს კახეთის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობს და ალაზნის ვაკის მარჯ-
ვენა მხარეს (საქართველოს ფარგლებში). იგი ჩრდილოეთიდან ისაზღვრება კავ-
კასიონის წყალგამყოფი თხემით, რომელიც მ. სამყურის-წვერიდან (3267 მ) იწ-
ყება და გასდევს აღმოსავლეთით, გადივლის საყინოს-წვერის გადასავალზე
(2970 მ), მ. შავკლდეზე (3575 მ), მ. ნაწიდრის-წვერზე (3098 მ), მ. სასანთლის-
წვერზე (3098 მ), ყაღორის გადასავალზე (2357 მ), მ. ნინიკას- ციხეზე (3115 მ),
მ. დიდგორზე (2916 მ), მ. ვაკისთავზე (2716 მ), ხიმრიკის გადასავალზე (3100 მ)
და მიდის მ. ტინოვ-როსომდე (3367 მ), საიდანაც რაიონის აღმოსავლეთი საზ-
ღვარი იწყება, ეს უკანასკნელი ჯერი მდ. მაწიმს გასდევს, ხოლო შარაგზის ქვე-
მოთ, მდინარიდან მარჯვნივ უხვევს, საქართველოს სსრ საზღვარს მიუყვება და
მდ. ალაზნამდე მიდის. აქედან იწყება სამხრეთი საზღვარი, რომელიც მდ.
ალაზნის ემთხვევა; დას. საზღვარიც კვლავ ალაზნის გასდევს, შემდეგ სამყუ-
რის-წყალს და მ. სამყურის-წვერამდე მიდის.

საკვლევე ტერიტორიის მდინარეები, სათავეებს კავკასიონის თხემის მახ-
ლობლად იღებენ და მდ. ალაზნის უერთდებიან; ღვარცოფული თვალსაზრისით
მათ შორის მნიშვნელოვანია: მაწიმი (საქ. სსრ აღმ. საზღვართან), ლაგოდზის-
ტევი, შრომისხევი, კართლისხევი (ნინოსხევი), კაბალი. ავანი, დურუჯი, ჩელ-
თი, ინწობა, ლობოტა, სტორი და სხვ. თითოეულ მათგანს მკვეთრად შემოფარვ-
ლული აუზი აქვს კავკასიონის მთიანეთის ფარგლებში.

ღვარცოფების შესწავლის ისტორია. ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში
ღვარცოფებმა, რომლებიც თავისი დამანგრეველი თვისებებით სახალხო მეურ-
ნეობას დიდ ზარალს აყენებს, მკვლევართა ყურადღება ადრევე მიიქცია, მაგრამ
მათ შესწავლას ეპიზოდური ხასიათი ჰქონდა. ამ მხრივ ყურადღებას უფრო მე-
ტად იქცევდა მდ. დურუჯი, რომელმაც ს. ყვარელი მრავალჯერ წაღეკა. ს. რაუ-
ნერის ნაშრომში [31] მოყვანილია ცნობები მდ. დურუჯის მიერ 1889 წლის 23
მაისს სოფ. ყვარელის წაღეკვის შესახებ. ღვარცოფმა ყვარელში დაანგრია
25 სახლი, 29 ბოსელი, 1700 მ ქვისა და წნელის ღობე; წაღეკა 665 დესიატინა
ნახნავ-ნათესი და ვენახი. დურუჯის ღვარცოფის მიერ 1906 წლის 30 აგვისტოს
ყვარელისათვის მიყენებული უბედურების შესახებ, მასალას ვხვდებით თბილ-
ისის ფიზიკური ობსერვატორიის ყოველთვიურ მეტეოროლოგიურ ბიულეტენ-
ში [23].

საბჭოთა ხელისუფლების დამყარების შემდეგ კახეთის ღვარცოფების შეს-
წავლამ უფრო ინტენსიური ხასიათი მიიღო. ამ პერიოდში გამოქვეყნებული ნა-
შრომებიდან აღსანიშნავია ბ. ყავრიშვილის—ღვარცოფები მდ. ალაზნის აუზ-
ში [8]. ამ ნაშრომში მასალა მხოლოდ დურუჯისა და სტორის შესახებ გვხვდე-
ბა. მსგავსი ხასიათის ნაშრომებია თ. კიკილაშვილისა და მ. კორძაბაისი [5]. დუ-

რუჯის ღვარცოფის შესახებ მასალა სხვა მკვლევართა ნაშრომებშიც გვხვდება, რომელთაგან აღსანიშნავია მ. ვაგოშიძე [19, 20, 21], თ. კიკილაშვილი [4], კ. ბეგიშვილი [18], შ. ყიფიანი [9], ლ. სულაქველიძე [30], ლ. მახარაძე [27]. გარდა აღნიშნულისა დურუჯის ღვარცოფის წინააღმდეგ ბრძოლის ღონისძიებებისა და საბროქტო სამუშაოების შესახებ მასალა საქართველოს სსრ წყალთა მეურნეობის სამინისტროშიც არსებობს. უნდა აღინიშნოს, რომ ზემოხსენებულ ავტორთა ნაშრომები ეხებიან ღვარცოფიანობის სხვადასხვა საკითხს; მათგან ზოგს რამდენიმე დღის კვლევის შედეგი აქვს მოცემული, ზოგსაც ხანგრძლივი დაკვირვების, მაგრამ დურუჯის ღვარცოფის წინააღმდეგ ბრძოლის ღონისძიებები არამართებულად არის გადაწყვეტილი, რაზეც ქვემოთ შევჩერდებით. ამგვარად, საკვლევე ტერიტორიის ღვარცოფების გამაშუქებელი მასალა ძირითადად მღ. დურუჯს ეხება.

II. ღვარცოფფარმოშობი ფაქტორები

1. **ჰავა.** ალაზნის აუზის მარცხენა მხარის ჰავის პირობები ღვარცოფების წარმოშობას ხელს უწყობენ [6, 12, 18, 34].

საკვლევი მხარის, ალაზნის ვაკის ნაწილი ნალექების წლიური მსვლელობის ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით ხასიათდება. მაქსიმუმი მაისის (101—235 მმ) და სექტემბრის (40—120 მმ), თვეებშია, ხოლო მინიმუმი ივნისში (15—26 მმ) და აგვისტოში (36—140 მმ). კავკასიონის სამხ. ფერდობზე, 1000—2000 მ სიმაღლეზე, მთავარი და მეორადი მაქსიმუმების გადაწევა ივნისზე და ოქტომბერზე გვხვდება, ხოლო 2600 მ-ზე მაღლა არსებობს ერთი მაქსიმუმი გაზაფხულის დასასრულს და ერთი მინიმუმი იანვარში.

კახეთის კავკასიონის სამხრეთულ ფერდობზე ნალექების წლიური რაოდენობა სიმაღლის მიხედვით იზრდება. 1000—1500 მ სიმაღლეზე საშუალოდ მოდის 1560—1400 მმ ნალექი, 1500—2000 მ — 1500—1700 მმ. უფრო ზედა ზონაში კი 2000 მმ-მდე. აღსანიშნავია, რომ ნალექების მაქსიმუმების პერიოდში (მაის-ივნისში და სექტემბერში), ხოლო მაღალ განედებში ზაფხულის დასაწყისში მოდის თავსხმა წვიმები, რომელსაც ზოგჯერ ღვარცოფების წარმოშობა მოსდევს.

საკვლევი ტერიტორიის მაღალი ადგილები დღე-ღამური ტემპერატურის მაღალი ამპლიტუდით და ზოგჯერ გვალვიანი ზაფხულით ხასიათდება, რაც ხელს უწყობს გამოფიტვის პროცესების გაძლიერებას.

2. **ლითოლოგიურ-ტექტონიკური პირობები.** ქვედა და შუა ლეიასის (ქვედა იურა) ასპიდურე ფიქლები ფართო ზოლის სახით გასდევს კავკასიონის ქედის თხემურ ზოლსა და სამხრეთ ფერდობის მდინარეთა ზემო წელს [17, 24]; იკიძლიერ არის აშლილი და დანაპარალებული; გამოფიტვა—ნგრევას ადვილად ემორჩილება, რის შედეგად ციკაბო და გაშვივლებულ ფერდობების ძირზე დიდძალი ნაშალი მასალა გვხვდება. ზემოხსენებულ წყებას სამხრეთით მოსდევს ზედა ლიასის ქანები; ისინი მეტწილად ქვიშაქვების მძლავრი წყებით არის წარმოდგენილი და მყარი შედგენილობით ხასიათდება; მათი გავრცელების ზოლი საკვლევ მდინარეთა შუა წელს ემთხვევა, სადაც მდინარეებს ჩაჭრილი აქვთ ვიწრო და ღრმა ხეობები.

კავკასიონის სამხრეთული ფერდობის პერიფერიული ზოლი აგებულია ზედა-იურული და ქვედა-ცარცული ფორმაციით; იგი ლითოლოგიურად წარმოდგენილია მასივი ფიქლებით, მერგელებით. მერგელოვანი ფიქლებით და ქვიშაქვებით; მათ ღვარცოფის წარმოშობის საქმეში უმნიშვნელო როლი ეკუთვნის.

კახეთის კავკასიონის სამხრეთული ფერდობი რთული ტექტონიკური აგებულებით ხასიათდება; აქ მრავლად არის განვითარებული იზოკლინური ნაოჭები და რღვევები; ქედის მგებელი შრეები ძლიერ არის აშლილი, რაც ქანებს ადვილ შლადობის თვისებებს ანიჭებს, ეს კი ღვარცოფის წარმოშობის ხელსაყრელ პირობებს ქმნის.

მ. გეომორფოლოგიური პირობები. საკვლევი ტერიტორიის მთიან ნაწილში მორფოლოგიური თავისებურებანი — მორფოგრაფია, გამოფიტვა, ეროზია, დენუდაცია, აკუმულაცია და მეწყერები ძლიერ ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან ღვარცოფის წარმოშობისათვის, ხოლო ალაზნის ვაკეზე რელიეფი პირიქით მოქმედობს, ჩრდილოეთიდან ჩამოსული ღვარცოფი მყარი მასალისაგან განიტვირთება და სახეს იცვლის.

კახეთის კავკასიონის სამხრეთული ფერდობი ძლიერ რთული მორფოგრაფიული თავისებურებით ხასიათდება; იგი წარმოდგენილია ძლიერი დახრილობით და დანაწევრებით; მისი ტოტები, რომლებიც საკვლევ მდინარეთა წყალგამყოფებს წარმოადგენენ. მნიშვნელოვანი სიმაღლით, (2500 მ-დე) და ციკაბო ფერდობებით განირჩევა. აქ ხშირად გვხვდება მაღალი (100—200 მეტრიანი) ქარაფები, ღრმა და უმეტეს ადგილას ციკაბო ფერდობიანი ხეობები, ადგილ-ადგილ განვითარებული კანიონებით. ხეობათა სიღრმე ბევრ ადგილას 500 მ აღემატება; მათი მთლიანობა გვერდითი შემდინარეებით არის დარღვეული. ხეობების უმეტესობას სათავეებში განვითარებული აქვს ძაბრისებური ფორმა, შუა წელში შევიწროვებულია, ხოლო ალაზნის ვაკეზე გამოსვლისას ფართო.

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ღვარცოფების წარმოშობაში თანამედროვე გეომორფოლოგიურ პროცესებს — გამოფიტვას, დენუდაცია-ეროზიას, აკუმულაციას და მეწყრებს მთავარი როლი ეკუთვნით. მდინარეთა სათავეებში (მაწიმი, ლაგოდხისხევი, კაბალი, ავანი, დურუჯი, ჩელთი, სტორი და სხვ.) ასპიდური ფიქლების გავრცელების ადგილებში, გამოფიტვა დიდი ინტენსივობით მიმდინარეობს, რის შედეგად გაშიშვლებებისა და ლარტაფების ძირებზე დიდძალი გამონაფიტი მასალა გვხვდება, რომელც მძლავრ მცვეიანას კონუსებს და დელუვიურ შლიეფებს ქმნის. ხსენებულ ადგილებში ინტენსიურად სწარმოებს ეროზია-დენუდაცია, ერთი მხრივ მდინარეებისა და დროებითი ნაკადების მიერ, ხოლო, მეორე მხრივ, ატმოსფერული ნალექებით და ქარით. აქ ეროზია-დენუდაციის შედეგად დიდძალი მყარი მასალის გადაადგილება ხდება, ერთის მხრივ, გამოფიტული ფხვიერი მასალის სახით, ხოლო მეორე მხრივ, თვით მდინარეები ახდენენ ქანების დაშლას და წამოღებას. ეს პროცესი, ცხადია, ყველაზე ძლიერ თავსხმა წვიმების (ან სეტყვის) და ღვარცოფების გაძლიერების დროს ხდება.

კავკასიონზე აკუმულაციას ლოკალური ხასიათი აქვს, იგი ძირითადად გვხვდება მდინარეთა ზემო წელში, ფერდობების ძირზე მცვეიანას კონუსების, ქეაყრილების და ხეობათა ფსკერზე ალუვიონის სახით, რაც ღვარცოფის წარმოშობის საუკეთესო პირობას ქმნის. ძლიერ აკუმულაციას აქვს ადგილი ალაზნის ვაკეზე, სადაც მდინარეები მძლავრ გამოზიდვის კონუსებს ქმნიან.

საკვლევე ტერიტორიის ფარგლებში, ზოგიერთი მდინარის ზემო წელში (დურუჯი, კაბალი, სტორი, ჩელთი) მეწყერულ მოვლენებს აქვს ადგილი, როგორც დედაქანებში, ისე დელუვიურ საფარში, მეწყერები ღვარცოფების წარმოშობისათვის დიდხალ მყარ მასალას ამზადებენ.

ზემოთქმულიდან ჩანს, რომ თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესები დიდი ინტენსიობით მიმდინარეობს მდინარეთა ზემო წელში, ამიტომ ღვარცოფის წარმოშობაც ამ ადგილებში ხდება.

4. ღვარცოფების წარმოშობაში ნიადაგებიც მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ [28]. კავკასიონის სამხრული ფერდობის იმ უბნებში, სადაც ნიადაგ-საფარი მნიშვნელოვან სიმძლავრეს აღწევს, მცენარეული საფარი კარგად არის განვითარებული, ქანებიც გამოფიტვა-დენუდაციისაგან დაცულია; იქ მოსული ატმოსფერული ნალექების ჩაყონვა დიდია, ჩაყონილი და მცენარეთა მიერ დაკავებული წყლის ნაწილი ორთქლდება, ხოლო ნაწილი ზედაპირზე გარკვეული ღრვის შემდეგ გამოდის და მდინარეებს დაგვიანებით ერთვის, ისე, რომ ღვარცოფის წარმოშობაში მონაწილეობას ვერ ღებულობს.

რაიონში არსებობს კორდლარღვეული და ნიადაგსაფარგადარეცხილი ცალკეული უბნები, ძირითადად იმ მდინარეთა ზემო წელში, რომლებიც ღვარცოფული ხასიათის მატარებელია (მაწიმი, კაბალი, დურუჯი, ჩელთი, ლობოტა, სტორი). ნიადაგსაფარის დარღვევა-გადარეცხვის მთავარ მიზეზს წარმოადგენს საძოვრების საქონლით გადატვირთვა.

5. საკვლევე ტერიტორია, მცენარეულ საფარის სიუხვით ხასიათდება [3, 14], რაც მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ღვარცოფების რეჟიმზე. მიუხედავად ამისა, გვხვდება საკმაოდ ვრცელი ადგილები, რომელიც მცენარეულ საფარს მოკლებულია, ან ძლიერაა შეთხელებული, აქ დენუდაცია-ეროზია ძლიერად მიმდინარეობს; ამგვარი ადგილები ზემოხსენებულ ღვარცოფული ხასიათის მდინარეთა ხეობების ზემო წელის ფერდობებზე გვხვდება.

6. ალაზნის აუზის მარცხენა მხარე ჰიდროგრაფიული ქსელის სიმჭიდროვით ხასიათდება [2]. აქაური მდინარეები კავკასიონის მაღალ ზონებში იღებენ სათავეებს და ღრმა და ვიწრო ხეობებში მიმდინარეობენ, ხოლო ალაზნის ვაკეზე გამოსვლისას ხეობის ფსკერს ალუვიონით ავსებენ. ხშირად კალაპოტს იცვლიან; ისინი იკვებებიან წვიმის, თოვლის და მიწისქვეშა წყლებით, ეს უკანასკნელი განსაკუთრებით ძლიერ არის გამოხატული მდინარეთა სათავეებში, სადაც მრავალრიცხოვანი წყაროებით, გრუნტის წყლებით და ლანქერებით მდინარეები სათავის ნაწილშივე უხვწყლიანი ხდებიან. მდინარეთა უხვწყლიანობა ღვარცოფის ფორმირებაზე ზოგჯერ უარყოფითად მოქმედებს (სტორი, ავანი, კაბალი და სხვ.).

7. საკვლევე ტერიტორიის ფარგლებში ადამიანი თავისი საქმიანობით პირდაპირ ან არაპირდაპირ მოქმედებს თანამედროვე გეომორფოლოგიურ პროცესებზე და ფაქტორებზე, აძლიერებს ან ასუსტებს მათ, ხოლო შედეგი ძირითადად ღვარცოფების გაძლიერებაში გამოიხატება.

ამრიგად ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში ღვარცოფწარმოშობი ფაქტორები—კლიმატური, ლითოლოგიურ-ტექტონიკური, გეომორფოლოგიური ნიადაგობრივი, მცენარეულობრივი და სხვ. ღვარცოფების წარმოშობისათვის ხელ-

საყრელ პირობებს ჰქმნიან, განსაკუთრებით მაღალ სარტყლებში, ალპურ და სუბ-ალპურ ზონაში, რის შედეგადაც ღვარცოფები ძირითადად ამ ადგილებში წარმოიქმნებიან.

III. ღვარცოფული მდინარეების მოკლე დ.ხასიათება

ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში ღვარცოფების აღწერილობის მასალა რამდენიმე ხეობის (დურუჯის, ჩელთის, სტორის) შესახებ მოგვეპოვება [4, 5, 8, 9, 11, 18, 19, 20, 21, 27, 30, 31]. ქვემოთ შევვხებით ღვარცოფულ ხასიათის მდინარეებს, აგრეთვე იმ მდინარეებსაც, რომლებიც ჩვეულებრივი წყალდიდობით ხასიათდებიან და სახალხო მეურნეობას ზარალს აყენებენ.

მდ. მაწიმი (აქისწყალი), სათავეს ღებულობს კავკასიონის თხემის მასლობლად. ალპურ ზონაში: მისი სათავეს მიდამოებში იურის ასპიდური ფიქლები ინტენსიურ გამოფიტვას განიცდიან, რის შედეგადაც აქ განვითარებულია მძლავრი გაშიშვლებული ფლატეები, რომელთა სიმაღლე 300—400 მ-მდე აღწევს. გაშიშვლებები მდინარის აუზის სათავეს ნაწილს რკალივით უვლის, რომლის სიგრძე 5—8 კმ აღემატება: გაშიშვლებებზე განვითარებულია ღარტაფები, რომელთა ფერდობების ძირი და ფსკერი მოფენილია დიდალი ფხვიერი მასალით. თავსხმა წვიმების დროს ხსენებულ ღარტაფებში ჩნდება დროებითი ნაკადები, რომელიც იტაცებს ფხვიერ მასალას და მაწიმში ჩააქვს. მდ. მაწიმის სათავეებზე დაკვირვებით იმ დასკვნამდე მივედით, რომ ხეობის ამ მონაკვეთში, ზოგჯერ უნდა ხდებოდეს სტრუქტურული ან ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოშობა. მდინარეს ტყის ზონაში 8—9 კმ სიგრძეზე გაჭრილი აქვს ვიწრო ხეობა, რომლის ფეხით ვავლაც კი შეუძლებელია. მაწიმის ღვარცოფი, ტყის ზონაში გავლისას, იერთებს რა მრავალ „წმინდა“ შენაკადს, თხელდება, სახეს იცვლის და ვაკეზე გამოსვლისას ტურბულენტური ღვარცოფის, ან ჩვეულებრივი წყალდიდობის სახით არის წარმოდგენილი. მდ. მაწიმი ვაკეზე გამოსვლისას ხეობის ფსკერს ძლიერ აფართოებს (1 კმ-დე) და მასზე კალაპოტს ხშირად იცვლის; შარაგზის ქვემოთ მძლავრი გამოზიდვის კონუსი აქვს განვითარებული. ამ უკანასკნელ მონაკვეთზე ღვარცოფი ხშირად გადმოდის ნაპირებიდან, მეურნეობას დიდ ზარალს აყენებს—მიაქვს ნათესები და საძოვრები. საოზს საზნავ მიწებს, ანადგურებს გზებს და სხვ.

1959 წლის 28 ივნისს მაწიმის ღვარცოფმა დიდი ზარალი მიაყენა სოფ. ცოდნის კოლმეურნეობის მიწებებს, ამგვარ მოვლენებს სხვა დროსაც ბევრჯერ ჰქონია ადგილი. მაგრამ მდინარის ნაპირების გამაგრება დღემდე პრიმიტიულად ხდება. მათ ხის მანებით და ფიჩხით ამაგრებენ, რომელსაც ღვარცოფი ადვილად ანგრევს. ხშირად ქვა-ფიჩხის ჯებირს მდინარისადმი დიდი კუთხით აკეთებენ, რის გამოც მდინარე მოპირდაპირე ნაპირისაკენ ბრუნდება და მეორე ნაპირზე მიაქვს იერიში.

ამგვარად, მაწიმის აუზის ზემო ნაწილში დამახასიათებელია სტრუქტურული და ტურბულენტური ღვარცოფი, ხოლო ქვემო ნაწილში (გამოზიდვის კონუსის ქვემოთ) ჩვეულებრივი წყალდიდობა.

მდ. ლაგოდეხისხევი სათავეს იღებს მაღალმთიან ზონაში; რომლის ჩრდილოეთით გადაჰიმულია ვრცელი, მოვაკებული ალპური მდელოები, სადაც მრავლად გვხვდება ყინვარული ტბები; მათგან ყველაზე დიდია შავი მთის ტბა;

რომელიც ზღვის დონიდან 2789 მ მდებარეობს. მდინარის სათავეს ირგვლივ (უფრო მეტად დასავლეთიდან) მაღალი—200—300 მ სიმაღლის ფლატე არტყია; ფლატის ჩრდილოეთით (თხემურ ზოლში) წვიმის დროს წარმოქმნილი დროებითი ნაკადები ლაგოდების ხევში ჩანჩქერების სახით ჩადაინ. ტყის ზონის შემოთაც არის საკმაოდ დიდი გაშიშვლებები. ხეობაში ფიქლების გამოფიტვა და მყარი მასალის წარმოქმნა დიდი რაოდენობით ხდება; თავსხმა წვიმების დროს ეს მასალა მდინარეში ხედება, მიუხედავად ამისა, სტრუქტურული ღვარცოფის ჩამოყალიბებას ადგილი არ უნდა ჰქონდეს, რადგან ხეობის სათავეში არსებული მდელოების და ყინვარული ტბების (რომლიდანაც ნაკადები გამოდის) საშუალებით ზედაპირული ნაკადები „იწმინდება“ და, ლაგოდებისხევში მოხვედრისას, მყარ მასალას კოტას შეიცავს. აქ ისინი დაკროვილ ფხვიერ მასალას მოიტაცებენ, მაგრამ „წმინდა“ წყალი ფხვიერ მასალას სწრაფად ათხელებს, რის გამოც სტრუქტურული ღვარცოფი ვერ ფორმდება; თავსხმა წვიმებისა და ძლიერი ელქექის დროს, აქ მოსალოდნელია ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოშობა.

მდ. ლაგოდებისხევისა და მეზობელი მდინარეების აუზებში ზემოაღწერილ მოვლენებს ადგილი ჰქონდა, მაგალითად 1956 წლის 28 ივნისს, ჩვენი იქ ყოფნის დროს. მთელ დღეს სეტყვანარევად წვიმდა, საღამოთი სეტყვა და წვიმა გაძლიერდა, რომელსაც თან სდევდა მძლავრი ქექა-ქუხილი, რომლის დროსაც მიდამოს ზანზარი გაჰქონდა. ფერდობებზე სეტყვანარევი ნაკადები ჩამორბოდნენ და ფხვიერ მასალას რეცხავდნენ. როგორც მეორე დღეს ლაგოდებში ჩასვლისას გავიგეთ, 28 ივნისს საღამოს ადგილი ჰქონდა ღვარცოფებს; მდინარეები ნაპირებიდან გადმოვიდნენ და დიდი ფართობის ნახნავ-ნათესები წალეკეს. ჩვენი აზრით ღვარცოფის წარმოშობისათვის ხეობაში მყარი მასალა დაკროვებისა და თავსხმა წვიმების გარდა, დიდ როლს თამაშობს მძლავრი ქექა-ქუხილი, რომლის დროსაც მიდამოს ზანზარი გააქვს და ფერდობებზე არსებულ წყლით გაქვნილი ფხვიერი მასალა ადგილიდან ადვილად იძვრის და მდიაარეში ჩადის.

მდ. ლაგოდებისხევის აუზის ზემო ნაწილში ზოგჯერ ადგილი უნდა ჰქონდეს ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოქმნას, დანარჩენ შემთხვევაში კი ჩვეულებრივ წყალდიდობას. მდ. ლაგოდებისხევი დაბა ლაგოდესთან გამოსვლისას დიდ გამოზიდვის კონუსს იწვევს; შარა გზასთან მას ხეობის ფსკერი იმდენად აუვსია, რომ ჩვეულებრივი წყალდიდობის დროსაც ნაპირიდან გადადის, შარაგზას ანგრევს და საუკეთესო სავარგულები მიაქვს. ნაპირების გამაგრება კი ჯერჯერობით არ მომხდარა, რაც ყოვლად დაუშვებლად უნდა ჩაითვალოს.

მდ. შრომისხევი კავკასიონის თხემს ებჯინება; მდინარე ჯერ სუსტად დაბრილ ხევში მიედინება, 2—3 კმ გავლის შემდეგ მაღალ ფლატეზე საკმაოდ დიდ ჩანჩქერს ქმნის; ამ უკანასკნელამდე მდინარე მცირე რაოდენობის მყარ მასალას ლებულობს. ჩვენი იქ ყოფნის დროს, მიუხედავად საკმაოდ ძლიერი წვიმისა, აღიდებული მდინარე მხოლოდ ამღვრეული მოდიოდა, რადგან ხევის ნაპირებზე გამოშვლებები ნაკლებად არის და ფერდობები კარგადაა დაკორდებული. ზემოსხენებული ჩანჩქერის ქვემოთ, ხეობის ორივე მხარეზე, საკმაოდ დიდი გამოშვლებული ადგილებია, სადაც გამოფიტვა ინტენსიურად მიმდინარეობს და მდინარე მყარ მასალას ლებულობს. შემდეგ მდინარე ჭრის ძლიერი ვიწრო, გაუვალ ხეობას, რომლის ფერდობები საკმაოდ კარგი ტყით არის დაფარული.

ლი; იგი ლაგოდების ქვემოთ ხეობის ფსკერს ავსებს, კალაპოტს ხშირად იცვლის და სავარგულებს აზიანებს.

შრომისხევი ძირითადად მძლავრი წყალდიდობით ხასიათდება, ზემო წელში ზოგჯერ ადგილი უნდა ჰქონდეს ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოშობას.

მდ. კართლისხევი (ნინოსხევი) თავისი ბუნებრივი პირობებით შრომისხევისაგან. მისთვის დამახასიათებელია ჩვეულებრივი წყალდიდობა, შეიძლება ზემო წელის ორ შემდინარეში ზოგჯერ ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოშობას ჰქონდეს ადგილი. ალაზნის ვაკეზე გამოსვლისას მდინარე თავისი ნაფენებით ხეობის ფსკერს ავსებს, წყალდიდობისას ნაპირებიდან გადმოდის და დამუშავებულ მინდვრებს აზიანებს.

მდ. კაბალი (ნეინისწყალი) ხასიათდება წყალუხვობით, მისი სათავე კავკასიონის თხემში ღრმად იჭრება და მთავარი წყალგამყოფი ხაზი ჩრდილოეთითა აქვს გაღებული. მდ. კაბალი და მისი ორი დიდი შემდინარე ღრმა ხეობებით, ციცაბო და ტყით დაფარული ფერდობებით ხასიათდება. ზემო წელში, აგრეთვე ნაწილობრივ შუა წელში არსებობს ცალკეული გაშიშვლებული ფლატეები, სადაც გამოფიტვა და მყარი მასალის წარმოშობა ინტენსიურად მიმდინარეობს, რომელსაც თავსხმა წვიმის დროს მდინარე ღებულობს.

მდ. კაბალი მთათაწინეთიდან სწრაფად აფართოებს ხეობის ფსკერს და სოფ. ქვემო-ხეჩილთან 300—400 მ აღწევს; თვით სოფ. სოფ. უზუნთალა-ქვემო-ხეჩილის ფართო (2 კმ) ვაკე შექმნილია მდ. კაბალის მოქმედებით და მისი ყოფილი ხეობის ფსკერს წარმოადგენს. ამჟამად კაბალი ვაკეს დასავლეთით ჩამოუდის, მარჯვენა მხარის ეროზიას აწარმოებს და ამავე მხარეზე გადავარდნის მიდრეკილებას იჩენს; ზოგჯერ გადავარდნილა კიდევ, ამიტომ აქ გაკეთებულ აქვს ქვიტკირის ჯებირი, თუმცა მის ქვემოთ კვლავ მოსალოდნელია მდინარის გადავარდნა. მდინარე შარავჯის მიდამოებში და მის ქვემოთ არსებულ ფართე რიყეზე ღვარცოფობის დროს, ხშირად იცვლის კალაპოტს და ალუვიონის დალექვას აწარმოებს. აღსანიშნავია, რომ მდ. მდ. კაბალასა და შრომისხევს შორის, მდ. ალაზნის მარცხენა მხარეზე ფართე დაჭობებული უბნებია, რომელიც გამოზიდვის კონუსების პერიფერიებზე გამომდინარე გრუნტის წყლებით საზრდოობს.

მდ. კაბალი მყარი მასალის შედარებითი სიმცირით ხასიათდება, ხოლო წყალუხვი კი სათავეშივე ღებდა, ამიტომ მასში სტრუქტურულ ღვარცოფის წარმოშობას ადგილი არ უნდა ჰქონდეს, გარდა ზოგიერთი ზემო შენაკადისა. ზოგჯერ მასში წარმოიშობა ტურბულენტური ღვარცოფი. კაბალი ხშირად ჩვეულებრივი წყალდიდობით ხასიათდება, მაგრამ იგი მძლავრად ვლინდება, გზებსა და სოფლის მეურნეობის სავარგულებს ხშირად აზიანებს, რისთვისაც მისი ნაპირების გამავრების საჭიროება გადაუდებელ საკითხს წარმოადგენს.

მდ. შაროხევი წარსულში დამოუკიდებლად ერთოდა ალაზანს; ამ მიმართულებით განვითარებულია ძველი გამოზიდვის კონუსი; ამჟამად იგი მდ. ავანს ერთვის. თავისი ბუნებრივი პირობების მიხედვით იგი ძირითადად ჩვეულებრივი წყალდიდობით უნდა ხასიათდებოდეს.

მდ. ავანი ერთ-ერთი მძლავრი მდინარეა ამ მხარეში, იგი სათავეს ღებულობს წყალგამყოფი ხაზის მახლობლად, სადაც საკმაოდ მძლავრი გაშიშვლებები გვხვდება; აქ დიდი რაოდენობით ფხვიერი მასალა წარმოიქმნება. მდ. ავანის ზემოწელის აუზის რელიეფი სირთულით ხასიათდება—ხეობა ღრმად არის

ჩაქრილი, მისი ფერდობები გვერდითი ხეობებით ინტენსიურად არის დასერილი. მდინარე შუა წელში. კვეთს რა შუაიურულ ქვიშაქვებისა და ფიქლების მძლავრ წყებას, მყარ მასალას დიდი ლოდების სახით ლებულობს, რომელთაც სოფ. ახალსოფლის მოპირდაპირეთ უხვად სტოვებს; მათი დიამეტრი ხშირად 1 მ აღემატება; თვით ხსენებული სოფელი გაშენებულია ავანის ძველ გამოზიდვის კონუსზე. შარაგზის მახლობლად ავანი ინვითარებს მძლავრ გამოზიდვის კონუსს, რომლის სიგანე 3—4 კმ აღწევს, ხოლო სიმაღლე 60—80 მ აღემატება. ალუვიური მასალის განლაგების მიხედვით ეტყობა, რომ წარსულში მდინარის კალაპოტის მნიშვნელოვან ცვალუბადობას ხშირად ჰქონია ადგილი. შარაგზის ქვემოთ ხეობის ფსკერი ალუვიონით არის ავსილი და მდინარის მარჯვენა მხარეზე გადავარდნის საშიშროება არსებობს, რის დროსაც სოფ. სოფ. ჭიკანის და გავაზის მიდამოებია წაილეკება.

აღსანიშნავია, რომ ავანის ხეობის ფსკერზე ტირიფის და კერხვის ხეები გვხვდება. რაც ხელს უწყობს ალუვიონის აკუმულაციას და მდინარის სხვა მიმართულებით გადავარდნას. აქ გამოზიდვის კონუსის სამეურნეო ათვისება ხდება. მდინარის ნაპირებს კი არ ამაგრებენ. ისე რომ, შესაძლებელია მოკლე ხანში ათვისებული ადგილების წალეკვა კვლავ მოხდეს.

ბუნებრივი პირობების გათვალისწინების საფუძველზე შეიძლება ითქვას, რომ ავანის ზემო წელში პერიოდულად ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოშობას აქვს ადგილი. ქვემო წელში კი ჩვეულებრივ წყალდიდობას; იგი დროგამოშვებით ნაპირებიდან გადმოდის; სოფლის მეურნეობის სავარგულებს აზიანებს; აგრეთვე აზიანებს გზებს, რაც ხშირად მოძრაობის რამდენიმე დღით შეწყვეტას იწვევს.

მდ. ბურსა ჩვეულებრივი წყალდიდობით ხასიათდება. შარაგზის ქვემოთ იგი ხეობის ფსკერს ავსებს, ზოგჯერ ნაპირებიდან გადმოდის და სავარგულებს აზიანებს; იგი ყურადღების მიქცევას საჭიროებს.

მდ. დურუჯი გაღმა მხარის ღვარცოფულ მდინარეთა შორის, ყველაზე ტიპობრივი და ცნობილია; რომელმაც მრავალი მკვლევარის და სახელმწიფო დაწესებულების ყურადღება მიიპყრო [4, 5, 8, 17, 20, 29, 30, 31 და სხვ.], რაც იმით იყო გამოწვეული, რომ დურუჯის ღვარცოფმა უკანასკნელი შვიდი ათეული წლის განმავლობაში შეიძვერ გაიარა სოფ. ყვარელზე და უდიდესი ზარალი მიაყენა მას; იგი ანადგურებდა სოფლის მეურნეობას, ანგრევდა სახლებს და გზებს, ზოცავდა პირუტყვს, ადამიანებს და სხვა.

მდ. დურუჯი იწყება ორი დიდი ტოტით—შავი და თეთრი დურუჯით, რომელთაც სათავეები ალპურ ზონაში აქვთ. მათი ხეობის ფერდობების დიდი ნაწილი ვრცელ გაშიშვლებებს უჭირავთ; შავ დურუჯს უფრო დიდი ფართობის გაშიშვლებები აქვს. ვიდრე თეთრ დურუჯს. გაშიშვლებული ფერდობების სიმაღლე 500 მ აღემატება, ხოლო სიგრძე 4 კმ. ფერდობების ამგებელი ქვედაიურული ასპიდური ფიქლები ინტენსიურ გამოფიტვას განიცდის, რის შედეგად მიდამო ფხვიერი მასალის სიუხვით ხასიათდება. შავი დურუჯის მაღალ გაშიშვლებებზე, განსაკუთრებით შავ კლდეზე განვითარებულია ლარტაფები, რომლებშიც ნაშალის ნაკადები განუწყვეტლივ მოძრაობს, მათ ბოლოებში კი მძლავრი მცვივანას კონუსები და პროლუვიური შლეიფებია განვითარებული. ფხვიერი მასალა გაგრძელებას თვით ხეობის ფსკერზედაც პოულობს, რომლის სიმ-

ძლავრე რამდენიმე მეტრს აღწევს; ეს უკანასკნელი კანიონისისებურ ხეობამდე გრძელდება.

თეთრი ღურუჯის ხეობაში, მსგავსად შავი ღურუჯისა, მძლავრი გაშიშვლებები გვხვდება, მაღალი ფლატეები ინტენსიურ გამოფიტვას განიცდის და დიდ-ძალ ფხვიერ მასალას წარმოშობს. ამ პროცესს განსაკუთრებით აძლიერებს ხსენებული მდინარეების სათავეების ორივე მხარეზე არსებული მძლავრი მეწყერები.

თავსხმა წვიმებისა და ძლიერი ელ-ქექის დროს თეთრი და შავი ღურუჯის აუზებში არსებული დიდძალი ფხვიერი მასალა, ნიაღვართან ერთად, მოდის ხეობის ფსკერისაკენ, სადაც ყოველი მხრიდან ჩამოტანილი მყარი მასალა თავს იყრის და ტალახის მძლავრი ნაკადის სახით ქვევით დაეშვება; ამ მოვლენას თვით ხეობის ზემო ნაწილის ძაბრისებური მოყვანილობაც უწყობს ხელს. ფერდობებიდან წამოსული ნიაღვარი ხეობის ფსკერზე ერთდროულად ჩამოდის. თეთრი და შავი ღურუჯის შეერთების შემდეგ ღვარცოფი კიდევ უფრო მძლავრი ხდება, მას ხეობის ფერდობების ძირზე დაგროვილი მძლავრი მცვიმანის კონუსებისა და ფსკერის ფხვიერი მასალა თან მიაქვს. აღსანიშნავია, რომ შუა წელში, სადაც ხეობას კანიონისებური ფორმა აქვს, 1949 წელს სტრუქტურული ღვარცოფის სიმაღლე 20—25 მ უნდა ყოფილიყო, რაც კარგად ეტყობოდა ქვის კედლებზე დარჩენილი ტალახის შავი ზოლის მიხედვით.

მდ. ღურუჯი სოფ. ყვარლის ჩრდილოეთით, მთებიდან გამოსვლისას, ხეობის ფსკერს საკმაოდ აფართოებს და მიმართულება პირდაპირ ყვარლისკენ აქვს; თვით სოფელი ღურუჯის გამოზიდვის კონუსზეა გაშენებული. უკანასკნელი სტრუქტურული ღვარცოფი, რომელმაც სოფ. ყვარელი წალეკა 1949 წლის ივნისში მოვარდა; ღვარცოფმა გაანგრია მარცხენა სანაპიროს ქვიტკირის ჯებირი და ყვარლისაკენ დაეშვა; გზაზე ყველაფერს გლეჯდა და ანგრევდა. სოფლის თავში ღვარცოფს 3—4 მ სიმაღლე ჰქონია, რაც კარგად ჩანდა ღვარცოფის კვალით ხეებზე და სახლების კედლებზე. ამ დროს ყვარელს უდიდესი ზარალი მოუვიდა; ღვარცოფმა დაანგრია სახლები, წალეკა ბაღ-ბოსტნები, ვენახები და ნათესები, იყო შინაური ცხოველებისა და ადამიანის მსხვერპლი, ზარალმა ათეულ მილიონ მანეთს მიაღწია.

სოფ. ყვარლის დაცვის მიზნით, 1950 წელს, სათანადო პროექტის საფუძველზე, ღურუჯის მარცხენა ნაპირზე აგებულ იქნა ქვიტკირის ჯებირი, რომლის სიგრძე 5,2 კმ, ხოლო სიმაღლე 4—6მ. სამწუხაროდ, ჯებირის მიმართულება არა სწორად იყო შერჩეული, რის გამოც 1952 წელს ე. ი. 2 ზაფხულის განმავლობაში ჯებირი ზოგ ადგილას 1—2 მ სიმაღლისადა დარჩა [11]; 1953 წელს ჯებირის, რომელზედაც რამდენიმე მილიონი მანეთი დაიხარჯა, კაპიტალური რემონტი გაუქეთეს.

მდ. ღურუჯი ყვარლის გადასწვრივ ხეობის ფსკერს კიდევ უფრო აფართოებს და მაქსიმუმს შარავზის მახლობლად აღწევს (2 კმ-დე); აქ იგი მძლავრ გამოზიდვის კონუსს ინვითარებს, რომლის დიდი ნაწილი დამუშავებულია, მაგრამ კალაპოტის პერიოდული ცვალებადობის გამო, დამუშავებული ნაკვეთები ხშირად ილეკება.

ზემოთქმულისა და არსებული ლიტერატურის საფუძველზე შეიძლება აღვნიშნოთ, რომ მდ. ღურუჯი კარგად გამოხატული ღვარცოფით ხასიათდება.

სტრუქტურული ღვარცოფი მის ზემო წელში ფორმდება და დაბა ყვარლამდე აღწევს. ხოლო ტურბულენტური შარა გზას 3—4 კმ სცილდება.

მდ. დურუჯის ნაპირების საიმედო გამაგრება აუცილებელია, რაც ამჟამად ნაწილობრივ ხორციელდება.

მდ. ჩელთი—წყალუხვობით და დატოტვილობით გამოირჩევა. მის აუზში მიმდინარე თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესები ძალიან ჰგავს მდ. დურუჯისას, მხოლოდ შემცირებული მასშტაბით. ჩელთის სათავის მიდამოებში და შემდინარეთა სათავეებში, მ. ნინიკასციხის სამხ.-დას. ფერდობზე, მ. ჩელთისთავის-წვერის და მ. ხუბიარას სამხ. ფერდობებზე განვითარებულია საქმალოდ ვრცელი, თუმცა ერთიმეორისაგან იზოლირებული გაშიშვლებები, რომლებიც ინტენსიურ გამოფიტვას განიცდის; ამ უკანასკნელს ისიც უწყობს ხელს, რომ (როგორც დურუჯის აუზში) ჩელთის აუზის საძოვრები გადატვირთულია საქონლით და მეწყერებიც გვხვდება. საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ ჩელთის სათავის მიდამოებში ღვარცოფის წარმოშობისათვის ხელსაყრელი პირობები არსებობს.

მდ. ჩელთს შუა წელში მრავალი მდინარე და მშრალი ხევი უერთდება, რომელთა სათავე ალპურ და სუბალპურ ზონაში იწყება; ზოგი მათგანი სათავეში მნიშვნელოვანი გაშიშვლებებით და გამოფიტული მასალის სიუხვით ხასიათდება, მათში ღვარცოფების წარმოშობას ადგილი უნდა ჰქონდეს.

ჩელთის ხეობის ფსკერი გაფართოებას ზემო წელიდანვე იწყებს და შუა წელში მისი სიგანე 25—30 მ აღემატება. ფერდობების ქვემო ნაწილში მძლავრი ალუვიური ნასალა გვხვდება (8—14 მ-დე), რაც წყალდიდობის დროს მდინარეს მყარი მასალით ამარაგებს. სოფ. შილდა ჩელთის გამოზიდვის კონუსზე მდებარეობს. აქ ალუვიონის სიმძლავრე 4 მ აღემატება. სოფ. შილდის ქვემოთ მდინარე ხეობის ფსკერს კიდევ უფრო აფართოებს, იგი მოფენილია ქვა-ლორლით და მასზე ჩელთი ალაზნამდე შეანდრებით მიდის. ალაზნთან იგი საქმალოდ დიდ გამოზიდვის კონუსს ჰქმნის.

მდ. ჩელთის სათავის ნაწილში და ზოგიერთ შემდინარეში ზოგჯერ სტრუქტურული ღვარცოფის წარმოშობას უნდა ჰქონდეს ადგილი, მაგრამ ზემო წელშივე ხდება მისი სახის შეცვლა; რაც შეეხება ტურბულენტურ ღვარცოფებს, იგი უფრო ხშირად წარმოიშობა და სოფ. შილდას იშვიათად გაცდება, რადგან ხეობის ფართე ფსკერზე მყარი მასალის დიდი ნაწილი რჩება. ჩვეულებრივ წყალდიდობას უფრო ხშირად აქვს ადგილი; იგი დიდი სიმძლავრით გამოიხატება, გზებს ანგრევს, ზოგჯერ ნაპირებიდან გადმოდის და სავარგულებს აზიანებს.

მდ. ინწობა ძირითადად ჩვეულებრივი წყალდიდობით ხასიათდება; შეიძლება სათავის ნაწილში ზოგჯერ ადგილი ჰქონდეს ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოშობას. ინწობა წყალდიდობის დროს ხანდახან ნაპირებიდან გადმოდის და ნახნავ-ნათესს აზიანებს. საჭიროა მისი ნაპირების გამაგრება.

მდ. ლოპოტა სათავეს კავკასიონის თხემის მახლობლად, მდ. სასანთლის-წყერის სამხრეთ ფერდობზე ღებულობს; მისი ზემო წელის შემდინარეების სათავეები წყალგამყოფ ხაზს ებჯინებიან, ინტენსიურ უკუსვლით ეროზიულ კავკასიონის თხემს ენერგიულად რეცხავენ და ისე, როგორც ზოგიერთი სხვა მდინარე, მთავარი წყალგამყოფის ჩრდილოეთისკენ გადაადგილებას ახდენენ. აღსანიშნავია, რომ ლოპოტის აუზში შედარებით მცირე გაშიშვლებები გვხვდება და

ნაშალი მასალაც ამ ადგილებში ნაკლებად არის წარმოდგენილი. ხეობა ღრმა და V-ბურია, მისი ფერდობები მდიდარია ტყით და საძოვრებით.

მდ. ლოპოტა ხეობის ფსკერს შუა წელიდან აფართოებს (25—30 მ), ფსკერი მსხვილი ლოდნარით არის მოფენილი. კარგადაა გამოხატული ტერასის ფრაგმენტები; სოფ. ლაფანაური გაშენებულია ლოპოტის II ტერასაზე, რომლის ალუვიონის სიმაღლაც 10—15 მ უდრის; ზოგ ადგილას მდინარე ძველ ალუვიურ მასალას რეცხავს. ქვემო წელში იგი ხეობის ფსკერს თანდათან ავსებს და მოსალოდნელია მისი სოფ. ნაფარეულისაკენ (ჩრდილოეთიდან) გადავარდნა. შემდეგ იგი მდ. დიდხევს იერთებს (ეს უკანასკნელი მძლავრი წყალდიდობით ხასიათდება) და ხეობის ფსკერს 200—400 მ-დე აფართოვებს. აღსანიშნავია, რომ ზოგ ადგილას ხეობის ფსკერი უფრო მაღალია, ვიდრე მოსაზღვრე ადგილები, ამიტომ წყალდიდობის დროს მდინარე ნაპირებიდან ხშირად გადადის. საყურადღებოა, რომ შარავხის ქვემოთ, 3—3,5 კმ-ზე, ხეობის ფსკერის შუა ნაწილში ხეების ჯგუფია, სადაც ძლიერი აკუმულაციის გამო, ადგილი უფრო მაღალია, ვიდრე სანაპიროები. ამჟამად მდინარე რეცხავს მარჯვენა ნაპირს და ამ მიმართულებით გადავარდნა არის მოსალოდნელი. თუმცა არც მარცხენა ნაპირია ამ მხრივ უშიშარი.

მდ. ლოპოტის სათავეში დროგამოშვებით შეიძლება წარმოიშვას ტურბულენტური ღვარცოფი, რომელიც შუა წელში სახეს იცვლის: უფრო მეტად იგი მძლავრი წყალდიდობით ხასიათდება, რომელიც ხშირად ნაპირებს ლახავს და სოფლის მეურნეობას სერიოზულ ზარალს აყენებს.

მდ. სტორი ალაზნის აუზში ყველაზე წყალუხვი მდინარეა, იგი სათავეს კაკასიონის თხემთან, მ. დიდგვერდის საზ. ფერდობზე იღებს. სათავეს ნაწილში, აგრეთვე ზოგიერთი სხვა შემდინარეების სათავეებში, არსებობს გამოშვლებები, სადაც ასპიდური ფიქლები ინტენსიურ გამოფიტვას განიცდის. გარდა ამისა, სტორის ზემო წელის მარცხენა მხარეს მიუყვება ახლახან გაჭრილი ფშაველ-ომალოს სამანქანო გზა, სადაც ზოგ ადგილას გაჭრილი ქანები ინტენსიურ გამოფიტვას განიცდის და ხეობაში ქვის ნაკადების სახით ჩადის. დიდი გამოშვლებები ხეობის შუა წელშიც გვხვდება, მაგრამ ქანების სიმტკიცის გამო გამოფიტვა სუსტად ხდება; ამ ადგილი აქვს სიღრმით ეროზიას, რის გამოც სტორს შუა წელში ჩაჭრილი აქვს ღრმა, ზოგ ადგილას კინინონისებური ხეობა.

სტორი სოფ. ლეჩურის ქვემოთ ხეობის ფსკერს იმდენად ავსებს, რომ სოფ. ფშაველს ზემოთ, მარცხენა მხარეზე, არსებობს გადავარდნის საშიშროება. სოფ. ფშაველთან და მის ქვემოთ ხეობის ფსკერის სიგანე 350—400 მ აღწევს, იგი ალუვიონით არის დაფარული. მის ორივე მხარეზე გადავარდნის საფრთხე არსებობს. თუმცა მის ნაპირებს სოფ. ფშაველთან ამარგებენ, მაგრამ ეს ხდება პრიმიტიულად, ღონისძიებას ლოკალური ხასიათი აქვს და ეფექტიანი არ არის. ქვემო წელში, წყალდიდობის დროს, ნაკადი მიმართულებას ხშირად იცვლის.

მდ. სტორის ხეობის სათავეში ზოგჯერ ადგილი უნდა ჰქონდეს ტურბულენტური ღვარცოფის წარმოქმნას, რომელიც სოფ. ფშაველამდე იშვიათად აღწევს; დანარჩენ შემთხვევაში კი ადგილი აქვს მძლავრ წყალდიდობას, რომელსაც ბევრჯერ დიდი ზარალი მიუყენებია სოფ. ფშაველისათვის.

ალაზნის აუზის დანარჩენი მდინარეები ჩვეულებრივი წყალდიდობით ხასიათდებიან, ზარალს თითქმის არ იძლევიან, ამიტომ მათზე არ შეგჩერდებით.

როგორც ზემოთქმულიდან ჩანს, ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში ღვარცოფების წარმოშობისათვის ხელსაყრელი პირობები არსებობს, რაც დაკავშირებულია ბუნებრივ ფაქტორებთან და ადამიანის საქმიანობასთან; ეს პირობები ძირითადად მაღალ სარტყელზე, ალპურსა და სუბალპურ ზონებშია, ღვარცოფების წარმოშობაც ამ ადგილებში ხდება (მდ. მდ. დურუჯი, მაწიმი, კაბალი, ჩელთი, სტორი და სხვ.) ხეობების შუა წელი შევიწროებულია და მნიშვნელოვნად დახრილი, აქ ღვარცოფის გავლა სწრაფად ხდება. მდინარეთა ქვემო წელის დასაწყისში ღვარცოფი სახეს იცვლის, მყარ მასალას სტოვებს და მძლავრ გამოზიდვის კონუსებს წარმოშობს. ღვარცოფები გამოზიდვის კონუსებს ქვემოთ ველარ მიდიან და ჩვეულებრივ წყალდიდობაში გადადიან; მდინარეთა ნაპირებიდან გადავარდნა გამოზიდვის კონუსების ფარგლებში ხდება, რაც სახალხო მეურნეობას დიდ ზარალს აყენებს. ამიტომ მათ წინააღმდეგ ბრძოლა გადაუდებელ ამოცანას წარმოადგენს.

IV. ღვარცოფებთან ბრძოლის ღონისძიებანი

ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში ღვარცოფებთან ბრძოლას ადრე ეპიზოდური ხასიათი ჰქონდა; მოსახელობა, სოფლების დაცვის მიზნით. მდინარის ნაპირებზე ქვა-ფიჩხის ჯებირებს აგებდა, რომლებსაც რამდენიმე წელში ღვარცოფი ადვილად ანგრევდა. განსაკუთრებული ყურადღება მდ. დურუჯის მარცხენა ნაპირის გამაგრებას ექცეოდა, რადგან ღვარცოფი სოფ. ყვარელს პერიოდულად ანგრევდა; ამიტომ მის გამაგრებას ცოტა თუ ბევრად ორგანიზებული ხასიათი ჰქონდა. ასე, მაგალითად, 1907 წლიდან 25 წლის განმავლობაში, სხვადასხვა დროს 14 ქვიტკირის ჯებირი აშენდა, რომელთა საერთო სიგრძე 1 კმ აღემატება. ამასთან ერთად დურუჯის ნაპირზე (აგრეთვე სხვა მდინარეების ნაპირებზედაც) აკეთებდნენ ქვა-ფიჩხის ჯებირებს, მაგრამ ამ უკანასკნელთ ღვარცოფი თითქმის ყოველ წელს მთლიანად ან ნაწილობრივ ანგრევდა და მისი ხელახლა აღდგენა იყო საჭირო.

როგორც აღვნიშნეთ, 1949 წელს დურუჯის ღვარცოფმა მის მარცხენა მხარეზე არსებული ქვიტკირის ჯებირები გაანგრია, ამიტომ სათანადო პროექტით 1950 წელს დურუჯის მარცხენა ნაპირზე აშენებულ იქნა: 5,2 კმ სიგრძის 4—6 მ სიმაღლის ქვიტკირის ჯებირი. მშენებლობა ჩაატარა საქ. სსრ წყალთა მეურნეობის სამინისტრომ, მაგრამ პროექტი სათანადოდ არ იყო შედგენილი; დაპროექტების დროს გათვალისწინებული არ იყო ხეობის მორფოლოგიური პირობები, ეროზია-აკუმულაციის ხასიათი, აგრეთვე მხედველობაში არ იქნა მიღებული მდინარის მარჯვენა ნაპირის რელიეფის თავისებურება; ჯებირის შუა წელი მდინარისკენ არის გაღებული, მაშინ როდესაც მის მოპირდაპირე მხარეზე პატარა სერი ჩამოდის და ხეობის ფსკერშია შემოჭრილი. ჯებირმა ალუვიონის დაგროვებას შეუწყო ხელი, ამიტომ მისი აგებიდან ორი წლის შემდეგ, 1952 წელს ხსენებულ ადგილში დურუჯის ხეობის ფსკერი ისე სწრაფად აავსო, რომ მისი სიმაღლე ზოგ ადგილას 1 მ დარჩა და მოქვიანო წელს საჭირო გახდა კაპიტალური რემონტი, რომ აღიდებული მდინარე კედელზე არ გადმოსულიყო. ჯებირი არც ჩრდილო ნაწილში იყო სწორედ გაკეთებული, იქ მას მდინარის მიმართ თითქმის გარდვიარდმო მდებარეობა უკავია, რის გამოც მდ. დურუჯი მას მთელი ძალით ეხეთქება, საჭირო იყო ჯებირი 1 კმ-მდე

ჩრდილოეთით დაწყებულიყო და საერთო მიმართულება სწორი ჰქონოდა ი.ე., რომ ახლანდელი ჯებირის შუა წელიდან 50 მ-ით მაინც სოფლისკენ ყოფილიყო გაწეული. ამასთან ერთად ხეობის ფსკერზე შემოჭრილი ორი სერის დაბოლოება 1:1—2:5 მ სიღრმით უნდა აფეთქებულიყო. ამგვარი მუშაობის ჩატარების შემდეგ მთებიდან გამოსული ღვარცოფი ჯებირს მახვილი კუთხით ეტაკებოდა და ჯარტუმის ძალა ნაკლები იქნებოდა; ღვარცოფი სწორი მიმართულების გამო მყარ მასალას ჯებირის შუა წელთან კი არ დააგროვებდა, როგორც ახლამოხდა, არამედ უფრო შორს გაიტანდა. 1959 წლიდან საქართველოს სსრ წყალთა მეურნეობის სამინისტრო ღურუჯის ნაპირების გამაგრების დამატებით სამუშაოებს ატარებს; ამის შედეგად ზემოხსენებული ნაკლოვანებები ნაწილობრივ გამოსწორდება. გარდა ზემოაღნიშნულისა, გათვალისწინებულია ღურუჯის ღვარცოფისგან ყვარლის დაცვა მოხდეს ჰიდრაულიკური წესით, რისთვისაც უნდა ჩატარდეს მძლავრი ჰიდროტექნიკური მშენებლობანი [20]. ამ პროექტის ეფექტიანობაზე ზოგიერთ მკვლევარს ეჭვი ეპარება; როგორც თვით პროექტის შემდგენელი ა. ბაზაძეც აღნიშნავს, ხსენებული პროექტის განხორციელება, ცდით სათანადო შემოწმების გარეშე, მიზანშეწონილი არ იქნება.

გარდა ღურუჯისა უკანასკნელ პერიოდში ზოგიერთი მდინარის ნაპირზე (მაწიმი, კაბალი, ლპოტა, სტორი, ალაზანი და სხვ.) აშენებულ იქნა ქვიტკიორის ან ქვაფიჩხის ჯებირი, მაგრამ მათი უმეტესობა არასწორად არის აგებული, რადგან ზოგან ჯებირით ერთი მხარის გამაგრება მეორის საზიანოდ ხდება და ჯებირის არასწორი მდებარეობა ხშირად მდინარის მოპირდაპირე მხარეზე გადავარდნას იწვევს.

2.

ზემოთქმულის ყველა ნაკლოვანების მთავარ მიზეზად ჩვენ ის მიგვაჩინა, რომ ღვარცოფული ხეობის გამაგრებაში და საპროექტო სამუშაოებში ხშირად მხოლოდ ტექნიკური სპეციალისტები მონაწილეობენ, ბუნებისმეტყველნი კი არა. ღვარცოფები ბუნებრივი მოვლენაა, იგი ბუნებრივი ფაქტორებით არის გაპირობებული, ამიტომ, როდესაც მათ წინააღმდეგ ბრძოლას ვაწარმოებთ, საჭიროა ღვარცოფის გამომწვევი ყველა ფაქტორის დეტალური შესწავლა, მართო იმ ადგილას კი არა, სადაც ხეობას ვამაგრებთ, როგორც ზოგჯერ აქამდე ჰქონდა ადგილი, არამედ მდინარის მთელ აუზში. ამ შესწავლაში პირველ რიგში მონაწილეობას უნდა ღებულობდნენ გეომორფოლოგები, გეოლოგები, კლიმატოლოგები, ბოტანიკოსები და სხვ. ამათთან ერთად ტექნიკური მეცნიერების სპეციალისტები.

ღვარცოფებთან ბრძოლის ღონისძიებების დადგენისათვის საჭიროა ვიცოდეთ ღვარცოფის წარმოშობის ფაქტორების თავისებურება, მისი გაფორმების პროცესი და სავალი გზა, მოძრაობის ხასიათი და მოქმედების თავისებურება.

ალაზნის აუზის ღვარცოფული ხეობების ზოგადი დახასიათებიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ ღვარცოფებისა და მძლავრი წყალდიდობის წარმოშობას ხელს უწყობს შემდეგი ფაქტორები:

1. გეომორფოლოგიური პირობები: ხეობის ზემო წელის ძაბრისებური მოყვანილობა, ფერდობთა ძლიერი დახრილობა, გაშიშვლებები, ინტენსიური გამოფიტვა, ეროზია-დენუდაცია, მეწყერები და სხვ.

2. ლითოლოგიური შედგენილობა და ტექტონიკური აგებულება—მდინარეთა ზემო წელში ქვედა და შუა იურის ფიქლების დესტრუქციული პროცესე-

ბისადმი სისუსტე. კავკასიონის სამხრ. ფერდობზე პლიკატური და დიზუნქტიური ნოჰების ინტენსივობა.

3. კლიმატური პირობები — პერიოდული თავსხმა წვიმები, სეტყვა, თოვლი, ძლიერი ელ-ჰექი და სხვ.

4. მდინარეთა სათავეების მიდამოებში მცენარეული სამოსილის სითხელე, ტყის ზედა საზღვრების ხელოვნურად დაწევა, გადაჭარბებული ძოვება, კორდის დარღვევა და სხვ.

ღვარცოფებთან ბრძოლის ღონისძიებების დასახვის დროს, საჭიროა ყველა ზემოხსენებული მომენტი იყოს გათვალისწინებული და იგი მოცემული იყოს კომპლექსურად.

საველე დაკვირვებისა და ლიტერატურული წყაროების საფუძველზე ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში შეიძლება დაისახოს ღვარცოფებთან ბრძოლის ზოგიერთი ღონისძიება.

1. პირველ რიგში საჭიროა ჩატარდეს საველე მდინარეთა დეტალური გეომორფოლოგიური შესწავლა—აღწერა მსხვილ მასშტაბიანი სპეციალური რუკის შედგენით. კვლევის დროს ფართოდ უნდა მოხდეს ფოტო და აერო გადაღება.

2. უნდა მოხდეს მეწყრული პროცესების შეჩერება, ან შენელება, ცემენტაციის, ეროზიის ბაზისის დონის აწევით და სხვა საშუალებით.

3. ხეობის ზოგიერთ მონაკვეთში და მათ შემდინარეებში უნდა მოხდეს კაშხლების აგება (3—4 ადგილას) და ეროზიის ბაზისის აწევა (არა ნაკლები 3—5 მეტრისა), რაც ერთის მხრივ ხელს შეუშლის მყარი მასალის წარმოშობას, ხოლო მეორეს მხრივ ხეობის ფსკერი გაუაყდება და ღვარცოფის მყარი მასალისაგან განტვირთვა მეტი ინტენსივობით მოხდება; შეიძლება ხეობის ზოგიერთ ადგილას მოეწყოს რაბები, რის საშუალებითაც შესაძლებელი იქნება ღვარცოფის მყარი მასალის ნაწილის დროებითი შეჩერება (მაგ. დურუჯის კანიონისებური ხეობის დასაწყისში, თეთრი დურუჯის ქვემო წელში და სხვ.).

4. აუცილებლად უნდა ჩატარდეს ფიტომელიორაციული ღონისძიებანი, რისთვისაც საჭიროდ მიგვაჩნია: ა) ზოგიერთი ღვარცოფული აუზის მთლიანად ან ზემო წელის ფარგლებში 10—15 წლით ნაკრძალად გამოცხადება (დურუჯი, ჩელთი და სხვ.); ბ) უნდა მოხდეს ტყის ზედა სარტყელში ტყეების ხელოვნური აღდგენა; გ) იქ სადაც კორდი დარღვეულია უნდა დაითესოს ისეთი ჯიშის ბალახეული, რომელიც კორდს მჭიდროდ შეჰკრავს, ხოლო ციკაბო ფერდობებზე მსგავსი თვისების ბალახეული, მაგრამ საკვებად გამოუსადეგარი; დ) უნდა მოგვარდეს საძოვრების წესიერი ექსპლოატაცია, ხოლო იქ, სადაც კორდი ძლიერ არის დარღვეული, საჭიროა ამ ადგილებში ძოვება 2—3 წლით აიკრძალოს და დარღვეული კორდის აღდგენის მიზნით დაითესოს სპეციალური ბალახეული.

5. ხეობის ქვემო წელში (გამოზიდვის კონუსების რაიონში) უნდა მოხდეს პიდროტექნიკური ნაგებობების მოწყობა; განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იქნება ჯებირების (დეზებით) მშენებლობა; ამასთან ერთად პერიოდულად უნდა ჩატარდეს ხეობის ფსკერის ალუვიონისაგან და ცალკეული ხეებისაგან გაწმენდა, სანაპირო ზვინულების შექმნა და ხეობის ტალღევის გასწორება, რომ მდინარემ ალუვიონი რაც შეიძლება შორს გაიტანოს. ბოლოს ალაზნის ველის ფარგლებში მდინარეთა სანაპიროებზე უნდა მოხდეს ხის ნარგავების გაშენება (თუთა, აკაცია და კაკალი).

თუ ზემოხსენებულ ღონისძიებებს სათანადო მეცნიერულ დონეზე ჩავატარებთ, მაშინ შეიძლება ღვარცოფები სრულიად არ წარმოიშვას ან თუ წარმოიშვა იმდენად სუსტი იქნება, რომ სახალხო მეურნეობისთვის საზიანო აღარ იქნება.

Г. З. ЧАНГАШВИЛИ

О СЕЛЯХ В ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА Р. АЛАЗАНИ И МЕРОПРИЯТИЯХ ПО БОРЬБЕ С НИМИ

Резюме

В левобережной части бассейна Алазани сели пользуются широким распространением; они приносят большой ущерб народному хозяйству; заливают села, уничтожают многие десятки гектаров пашен, пастбищ, виноградников, садов и огородов; они портят пути сообщения и пр. Поэтому изучение селей этой области и выработка мероприятий по борьбе с ними имеет большое практическое значение.

Сели можно подразделить на два вида — структурные и турбулентные сели. Мы рассматриваем также третий вид потоков — обычные наводнения, которые наносят серьезный ущерб народному хозяйству.

Раньше изучению селей левобережной части бассейна Алазани не уделяли соответствующего внимания; за последний период изучение упомянутого вопроса приняло более интенсивный характер, но касается оно, в основном, бассейна р. Дуруджи, которая много раз приносила вред селу Кварели. В изучении селей Кахетии и борьбе с ними геоморфологи и другие специалисты естествоведы принимают незначительное участие, поэтому мероприятия по борьбе с селями не дают желательного результата.

В пределах исследуемой территории селеобразующие факторы — климатические, геоморфологические, литологические, тектонические, почвенные, растительные, гидрологические и деятельность человека, создают благоприятные условия для образования селей, а эти условия сильнее проявляются в альпийской и субальпийской зонах, благодаря чему сели, и особенно структурные, часто образуются в этих местах.

Среди исследуемых рек, характеризующихся структурными селями, можно назвать Дуруджи, Мацими, Челти и Кабали, из которых до конусов выноса доходят только сели Дуруджи; сели других рек образуются только в верховьях или в одном из ответвлений и преобразуются еще до достижения среднего течения. Турбулентными селями характеризуются: Лагодехисхеви, Шромисхеви, Ниносхеви, Чартлисхеви, Авани, Стори, Лопота и Инцоба. А для остальных рек характерны только обычные половодья. После выхода селей на Алазанскую равнину, они образуют мощные конусы выноса, заполняют дно долины аллювием, выходят из берегов, приносят тем самым большой убыток народному хозяйству. Селевые явления, в основном, имеют место на границе весны и лета, но бывают и осенью.

На основе полевых наблюдений и литературных источников, можно намечать некоторые мероприятия по борьбе с селями.

1. В первую очередь надо провести детальное геоморфологическое изучение и описание бассейнов-исследуемых рек, с составлением специальной крупномасштабной карты; 2. Необходимо приостановить

оползневые процессы, путем цементизации, поднятия уровня базиса эрозии и другими средствами; 3. На некоторых участках долины и ее притоков надо построить плотины и поднять уровень базиса эрозии, что поможет осаждению твердого материала; 4. Надо провести фитомелиоративные мероприятия, для чего, с нашей точки зрения, необходимо: а) некоторые селевые бассейны целиком, или в их верховьях объявить заповедниками на 10—15 лет (Дуруджи, Челти и др.); б) искусственно насадить леса в верхнем поясе лесов; в) там, где дерн сильно выбит скотом, надо посеять соответствующие виды трав, а на крупных склонах посеять травы, имеющие такое же свойство, но непригодное к кормовому отношению; г) необходимо упорядочить эксплуатацию пастбищ там, где дерн сильно нарушен, выбит, надо запретить выпас на 2—3 года, а с целью восстановления лугов, посеять на них соответствующие кормовые травы. 5. В нижнем течении долины (в районе конусов выноса) надо построить гидротехнические сооружения; особенное значение будет иметь постройка дамб со шпорами; вместе с тем периодически необходимо очищать дно долины от аллювия и отдельных деревьев, создать прибрежные валы и выравнить тальвег долины, чтобы река выносила аллювий как можно дальше. Наконец, в пределах Алазанской равнины по берегам рек надо проводить одновременно, т. к. в противном случае затраченный труд и понесенные расходы могут не иметь результатов.

Если проводить все вышеуказанные мероприятия на соответствующем научном уровне, тогда сели, возможно, вовсе не будут образовываться, а если они и возникнут, то будут настолько слабыми, что вреда народному хозяйству принести уже не смогут.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ვახუშტი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა, სტალინის სახ. თსუ, 1941.
2. ვლადიმეროვი ლ. ა., ჩაიხანდენის კანონომიერებანი მდ. ალაზნის აუზში, „საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე“, ტ. XVIII, 1957, № 2.
3. კეცხოველი ნ., საქართველოს მეცნარეთა ძირითადი ტიპები, თბ., 1935.
4. კიკილაშვილი თ., ღვარცოფების გამომწვევი მთავარი ფაქტორები მდ. დურუჯის აუზში, სტალინის სახ. თსუ, შრომები, ტ. 54, 1954.
5. კიკილაშვილი თ., კორძახია მ., მდ. ალაზნის აუზის ღვარცოფების (სელური ღვარების) საეკოხისათვის, საქ. სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. 3, 1958.
6. კორძახია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტიტუტის შრომები, ტ. 3, ნაკ. I, 1948.
7. ქუთდიანი ი., ელქუქი და სეტყვიანობა კახეთში, თბ., 1935.
8. ყავრიშვილი ზ., ღვარცოფები მდ. ალაზნის აუზში, თსუ, ტ. 4, 1937.
9. ყიფიანი შ., თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესები და მოვლენები მდ. დურუჯის აუზში, საქ. სსრ გეოგრ. საზოგადოების შრომები, ტ. 3, 1958.
10. ჩანგაშვილი გ., ღვარცოფები და მდინარეთა კალაპოტების ცვლელადობა შიდა კახეთის მარჯვენა მხარეში (მოხსენების თეზისები), საქ. სსრ მეცნ. აკად. ასპირანტურა და ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა სამეცნიერო კონფერენცია, თბ., 1955.
11. ჩანგაშვილი გ., ალაზნის აუზის მარჯვენა მხარის გეომორფოლოგია (სოფ. ბაკურციხის ზემოთ), საკანდიდატო დისერტაცია, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტი, 1954.

12. ჯ ა ვ ა ხ ი შ ვ ი ლ ი შ., ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიული განაწილება შიგნით კახეთში, „საქ სსრ მეცნ. აკად. მოამბე“, ტ. 20, 1958, № 6.
13. ჯ ა ვ ა ხ ი შ ვ ი ლ ი შ. მდ. ალაზნის ხეობის ტემპერატურული რეჟიმის დახასიათება შიგნით კახეთის ფარგლებში, „საქ. მეცნ. აკად. მოამბე“, ტ. 20, 1959 № 6
14. ხ უ ც ი შ ვ ი ლ ი შ., მდ. ალაზნის აუზის ზოგიერთი შენაკადის მცენარეულობა და მათა დეგრადაციის მნიშვნელობა ღვარცოფთა წარმოშობაში, საქ. სსრ გეოგრ. საზოგ. შრომები, ტ. 3, 1958.
15. Астахов Н. Е., Маруашвили Л. И., Чагашвили Г. З., Алазанско-агрчайская межгорная долина в Восточном Закавказье, как современная континентальная геосинклиналь, «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1956, № 2.
16. Азизбеков Ш. А., Лагодехи-Ахалсепели, Геолого-петрографический очерк части южного склона Кавказского хребта, Баку, 1940.
17. Бегишвили К. Р., Новые данные о движении грязе-каменных потоков, геოგრ. საზოგ. შრომები, ტ. V, 1959.
18. Гагошидзе М. С., Новые способы борьбы с селями (грязекаменными потоками), Тр. Груз. НИИГиМ., сб. № 2, (15), 1951.
19. Гагошидзе М. С., Понятие селей, их гидрологическая природа, селевые потоки и меры борьбы с ними, «Изв. АН СССР», 1957.
20. Гагошидзе М. С., Гидравлический способ борьбы с селевыми потоками. «Гидротехника и мелиорация», МСХ СССР, 1958.
21. Глинка С., Горные потоки в Закавказье, «Земледел. газета», 1900, № 24.
22. Ежемесячный метеорологический бюллетень Тифлисской физической обсерватории, год. IX, № 8, Тифлис, август, 1906.
23. Крестников В. Н., К стратиграфии сланцев юры. Восточного кавказа, «Изв. АН СССР», сер. геолог., 1944, № 6,
24. Материалы IV Всесоюзной конференции по селевым потокам, Алма-Ата, 1959.
25. Матвеев С. П., Борьба с катастрофическими явлениями грязе-каменных потоков (селей) на основе учения с геоморфологических процессов, «Изв. АН СССР», сер. геогр.—геолог., т. VIII, 1944, № 2—3.
26. Махатадзе Л. В., О растительном покрове и его восстановлении в районах образования селей на южных склонах Большого Кавказа, селевые потоки и меры борьбы с ними, АН СССР, М., 1957.
27. Саникидзе А. О., Почвы Кахетии, Тб., 1940.
28. Селевые потоки и меры борьбы с ними. Изд. АН СССР, М., 1957.
29. Сулаквелидзе Л. А., К вопросу формирования структурных селевых потоков, Тр. Груз. НИИГиМ., вып. 20, 1958.
30. Раунер С. Д., Селевые потоки Закавказья и способы урегулирования, «Лесной журнал», СПВ, 1903, № 1—2.
31. Рошин И. И., Борьба с селевыми потоками. Изв. Тиф. гос. политехн. ин-та, вып. 3, 1928.
32. Рустамов С. Г., Сели на южном склоне Большого Кавказа и их географическое распространение, Селевые потоки и меры борьбы с ними, АН СССР, 1957.
33. Шатский Л. А., Материалы к познанию климата бассейна р. Алазани, часть I, Кахетия, ВНИИ виноградарства и виноделия, Тб., 1934.
34. Херхеулидзе И. И., Овражные и селевые выносы, М., 1947.



დ. უკლივა

შიგნით კახეთის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისათვის

შიგნით კახეთი¹ მდებარეობს საქართველოს აღმოსავლეთ ნაწილში, ჩრდ. განედის 41°0'—42°20' და აღმ. გრძედის 45°10'—46°25' შორის. იგი მოიცავს მდ. ალაზნის შუა წელის აუზს — კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობს, დაბალ და საშუალომთიან ცივ-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობს, იორი ზეგნის ალაზნისაკენ მიმართულ კალთასა და ალაზნის ვაკეს. შიგნით კახეთი ჩრდილოეთიდან იფარგლება კახეთის კავკასიონის თხემით, რომელიც აქ ტიპური ალპური ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი და მ. დიდი ბიარბალოდან (3294 მ) მაჩხალ-როსოს უღელტეხილამდე (2865 მ) ვრცელდება. ჩრდილო-დასავლეთით და სამხრეთ-დასავლეთით შიგნით კახეთს განსაზღვრავს მდ. მდ. ალაზნისა და ივრის წყალგამყოფი, თითქმის მერიდიანული მიმართულების ეროზიული კახეთის ქედის და მისი სამხრეთული გაგრძელება—ცივ-გომბორის ქედი. ამ უკანასკნელთა ალაზნისაკენ მიმართული კალთები შიგნით კახეთის შემადგენლობაში შედის. ცივ-გომბორის ქედის გაგრძელებაზე მდებარე იორის ზეგნის აღმოსავლეთი ფერდობიც საკვლევე ტერიტორიის ფარგლებშია მოქცეული. თუ სამი მხრივ შიგნით კახეთს კარგად გამოხატული ბუნებრივი საზღვრები აქვს, სამაგიეროდ ეს არ ითქმის მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ მხარეზე; შიგნით კახეთი გეოლოგ-გეომორფოლოგიური, კლიმატური და მთლიანად ლანდშაფტური ნიშნებით უშუალოდ გრძელდება სამხრეთ-აღმოსავლეთით. ისე რომ, ბელაქნის, ზაქათალის, კახისა და ნუხას რაიონების (საინგილოს) ტერიტორია, რომელიც ოდიშე საქართველოს კუთვნილებას წარმოადგენდა და ახლა აზერბაიჯანის სსრ-ის შემადგენლობაშია, თავისი ბუნებრივ-ისტორიული ლანდშაფტებით შიგნით კახეთის ლანდშაფტების სრული ანალოგია. ამ მხარეზე შიგნით კახეთის საზღვარი პირობითია—რესპუბლიკის საზღვარს ემთხვევა.

ადმინისტრაციულად შიგნით კახეთი მოიცავს: ლაგოდეხის, ყვარელის, თელავის, გურჯაანის რაიონების ტერიტორიას მთლიანად და ახმეტის, სიღნაღისა და წითელწყაროს რაიონების ტერიტორიათა ნაწილს.

შიგნით კახეთი, ბუნებრივი ლანდშაფტების შეთანწყობის ხასიათის მიხედვით, არ წარმოადგენს ყოველმხრივ შემოზღუდულ მთლიან ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ერთეულს; იგი შედგება რამდენიმე მსხვილი ფიზიკურ-გეოგრაფიული

¹ შიგნით კახეთი ამ სტატიაში განხილულია მდ. ილტოს შესართავის ქვემოთ.

რეგიონის ნაწილებისაგან, რომელნიც შიგნით კახეთის ფარგლებს გარედაცვრცელდებიან (მაგ., კავკასიონი, ალაზნის ვაკე და სხვ.).

შიგნით კახეთი, როგორც რელიეფისა და განსხვავებულ ბუნებრივ ოლქებს შორის მდებარეობის წყალობით, საკმაოდ მრავალფეროვანი ლანდშაფტებით ხასიათდება. მისი ტერიტორიის დიდი ნაწილი კავკასიონის მთათა ზოლას ფარგლებშია მოქცეული; ამიტომ იგი ნაწილობრივ მთიანი ქვეყანაა, ლანდშაფტების კარგად გამოხატული სიმძლავრით ზონალობით. კავკასიის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ (ლანდშაფტურ) რუკაზე თვალის ერთი გადავლებითაც ნათელი ხდება, თუ რაოდენ სამიჯნო ადგილმდებარეობა უკავია შიგნით კახეთს განსხვავებულ ლანდშაფტურ ერთეულებს შორის. ასე, მაგ., ჩრდილოეთიდან მას ესაზღვრება მთიანი დაღისტანი — ოლქი მაღალმთიანი ნაოჭა ქედებისა და ღრმა ხეობების, მთის ქსეროფიტული და მდელოს მცენარეულობით; დასავლეთით და სამხრეთ-დასავლეთით — მთისწინა პლატოსმაგვარ ქედებზე და ნაწილობრივ მდინარეთა ტერასებზე განვითარებული ნახევრადუდაბნოს, ფრიგანისა და შიბლიაკის კომპლექსის ზონა, ხოლო სამხრეთით — აბზინდიანი ნახევრადუდაბნოს ზონა. ცხადია, ასეთმა მდებარეობამ გავლენა მოახდინა შიგნით კახეთის ლანდშაფტების თავისებურებაზე, მის მრავალფეროვნებაზე. მაგრამ მსხვილი ფიზიკურ-გეოგრაფიული რეგიონები ძირითადად მხარის გეოლოგ-გეომორფოლოგიური ხასიათითაა შეპირობებული.

შიგნით კახეთის ბუნებრივი კომპლექსების ცალკეული ელემენტების შესახებ საკმაოდ მრავალი, თანაც საინტერესო შრომები მოგვეპოვება, მაგრამ ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისა და კომპლექსურ-გეოგრაფიული დახასიათების შესახებ ეს არ ითქმის. ამ ხასიათის შრომებიდან ორი-სამოდერნე შიგნით კახეთსაც ეხება, მაგრამ უკანასკნელი აქ მხოლოდ კავკასიის ან საქართველოს მთელი ტერიტორიის ფონზეა განხილული; ამასთანავე მათში მოცემული არ არის გამოყოფილი ერთეულების კომპლექსურ-გეოგრაფიული დახასიათება. ამიტომ ისინი მარტო საორიენტაციოდ თუ გამოგვადგება.

ოლქი	ქვეოლქი	რაიონი	ქვერაიონი
ა. აღმოსავლეთ კავკასიონის	I. კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობის	1. მაწიმი-ინწობას 2. საჯინხე-აქერალის	1—ა. მაწიმი-კაბალის 1—ბ. შორხე-ინწობას
ბ. მტკვარ-არეზის ვაკეთა და დაბლობთა	II. ალაზან - გიშისწყლის (აგრიჩაის)	3. ალაზნის ვაკის მარცხენამხარეთის 4. ალაზნის ვაკის მარჯვენამხარეთის	3—ა. ლაგოდების 3—ბ. ყვარელის 3—გ. გრემი-ალვანის 4—ა. ახმეტა-თელავის 4—ბ. წინამხარის
გ. იორ-აჯინთურის ზეგნის და ცივ-გომბორის ქედის	III. იორის ზეგნის და ცივ-გომბორის ქედის	5. ცივ - გომბორის ქედის 6. იორის (გარე კახეთის) ზეგნის	5—ა. ცივ-გომბორის ქედის ჩრდილო - აღმოსავლეთი ფერდობის

შიგნით კახეთში საველე-კვლევითი მუშაობის დროს (1952, 54, 59 წწ.) შეგროვილი მასალების და აგრეთვე არსებული ლიტერატურის (საფონდო და გამოქვეყნებული) ანალიზის საფუძველზე საკვლევი ტერიტორიის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონების სქემა წარმოგვიდგება ასეთი სახით (სქემა იხ. მე-62 გვ.).

დარაიონების ჩვენი სქემა ახლო დგას ა. ჯავახიშვილის [12] და მ. საბაშვილის [16] მიერ საქართველოს ტერიტორიის ცალკე ელემენტების მიხედვით შედგენილ დარაიონების სქემებთან. ამასთანავე, მსხვილი ტექსტონომიური ერთეულების (ოლქის, ქვეოლქის) გამოყოფისას, მხედველობაში გვაქვს მიღებული მთლიანად კავკასიის ტერიტორია. ამით ადვილად მოხერხდება შიგნით კახეთის დარაიონების რუკის დაკავშირება მიმდებარე ტერიტორიების ანალოგიურ რუკებთან.

აღმოსავლეთ კავკასიონის ოლქი

კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთი ფარდობის კვიოლქი

კახეთის კავკასიონის ფერდობი კარგად გამოხატულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ქვეოლქს წარმოადგენს და აღმოსავლეთ კავკასიონის ოლქის ფარგლებში თავსდება. ქვეოლქის ჩრდილო-დასავლეთი საზღვარი ნაქერალის ქედია, რომელიც კავკასიონზე მწ. დიდგვერდთან იწყება და ალაზნის ვაკეს აწყდება გორის-ბოლო-თავის მთით. სამხრეთ-აღმოსავლეთით ქვეოლქი ოდნავ სცილდება საქართველოს სსრ ფარგლებს. ალაზნის ვაკეზე ქვეოლქი 450—500 მ სიმაღლის წინამთებით მთავრდება, ხოლო ჩრდილო-დასავლეთით კახეთის კავკასიონის თხემამდე აღწევს.

შიგნით კახეთის ფარგლებში კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობი ალაზნის ვაკისაგან და ცივ-გომბორის ქედისა და გარეკახეთის ზეკნისაგან განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ერთეულს წარმოადგენს. მაგ., ტექტონიკურად კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობი კავკასიონის მაღალმთიანი ახალგაზრდა ნაოჭა სტრუქტურის ნაწილია, ალაზნის ვაკე კი ეკუთვნის მტკვრის დეპრესიას. ალაზნის ვაკის რელიეფი სრულიად განსხვავებულია კახეთის კავკასიონის მაღალმთიან-მთა-ხეობათა რელიეფისაგან, რომლის ფორმირებაში სხვა პროცესებთან ერთად მეოთხეულმა გაიწვარებამაც მიიღო მონაწილეობა, და რომლის კვალიც შემონახულია რელიეფში ტროფული ხეობების, ცირკების, კარებისა და სხვა ყინვარული ფორმების სახით. შიგნით კახეთის ქვეოლქებს შორის განსხვავებები არა მარტო ბუნებრივი კომპლექსის ცალკე ელემენტებში მქლავნდება, არამედ მთლიანად ლანდშაფტების შეთანაწყობაში. მაგ., ალაზან-გივისწყლის ლანდშაფტები განსხვავებულია კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობის ლანდშაფტებისაგან. ამ უკანასკნელში კარვადაა გამოხატული ლანდშაფტების ვერტიკალური ზონალობა, დაწყებული მთისწინების ლანდშაფტით და გათავებული ალპური ლანდშაფტით. ამასთანავე, ალაზან-გივისწყლის ვაკე სუბტროპიკული კლიმატით ხასიათდება არა მარტო კლიმატის გენეზისის თვალსაზრისით, არამედ აგროკლიმატური მაჩვენებლებით, რითაც იგი კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობისაგან განსხვავებულია.

ასევე კარგად იგრძნობა განსხვავება კახეთის კავკასიონის ფერდობსა და მის პირდაპირ მდებარე ცივ-გომბორის ქედს შორის. აქ განსხვავება ვლინდება გეოლოგიურ აგებულებასა და ლითოლოგიურ შედგენილობაში, ჰიდროგრაფიული ქსელის რეჟიმში, ნიადაგ-მცენარეული საფარის ხასიათში და დასასრულს ლანდშაფტური ტიპების შეთანხმებაში. მაგალითად, მაშინ, როცა კავკასიონზე, როგორც ჰიფსომეტრულად კარგად განვითარებულ ქედზე, წარმოდგენილია ლანდშაფტების მრავალსაფეხურიანობა, ცივ-გომბორზე ამას ადგილი არა აქვს. იგი მთის-ტყის ლანდშაფტით მთავრდება. ბუნებრივი კომპლექსების განსხვავებულობასთან დაკავშირებით, აღნიშნული სამი ფიზიკურ-გეოგრაფიული ქვეოლქი სამეურნეო ათვისების თვალსაზრისითაც ინდივიდუალური ნიშნების მატარებელი არიან.

მიუხედავად იმისა, რომ თვითელი ქვეოლქი ერთიან, მთლიან, ინდივიდუალურ წარმოდგენს მათ შიგნით შეიმჩნევა შინაგანი განსხვავებულობა, რამაც საშუალება მოგვცა ქვეოლქები დაგვეყო უფრო წვრილ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ერთეულებად — რაიონებად, ხოლო უკანასკნელი ქვერაიონებად. კახეთის კავკასიონის ფერდობის რაიონებია:

1. მაწიმ-ინწობას რაიონი. მას უკავია ქვეოლქის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილი მდ. მაწიმსა და საჯიხვე-გირგალის ქედს შორის. რაიონის ჩრდილო საზღვარი კავკასიონის თხემს გასდევს მ. საჯიხვის თავიდან მ. ტინოვროსომდე. სამხრეთ-დასავლეთით საზღვარი გადის ალაზნის ვაკის ჩრდილო-აღმოსავლეთ კედესთან (დაახლოებით 500 მ სიმაღლეზე).

გეოლოგიური აგებულების, ტერიტორიის ჰიფსომეტრული განვითარებისა და დესტრუქციული პროცესების ხასიათის თავისებურების გამო რაიონის რელიეფი არაერთგვაროვანია. ძირითადად დესტრუქციული პროცესებისაღმდეგ სუბტადად გამძლე იურულ თიხა-ფიქლებსა და ქვიშაქვებზე განვითარებულია მოკლე, ეროზიული ხეობებით ძლიერ დანაწევრებული ციცაბო მთა-ხეობათა რელიეფი [12]. კახეთის კავკასიონის ფერდობის სიციცაბისა და ნალექების სიუხვის პირობებში მაწიმ-ინწობას რაიონის მდინარეებს, რომელნიც დიდი სიძლიერით ეშვებიან ფერდობზე და აწარმოებენ ინტენსიურ ეროზიას, დიდალი ნაშალი მასალა გამოაქვთ და ალაგებენ ალაზნის ვაკეზე. ფერდობები დანაწევრებულია მრავალრიცხოვან მდინარეთა ვიწრო, ციცაბო ხეობებით, რომელთა შორის აღმართულია მოკლე, ეროზიული წყალგამყოფები (ხოჩალის, კუდიგორის, ნინიგორის, უღელტეხილის, ბაისუბნის, მსხალგორის, ჯვარისთავის, დიდიველის, ნაკალოვარის, წითელგორისთავის, ფოქალას, ბურიანისწვერის, გირგალი-საჯიხვეს და სხვ.). მდ. ალაზნის მარცხენა შემდინარეებით ძლიერ დანაწევრებული მაწიმ-ინწობას მთა-ხეობათა რელიეფი ვრცელდება 2400—2500 მ-მდე (ზ. დ.), ე. ი. იმ ადგილამდე, რომლის ქვემოთ რელიეფში ძირითადად ეროზიული პროცესები სჭარბობს, თუმცა ერთდროულად მიმდინარეობს დენუდაციაც. უკანასკნელი ძირითადად ქედების თხემურ ნაწილშია გაბატონებული. რაიონის ყველაზე მაღალი ადგილების რელიეფის ფორმირებაში მონაწილეობა მიიღო მეოთხეულის გაყინვარებამაც, რომლის კვალი შემონახულია მოკლე ტროგული ხეობების, ცირკების, კარების და სხვ. სახით.

კახეთის კავკასიონის ფერდობი ალაზნის ვაკეზე გამოდის მთისწინა დაბალი სერების სახით (სამებას სერი, კუდიგორის მთა, წინკლდების მთა, პატარაგორის მთა), რომელნიც მაწიმ-ინწობას რაიონს მთელ სიგრძეზე გასდევს.

მაწიმ-ინწობას რაიონში რბილი თერმული რეჟიმია. 700 მ-მდე (ზ. დ.) ჰაერის წლიური საშ. ტემპერატურა 11—13° უდრის. ამ სიმაღლის ადგილებში (გარდა შიგნით კახეთისა) აღმ. საქართველოში არსად ასეთი მაღალი ტემპერატურა არაა. სიმაღლით ტემპერატურა ეცემა.

კავკასიონის ქედის მიმართება დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის ნოტიო ჰაერის მასებისადმი ხელს უწყობს რაიონში ნალექების შედარებით მეტ რაოდენობით მოსვლას. ნალექების მაქსიმუმი გაზაფხულზე და ზაფხულის დასაწყისშია, მინიმუმი ზამთარში. რაიონის ჰიდრო-თერმულ ხასიათს კარგად ასახავს დანესტიანების კოეფიციენტის ოდენობა. სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში (დაბალ ზონაში) დანესტიანების წლიური საშ. კოეფიციენტი ერთს უდრის. ამრიგად, ნ. ივანოვის [14] მიხედვით, ეს ტერიტორია საკმაოდ დანესტიანების ტყის ზონას მიეკუთვნება. ჩრდილო-დასავლეთით დანესტიანების კოეფიციენტი ნაკლებია.

დიდი სიმაღლითი ამპლიტუდის შესატყვისად, მაწიმ-ინწობას რაიონში რამდენიმე კლიმატური ზონაა: 1. ზომიერად ნოტიო და ზომიერად თბილი კლიმატი, არაქველი ზაფხულით და ნალექების ორი მაქსიმუმით (1100 მ-მდე ზ. დ.), 2. უფრო ზემოთ (1900 მ-მდე), ზომიერად ნოტიო, ცივზამთრიანი, ხანგრძლივ გრილზაფხულიანი კლიმატია, ნალექების ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით. 3. ზღვის დონიდან 1900—2600 მეტრამდე ზომიერად ნოტიო კლიმატის ზონაა, ცივი ზამთრით და მოკლე ზაფხულით. 4. ყველაზე მაღალი ზონა (2600 მ ზევით) ნამდვილ ზაფხულს მოკლებულია [15]. სიმაღლის ზონების ცვალებადობასთან ერთად, ადგილი აქვს კლიმატური პირობების სხვაობას რაიონის აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნაწილებს შორის, რამაც განსაზღვრა ამ ორ ნაწილს შორის ჰიდროგრაფიული ქსელის განსხვავებულობა. მაწიმ-ინწობას რაიონის მდინარეები მთის ტიპისაა. შერეული საზრდოობით, წყალდიდობით მაისსა და ივნისში. ახასიათებთ ღვარცოფების არსებობა; ამ მხრივ ტიპიურია მდ. დურუჯი. მაღალმთიან ნაწილში გავრცელებულია მცირე ტბები, ხოლო დაბალმთიან მთისწინა ზონაში მინერალური წყლების გამოსასვლელია.

ლითოლოგიურ-ჰიდრო-კლიმატურ პირობების შესატყვისად, ნიადაგ-მცენარეულობის გავრცელებას სიმაღლითი ზონალობა ახასიათებს: რაიონის ვრცელი ტერიტორია ფოთლოვანი ტყეების ქვეშ (რცხილნარი-მუხნარი, წიფლნარი) დაკავებულია ტყის ყომრალი ნიადაგებით. სუბალპურ ზონაში ბალახმცენარეულობის ქვეშ მთის მდელის კორდიანი ნიადაგებია, ალპურ ზონაში—მთის მდელის პრიმიტიული ნიადაგები. 2900—3000 მ ზემოთ მდებარე ტერიტორია მცენარეულობის მთლიან საფარს მოკლებულია და ნიადაგებიც აქ თითქმის არაა.

მაწიმ-ინწობას რაიონში ორი ქვერეიონი გამოიყოფა: 1-ა) მაწიმ-კახაბაღის და 1-ბ. შორიხევი-ინწობას. გარდა რეგიონული ერთეულებისა, რაიონში შეიძლება გამოვყოთ ლანდშაფტური ტიპები, რომლებიც აქ სიმაღლითი ზონების სახით არის წარმოდგენილი. ესენია: ა) მონოკლინური სერებიანი მთისწინებისა და ქვემო ფერდობების ლანდშაფტი, ზომიერად ნოტიო, ზომიერად თბილი კლიმატით, მინერალური წყლების გამოსასვლელით, რცხილნარი-მუხნარი და წიფლნარი ტყეებით, ტყის ყომრალი ნიადაგებით (600—700 მ-მდე ზ. დ.); ბ) მთა-ხეობათა მთის-ტყის ლანდშაფტი (წიფლის ბატონობით), ტყის ყომრალი და ღია ყომრალი ნიადაგებით (700—750 მ-დან 1900—2000 მ-მდე); გ) სუბალპური ზონა (1900—2000 მ-დან 2400—2500 მ-მდე); დ)

ალპური ზონა, აღმოსავლეთ ნაწილში ალპურ-ტბიურ გლაციალური ლანდშაფტით (2500 მ-დან 2900—3000 მ-დე); ე) ნივალური ზონის მცირე ფრაგმენტები (3000 მ ზევით).

2. **საჯიხვე-ნაქერალს რაიონს** კახეთის კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთა ფერდობი უკავია, ალაზნის ვაკეს (სამხრეთით), აგრეთვე კავკასიონის (ჩრდილოეთით), საჯიხვე-გირგალისა (აღმოსავლეთით) და ნაქერალს (დასავლეთით) ქედების თხემებს შორის.

საჯიხვე-ნაქერალის რაიონი მოკლებულია მნიშვნელოვან ქედებს, მაგრამ ამ მხრივ მაინც საყურადღებოა: საჯიხვე, გირგალი, ანდარაზანი და სხვ. წყალგამყოფების თხემური ნაწილები, თუმცა ისინი ზოგჯერ ალპურ ზონამდე ვერ აღწევენ, დაკბილულია და გაშიშვლებული; ფერდობებში ღრმად ჩაჭრილ მდინარეებს V-სებური ფორმა აქვთ. რაიონის ყველაზე მაღალ ნაწილში კარგადაა გამოხატული რელიეფის გლაციალური ფორმები (მთების დიდგვერდის, ბულანჩიწვერის, ზეთავის, ნაწიდრის წვერის, დიდი ანდარაზანის, ორწყალის წვერის, სასამთლის წვერის მიდამოებში). საჯიხვე-ნაქერალის რაიონის სამხრეთი ნაწილი წარმოდგენილია მთისწინა მონოკლინური სერებით — გორისბოლო-თავის სერი, ნაფარეულ-გრემის და სხვ. [9].

ქვეოლქის აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნაწილებს შორის კლიმატურმა განსხვავებულობამ განაპირობა ამ ორ ნაწილთა შორის ჰიდროგრაფიული ქსელის განსხვავებაც. კერძოდ, მაწიმ-ინწობას რაიონში ჰიდროგრაფიული ქსელი უფრო ხშირია, ვიდრე საჯიხვე-ნაქერალის რაიონში. ამის გარდა, პირველის მაღალმთიან ნაწილში საკმაოდ ბევრი ტბაა, ხოლო საჯიხვე-ნაქერალის რაიონში ასეთი თითქმის არაა. რაიონის მდინარეები (სტორი, ლოპოტა, დიდხევი და სხვ.) შერეული საზრდოობის არიან და წყალდიდობა გაზაფხულზე, ხოლო წყალმცირობა ზაფხულზე (ივლის-აგვისტო) აქვთ. წყლის ობიექტებიდან უაღრესად მნიშვნელოვანია მ. სტორის ხეობაში არსებული დიდი დებიტის მქონე რაღიაქტიული, თბილი მინერალური წყალი.

რელიეფ-კლიმატური პირობების შესატყვისად, სერებიან წინამთებზე და მთების ქვემო ფერდობებზე რცხილნარ-მუხნარი და ნაწილობრივ წიფლნარი ტყის ქვეშ განვითარებულია ტიპური ტყის ყომრალი ნიადაგები თიხნარი შეკადგნლობით, ხირხატიანი; მთის ტყის ზემო ზონაში თიხა-ფიქლების გამოფიტვის ქერქზე განვითარებულ ტყის ყომრალ ნიადაგებზე გავრცელებულია შერეული ფოთლოვანი ტყე, წიფლის სიჭარბით. 1900 მ-დან 2400—2500 მ-მდე, ძირითადად ბალახმცენარულობის ქვეშ, განვითარებულია მთის მდელის კორდიანი ნიადაგები. უფრო ზემოთ (2900—3000 მ-დე) მთის მდელის პრიმიტიული ნიადაგებია; ალაგ-ალაგ მთის მდელის კორდიან-ტორფიანი ნიადაგები. მდინარეთა ხეობებში ფრაგმენტებად ალუვიური უკარბონატო ნიადაგებია, ხოლო სოფ. ბაბანეურის მიდამოებში ტყის ყავისფერი ნიადაგები. სუბნივალური ზონა ნიადაგ-მცენარულ საფარს თითქმის მოკლებულია.

საჯიხვე ნაქერალის რაიონში გამოიყოფა ლანდშაფტის შემდეგი ტიპები: ა) მონოკლინურ სერებიანი წინამთებისა და მთის ქვემო ფერდობების ლანდშაფტი, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო კლიმატით, ტყის ყომრალი და ყავისფერი ნიადაგებით, რცხილნარ-მუხნარი ტყეებით (600—700 მ-მდე); ბ) ძლიერ დანაწევრებული, დამრეცი ციცაბო მთა-ხეობათა რელიეფიანი მთის ტყეთა ლანდშაფტი, ზომიერად ნოტიო კლიმატით, ტყის ყომრალი ნიადაგებით,

წიფლნარი ტყის ბატონობით (1900—2000 მ- მდე); ვ) სუბალპური ზონა, მა-
ლაღალახეულობითა და ბუჩქნარებით. ქვემო ნაწილში მეჩხერი ტანბრეცილა
ტყით, ზომიერად ნოტიო კლიმატით, ცივი ზამთრით და მოკლე ზაფხულით, მთის
მდელოს ნიადაგებით; დ) ალპური ზონა, ნამდვილ ზაფხულს მოკლებული კლი-
მატით, ალპური დაბალალახეულობით (2500—3000 მ-მდე); ე) სუბნივალური
ზონა (300 მ ზევით).

მტკვარ-არაზის ვაკეთა და დაბლობთა ოლქი

ალაზან-გიშისწყლის მკვილქი

ქვეოლქი წარმოადგენს ტექტონიკურად დებრესიაში განვითარებულ საკმა-
ოდ ჩაკეტულ, დამრეც, სუსტად ტალღობრივ აკუმულაციურ ვაკეს, რომელიც
ბუნებრივი კომპლექსების შეთანაწყობით განსხვავდება მიმდებარე ქვეოლქე-
ბისაგან.

მიუხედავად ალაზან-გიშისწყლის ქვეოლქის ერთიანობისა, მის ფარგლებში
ნიადაგურ-ჰიდრო-კლიმატური განსხვავებულობის გამო შეიძლება გამოვყოთ
უფრო წვრილი კომპლექსური ერთეულები—რაიონები:

მ. ალაზნის ვაკის მარცხენამხარეთის რაიონი, რომელიც მდ. მდ. ილტოსა
და ალაზნის შეერთების ადგილიდან იწყება და ვრცელდება აღმოსავლეთით
რესპუბლიკის საზღვრებამდე, ჩრდილოეთით—კავკასიონის ფერდობის ძირამდე,
სამხრეთით კი მდ. ალაზნამდე. ალაზნის ვაკის მარცხენამხარეთში აშკარად გა-
მოირჩევა ალაზნისპირა სწორი ვაკე და საკმაოდ ვრცელი, ამაღლებული ვაკე
ნაწილი, რომელიც გამოზიდვის კონუსებითა და „შლიეფებითა“ წარმოდგე-
ნილი. უკანასკნელი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ იზრდება რიცხობრა-
ვადაც და სიდიდითაც. ალაზნის ვაკის მარცხენა მხარის რელიეფში განსხვავე-
ბულობა შეიმჩნევა აღმოსავლეთიდან დასავლეთის მიმართულებითაც; აღმო-
სავლეთი ნაწილი ჰიფსომეტრულად შედარებით დაბლა მდებარეობს და უფრო
დახავევრებულია. ამასთანავე, კონუსთაშორისი სივრცეები აქ მჭიდროდ დაჯაბე-
ბულია. შედარებით ნაკლებად დანაწევრებულია რაიონის ცენტრალური ნაწი-
ლი და კიდევ უფრო ნაკლებად დასავლეთი ნაწილი.

ალაზნის ვაკის მარცხენა მხარის კლიმატი განსხვავდება მარჯვენამხარე-
თისაგან. უფრო მეტი ნალექიანობით, დანესტიანების კოეფიციენტის სიდიდით
და სხვა ელემენტებით. ამავე ნიშნებით თვით მარცხენა მხარის ცალკეული ნა-
წილებიც არა ერთნაირია. მაგ., ნალექების მეტი რაოდენობა მოდის ლაგოდე-
ნის რაიონში, მერე კი დასავლეთით კლებულობს. ამავე მიმართულებით იცვლე-
ბა წლიური აორთქლება და დანესტიანების ხარისხიც. კლიმატურ პირობებ-
თან დაკავშირებით რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში საგანგებოდ ხშირი ჰიდრო-
გრაფიული ქსელა, დასავლეთით კი სიხშირე კლებულობს. ასევე ცვა-
ლებადობს ბუნებრივი კომპლექსის სხვა ელემენტები, ისე რომ,
რელიეფის, ნიადაგ-მცენარეული და ჰიდრო-კლიმატური თავისებურების მიხედ-
ვით რაიონში შეიძლება 3 ქვერაიონი გამოვყოთ: 3-ა. ლაგოდეხის, 3-ბ ყვარე-
ლისა და 3-გ. გრემი-ალაზნის.

მ-ა. ლაგოდეხის ქვერაიონი დასავლეთით მდ. შოროხევამდე ვრცელდება
და ვაკე რელიეფით ხასიათდება. ქვერაიონის ჩრდილო ნაწილი გამოზიდვის კო-
ნუსებითა და შლიეფებით ამაღლებულია და სამხრეთისაკენ დახრილი. ალაზნის-

პირა ვაკე კი უფრო დაბალია და ბევრგან დაჭაობებული. ცნობილია, რომ შიგნით კახეთი აღმოსავლეთ საქართველოს სხვა კუთხეებისაგან განსხვავებით მაღალი თერმული რეჟიმით ხასიათდება, ხოლო შიგნით კახეთში ამ მხრივ ლაგოდების ქვერაიონი გამოირჩევა. მაგ., ლაგოდებში იანვრის თვის ჰაერის საშ. ტემპერატურა $0,8^{\circ}$ უდრის, აგვისტოს თვის საშ. ტემპერატურა $24,1^{\circ}$ -ია, ხოლო წლიური საშ. ტემპერატურა $12,6^{\circ}$. ქვერაიონში 7 თვეს ჰაერის ტემპერატურა 10° -ზე მეტია, 5 თვეს 15° -ზე, ხოლო 3 თვეს 20° -ზე მეტი. ოქტომბრის თვის ტემპერატურა $1,8^{\circ}$ -ით მეტია აპრილისაზე. საკმაოდ დიდია ნალექების რაოდენობა (საშ. წლიური 993 მმ). ამ მხრივ იგი ქვეოლქის სხვა ადგილებისაგან განსხვავდება. ნალექების მაქსიმუმი მაისშია, მინიმუმი იანვარში. მეორე მაქსიმუმი სექტემბერშია. ხშირია წვიმები. დანესტიანების საშ. წლიური კოეფიციენტი 1 უდრის. ამის მიხედვით იგი მიეკუთვნება საკმაოდ დანესტიანების ტყეების ზონას. ლაგოდების ქვერაიონში და საერთოდ შიგნით კახეთში კლიმატის უარყოფით ფაქტორს წარმოადგენს სეტყვიანობა.

ლაგოდების ქვერაიონში ნალექების სიუხვისა და სარწყავი არხების წყალობით ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელია შექმნილი. ამ მრივ მას საქართველოს ვერცერთი კუთხე ვერ შეედრება. ქვერაიონის მდინარეებს (მაწიმი, ლაგოდებისწყალი, ანწალისწყალი, დარინკობი, ბაისუბნისწყალი, კაბალი, არეშა, აფენი, შორახევი და სხვ.) წყალდიდობა უმეტესად გაზაფხულზე და ზაფხულის დასაწყისში ახასიათებთ; მეორე წყალდიდობა შემოდგომაზეა. ქვერაიონისათვის დამახასიათებელია ჭაობების ფართოდ გავრცელება.

ლაგოდების ქვერაიონის ალუვიური და პროლუვიური უკარბონატო ნალექებით აგებული ვაკე ალუვიური ტყის უკარბონატო ნიადაგებითაა დაფარული. ქვერაიონის სამხრეთ ნაწილში გავრცელებულია ალუვიური მდელოს დაჭაობებული თიხნარი ნიადაგები. ალაგ-ალაგ მდელოს მლაშობი და დამლაშებული, აგრეთვე შავმიწებია [16]. ზემოაღნიშნულ ნიადაგურ და ჰიდრო-კლიმატურ პი-



სურ. 1

რობებში ქვერაიონში გავრცელებულია ვაკის ლეშამბიანი ტყე. კარგად არის შემონახული ალაზნისპირა ჭალის ტყე დაბლობის მუხით, ვერხვით, მურყანით, ტირიფითა და ლაფნით.

ქვერაიონში გამოიყოფა ლანდშაფტის შემდეგი ტიპები: ა) დაქაობებული მდინარისპირა ვაკის ლეშამბიანი ტყის (ვერხნარ-მუხნარ) ლანდშაფტი, ზომიერად ნოტიო და ზომიერად თბილი კლიმატით, ხშირი ნამდინარეებით, ალუვიური მდელო-ტყის ნიადაგებით; ბ) აკუმულაციური ვაკის ლეშამბიანი ტყის (მუხნარ-რცხილნარის ჭარბობით) ლანდშაფტი, ზომიერად ნოტიო და ზომიერად თბილი კლიმატით, საგანგებოდ ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელით, ალუვიური მდელო-ტყის უკარბონატო ნიადაგების ჭარბობით; გ) გამოზიდვის კონუსებზე, შლიფებზე და კონუსთაშორისებზე განვითარებულ ლეშამბიანი ტყის ლანდშაფტი, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო კლიმატით, საგანგებოდ ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელით, კონუსებსქვეშა წყლების გამოსასვლელებით, მცირე სისქის ძლიერ ხირხტიანი ალუვიურ-პროლუვიური და ალუვიურ მდელო-ტყის უკარბონატო ნიადაგებით.

3-ბ. ყვარელის ქვერაიონი სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდ. შორხევით ისაზღვრება, ჩრდილო-დასავლეთით კი მდ. ინწობას ხეობით. იგი ორმხრედ დახრილ ბრტყელზედაპირიან აკუმულაციურ ვაკეს წარმოადგენს. კლიმატის საერთო ნიშნებით ყვარელის ქვერაიონი განსხვავებულია ლაგოდებისა და გრემი-ალვანის ქვერაიონებისაგან. ეს განსხვავება კარგად მკლავდება დანესტიანებაში (დანესტიანების საშ. წლიური კოეფიციენტი 0,9), რითაც იგი საკმაოდ დანესტიანებული ტყეების ზონას არ მიეკუთვნება. თერმული რეჟიმი კი აქაც მაღალია. უცივესი თვის (იანვარი) ჰაერის საშ. ტემპერატურა 0,6° უდრის. აგვისტოს ჰაერის ტემპერატურა 23,5°-ია. ატმოსფერული ნალექების რაოდენობით (795 მმ-დან 938 მმ-მდე) იგი ჩამორჩება ლაგოდების რაიონს. მაგრამ გრემი-ალვანისას ჭარბობს. ნალექების მაქსიმუმი გაზაფხულზეა, მინიმუმი ზამთარში. ნალექების შესაფერისად, ყვარელში ჰიდროგრაფიული ქსელი უფრო ხშირია, ვიდრე გრემი-ალვანის ქვერაიონში. მაგრამ ამ მხარე იგი ლაგოდების ქვერაიონს ვერ შეედრება. ყვარელის ქვერაიონის მთავარი მდინარეები (ბურსა, დურუჯი, ჩელაო, ინწობა) ტრანზიტულია და შერეული საზრდოობის ტიპს მიეკუთვნებიან.

ყვარელის ქვერაიონში მთლიანად გაბატონებულია ალუვიური მდელო-ტყის უკარბონატო თიხნარი ნიადაგები (მცირედ ალუვიური მდელოს თიხნარი კარბონატული და ჭაობის ნიადაგები). რომელზეც კახეთის ლეშამბიანი ტყის მცირე კორომებია გავრცელებული.

ყვარელის ქვერაიონში გამოიყოფა ლანდშაფტის შემდეგი ტიპები: ა) აკუმულაციური ვაკის ლეშამბიანი ტყის ლანდშაფტი, ზომიერად ნოტიო და ზომიერად თბილი კლიმატით, ალუვიური მდელოს უკარბონატო თიხნარი ნიადაგებით (ალაგ-ალაგ ალუვიური მდელოს თიხნარი კარბონატული ნიადაგებით), კულტურული ლანდშაფტის ჭარბობით, ბ) შედარებით დახრილ, გამოზიდვის კონუსებიან-შლიფებოანი ვაკის ლეშამბიანი ტყის ლანდშაფტი, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო კლიმატით, ალუვიური მდელო-ტყის უკარბონატო თიხნარი და მცირე სისქის ძლიერ ხირხტიანი ალუვიურ-პროლუვიური ნიადაგებით.

3-გ. გრემი-ალვანის ქვერაიონი აღმოსავლეთით მდ. ინწობათი ისაზღვრება, დასავლეთით ვრცელდება იმ ადგილამდე. სადაც მ. გორისბოლო-თავის

ფერდობის ძირი მდ. ალაზნის კალაპოტს ეხება. გრემი-ალვანის ვაკე რელიეფის ფარგლებში ჩრდილოეთიდან იჭრება მონოკლინური სერები, რომლებიც ავიწროებენ მას და ვაკის ჩრდილო საზღვარს ძლიერ კლანკილობას ანიჭებენ. გამოზიდვის კონუსები აქ მცირეა. ვაკე ნაწილი დადაბლებულია და თითქმის მდ. ალაზნის კალაპოტზე ქვემოთ მდებარეობს [5]. მიუხედავად იმისა, რომ ალაზნის ვაკე ჩრდილო-დასავლეთით საერთოდ ამალგებულია, თერმული რეჟიმი აქაც მაღალია. იანვრის თვის საშ. ტემპერატურა 0,2°-ია, ივლისის 23,7°. წლიურა საშუალო 12,4° უდრის. აბსოლუტური მინიმუმები გრემი-ალვანის ქვერაიონში უფრო დაბალია. ვიდრე ლაგოდეხისა და ყვარელის ქვერაიონში. შედარებით ნაკლებია ნალექების წლიური ჯამი (776 მმ). ასევე დანესტიანების საშ. წლიური კოეფიციენტი (0,85) აქ ნაკლებია. ვიდრე ორ დანარჩენ ქვერაიონში. ხშირია არაა მდინარეთა ქსელი. აქაური მდინარეები (ლოპოტა, დიდხევით, სტორა, აგრეთვე მკპარულა) შერეული საზრდობის არიან და საქმაოდ წყალუხვი.



სურ. 2

ქვერაიონში ძირითადად გავრცელებულია ალუვიური მდგლო-ტყის უკარბონატო ნიადაგები (აღმოსავლეთ ნაწილში) და ტიპური ტყის ყავისფერი ნიადაგები (დასავლეთ ნაწილში). არის აგრეთვე ალუვიური მდგლოს თიხნარა კარბონატული და მცირე სისქის ძლიერ ხირხატიანი ალუვიურ-პროლუვიურა ნიადაგები [16]. ამ ნიადაგებზე აქა-იქ წარმოდგენილია მოწმესავით შემორჩენილი ლეშამბიანი ტყის მცირე კორომები. ქვერაიონის ჩრდილო ნაწილში ოდესღაც აქ არსებული რცხილნარ-მუხნარის მაგივრად ახლა ჯაგრცხილნარია განვითარებული. ქვერაიონის ლანდშაფტი შეიძლება ასე დახასიათდეს: აკუმულაციური დახრილი ვაკე ლეშამბიანი ტყის ნაშთებით, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო კლიმატით. ალუვიური მდგლოს უკარბონატო ნიადაგებისა და ტიპური ტყის ყავისფერი ნიადაგების ბატონობით.

4. ალაზნის ვაკის მარჯვენამხარის რაიონი ჰიდრო-კლიმატური და ნიადაგ-გეობოტანიკური ხასიათით განსხვავდება მარცხენამხარის რაიონისაგან. ჩრდილო-აღმოსავლეთით იგი მდ. ალაზნით ისაზღვრება, სამხრეთ-დასავლეთით ცივგომბორის ქედითა და გარე კახეთის ზეგნის ალაზნისკენ მიქცეული ფერდობის ძირით; დასავლეთით იგი ვრცელდება მდ. ილტოს შესართავამდე, ხოლო აღმოსავლეთით სოფ. ზემო ქედას პარალელამდე. მარჯვენამხარის ვაკე მარცხენამხა-

რესთან შედარებით, უფრო დახრილია მდ. ალაზნისაკენ. ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა გაცილებით ნაკლებია, ამის გამო ჰიდროგრაფიული ქსელიც აქ სუსტადაა განვითარებული. ეს განსაკუთრებით აღმოსავლეთ ნაწილზე ითქმის, სადაც არცერთი მდინარე არ გაედინება. უფრო ხშირქსელიანია დასავლეთი ნაწილი, მაგრამ აქაც მდინარეები, ეშვებიან რა ცივგომბორის კალთებიდან, მდ. ალაზნამდე ვერ აღწევენ და გამოზიდვის კონუსებსა და შლიეფებში იკარკვებიან. მარჯვენამხარეში ნიადაგები კარბონატულია, რითაც იგი აგრეთვე განსვავდება მარცხენამხარეთისაგან.

ალაზნის ვაკის მარჯვენამხარეში კლიმატი უფრო მშრალია, ამის შესატყვისად მცენარეულობაც უფრო ქსეროფიტულ იერს ატარებს. ამ მხრივ რაიონის აღმოსავლეთი ნაწილი გამოირჩევა, სადაც მცენარეულობა უკვე ველების ხასიათის მატარებელი ხდება. ალაზნის ვაკის მარჯვენამხარის რაიონში გამოიყოფა ორი ქვერაიონი:

4-ა. ახმეტა-თელავის ქვერაიონი მდებარეობს რაიონის დასავლეთ ნაწილში (მდ. ფაფრისხევის დასავლეთით) და ახალგაზრდა, ფხვიერი ნალექებით დაფარულ ვაკეს წარმოადგენს, რომელიც ალაზნისპირას ნაზადაა დახრილი, ხოლო სამხრეთით ამაღლებულია. აქ ფართოდაა გავრცელებული გამოზიდვის კონუსები და შლიეფები. ეს შემალღებული ნაწილი უფრო თბილი კლიმატით ხასიათდება, ვიდრე ამავე სიმაღლეზე მდებარე ქართლის ტყე-სტეპის ზონის კლიმატი. ქვერაიონის თერმული რეჟიმი მაღალია. ჰაერის საშ. წლიური ტემპერატურა აქ 11—12° უდრის, იანვრის ტემპერატურა ტერიტორიის უდიდეს ნაწილში დადებითია, ივლისის საშ. ტემპერატურა 22—23°-ის ფარგლებშია. შეინიშნება ატმოსფერული ნალექების მატება აღმოსავლეთიდან დასავლეთით, მაგ., გურჯაანში ნალექების წლიური ჯამი 683 მმ უდრის, ზეგაანში რომელიც უფრო დასავლეთით მდებარეობს, 782 მმ, ხოლო უკიდურეს დასავლეთით 821 მმ-ია. დანესტიანების საშ. წლიური კოეფიციენტი 0,8—0,9 უდრის. ქვერაიონისათვის ნიშანდობლივია სტეპიანობა.

ახმეტა-თელავის ქვერაიონის ჰიდროგრაფიული ქსელისათვის დამახასიათებელია მშრალი ხეცების არსებობა. მდინარეთაგან აღსანიშნავია: ორვილი, ხოდაშენისხევი, ჩუმათხევი, თურდო, მაწანწარა, თელავისხევი, კისისხევი, ვანთისხევი, შრომახევი, ჭერემისხევი, ფაფრისხევი და სხვ. ამათგან ზოგი მხოლოდ ძლიერი წვიმებისა და თოვლის დნობის დროს ხდება მდინარეებად, სხვა დროს წყალს სრულიად მოკლებული არიან (თელავისხევი, ვანთისხევი და სხვ.).

ქვერაიონის (და მთელი შიგნით კახეთის) მთავარი მდინარეა ალაზანი, რომელსაც ახასიათებს მეტად ნელი დინება, დიდი კლაკნილობა, ფლატოვანი ნაპირები და ალაგ-ალაგ ლოკალური ტერასები. ამჟამად მდინარის მარჯვენა ნაპირი შემოსევას განიცდის, რის გამოც იგი ინტენსიურად ირეცხება. ამის ერთ-ერთი მიზეზი ისაა, რომ მარჯვენა ნაპირი ტყის საფარს თითქმის მოკლებულია, მარცხენა კი ტყიანია და ნაპირიც რამდენადმე დამაგრებულია. ალაზანზე წყალდიდობა მაისშია, მცირე ჩამონადენით ხასიათდება იგი ზამთარში, მარჯვენამხარის მდინარეთა ხეობებისათვის ღვარცოფებიცაა დამახასიათებელი.

ქვერაიონის გამოზიდვის კონუსებიან შლიეფებიან შემალღებულ ნაწილში ძირითადად ტყის ყავისფერი ნიადაგებია, რომელთაც ახასიათებს დიდი სისქე, კარგად გამოხატული ჰუმუსის ჰორიზონტი, კარგი წყალ-ჰაეროვანი და სითბური

თვისებები [17, 16]. ამიტომაც იგი მაქსიმალურადაა ათვისებული სოფლის მეურნეობის კულტურებისათვის. ქვერაიონის დადაბლებული ვაკე, ჩრდილო ნაწილი, კარბონატებით მდიდარ სხვადასხვა სახის ალუვიურ ნიადაგებს უჭირავს. ალაზნის პირას ალაგ-ალაგ მლაშობი და დაჭაობებული ნიადაგებიცაა.

ნიადაგურ-ჰიდრო-კლიმატური პირობების შესატყვისად, ალაზნისპირას გავრცელებულია ჭალის ტყეები ვერხვით, მუხით, ტირიფით და მურყნით. უფრო სამხრეთით ალაზნის ვაკე კულტურული ლანდშაფტით არის წარმოდგენილი, მაგრამ ზოგან გვეხვება კახეთის ლეშამბიანი ტყის ნაშთები მუხითა და რცხილთ, ხშირი ლეშამბოთი. ნატყეურ ადგილებზე განვითარებულია ბუჩქნარები და ველის ბალახეულობა. გამოზიდვის კონუსებსა და შლეიფებზე ვრცელდება ჯაგრცხილნარი, დაბუჩქებული მუხნარი და ზოგ ადგილებში ძეძვიანები. ქვერაიონის აღმოსავლეთით მცენარეულობა თანდათან ქსეროფიტულ იერს იღებს და სტეპში გადადის. ახმეტა-თელავის ქვერაიონში ლანდშაფტის ორი ტიპი გამოიყოფა: ა) აკუმულაციური ვაკე, კახეთის ლეშამბიანი ტყის ფრაგმენტებით, მდინარისპირას შემორჩენილი ჭალის ტყის მცირე კორომებით, ზომიერად ნოტიო და ზომიერად თბილი კლიმატით. ალუვიური მდელის ძლიერ კარბონატული თიხნარი (ლამიანი) ნიადაგების სიჭარბით, კულტურული ლანდშაფტით. ბ) გამოზიდვის კონუსებიან-შლეიფებიანი მთისპირა ამალღებული ვაკის ლანდშაფტი, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო კლიმატით, მშრალი ხევებით, ტყის ყავისფერი ნიადაგებით, მუხნარ-ჯაგრცხილნარითა და ჯაგ-ეკლიან ბუჩქებით, კულტურული ლანდშაფტის ჭარბობით.

4-ბ. წინამხარის ქვერაიონი ვრცელდება მდ. ფაფრისხევის სამხრეთ-აღმოსავლეთით და ვაკე რელიეფითაა წარმოდგენილი. წინამხარის ლანდშაფტში წაჩუვანი როლი კლიმატს ეკუთვნის. ეს ქვერაიონი მარჯვენამხარის რაიონში სიმშრალით გამოირჩევა. თანაც სამხრეთ-აღმოსავლეთით სიმშრალე მატულობს. მაგ., ქვერაიონის დასავლეთ ნაწილში ნალექების წლიური საშ. ჯამი 683 მმ-ია, აღმოსავლეთ ნაწილში კი 636 მმ. დანესტიანების წლიური კოეფიციენტი 0,6 უდრის. იანვრის თვის ჰაერის საშ. ტემპერატურა 0,4° უდრის, ივლისის 23° 25', ხოლო წლიური 12°—13,4° ფარგლებში მერყეობს.

კლიმატური პირობების შესაბამისად, ქვერაიონში გავრცელებულია ველის ჯაგეკლიანი ბუჩქნარები და ბუჩქნართა რაყა მუხითა და ჯაგრცხილით [1]. ქვერაიონის ალაზნისპირა ზოლში აქა-იქ მცირე კორომებად ჭალის ტყეებიცაა.

ქვერაიონი უაღრესად ღარიბია წყლებით; გარდა მდ. ალაზნისა, რომელიც საერთოდ ქვეოლქის მთავარ არტერიას წარმოადგენს, მნიშვნელოვან ჰიდროლოგიურ ობიექტს აქ ალაზნის არხი შეადგენს.

თვისებურია წინამხარის ნიადაგსაფარიც. ალაზნისპირა ზოლის დამლაშებულ ლიოსისმაგვარ თიხნარებზე გავრცელებულია მდელის მძიმე თიხნარი ნიადაგები, აგრეთვე ტუგაის ტყის თიხნარი, ალაგ-ალაგ დამლაშებული და დაჭაობებული ნიადაგები. ალაზნის არხის გასწვრივ მცირე ზოლად ნოტიო მდელის თიხნარი ნიადაგებია. ალაზნის საბჭოთა მეურნეობიდან სოფ. ანაგამდე შეემიწუბიცაა. ქვერაიონის ამალღებულ ნაწილში გავრცელებულია ტყის ყავისფერი ნიადაგები.

წინამხარეში გამოიყოფა ლანდშაფტის ორი ტიპი: ა) აკუმულაციური ვაკე, ალუვიური მდელის და მდელის დამლაშებული და მლაშობი ნიადაგებით, ჭალის ტყისა და კახეთის ლეშამბიანი ტყის მცირე ფრაგმენტებით,

ჯაგ-ეკლიანი ველებით, ძირითადად სარწყავი რუებით წარმოდგენილი პიდრო-გრაფიული ქსელით. ბ) ამაღლებული ვაკე, მდელს შავმიწა და ტყის ყავისფერი ნიადაგებით. მუხნარ-ჯაგრცხილნარით, ზომიერად თბილი კლიმატით, კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით.

იორ-აჯინოუსრის ზებნისა და ცივ-გომბორის ქედის ოლქი

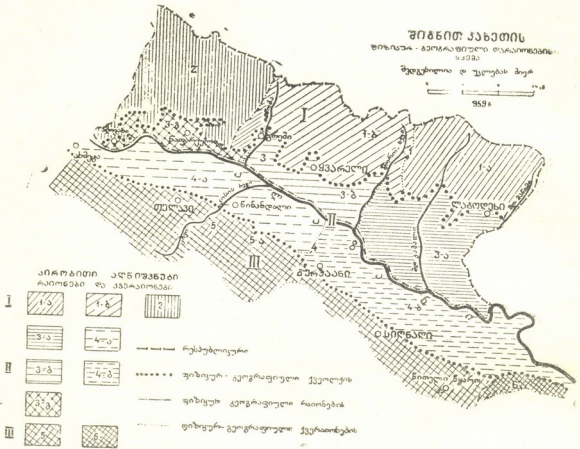
იორის ზებნისა და ცივ-გომბორის ქედის ქვეოლქი

აღნიშნული ოლქის იორის ზებნისა და ცივ-გომბორის ქედის ქვეოლქი შე-
დგება ორი ფიზიკურ-გეოგრაფიული რაიონისაგან: ცივ-გომბორის ქედისაგან
და იორის ანუ გარე კახეთის ზებნისაგან.

5. ცივ-გომბორის ქედის რაიონი. კავკასიონის მიმართულებით გაწოლილა ცივ-გომბორის ტექტონიკური ქედი თავისი გენეზისით, გამოყოფილობით, ინდი-
ვიდუალობითა და განვითარების ისტორიით ერთ მთლიან ფიზიკურ-გეოგრა-
ფიულ რაიონს წარმოადგენს. მაგრამ ფერდობთა განსხვავებული ექსპოზიციის
გამო ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესებიც ჩრდილო-აღმოსავლეთ და სამხ-
რეთ-დასავლეთ ფერდობზე სხვადასხვაა, რაც კარგადაა ასახული ბუნებრივ კომ-
პლექსებზე. ეს საშუალებას გვაძლევს რაიონი დავყოთ ორ ქვერაიონად: ცივ-
გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის ქვერაიონი და ცივ-გომ-
ბორის ქედის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობის ქვერაიონი. რომელთაგან შიგნით
კახეთში მხოლოდ პირველი ერთიანდება.

ნ-ა. ცივ-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის ქვერაიონი
დასავლეთით მდ. მდ. ხევგრძელისა და ორვილის წყალგამყოფით იფარგლება,
ჩრდილო-აღმოსავლეთით — ალაზნის ვაკის ამაღლებული სამხრეთი ნაწილით.
სამხრეთ-დასავლეთით — ცივ-გომბორის ქედის თხემით. აღმოსავლეთით ქვე-
რაიონი წითელწყაროსთან მთავრდება. ქვერაიონში საკმაოდ რელიეფურადაა
გამოხატული ბუნებრივი კომპლექსების ცალკე ელემენტების სიმადლით ზო-
ნალობა და შესაბამისად მთლიანად ლანდშაფტების ზონალობა. ქვერაიონში
ლანდშაფტის შემდეგი ზონაა (ტიპია): ა) წინამთების ზონა. ზომიერად თბილ-
და ზომიერად ნოტიო კლიმატით, მუხნარ-ჯაგრცხილნარით და ძეძვიანებით, ტა-
პიური ტყის ყავისფერი და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით (900—950
მ-მდე ზ. დ.); ბ) მთის ტყის ზონა, წიფლნარი და რცხილნარ-მუხნარი ტყეებით,
ნეშომპალა-კარბონატული და ტყის ყომრალი ნიადაგებით, ქვეზონებით: ბ₁.
მთის-ტყის ზონა, რცხილნარ-მუხნარით და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგ-
ბის სიჭარბით (1400 მ-მდე), ბ₂. მთის ტყის ზონა, წიფლნარის სიჭარბით და
ტყის ყომრალი ნიადაგებით (1700—1800 მ-მდე), გ) სუბალპური მდელის
ფრაგმენტები.

ნ. იორის (გარე კახეთის) ზებნის რაიონი. შიგნი კახეთში შედის ამ რაიონის
მხოლოდ მცირე ნაწილი — იორის ზებნის ალაზნისაკენ დაშვებული
ფერდობი, რომელიც ხასიათდება მშრალი ხევებით, უწყლობით, ჯაგ-ეკლიანი
ბუჩქნარებით და ველის ბალახეულობით, შედარებით მშრალი და თბილი კლი-
მატით, ტყის ყავისფერი ნიადაგებით.



ლ. უკლება

- ა. აღმოსავლეთ კავკასიონის ოლქი, I ქახეთის კავკასიონის სმზრეთ დასავლეთი ფერდობს ქვეოლქი. რაიონებით:
 1. ქახეთის კავკასიონის ციკაბ ფერდობზე განვითარებული მაწინ-ინწობის მაღალმთიან რაიონი, განივი, ეროზიული ხეობებითა და წყალგამყოფებით, ფართოფოთლოვანი შერეული ტყით (წიფლის კარბობით), ღვარცოფების განვითარებით, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით, ტბიურ-გლაციალური ლანდშაფტით, სუბნივალური ზონის მკარე ფრაგმენტებით ქვერაიონებით:
 - 1-ა. მაწინ-კაბალის ქვერაიონი, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით, ტბიურ-გლაციალური ლანდშაფტით, შედარებით ნოტიო კლიმატით და ღვარცოფების სუსტად განვითარებით;
 - 1-ბ. შორიხე-ინწობის ქვერაიონი, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით, ღვარცოფების კარგად განვითარებით.
 2. ქახეთის კავკასიონის ციკაბ ფერდობზე განვითარებული საჩიხე-ნაქერალის მაღალმთიანი რაიონი, განივი წყალგამყოფებით, ღრმა და ციკაბი ხეობებით, შედარებით კარგად გამოხატული რელიეფის გლაციალური ფორმებით, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით (კარგად გამოხატული სუბნივალური ზონით).
- ბ. მტკვარ-არეზის ვაკეთა და დაბლობთა ოლქი, II ალაზან-გიშნისწყლის ქვეოლქი, რაიონებით:
3. ალაზნის აკუმულაციური ვაკის მარცხენა მხარეთის რაიონი, ვაშლიდვის კონუსებითა და ვრცელი შლიეფებით, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო

К физико-географическому районированию внутренней Кахетии

კლიმატით, ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელით და ნამდინარეებით, ლეშამბიანი ტყით, ალუვიური ტყის და მდლო-ტყის უკარბონატო ნიადაგებით, აღმოსავლეთ ნაწილებში ჰაობებით, ქვერაიონებით:

3-ა. ლაგოდხის ქვერაიონი, ვაკე (ნაწილობრივ დაჰაობებული) რელიეფით, საგანგებოდ ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელით, ნამდინარეებითა და ჰაობებით, ლეშამბიანი ტყით, ალუვიური მდლოს და ალუვიური მდლო-ტყის უკარბონატო ნიადაგებით:

3-ბ. ყვარელის ქვერაიონი, გამოზიდვის შლეიფებიან-კონუსებიანი შედარებით დახრილი ვაკე რელიეფით, ლეშამბიანი ტყით, ალუვიური მდლო-ტყის უკარბონატო ნიადაგებით, ალაგ-ალაგ ალუვიური კარბონატული ნიადაგებით, კულტურულ ლანდშაფტის ქარბობით.

3-გ. გრემი-ალენის ქვერაიონი, აკუმულაციური დახრილი ვაკე, ლეშამბიანი ტყით, ალუვიური მდლო-ტყის უკარბონატო და ტიპური ტყის ყავისფერი ნიადაგებით.

4. ალაზნის აკუმულაციური ვაკის მარჯვენა მხარეთის რაიონი, გამოზიდვის კონუსებით, შლეიფებით და მშრალი ხევ-ხეობებით, ზომიერად თბილი და ზომიერად ნოტიო კლიმატით, თხელი ჰიდროგრაფიული ქსელით, პერიოდულ მდინარეებით, ლეშამბიანი ტყის ფრაგმენტებით, ტყის ყავისფერი და სხვადასხვა სახის ალუვიური კარბონატული ნიადაგებით, ქვერაიონებით:

4-ა. ახმეტა-თელავის ქვერაიონი, გამოზიდვის კონუსებიან-შლეიფებიანი მთისპირა ამალეებულ-დახრილი და ალაზნისპირას შედარებით ბრტყელი, დაბალი ვაკე რელიეფით, ქალისა და ლეშამბიანი ტყის ფრაგმენტებით, ქსეროფიტული ბუნჩნარებით, პერიოდული მდინარეებით, ტყის ყავისფერი და ალუვიური მდლოს ძლიერ კარბონატული თიხნარი ნიადაგებით, კულტურული ლანდშაფტის სიქარბობით;

4-ბ. წინამხარის ქვერაიონი, ვაკე რელიეფით, ალუვიურ-მდლოს და მდლოს დამლაშებული და მლაშობი ნიადაგების კომპლექსით, ამალეებულ სამხრეთ ნაწილში მდლოს შევიწი და ტყის ყავისფერი ნიადაგებით, ქალისა და ლეშამბიანი ტყის მცირე კორიონებით, ჯაგ-ეკლიანი ველებით. ბუნებრივ ჰიდროგრაფიული ქსელს მოკლებული.

გ. იორ-აჯინაურის ზეგნისა და ცივ-გომბორის ქედის ოლქი, III. იორის ზეგნისა და ცივ-გომბორის ქედის ქვეოლქი.

5. ცივ-გომბორის ქედის რაიონი, ქვერაიონით:

5-ა. საშუალომთიან ცივ-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის ქვერაიონი, წიფლნარი და მუხნარ-რცხილნარი ტყეებით, ტყის ყავისფერი, ყომრალი და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით, თხელი ჰიდროგრაფიული ქსელით, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით.

6. იორის ზეგნის (ვარე კახეთის ზეგნის) რაიონი, მშრალხევებიანი ძლიერ დახრილი ფერდობით, ჯაგ-ეკლიანი ბუნჩნარებით, ტყის ყავისფერი ნიადაგებით.

Д. В. УКЛЕБА

К ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ
ВНУТРЕННЕЙ КАХЕТИИ

Резюме

Внутренняя Кахетия расположена в восточной части Грузинской ССР, между 41°0'—42°20' с. ш. и 45°10'—46°25' в д. Ее территория

охватывает склоны Кахетинского Кавказиони, северо-восточные склоны Циви-гомборского хребта и Алазанскую равнину. Анализ природных условий Внутренней Кахетии позволяет выделить физико-географические подобласти, районы и подрайоны, имеющие свои типичные черты. На исследуемой территории выделяются три подобласти: I — Подобласть юго-западного склона Кахетинского Кавказиони, II — Алазани-Гишисцкальская, III — Иорского плоскогорья и Циви-Гомборского хребта. В пределах каждой из них выделяются районы и подрайоны.

В первой подобласти выделяются: 1. **Мацими-Инцобский район** с подрайонами: 1-а) Мацими-Кабалский, 1-б) Шорохеви-Инцобский, 2. **Саджихве-Накеральский р-н.**

Алазани-Гишисцкальская подобласть делится на следующие районы и подрайоны: 3. **Левобережный район Алазанской равнины**, с подрайонами: 3-а. Лагодехский, 3-б. Кварельский, 3-г. Грими-Алаванский; 4. **Правобережный район Алазанской равнины**, с подрайонами: 4-а. Ахмета-Телавский, 4-б. Цинамхарский.

В пределах третьей подобласти выделяются следующие районы: 5. **Район Циви-Гомборского хребта**, с подрайоном: 5-а. Подрайон северо-восточного склона Циви-Гомборского хребта. 6. **Район Иорского плоскогорья**. В каждом регионе устанавливаются типы ландшафтов.

В работе дается комплексная характеристика физико-географических районов.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. კეცხოველი ნ., საქართველოს მცენარეულობის ძირითადი ტიპები, თბ., 1935.
2. კვიციანი შვილი თ., და კორძაძე ია მ., მდ. ალაზნის აუზის ლეარცოფების (სელურ-რი ღვარების) საკითხისათვის, საქ. სსრ გეოგრ. საზ. შრ., ტ. III, თბ., 1958.
3. ნახუცრიშვილი შ., მდ. ალაზნის აუზის ზოგიერთი შენაკადების მცენარეულობა და მათი დეგრადაციის მნიშვნელობა ლეარცოფთა წარმოშობაში, საქ. გეოგრ. საზ. შრ., ტ. III, 1958.
4. უკლება დ., ალაზნისპირა რაიონების (შიდა კახეთის) ეტროტები და საკურორტო ადგილები, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1952.
5. ყავრიშვილი ბ., ლეარ-ცოფები მდ. ალაზნის აუზში, თბილისის სახ. უნივერსიტეტი, ტ. 4, 1936.
6. ყავრიშვილი ქ., კახეთის ალაზნისა და თუშეთის ალაზნის სათავეების აუზის ლანდშაფტების დახასიათებისათვის, საქ. სსრ გეოგრ. საზ. შრ., ტ. III, 1958.
7. ყიფიანი შ., ზოგიერთი ცნობა აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, ნაჭერალა დიდგვერდასა და წითელ-გორის თავის ქედებს შორის, ძველი (მეოთხეული) ვაყინვარების შესახებ, თბილისის სახ. უნივერსიტ. შრ., ტ. 58, 1956.
8. ჩანგაშვილი გ., ალაზნის აუზის მარჯვენა მხარის გეომორფოლოგია (სოფ. ბაკურციხის ზემოთ), საკანდ. დისერტ., ხელნაწერი, 1954.
9. წერეთელი დ., ალაზნის ველის მეოთხეული ნალექები და გეომორფოლოგია, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, 1953.
10. ჭავჭავაძე ილია შ., შიგნით კახეთის კლიმატური დახასიათება, საქ. სსრ გეოგრ. საზ. შრ., ტ. IV, 1959.
11. Гвоздецкий Н. А., Физическая география Кавказа, вып. II, Предкавказье, Закавказье, М., 1958.

12. Джавахишвили А. Н. Геоморфологическое районирование Грузинской ССР, М.—Л., 1947.
13. Джанелидзе А. И. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины, «Сообщ. АН ГССР», т. XI, № 8, 1950.
14. Иванов Н. Н., Ландшафтно-климатические зоны земного шара, Зап. ВГО, т. I, Новая серия, М., 1948.
15. Напетваридзе Е. А., Климат бассейна р. Алазани, Фонды и-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, Рукопись, 1953.
16. Сабашвили М. Н., Почвы Грузии, Тб., 1948.
17. Саникидзе А. О., Почвы Кахети, Тб., 1940.
18. Шатский А. Л., Материалы к познанию климата р. Алазани, Тифлис, 1934.



კეთილშობილი

ლანდშაფტური მართკალური ზონები მდ. მდ. კელასურისა და ამტყელის აუზებში

რამონის ბანსაზვრა

კელასურისა და ამტყელის მერიდიანული ხეობები აფხაზეთის ცენტრალურ ნაწილში არიან განლაგებულნი და ოროგრაფიულად მათი აუზები კარგად გამოყოფილი ერთეულის შთაბეჭდილებას ჰქმნიან. განსაკუთრებით აშკარაა ჩრდილო საზღვარი, რომელიც კავკასიონის გვერდით მალაღმთიან ხიშა-აჩაგჩარის და ტაიმა-ანსირხვას ქედებზე გადავიდა.

საკვლევი ტერიტორიის დასავლეთი საზღვარი მდ. კელასურისა და მდ. გუმისთის წყალგამყოფ მერიდიანულ ქედს გასდევს, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ თანდათან მალღდება და ძირხვას ბუმბერაში მალაღმთიანი მასივით გვირგვინდება.

ოროგრაფიულად აღმოსავლეთი საზღვარიც ადვილად ამოიკითხება რელიეფში, კერძოდ, ეროზიული ლიხთა-ულამბას ქედის სახით, რომელიც წყალგამყოფს წარმოადგენს მდ. ამტყელის ხეობასა და მის მომიჯნავე მდ. ჯამბალას ხეობას შორის. ველად წარმოებულმა დაკვირვებებმა დაგვარწმუნა, რომ ლიხთა-ულამბას ვიწრო თხემიანი ეროზიული ქედი ლანდშაფტური თვალსაზრისით საკვლევი ტერიტორიის აღმოსავლეთ საზღვრად ვერ ჩაითვლება, ვინაიდან მის აღმოსავლეთითაც (მდინარე ჯამბალას აუზშიც) კვლავ გრძელდებიან ყველა ის ლანდშაფტური ვერტიკალური ზონები, რომელნიც დამახასიათებელი არიან ამტყელისა და კელასურის აუზებისათვის. ამიტომ, საკვლევი ტერიტორიის აღმოსავლეთ საზღვარს ჩვენ ვატარებთ განედურ ამტყელის ქედზე, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ მკვეთრად იხრება და ამალღებასთან ერთად მალაღმთიან იერს იძენს გოროფის გრანიტოვან მასივზე.

შედარებით ძნელი დასადგენი იყო სამხრეთი საზღვარი. მას ჩვენ ვატარებთ აფიანჩას და ჩიყოუშის პლატოების გასწვრივ, რომელნიც ოროგრაფიულად თვალსაჩინონი არიან და ირგვლივ განლაგებული ქვაბურებისაგან ლანდშაფტურადაც გამოიყოფიან თავიანთი ტყით დაფარული კალთებით.

აღნიშნული საზღვრის სამხრეთით, რომელსაც კავკასიონური ორიენტირება აქვს, იშლება კოლხეთის ბარის განაპირა დამბალმთიანი გორაკ-ბორცვების ლანდშაფტი, რომელიც კოლხეთის ზღვისპირა დაბლობის გარდაქმნილ და ადა-

მიანის მიერ „გამდიდრებულ“ ანთროპოგენულ ლანდშაფტურ ზონასთან ერთად განუყოფელ ერთეულს წარმოშობს.

აღნიშნულ ბუნებრივ საზღვრებში მოქცეული აფხაზეთის ტერიტორია, საშუალომთიანი და მაღალმთიანი ლანდშაფტებით, ჩვენ გვგხატება როგორც კენეტურად ერთიანი ლანდშაფტური რაიონი, თუმცა ჩვენ ვხედავთ მის ჩრდილო და სამხრეთ ნაწილებს შორის განსხვავებებსაც; ეს კი ჩვენ გვაძლევს საშუალებას ვიმსჯელოთ ორ ქვერაიონზე, ვინაიდან ლანდშაფტურ ვერტიკალურ ზონალობის კანონზომიერ ცვლაში ჩვენ შევნიშნეთ სპექტრის არა ერთსახიანობა.

ნარკვევის მიზანია მკითხველს დაეხატოს ლანდშაფტური ვერტიკალურა ზონების კანონზომიერი ცვლის სურათი. რათა უფრო ადვილი გახდეს ლანდშაფტური ზონების ამ ცვლაზე თვალის გადევნება, ჯერ სამხრეთ ნაწილში გავრცელებულ ლანდშაფტებს დაეხასიათებთ, რის შემდეგ მკითხველს მთაში ავიყვანთ და გავაცნობთ ჩრდილო ნაწილში გაბატონებულ მაღალმთიან ლანდშაფტებს.

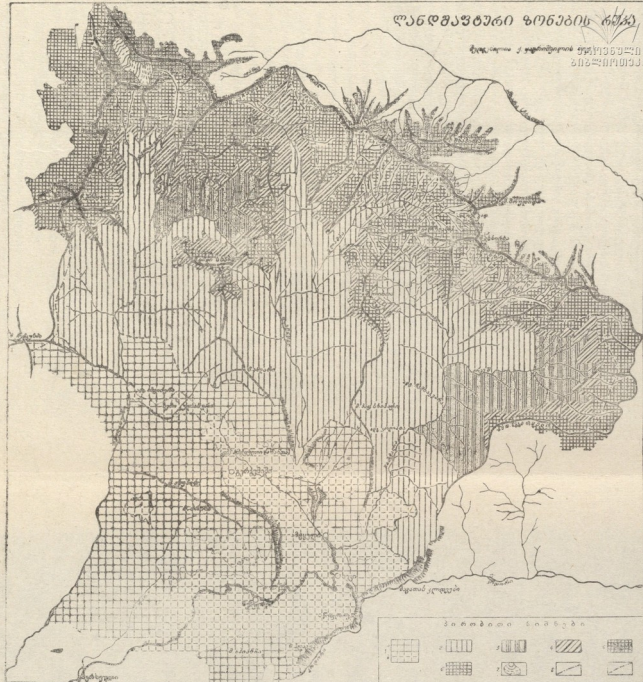
1. წინამთების კარსტული ლანდშაფტის ზონა ტყით დაფარული, საშუალო სიმაღლის ანტიკლინური პლატოებითა და ხავარგულეზად ქცეული და ზოგან ხმელთაშუაზღვის ტიპის კარსტული ასპექტებით წარმოდგენილი სინკლინური ქვაბურებით

წინამთების კარსტული ლანდშაფტის ზონაში ყურადღებას იპყრობს არა მარტო საშუალომთიანი, ტყით დაფარული პლატოები, არამედ ის ქვაბურებიც, რომელთა ფონზედაც ასე ხელსაყრელად გამოიყურებიან სამხრეთი საზღვრის უასწვრივ აზიდული აფიანჩასა და ჩიყოუშის შადლობები და მათ პარალელურად ორიენტირებული ასუბაჯის პლატო.

აღნიშნული პლატოები ანტიკლინური ნაოჭების ტოპოგრაფიულ გამოხატულებას იძლევიან და აგებულნი არიან ცარცული ასაკის სუფთა კირქვებითა და მერგელოვანი კირქვებით. ასევე კავკასიონური მიმართულებით განლაგებული ქვაბურები სინკლინურ ნაოჭებს შეესატყვისებიან, რომელთა ღერძული ნაწილი (ქვაბურის ძირი) ზედა ეოცენური მერგელებითაა აგებული, ხოლო ფრთები კი პალეოგენური და დანიური ასაკის კირქვებით.

იმის გამო, რომ ანტიკლინური პლატოებისა და სინკლინური ქვაბურების აგებულებაში მნიშვნელოვანი სისქის (600—700 მ) კარბონატული ქანები მონაწილეობენ, ამიტომ აქ კარგად არის გამოვლინებული კარსტული მოვლენანი, რაც საკვლევი ტერიტორიის სამხრეთი ნაწილის ერთ-ერთ დამახასიათებელ რა ჩრდილო ნაწილისაგან განმასხვავებელ ლანდშაფტურ ნიშანს წარმოადგენს.

კარსტული პროცესები ერთნაირი ინტენსივობით არ ვლინდება აქ—პლატოებზე და ტექტონიკური ქვაბურების ძირებზე. „წარმოშობის პირობების მიხედვით, კარსტული ლანდშაფტის ფორმათა შორის გვხვდებიან ისეთნიც, რომლებიც გამოტუტვის გზით გაჩენილან, ისეთნიც, რომელნიც კარსტული სუფოზიის (ჩაქცევისა და ნიადაგის დაწევის) შედეგად წარმოშობილან, და ყურადღების ღირსნი არიან ეროზიული ფორმებიც, რომელნიც, ხშირად, თავიანთი რთული ფორმების განვითარებით უნდა უმადლოდნენ ზემოთ აღნიშნული პროცესების ერთობლივ ზემოქმედებას“ [11].



ლანდშაფტი

1. წინამთების კარსტული ლანდშაფტის ზონა; ა) ტყით დაფარული საშუალო-სიმაღლის ანტიკლინური პლატოებითა და ბ) სავარგულეზღაღ ქვეული და ზოგან ხმელთაშენიანების ტიპის ლია კარსტული ასპექტებით წარმოდგენილი სინკლინური ქვაბურებით.

2. საშუალომთიან-ტყიანი ლანდშაფტის ზონა, მერიდიანულ-ანტიკლინური ღრმა ხეობებისა და ციკაბ კალთებიანი რელიეფით, გამოშუშავებული ტუფოვანურ ქანებზე და კრანტულ ფართი ინტრუსივებში, იტრული აროგენეზისის ძლიერი დამბულღების ხანაში, გრძელ ზაფხულიან მთის ნოტიო კლიმატში შექმნილი წიფლნარ-რცხილნარი ტყის კორუმებით, პონტური მუხის დიდი მონაწილეობითა და მთაში აჭრილი კოლხური ელემენტებით.

3. ცივ და ნოტიო ზამთრიან მთის კლიმატში ფორმირებული მაღალმთიანი სოჭნარ-წიფლნარი ტყეების ლანდშაფტის ზონა, დაკიდული ხეეებით დანაწევრებული ციკაბო კალთებითა და ხეობების ვიწრო კალაპოტში ზამთარში ჩაქვდილი თოვლის ზეგებებით.

4. მდინარეთა სათავეების წყალშემკრეფი აუზებისა და მაქსიმალური ატმოსფერული ნალექების გავრცელების ზონა, სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების ლანდშაფტით.

5. ალპური ლანდშაფტის ზონა, მიუღვამელ და შიშველ კალთებში გამოცვეთილი ყინვარული და ყინვითი გამოფიტვის ფორმებით, მათ ძირში კი დაკიდული ხეეებით ჩამოტანილი ქვათა-ყრილობითა და გამოწიღვის კონუსთა შლიეფებით. მაღალმთიან ცივ და ნოტიო კლიმატთან შეგუებული ალპური მაღალბალახეულობის, დეკანებისა და ალპური ხალიჩების მრავალანაირი შეხამებით.

6. მაღალმთიანი კონუსებისა და ვიწრო, დანგრეული წყალგამყოფი ქედების ლანდშაფტის ზონა, რელიეფში აშკარად გამოვლინებული რეგრესიული ეროზიის მოვლენებით, ვიწრო, მისწორებულ თხემებზე კი დასარეველებელი მდლოს მცენარეულობით.

7. ყინვარი.

8. ლანდშაფტური რაიონის საზღვარი.

9. ქვერეიონის საზღვარი.

აფიანჩას, ჩიუოუმისა და ახუბაჰის პლატოებზე ტყის საფარის ქვეშაა განვითარებული კარსტული ძაბრები, დაკარული ზედაპირები, და საზოგადოთ აქ წარმოდგენილია შუა ევროპული ტიპის კარსტული ლანდშაფტი [4, 5]. სინკლინური ქვაბურების ძირზე, სადაც გაბატონებულია ხმელთაშუაზღვის ტიპის კარსტული ლანდშაფტი, ქართველი კარსტოლოგების მიერ დადგენილია და აღწერილი მიწისქვეშა ფენომენები [5]. ამ მხრივ კარგად არის შესწავლილი წებელდის სინკლინური ქვაბური, რომელიც საკვლევი ტერიტორიის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილშია განლაგებული.

წებელდის სინკლინური ქვაბური პოლიეს წარმოადგენს [4, 5], რომლის ძირზეც მრავალი კარსტული ხვრელი (პონორი) მდებარეობს.

თუმცა წებელდის სინკლინური ქვაბურის ფორმა და ქვაბურის ძირსა და წყალგამყოფებს შორის არსებული მნიშვნელოვანი შეფარდებითი სიმძლევები ხელს უნდა უწყობდნენ ზედაპირული ჩამონადენის განვითარებას, მით უმეტეს, უხვი ატმოსფერული ნალექების მხარეში (ნალექთა წლიური ჯამი აქ 1586 მმ შეადგენს), თავისი გეოლოგიური ბუნების გამო, წებელდის ქვაბური მაინც უწყლობით ხასიათდება. განსაკუთრებით უხვი ნალექები მოდის შემოდგომისა და ზამთრის პერიოდში; ამ დროს კალთებიდან შეკრებილი ჩამონადენის დიდი ნაწილი შთანთქმება პოლიეს ძირზე არსებულ კარსტულ უაპოვ ხვრელებში, რის გამოც დროებითი მდინარეების დონის აწევის ეფექტი ამ დროსაც კი, დიდი არ არის. ამ დროს წყლით იარება ქვაჭარის (დიკლი დაშის) „მკვდარი“ ხეობის კირქვიან-ღორღიანი ძირი, რომელიც წებელდის ქვაბურს უკავშირდება ჩრდილო-დასავლეთიდან.

ზომიერად ცხელი და გვალვიანი ზაფხულის განმავლობაში კი ქვაჭარის „მკვდარი“ ხეობის თეთრად შეფენილი რიყნარი შიშვლდება და მასზე გაკვლეული უსწორმასწორო ბილიკით შეიძლება წებელდიდან მეზობელ სოფლებში (აზანთაში, გერგემიშში) გამგზავრება.

განსაკუთრებით გვალვიანია აგვისტოს თვე; ამ დროს არა თუ შრებიან წყაროები და დროებითი დვარები, არამედ ქრება წყალი სოფ. წებელდის ღრმა კებშიც, და სოფლის მთელი მოსახლეობა წყალს ეზიდება ან პოლიეს ძირზე არსებულ მცირე დებიტის მქონე წყაროებიდან, ან სოფლის ცენტრში ამოხეთქილი მძლავრი ეოკლუსური წყაროდან. საინტერესოა, რომ წებელდის სინკლინური ქვაბურის კალთებზე გაცილებით მცირე რაოდენობით გამოდიან მიწისქვეშა წყაროები, ვინემ სინკლინური ქვაბურის ძირზე; ეს გასაგებიცაა, ვინაიდან სინკლინის ღერძის გასწვრივ, რომელიც აქ პიფსომეტრულად უმდაბლეს სათუხურს შეეფერება. გრუნტის წყლების დონე გაცილებით უფრო ახლოს უნდა ადებარეობდეს ზედაპირთან, ვიდრე სინკლინის ფრთებზე.

ქვაბურის ფორმა ხელს უწყობს ზაფხულის თვეებში გადახურებული ჰაერის დაგუბებას, რის გამოც ამადლებულია საშუალოთვიური ტემპერატურები — ივლისის (21°,6) და აგვისტოსი (22°,7), ხოლო ცალკეულ დღეებში ტემპერატურა ივლისში შესაძლებელია 38°-ეც ავიდეს.

ზომიერად ცხელი და გვალვიანი ზაფხულის თვეებში მაინც მოსალოდნელია ინტენსიური თავსხმა წვიმა, რომლის დროსაც დროებით ივსება ქვაჭარის „მკვდარი“ ხეობის ძირი და გუბებეად იქცევა წებელდის პოლიეს ძირის ღრვა ადგილები. „პოლიეს ფსკერის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში არსებული ხვრელები, რომლებიც ქვედა ეოცენურ და პალეოცენურ კირქვებშია გამოიმუშავე-

ზული, სიღრმეში ერთბაშად ვერ ატარებს ჭარბ წყალს, თანაც ამ დროს ხდება ზერელების დაცობა, რის შედეგად წარმოიშობა ვეებერთელა ტბა, რომელიც თანდათან იწრითება. დროებით გაჩენილ ტბაში ხდება ლამის დაღეჭვა, რომლის სისქე ზოგან ერთ მეტრისაც აღემატება“ [5].

ამგვარად, წებელდის ქვაბურის ძირზე თავმოყრილი წყლების დიდი ნაწილი კარსტული სასტუმროებითა და ზერელებით შთაინთქმება და იკარგება კარბონატული წყების ღრმა ფენებში. ისმის კითხვა — სად პოულობენ გამოსავალს აქ დაკარგული ზედაპირული წყლები?

ქართველი კარსტოლოგების გამოკვლევებით [5], წებელდის პოლიეს დსკერზე დაკარგული წყლების მნიშვნელოვანი ნაწილი გამოსავალს უნდა პოულობდეს ადალუას და აფიანჩას სამხრეთი ფერდობების გასწვრივ. „კოდორის ხეობისაკენ წყლების დენას ხელს უნდა უწყობდეს პალეოამტყელის მიერ დაშლავებული ნაპრალებიც, აფიანჩა-ადალუას შორის მოქცეული მშრალი ხეობის გასწვრივ. აფიანჩა-ადალუას სამხრეთ ფერდობზე კარსტული წყაროები იმდენად უხვად გამოდის, რომ მათი შეერთებით საკმაოდ მძლავრი მდინარეც კი შეიძლება წარმოიშობილიყო“, — სწერენ მითითებული ავტორები; „ექვს გარეშეა, შედარებით მცირე ფართობის მქონე აფიანჩასა და ადალუას სამხრეთი ფერდობები, წყლის მხოლოდ საკუთარი რესურსებით ვერ უზრუნველყოფდნენ აქ არსებული მძლავრი კარსტული ნაკადების საზრდობას“ [5].

მითითებული მკვლევარების აზრით, წებელდის პოლიეს ძირზე დაკარგული წყლების მეორე გამოსასვლელს უნდა წარმოადგენდეს სოფ. ოქტომბრის მიდამოებში ამოხეტილი მძლავრი კარსტული წყაროები და თვით ოქტომბრის ქვაბურის ძირზე, მდ. დიდი მაჰარის კანიონის მარცხენა ფერდობზე შექმნილი ჩანჩქერიც. აღნიშნული მოსაზრება დამაჯერებელია, მით უმეტეს, თუ გავითვალისწინებთ, რომ წებელდის სინკლინის დასავლეთ გაგრძელებას ოქტომბრის სინკლინი წარმოადგენს.

წებელდის ქვაბურის ლანდშაფტის გაცნობისას ყურადღებას იპყრობს არა მარტო მისი კარსტული ბუნება, არამედ მისი ჰავის ფორმირების სრულიად თავისებური პირობები.

თუ ქვაბურის ფორმა გარკვეულ ზეგავლენას ახდენს ჰაერის ტემპერატურების წლიურ განაწილებაზე, არა ნაკლები როლი მიუძღვის მისი ჰავის დამახასიათებელი მაჩვენებლების შექმნაში გეოგრაფიულ მდებარეობას—ზღვისა, ერთი მხრივ, და მთების, მეორე მხრივ, ერთობლივ ზეგავლენას.

წებელდის ქვაბურის ჰავაში ზომიერად არის შეზავებული ზღვისა და მთის კლიმატის ზოგიერთი ნიშანი; პირველი მკვლევანებმა ზღვის ბრიზის განვითარებაში, რომელიც გარკვეულ ზემოქმედებას ახდენს ზაფხულის თვეებში ჰაერის ტემპერატურის დღე-ღამურ მსვლელობაზე. ბრიზი იგრძნობა აქ წყნარი და მზიანი ზაფხულის ამინდის დროს, უეცრივ წარმოშობილი სუსტი ქარის სახით; მხოლოდ ზღვის სანაპირო ზონისაგან განსხვავებით, იგი აქ მთელი 1—2 საათით იგვიანებს და, ნაცვლად შუა დღისა, იგრძნობა გამაგრილებელი, ზღვიდან შემოჭრილი სუსტი ქარის სახით მხოლოდ 3—5 საათებს შორის; საღამოს 5 საათზე ქარი ჩადგება და არე-მარე უეცრივ დუმდება.

საღამოს საათებში მთებიდან, — ამტყელისა და ჯამპალას წყალგამყოფებიდან, იწყება ნისლის დაშვება, რომელიც ჯერ პოლიეს კალთებს იპყრობს და ლამის დადგომამდე ასწრებს მთელი ქვაბურის ნისლში გახვევას. დილიდან ასე-

ვე ზანტად მიცურავს ნისლი მთებისაკენ და სტოვებს ღამე დაპყრობილ ადგილებს.

ზაფხულის გრილსა და წვიმიან ამინდში ზღვის ბრიზი არ შეიგრძნობა, სამაგიეროდ ასეთ დღეებში მთების ზემოქმედება უფრო ძლიერდება.

დამახასიათებელია ზომიერად თბილი, მზიან დარიანი ზამთარი. ტემპერატურის საკმაოდ მაღალი მაჩვენებლებით, რომლის განმავლობაშიც შესაძლებელია იანვარში ცალკეულ დღეებში ტემპერატურა $+17^{\circ}$ -ზეც ავიდეს (1938 წელი), თებერვალში კი თერმომეტრმა ცალკეულ შემთხვევებში $+19^{\circ}$ გვიჩვენოს (1947 წელი). მეორე მხრივ, მართალია, იშვიათია ყინვიანი ამინდი, მაგრამ ზოგიერთ წელს შესაძლებელია იანვარში ტემპერატურა -11° დაეცეს (1937 წელი), ან როგორც 1950 წლის იანვარში -17° . განსაკუთრებით ცივზამთრიან წელს წებელდის მიდამოები თოვლით იფარება, რომლის სისქე ამ შემთხვევაშიც კი უმნიშვნელოა: უმთავრესად კი, ყინვლიან-თოვლიან ამინდში ნიადაგი მხოლოდ სველდება.

გაზაფხული აქ მზიანი და მშრალი იცის, როგორც ეს შეეყვარება ზღვასთან ახლო მდებარე მხარეებს. მარტში, ცალკეულ დღეებში შესაძლებელია ტემპერატურა 29° ავიდეს (1947 წ.). აპრილში — თერმომეტრმა გვიჩვენოს 33° (1959 წ.), ან 32° (1937 წ.). ხოლო მაისში 34° (1954 წ.). ჰაერის ტემპერატურის ნატებას გაზაფხულზე ფიონური ქარებიც იწვევს, რაზედაც აქ, სამწუხაროდ, არავითარი დაკვირვებანი დღემდე არ სწარმოებს, ისევე, როგორც ზაფხულში აშკარად გამოხატულ ბრიზებზე.

გაზაფხულთან შედარებით შემოდგომის თვეებში ჰაერის ტემპერატურა გაცილებით მაღალია: სექტემბერში სითბო ჯერ კიდევ საკმარისია და ზაფხულს ნათელი. მზიანი ამინდის ინერტია ოქტომბრის ბოლომდე გრძელდება. ამიერიდან იწყება აქ გამუდმებული წვიმები. ოქტომბრის ბოლოს ერთ დღე-ღამეში შესაძლებელია მოვიდეს 100 მმ ნალექი (1946 წ.). ხშირი და ინტენსიური თავსხმა წვიმები ტემპერატურის უაქარ დაქვეითებას იწვევენ, რის გამოც ადვილი გასარჩევია ამინდის განსხვავებული ტიპებით შემოდგომის პირველი და მეორე ნახევარი.

დეკემბრის თვის განმავლობაში ჰაერის ტემპერატურა მაინც დადებითია, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ზოგიერთ, განსაკუთრებით ცივზამთრიან წლებს.

ნოტიო, ზომიერად თბილ ზამთრიანი ჰაერის პირობებში აქ შესაძლებელია, გარდა თამბაქოსი, ვაზის გაშენებაც, მით უმეტეს მისთვის შესაფერის ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებზე.

ამგვარად, წებელდის მიდამოები საინტერესოა ადამიანის მიერ გარდაქმნილ „გამდიდრებული“ ლანდშაფტითაც, რომლის ბუნებრივი რესურსების ათვისება გეგმა-ზომიერებით უნდა სწარმოებდეს. აქ ჩვენ პირველ რიგში მხედველობაში გვაქვს პლატოებზე ტყეების შენარჩუნება, თორემ ტყეების უსისტემო ჩეხვის გამო, აქ, უხვი ატმოსფერული ნალექებისა და რელიეფის მნიშვნელოვანი დაზრილობის პირობებში, განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობს ნიადაგის ეროზიის პროცესები. უეცრივ მოვარდნილი ღვარებთ ნადკურდება სასოფლო-სამეურნეო სავარგულები და უნაყოფოთ რჩება მიწის ძვირფასი უბნები.

ზღვისა და მთის ზემოქმედებით ჩამოყალიბებული ზომიერად თბილ ზამთრიანი და ზომიერად ცხელ ზაფხულიანი წებელდის ნოტიო ჰავა, სადაც იგრძნობა მთის ჰავის გამაჯანსაღებელი ძალა, ამ ადგილებს გადააქცევს აფხაზეთის ერთ-ერთ საუკეთესო კურორტად, რომლის სიახლოვე სიხუმთან, მის საკურორტო მნიშვნელობას კიდევ უფრო გაზრდის.

აღწერილი წებელდის ქვაბური ქვაპარის „მკვდარი“ ხეობის ძირით უკავშირდება კავკასიონური მიმართულების ასეთსავე სინკლინურ ტაფობს, რომელიც ოციოდე კილომეტრის მანძილზე ჩრდილოეთიდან ესაზღვრება ახუპაჰის ტყით დაფარულ პლატოს. ამ ტაფობის ძირი ორ მხრივ არის დაქანებული. სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ დაქანებული ტაფობი უფრო ვრცელია და იგი თანდათან იშლება მდ. ამტყელის ქვემო წელისაკენ; მის სუსტად დახრილ ძირზე მოედინება ვიწრო კალაპოტში მდინარე აზანთა (სხჩა). მდ. კელასურისაკენ დახრილ უფრო ღრმა ტაფობში მიედინება კელასურის მოკლე შენაკადი — ჯეგელეში.

ჯეგელე მ-აზანთის სინკლინური ტაფობის კალთები მჭიდროდ არის დასახლებული, ისევე როგორც წებელდის პოლიეს კალთები, რას გამოც კოლხეთის ტყის ლანდშაფტი აქაც მნიშვნელოვანადაა სახემეცვლილი.

აღნიშნული ტაფობის ძირი აგებულია ზედა ეოცენური მერგელოვანი ფიქლებით, რის გამოც როგორც აზანთა, ისე ჯეგელეში არ გამოარჩევიან ჩამონადენის მაღალი მაჩვენებლებით. ზომიერად ცხელი ზაფხულის თვეებში კი მთელი მოსახლეობა უწყლოობას განიცდის, ვინაიდან წყალი ამ დროს გროვდება მხოლოდ ხევის ძირზე გაჩენილ ღრმა კარსტულ ჯიბეებში.

კარბონატული ქანების ფართო გავრცელების გამო სოფ. აბგიძურას მიდამოებში გვხვდება 25 მ სიღრმის კარსტული ჭები, ზოგან მორღვეული გვერდებით, რომლის ციკაბ ქარაფებზე ჩამოშლილია სუროს ბარდები. ზოგან კი კოლხეთის ტყით შენობული. პირქუში ჩაბნელებული ღრმა ჭები საზარელ შთაბეჭდილებას ჰქმნიან.

თუ წებელდის პოლიეს წარმოშობა გარკვეულია და დახასიათებულია მისი მიწისქვეშა კარსტული გამოქვაბულებიც კი [4,5], ჯეგელე-აზანთის სინკლინური ტაფობის გენეზისი საკვებით არ არის შესწავლილი და არ არის დადგენილი ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყლებს შორის დამოკიდებულებანი. ისევე, როგორც წებელდის სინკლინური ქვაბური, ჯეგელე-აზანთის ტაფობიც ჩვენ წარმოგვიდგენია, როგორც პოლიეს, რომლის ძირზედაც კარსტულ სასულეებში და ხვრელებში იკარგება ჩამონადენის დიდი ნაწილი.

გარდაქმნილი და სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებად ქცეული ლანდშაფტის სიმალლითი დაააზონი არ არის დიდი და იგი შორს ვედარ ვრცელდება მდ. კელასურისა და მდ. ამტყელის ვიწრო ხეობებში. სამაგიეროდ, აღწერილი ლანდშაფტური ზონის თავდაპირველი სახე სწორედ აღნიშნული მდინარეების კლდე-კარებში ამოიკითხება.

კელასურის კლდე-კარში შესვლისთანავე მოგზაური ხვდება მაღალტანიან რცხილნარ-წიფლნარ ტყეში. ყურადღებას იპყრობს მერგელოვანი კირქვებით შემქმნილი კარული ზედაპირები, მეტ-ნაკლები სიღრმის ამოჭმული ფოსოებით. ჩუმი და უწილა ეს ადგილები, ხოლო რცხილის მაღალი ხეების დად ჩრდილებში მიმაღული ბზის ბუჩქნარი ასპექტს ერთფეროვან იერს ანიჭებს.

კელასურის მარცხენა ფერდობზე გაყვანილი ბილიკი გარს უვლის ათიოდე მშრალ ღრმა და მოკლე დაკიდულ ხეებს, რომელნიც ინტენსიური წვიმების

დროს ღვარცოფებად იქცევიან და მონაწილეობენ ამ დროს კელასურის ღონე-
ებისა და სარკების უეცარ მომატებაში. ამ დროებითი ღვარცხის ნახვა ჩვენ მო-
გვიხდა 1959 წლის 31 ივლისს, მათი გაშმაგების საათებში—გვალვიანი და ცხე-
ლი დარის შემდეგ უეცრივ მოსული კოკისპირული წვიმის დროს; ღვარცხის
წგრეებით მოქმედება საზარელ სურათს ჰქმნიდა: აბლუხვარასთან დაინგრა სოფ-
ლის გზა და ხიდი, წალეკა ირგვლივ გაშენებული სასოფლო-სამეურნეო საფარ-
ვულები და თამბაქოს პლანტაციები, წყლით აივსო მანამდე უწყლო დაკარული.
ყრუ კალთები; კალთებზე მწყობრად განლაგებული საკოლმეურნეო ფუტკარს
ასეული სკები გაიტაცა და დაღუპა გაშმაგებულმა ნაკადმა, მიმოფანტა შეშალ
ქცეული შეგროვილი ხე-ტყის დიდძალი მასალა.

ამ წვიმიან ამინდში ჩაქრა წიფლნარ-წაბლნარი უღრანი ტყის მრავალფე-
როვანი ბლიკები, ერთფეროვან მუქ ტონებში შეიღება არა-მარე, მაგრამ ბუ-
ნების სიდიადე არა თუ შემცირდა, არამედ გამაყრუებელ ქექა-ქუხილში გაქ-
ლიერდა შთაბეჭდილებანი, რამაც უფრო გვაგრძნობინა ბუნების ზოგიერთ მოვ-
ლენათა უდიდესი დინამიურობა.

მდ. პატარა სხაპაჰის შესართავთან აბობოქრებულმა მდინარემ, რომელაც
ცდილობდა გრანიტის ლოდებით ჩაქედილი ვიწრო კალაპოტი გაერღვია, დაე-
მსხვრია კლდოვანი ნაპირები და ჩაქრა შეერთებოდა კელასურის ადიდებულ აქა-
ფებულ წყლებს, გზა შეგვიკრა. საჭირო იყო ლოდინი..., სანამ ეს გაშმაგებული
ნაკადი დაცხრებოდა, თუმცა მისი სიგანე მხოლოდ ათიოდ მეტრს უდრიდა.
სალამოსათვის ადარა, თანდათან მიწყნარდა არე-მარე; ვცადეთ მდინარე პატარა
სხაპაჰის გადავლა ჩვენი ღონიერი და გონიერი მთის ცხენების იმედით, რომელ-
ნიც მუცლამდე წყალში ჩამდგარნი ფრთხილად ტოპავდნენ. გამოდარების შემ-
დეგ ნათელი იყო ჩვენთვის, რომ უკვე ახალ ლანდშაფტურ ზონაში აღმოვჩნ-
დიით.

კელასურის ხეობა აქ იურული გრანიტებითაა აგებული, რის გამოც ხეო-
ბას მრისხანე იერი აქვს; მაღალმთიანი წყალგამყოფი ქედები კი უშველებელ ქა-
რაფებად გადმოკიდებოდნენ კლდე-კარს და კლდე უფრო აძლიერებდნენ რე-
ლიეფის კონტრასტულობის შთაბეჭდილებას.

ამავე ლანდშაფტურ დიაპაზონში განლაგებული მდ. ამტყელის შუა წელი
რელიეფის ასეთივე კონტრასტულობით ხასიათდება; მაგრამ აღნიშნულ ხეობას
თავისებურ სილამაზეს ანიჭებს ამტყელის ახალგაზრდა ტბა, რაზედაც ღირს ყუ-
რადღების შეჩერება.

ამტყელის ტბის ფართობი 64 ჰექტარს შეადგენს. ვიწრო-მსხლისებრივად
წავრძელებული, იგი ჩაწოლილია მდ. ამტყელის ტყით დაფარულ მაღალ კალ-
თებს შორის და მერიდიანული მიმართულებით 3 კმ-ის მანძილზე ვრცელდება.

ტბის წარმოშობის შესახებ ლიტერატურაში აღნიშნულია ([10], გვ. 254),
რომ „1891 წლის შემოდგომაზე ადგილ ახანთას მიდამოებში მთის გრანდიოზუ-
ლი ჩამოხვავების გამო მდინარე ამტყელის კალაპოტი გადაიკეტა და დაგუბ-
და“-ო. ამტყელის ტბის სიახალგაზრდავე იგრძნობა მისი სამხრეთ-აღმოსავლე-
თი დამეწყრილი კალთების დათვალიერებისას; აქ ყოველი ნაბიჯის გადადგმა
სახიფათოა და ძნელი, რადგანაც მთა პატარა სხაპაჰის სამხრეთ-დასავლეთი კირ-
ქვიანი კალთა მთლიანად დამეწყრილი და დანგრეულია. დაუმარგებელ ვეე-
ბერთელა ლოდებს შორის რომ არ ჩაიჩხვოს მგზავრი, საჭიროა ფრთხილი, ნე-
ლი სიარული. ღრმა და ვიწრო კარსტულ ჰებზე ხტუნაობა, მურყნისა და წიფ-

ლის დამპალი და დამეწყის შედეგად წაქცეული ხეების გარსემოვლა, ხავს-ან-სლიბზედაპირიანი ლოდების მოსინჯვა, რადგანაც მათი უმრავლესობა ჩაჭვდილია ღრმა ქვებისა და სასულეების პირში და ამიტომ დაუმავრებელია. ასეთი წვლებით მგზავრი ტბის აღმოსავლეთ ნაპირებს მიადწევს, თუ კი იქ ტბის მაღალი დონეების დროს მოგროვილ ხის მორების ქაოსს არ მიაწყდა, რომელთა გადავლა კიდევ უფრო მეტ ფიზიკურ ამტანიანობას მოითხოვს.

დიდ სიამოვნებას იგრძნობს მგზავრი, თუ ტბიური ქვაბურის სამხრეთ-აღმოსავლეთ დამეწყირად და აშლილ კალთას ასცილდა და 1000 მეტრის სიმაღლიდან გადმოხედავს ღრმად ჩაწოლილ ვიწრო, ტყეში ჩაფლულ ხეობას. ამტყელის ხეობის გაგანიერებული და ტბად ქცეული უბანი ზემოდან მოჩანს როგორც მთის ღრმა იარა, რომლის კიდეები ჩრდილოეთისაკენ ერთი მეორეს თანდათან ესორტებიან და შორს შეუმჩნევლად ვიწრო ძაფის სახით ჰქრებიან.

კელასურის, ამტყელისა და ჯამბალას ეროზიული ხეობების ჰრილში ამოიკითხება V-მაგვარი მონახაზი. მათი ციცაბო და ტყით მოსილი კალთებიდან მთავარი ხეობების ძირთან გარდიგარდმოუ გამოდიან ვიწრო წყალგამყოფი, ეროზიული ქედები, რომლებიც დაკიდულ ხეებთან ერთად აჩენენ კულისების რთულ ლაბირინტს.

გზაფხულის ბოლოს, ან ზაფხულის დასაწყისში ძნელია მოგზაურობა ამტყელის კლდე-კარში: მიუვალია გზა ამტყელის ტბის ჩრდილოეთით; ასევე არ არის იოლი ლამაზი ტბის ნაპირებთან მისვლა ამ დროს, ვინაიდან ტბის დონის ავარდნის გამო სამხრეთ — დაბალ (ზღვის დონიდან 512 მ) ნაპირებზე დიდი ნაკადი გადმოსჩქევს და ტბისაკენ მისასვლელი ტყეში გაკვლეული ვიწრო ბილიკი წყლით იფარება.

ივნისში ჯერ კიდევ მღვრიე-ატალახებული ტბის წყალი თანდათან იწმინდება და ივლისის ბოლოს და აგვისტოში ფირუზის ფერს იძენს, რომლის ანკარა წყლის სარკეში ციმციმებენ მალალტანიანი წიფლნარ-წაბლნარი ტყით დაფარული შვეული კალთები; ტბის დასავლეთ სანაპიროს გასწვრივ კი გრანიტებით აგებულ მაღალ ქარაფზე შეინიშნება წინა თვის მაღალი დონეები, ლამით შექმნილი ჰორიზონტებით.

აგვისტოში ტბისაკენ მიმავალ მთელ დიდ გზაზე მოგზაური პირს ვერსად ვერც კი მოისვენებს, რადგანაც ტბიდან მდინარე უეცრივ იკარგება სქელშრებრივ, დანიური ასაკის კირქვებში და გზაზე, ამავე მიზეზით, წყაროებიც არსად შეინიშნება.

2. საშუალომთიან-ტყიანი ლანდშაფტის ზონა, - მერიდიანულ-ანტიციკედენტური ღრმა ხეობებისა და ციცაბკალთებიანი რელიეფით, კონსოლიდირებული იურული ოროგენეზისის ძლიერი დაძაბულობის ხანაში; გრილ ზაფხულიან მთის ნოტიო კლიმატთან შეგუებული წიფლნარ-რცხილნარი ტყის კორომებით, პონტური მუხის დიდი მონაწილეობითა და მთაში აჭრილი კოლხური ელემენტებით

როდესაც ვიწრო თხემიანი წყალგამყოფებიდან გავყურებთ ტყეში ჩაფლულ კელასურის, ამტყელისა და ჯამბალას ხეობებს, მაშინ უკეთ წარმოვიდგინთ, თუ რაოდენ დაუმრეტელი ენერჯის უნდა ყოფილიყვნენ ეს მდინარეები, რომლებმაც კავკასიონის ტექტონიკურ სტრუქტურათა და ლითოლოგიურ ზო-

ნათა გარდიგარდმო გამოჰკვეთეს ვიწროთხემიანი ეროზიული წყალგამყოფი ქედები და ანტიცედენტური ღრმა ხეობები. რელიეფის ეს კონტრასტული სახე წარმოადგენს გვაძლევს ხმელეთის აზევების მასშტაბზე, რომელსაც არ ჩამორჩებოდა არც მდინარეთა სიღრმითი ეროზიის ტემპი.

კელასურის ხეობის საშუალომთიან-ტყიანი ლანდშაფტისათვის დამახასიათებელია მდინარის კალაპოტის დიდი ვარდნა, სივიწროვე, გაუვალი ხასიათი, ტყის ასპექტის ერთსახიანობა.

ბუნების ყველა ეს ნიშანი მეორდება მეზობელ — ამტყელისა და ჯამპალას აუზებშიც. აქაც არის მოსალოდნელი ღრმა და ვიწრო ხეობების გადაკეცვა, ჭარაფებად გადმოკიდებული წყალგამყოფებიდან მოწყვეტილი კლდეებით. ისევე, როგორც მდ. ლაშიფსესა და მდ. გეგას აუზებში და ტყიან ზონაში ტბების გაჩენა. აღნიშნული გარემოება გვაძლევს საბუთს, წარმოვიდგინოთ საშუალომთიან-ტყიანი ეს ლანდშაფტი, როგორც ტიპურად განმეორებადი უფრო ფართო ტილოს ფონზე — მდ. გეგას აუზიდან მდ. ჯამპალას აუზამდე, როგორც გენეტიურად ერთიანი და ასპექტითაც ერთსახიანი ტიპი [12, 13].

განსხვავებულია საკვლევე რაიონის ჩრდილო ნაწილის რელიეფის სუბსტრატით, რომელიც გარკვეულ ელფერს ანიჭებს მთელ ლანდშაფტსაც.

„საქართველოს სხვა რაიონებთან შედარებით, მდ. კელასურისა და მდ. ჯამპალას აუზებში იურული დროის მაგმატიზმი ყველაზედ სრულად არის წარმოდგენილი; აქ ჩვენ გვხვდება არა მარტო ეფუზური ფორმაციები, ძარღვებისა და დიაბაზური პორფირიტებით. არამედ სიღრმითი ვულკანიზმიც, წარმოდგენილი ვაბროთი, მონცონიტებით და გრანიტოიდებით“ [19].

კელასურის გრანიტებით არის აგებული მ. ჩუმკუხუბა და მ. ლიხთა და აგრეთვე მდ. კელასურის სათავეებში აჩაღარას მიდამოები, ხოლო ზიმსას მაღალმთიანი ქედი მონცონიტებით არის აგებული, რომელთა კონსოლიდირების შემდეგ (იურული ვულკანიზმის მიწურულში) მოხდა მათ შორის გრანიტული დიდი სხეულის (ნეონიტრუზის ფართობი 100 კმ² უდრის) შემოჭრა [19]. გრანიტებით არის აგებული მაღალმთიანი დიდი სხაპაქისა და ძირხვას მასივები, რომლებიც თავიანთი შვეული კალთებით კელასურისა და ამტყელის ხეობებს კლდეკარის ხასიათს სძენენ.

გ. ჩხოტუას გამოკვლევებით კელასურის ინტრუზიული სხეული სინტექტონიკური წარმოშობისაა და მისი გაჩენა დაკავშირებულია იურულ დანაოქებისთან და, კერძოდ, ანტიკლინური ნაოქის აზევებასთან. რადგანაც გრანიტები ჰკვეთენ შუა იურულ პორფირიტულ წყებას და მონცონიტებს, ხოლო, მეორე მხრივ, გრანიტული ღორღი გვხვდება ზედა იურულ ფერად წყებაშიც, გ. ჩხოტუა ასკვნის, რომ გრანიტების შემოჭრა უნდა მომხდარიყო იურული დანაოქების ბოლოს — ყველაზედ ინტენსიური ოროგენული ფაზისის დროს.

გრანიტული ინტრუზივის კონტაქტურ სარტყელში აღმოჩენილია ზოგიერთი მადნის არსებობა; ასე მაგალითად: ჯამპალას მარჯვენა შენაკადის მდ. ლიხთას აუზში დადგენილია კვარც-ტურმალინიანი ძარღვები, ხალკობირიტის ჩანართებით; მაგრამ უფრო საინტერესოა არიან, მადნეულის ძიების თვალსაზრისით, არსენობირიტების ძარღვები, რომლებიც გვხვდებიან როგორც გრანიტული ინტრუზივის კონტაქტურ ზონაში, ისე თვით კელასურის მასივის ფარგლებშიც. ეს უკანასკნელი აღსანიშნავნი არიან კეთილშობილი მეტალების — რქოსა და ვერცხლის არსებობით [18].

გრანიტებით აგებული კელასურისა და ამტყელის ვიწრო და ღრმა ხეობებში წიფლნარ-რცხილნარი მაღალტანიანი ტყეებითაა დაფარული, სადაც პონტური მუხისა და მარადმწვანე ქვეტყის მონაწილეობის გამო ტყეს კოლხური იერი აქვს. პონტური მუხის მარადმწვანე ბუჩქნარებიან ფალოცენოზებში (*Querceta sempervirenti fruticosa*) დომინირება, საზოგადოთ, ეკუთვნის ერთ რომელიმე ჯიშს [2], ამ შემთხვევაში კი შერსა და წყავს. პონტური მუხით შექმნილი ფალოცენოზები გვხვდება არა მარტო მაღალ კალთებზე და ეროზიულ ვიწრო უნაგირებზე, არამედ ღრმა ხეების ძირზედაც და საერთოდ, თითქმის ყველა რუხების კალთებზე.

მარადმწვანე ქვეტყე წარმოდგენილია — წყავით, შვერით, ჭყორით, ნათთან შერეული თხილით, ჰანჭყაბით და ცირცელის დაბალტანიანი ხეებით, რომელთა შეკრული პატარა რაყები გვხვდება მდ. სხაპაჯის შესართავთან და მდ. კელასურის კალაპოტში, აღნიშნული მონაკვეთიდან ხევით აყოლებითაც, ზღვის დონიდან სულ რაღაც 800—900 მეტრის სიმაღლეზე.

ცირცელისაგან შექმნილი რაყა შეიძლება გაჩენილიყო აქ, პიფსომეტრულად შედარებით დაბლა, მხოლოდ ძირხვას ქარაფოვანი კალთებიდან ჩამოქცეული თოვლის ზედაელების შემოქმედებით; ამავე მიზეზით ძირხვას კალთებზე განვითარებულ ტყეს მეჩხერი და დაბალტანიანი ხასიათი აქვს მაშინ, როდესაც აღმოსავლეთით, მდ. სხაპაჯის ხეობის აყოლებით, ტყე კვლავ აწინდელ მაღალტანიან იერს იძენს, მთაში შორს აჭრილი კოლხური ელემენტებით.

საშუალომთიან-ტყიანი ლანდშაფტური ზონის ფარგლებში მდინარე კელასური მოსჩქეფს ხმაურით ერთ ტოტად, ვიწრო და დიდი ვარდნის მქონე კალაპოტში; ქვემო წელისაკენ თანდათან იზრდება არა მარტო მდინარის წყლიანობა, არამედ ჰიდრაგლოგიური სიმძლავრეც, სამწუხაროდ, დღემდე სრულიად გამოუყენებელი სახალხო მეურნეობისათვის.

მდ. კელასურისა და მდ. ამტყელის საზრდოობაში მონაწილეობენ სეზონური და ნახევარი თოვლის მდნარი წყლები, უხვი ატმოსფერული ნალექები, ზაფხულისა და შემოდგომის თავსხმა-წვიმების სახით და აგრეთვე მიწისქვეშა წყლებიც. აღწერილი ზონის ფარგლებში გამოიყოფა სამი, მკვეთრად გამოხატული ჰიდროლოგიური სეზონი: ზამთრის წყალმცირობა, გაზაფხულის წყალდიდობა და ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობა, თუმცა თავსხმით გამოწვეული წყალმოვარდნებით.

ზამთრის ჩამონადენი, დაკვირვების მთელი პერიოდისათვის, საშუალოდ, წლიურის 10,4% შეადგენს, ხოლო ჩამონადენის მინიმალური მოდული თებერვლის თვეზე მოდის და შეადგენს 17,6 ლ/წმ კმ² [1].

მდგრადი თოვლის საბურველი აქ მყარდება მხოლოდ 1000 მ სიმაღლის ხევით და განსაზღვრავს გაზაფხულის წყალდიდობას, რომელიც მდგრადი და ერთფეროვანი ზამთრის წყალმცირობას უეცრად მოსდევს; რამდენიმე დღეში ჩამონადენი 15—20-ჯერ მატულობს.

იმის გამო, რომ ზაფხულის განმავლობაში თოვლი ვერ ასწრებს მთლიანად გაღობას და დიდ ხანს რჩება ლაქების სახით ხეობების ვიწრო, კლდოვან ადგილებში და დაკიდულ ხეების სათავეებში, საიდანაც სიმძიმის ძალით ცურდება, ეს ნადნობი თოვლის წყლები ზაფხულის პირველ თვეებშიც მონაწილეობენ დონეებისა და ხარჯების მომატებაში.

„ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პერიოდი გამოირჩევა თავსხმა-წვიმებით გამოწვეული პიკების სიმრავლით“ [1]. ხანმოკლე, მაგრამ დიდი წყალმოვარდნები აქ კატასტროფულ ხასიათსაც კი იძენენ.

ამგვარად, როგორც ეს დამახასიათებელია მდნარი თოვლითა და თავსხმა-წვიმებით საზრდოობის ყველა მდინარისათვის, კელასურისა და ამტყელის აუზისათვის ტიპიურია: სამი წყალდიდობა (გაზაფხულის, ზაფხულისა და შემოდგომის) და ზამთრის პერიოდის წყალმცირობა. ამასთან, გაზაფხულის წყალდიდობა წარმოიშობა სეზონური თოვლის დნობის შედეგად, ხოლო ზაფხულისა და შემოდგომის წყალმოვარდნები კი დამოკიდებულია თავსხმა-წვიმებისაგან [11].

„ატმოსფერული ნალექების სიუხვე, ყინვარული წყლების მონაწილეობა და აგრეთვე ხელშემწყობი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები აპირობებენ ჩამონადენის მაღალ მოდულს (90—80 ლიტრ/სეკ. 1 კვ. მ-დან) საქართველოს ტერიტორიაზე მდნარი თოვლითა და თავსხმა-წვიმებით საზრდოობის ზონის დასავლეთ ნაწილში, რომელიც გამოირჩევა არ მარტო საქართველოს, არამედ საკავშირო მასშტაბითაც“ [11].

სამწუხაროდ, ესოდენ მდიდარი ბუნებრივი რესურსების მქონე ლანდშაფტური ზონა გამოუყენებელია და აგრეთვე დაუსახლებელიც; მაღალი ჩამონადენის მოდულისა და დიდი ჰიდრაულიკური სიმძლავრის მქონე მდინარეების გაშოყენება სახალხო მეურნეობის გადაუდებელ ამოცანას უნდა წარმოადგენდეს. ასევე, ძვირფასი ხე-ტყის მასალის მოპოვება აქ უეგემოთა და კულტურულად სწარმოებს, რაც უდიდეს ზიანს აყენებს ტყეს. ასევე გამოუყენებელია სამშენებლო საქმეში მთა დიდი სხაპკისა და ძირხვას მასივების ამგებელი ვარდისფერი და ნაცრისფერი გრანიტები. აღწერილი ზონის სიახლოვე შავი ზღვისპირა საკურორტო სარტყელთან და, პირველ რიგში, სოხუმთან მეტ ყურადღებას მოითხოვდა სახელმწიფო-საგეგმო დაწესებულებებისას, მით უმეტეს, თუ გავითვალისწინებთ, რომ სოხუმის დიდი ნაგებობების ქვით მოპირკეთება და დიდი მონუმენტებისათვის კვარცბეჭების დადგმა სწარმოებს უკრაინიდან შემოტანილი გრანიტებით, მაშინ, როდესაც ოციოდე კილომეტრის მოცილებით საუკეთესო სამშენებლო გრანიტის კარიერები შეიძლება გაითხაროს.

3. ცივ და ნოტიო ზამთრიან მთის კლიმატში ფორმირებული მაღალტანიანი სოკნარ-წიფლნარი ტყეების ლანდშაფტის ზონა, დაკიდული ხეებით, დანაწევრებული შვეული კალთებით და ხეობების ვიწრო კალაპოტში დაზვინული თოვლის ზვავებით.

აღნიშნულ ლანდშაფტს უწყვეტი ზონალური გავრცელება არა აქვს და იკვრცელდება მდ. სხაპკის ღრმა, ვიწრო ხეობაში და აგრეთვე მდ. ჭამპალას ზემო წელის აუზში და, კერძოდ, მდ. არვეშის ხეობაში.

სხაპკი კელასურის ყველაზე დიდი და მძლავრი შენაკადია, რომლისთვისაც დამახასიათებელია ჰიდრაულიკური დიდი სიმძლავრე. მისი თვალწარმტაცი სილამაზის ნაპირებთან იშლება მარადმწვანე ქვეტყის ხშირი რაყები, თვით მდინარე კი, თითქმის ხერელში მოსჩქეფს, კლდოვან ორ ბაგეს შორის, შესართავთან გრანიტის ვეებერთელა ლოდებს ეჭიდება და გამაყრუებელი ხმაურით, მაღალი ჭორომებით კელასურს უერთდება.

უამრავი წყაროები ერთვის სხაპაჟს ორივე მხრიდან; დაკიდული ხევებიდან ვიწრო ძაფად მოსჩქევენ წყალვარდნილები; მაგრამ განსაკუთრებით ძლიერ არის დასერილი დაკიდული ხევებით მთა დიდი სხაპაჟის შვეული კალთები.

მაღალმთიანი ძირხვას მასივისაკენ მიქცეული სხაპაჟის ტყიანი კალთები მეტწილად წიწვიანების გაბატონებით ხასიათდება, ხოლო აღმოსავლეთი ექსპოზიციის კალთებზე კი მეტია წიფლნარით შექმნილი დაჯგუფებანი. შერეულ ტყეში ერევა ნაძვის მაღალი ბონიტეტის ხეებიც, რომელნიც სოჭთან ერთად ლანშაფტს მუქმწვანე კოლორიტს უქმნიან. აქაც ტყე ხასიათდება კოლხური ელემენტების დიდი მონაწილეობით — წყავის, შქერის, ჭკორის, მოცვის და ტყის ზედა საზღვართან დეკას ბუჩქნარებით.

ცივ და ნოტიო ზამთრის თვეებში მდ. სხაპაჟის ღრმა ჩოობის ძირზე დიდი სისქის თოვლის საბურველი გროვდება, რომელსაც ემატება კიდევ, მაღალი და შვეული კალთებიდან სიმძიმის ძალით მოწყვეტილი და დაცურებული თოვლის ზეგებებიც. თოვლის ზეგებებით ჩაქედნილ ვიწრო კალაპოტში მდინარე გზას იკაფავს გამჭირხლებულ თოვლში გამონგრეული გვირაბის საშუალებით, რომლის თალის დამსხვრევა მხოლოდ აპრილის ბოლოს ხდება.

გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდი გაკიმულია აპრილიდან ივნისამდე, ვინაიდან ნაზვავი თოვლის ინტენსიური დნობა აპრილიდან იწყება, ხოლო თოვლის მარავი იმდენია, რომ მისი ნაღობი წყლებით გამოწვეული პიკები მოსალოდნელია ივნისის ბოლომდე, ივლისშიც კი. ამგვარად, თუ ქვედა სიმაღლით დიაპაზონში გავრცელებული ლანდშაფტური ზონის მდინარეების საზრდოობაში უპირატესობა წვიმის წყლებს ეკუთვნით, რასთანაც არის დაკავშირებული წყალდიდობანი, აღწერილ ზონაში მდ. სხაპაჟი ხასიათდება ძირითადად ნაზვავი და სეზონური თოვლის მდნარი წყლების საზრდოობით და მასთან დაკავშირებით ჩამონადენის გარკვეული რეჟიმის გამომჟღავნებით.

მაღალტანიანი სოჭნარ-წიფლნარი ტყეების ზონა ბუნებრივი რესურსებით კიდევ უფრო მდიდარია. ადგილობრივი მოსახლეობის ყურადღებას იპყრობს სოჭის კორამები თავისი ძვირფასი მერქნით, რომელიც აფხაზეთის სოფლებში სახლების სახურავად გამოიყენება. სოჭის მაღალი ბონიტეტის ხეები კი აქ, სამწუხაროდ, უგეგმოდ იჩენება, მეჩხერდება ტყე, ჩნდება ტყეში ღია-შიშველი უბნები, რაც იწვევს, განსაკუთრებით შვეულ კალთებზე, ნიადაგის ჩამორეცხვას და მასი პირველადი სახის დაკარგვას.

სოჭნარ-ნაძვნარი მაღალტანიანი ტყეების ლანდშაფტი მომავალში შეიძლება გადაიქცეს საზაფხულო კურორტების სარტყლად, ეს მით უფრო სასურველია აფხაზეთის ბარის მოსახლეობისათვის, სუბტროპიკულ ნოტიო კლიმატში მცხოვრები კოლხეთის მშრომელებისათვის, რომლებიც დასვენების საზაფხულო დღეებს ატარებენ საქართველოს მთიან მოშორებულ რაიონებში, მაშინ, როდესაც მათ გააჩნიათ ბართან ერთად ჯანმრთელი პავის მქონე, მთიან-ტყიანი, სილამაზით თვალწარმტაცი ლანდშაფტები, დღემდე სრულიად დაუსახლებელი.

დიდი ჰიდრავლიკური სიმძლავრის მქონე მდინარე კელასური და მისი შემდინარე სხაპაჟი სავსებით უზრუნველყოფდნენ ჰიდრო-ენერჯით საკურორტო-მომავალ ადგილებს.

4. მდინარეთა სათავეების წყალშემკრეფი აუზებისა და ატმოსფერული ნალექების ოპტიმალური ზონა, სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების ლანდშაფტით

კავკასიონზე ტყის ლანდშაფტები ჩვეულებრივ გვირგვინდება სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების ვიწრო ზონით. მაგრამ ამ ტყეების როგორც ფლორის-ტული შემადგენლობა, ისე ამ უკანასკნელზე დამოკიდებული ლანდშაფტის გარეგნული იერი განსხვავებულია არა მარტო მთელი კავკასიონის მასშტაბით, არამედ თვით აფხაზეთის ფარგლებშიც კი.

მდ. კელასურის სათავეების აუზში სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების ქვედა საზღვარი დაახლოებით 1700 მ სიმაღლეზე იწყება და უშუალოდ მოსდევს სოჭნარ-ნაძვნარ-წიფლნარი ტყეების ლანდშაფტს. მდ. სხაბაჰის სათავეებში და აჩადარას საზღვრულ საძოვრებისაკენ მიმავალი ბილიცების გასწვრივ სუბალპური ტანბრეცილა ტყე წარმოდგენილია წიფლის მაღალი, მაგრამ ტანგალუნული ხეებით და რელიექტური სახეობებით მდიდარი ტანბრეცილა ბუჩქნარით, რომელთა შორის ტიპურია პონტური მუხა, დეკა, წყავი, მთაში შორს აკრული შქერი, მცირედად უთხოვარიც და რელიექტებთან ერთად ფართოდ გავრცელებული ცირცელი.

კელასურის, ამტყელისა და ჯამბალას სათავეების წყალშემკრეფი აუზების კონფიგურაცია და ოროგრაფია, მათი გარსშემორტყმა მაღალმთიანი ქარაფოვანი ქედებით, განაპირობებენ ზღვიდან შემოჭრილი ნოტიო ჰაერის მასების კონვერგენციას. ამას თავის მხრივ ხელს უწყობს ის მოხერხებული და პირდაპირი გზებიც, მერიდიანული ხეობების სახით, რომელთა გასწვრივაც ხდება ზღვიური, წყლის ორთქლით გაჭერებული ჰაერის იძულებითი აღმავალი დენა.

„ტანბრეცილა ტყის ედიფიკატორების მორფოლოგიური და ბიოლოგიური ზრდა-განვითარების თავისებურებანი აგრეთვე მეტყველებენ ზამთრის ნალექების სიუხვეზე. ტყის ახალგაზრდა ნაზარდი ზამთარს ატარებს დიდი სისქის თოვლის საბურველის ქვეშ, ნიადაგზე გართხმულ და წაქეულ მდგომარეობაში, რაც მას იცავს ზამთრის დიდი ყინვებისა და გაზაფხულის წაყინებისაგან.“ [9]. ა. დოლუხანოვის მითითებით, მაღალი ხეების ტანის შეხვნქილი ფორმა უნდა გავიგოთ, როგორც მცენარის ზრდა-განვითარების წინა სტადიიდან შემორჩენილი ნიშანი, როდესაც ახალგაზრდა ნაზარდი ზამთარს ატარებდა დიდი სისქის თოვლის ქვეშ“ [9].

ტყის მაღალი იარუსი აქ წარმოდგენილია წიფლის მაღალი ხეებით, რომელთაც, ყოველწლიური თოვლის ზეგების ზემოქმედებით, მერქნის ქვედა ნაწილი ძლიერ გაძლუნვიათ; ნიადაგზე გაკრული ხეების ფუძე ჩვეულებრივ ნიადაგით არის დაფარული და ჩაზარებულია მასში დამატებითი ფესვებით. აქ წიფელას ეკუთვნის გაბატონება და ამ მხრივ საეცემით სამართლიანია ა. დოლუხანოვი [9], რომელიც კავკასიონის ტანბრეცილა წიფლნარი ტყეების დამახასიათებელ ნიშნად მონოდიმინანტურ სტრუქტურას სთვლის.

მდ. კელასურის სათავეებში ასვლისთანავე მოგზაურის თვალწინ იშლება ორი ტროპული ხეობის პანორამა; კელასურის წყალშემკრეფი აუზი განიერ ცირკსია განვითარებული და მდინარის სათავეებს აქ გარსერთყმიან, როგორც გაქვავებული გუშაგები, მაღალი, შიშველი მწვერვალები და მათი შვეული პირქუშ-კლდოვანი კალთები. კელასურის სათავეებში ტანბრეცილა სუბალპური

ტყის ლანდშაფტი ტროვის ძირზეა ჩაფენილი და იგი ტროველი ხეობის კალთებზედაც ვრცელდება. აქ ბევრად მეტია მზის შუქი, ვიდრე მდ. სხაპაჟის ვიწრო-დანსულ წყალშემკრეფ აუზში, ამიტომაც აქ, ტანბრეცილა ტყეში, გაბატონებულია დეკის ხშირი რაყები, რომელნიც მაღალბალახეულობის ფართო ხალიჩებზე იშლებიან და ათასგვარ დაჯგუფებებს წარმოშობენ ცირცელთან, მაღალმთის ნეკერჩხალთან და ბუჩქნარად ქცეულ წიფლნართან.

ხიშის პირქუში შიშველი ესკარპების ძირში, სადაც ტანბრეცილა ტყეების ზედა საზღვარი შემოიწერება, გამოიხედვის კონუსები ერთმანეთს ებმიან. გამოზიდვის კონუსთა შლიეფების ამ გარემოცულობაში, ტროვის ბრტყელკლდოვან ძირზე, მოსჩქეფს ორ-სამ ვიწრო ტოტად კელასური; ზაფხულშიც კი ნაზვავი თოვლით იგი ბევრგან შენიღბულია, რიგელებთან კი—პატარა წყალვარდნილებს აჩენს. ძირხვასა და ხიშსას მაღალი ესკარპებიდან ტროვის ძირისაკენ ქშევიანი მრავალი დაკიდული ხეგები, რომელთა ღარისებრივ კალაპოტში თოვლია ვიწრო ზოლად ჩაჭედული და არა ღღვება ზაფხულშიც კი; ხეგებს შორის ახილულ ვიწრო წყალგამყოფ სერებზე კი იჭრება დეკიანების ტანბრეცილები მოცვის, ცირცელის და ნეკერჩხლის მრავალგვარი დაჯგუფებებით.

კელასურის აღმოსავლეთი ტროვის თავში, ირგვლივ გაბატონებული შიშველი კლდეებისა და ქვათაყრილების ფონზე, შეინიშნება პორფირიტებითა და სპილიტებით აგებული ვერძის შუბლები, რომელთა კორტოსტებზე მდებარე ვიწრო ხალიჩები იშლება.

ვინაიდან სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების შემადგენლობაში შედიან რელიქტური მცენარეულობის ისეთი წარმომადგენლები, როგორცაა—პონტური მუხა, დეკა, წყავი, შქერი, ამიტომ უნდა ვიფიქროთ, რომ აღნიშნული მცენარეებით შექმნილი ლანდშაფტური ზონა უხსოვარი დროიდან არსებობს. ამ აზრისაა კავკასიის მცენარეული საფარისა და ბუნების ზუსტი მკვლევარი ა. დოლუხანოვი [9], რომელიც ტანბრეცილა სუბალპური ტყეების გეოლოგიურ ასაკს, მართალია, ვერ განსაზღვრავს, მაგრამ თვლის, რომ „ტანბრეცილების ედიფიკატორებს ზრდა-განვითარების პროცესში ნიადაგზე გართხმის ეს უნარი გამოუმუშავდათ არა მარტო მეოთხეულის პერიოდში, არამედ უფრო ადრეც, თუმცა, ეს თავდაცვის უნარი, შესაძლებელია, მათ გაუძლიერდათ მეოთხეულ პერიოდში. ბუნებრივ გარემოსთან შეგუების მეორადი მოვლენის სახით“.

აღწერილი ლანდშაფტური ზონა, ვინაიდან განლაგებულია მდინარეთა სათავეების წყალშემკრეფ აუზებში, ამიტომ მისი მნიშვნელობა მდინარეთა ჩამონადენის რეჟიმის შესწავლასა და ამ მდინარეების გამოყენების თვალსაზრისით, განსაკუთრებით დიდია.

თუ გავითვალისწინებთ, რომ კელასურის, ამტყელის და ჯამპალას საზრდოობაში (სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების ფარგლებში) ზამთარში მოსულ უხვ ატმოსფერულ ნალექებს რაოდენ დიდი რილი ეკუთვნით, თუ რაოდენ არის დამოკიდებული გაზაფხულისა და ზაფხულის წყალდიდობები, მაღალი და მოულოდნელი პიკები დიდი სისქის თოვლის საბურველის დნობის ტემპზე, გასაგები იქნება, ტანბრეცილა ტყეებს თუ რა მოვლა ესაჭიროებათ და რომ მათი გაჩენვა საჭიროა სწარმოებდეს გეგმა-ზომიერებით.

მდინარეების კელასურის, ამტყელისა და ჯამპალას აუზები გვირგვინდებიან მაღალმთიანი ლანდშაფტების ორი შემდეგი ზონით. ამთგან, სუბალპური მდებარეობით წარმოდგენილი ვიწრო თხემებიანი და

რეგრესიული ერთხიით გამოკვეთილი ციკაბ კალთე-ბიანი მაღალმთიანი ქედების ლანდშაფტური ზონა საკვლევი ლანდშაფტური რაიონის ერთსახიან სპექტრში შედის, და ეს გამართლებულია გენეტიური თვალსაზრისით.

მომდევნო, კიდევ უფრო მაღალ პიფსომეტრულ სარტყელში განლაგებული ალპური ტიპის ლანდშაფტის ზონა, მიუდგომელი, გრანიტებით აგებული ფრიალო კალთებით, ფართო ცირკში შერჩენილი ყინვარით და გლაციალური ფორმების აშკარა გამოხატულებით, ჩვენ მივაკუთვნეთ საკვლევი ლანდშაფტური რაიონის ჩრდილოეთით მდებარე შიდა კავკასიონს, რომლის შემადგენელი ყველა ერთეულისათვის დამახასიათებელია ალპური ტიპის ლანდშაფტები, კავკასიონის განაპირა მთების სარტყლისაგან განსხვავებით, რომლის შემადგენლობაში შედის ჩვენს მიერ დახასიათებული აფხაზეთის ცენტრალური ლანდშაფტური რაიონი.

К. В. КАВРИШВИЛИ

ЛАНДШАФТНАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В БАССЕЙНАХ РЕК КЕЛАСУРИ И АМТКЕЛИ

Резюме

В центральной части горной Абхазии, в бассейнах рек Келасури, Амткели и Джампал можно проследить единотипность спектра ландшафтной вертикальной зональности, что дает основание для выделения обособленного ландшафтного района.

Отчетливы границы ландшафтного района; северная граница носит даже линейный характер, где высокогорные хребты Химса, Ачавчара, Тэйха-Ахсырха, являясь продольными Главному хребту Кавказиони, величественно воздымаются над истоками Келасури, Амткели и Джампал. Последние выработали здесь свои днища в плейстоценовых глубоких трогах, не потерявших свои очертания и по сей день, благодаря устойчивости юрских гранитоидов.

Не менее контрастен рельеф и вдоль западной границы района, где грандиозный высокогорный массив Дзырхва, с присущим альпийским ландшафтом доминирует над глубоко погруженными антецедентными долинами, утопающими летом в зелени дремучих широколистных лесов, зимой же—в безмолвии зимней стужи, вырисовываясь на фоне снежных глубоких сугробов своими грандиозными, большей частью, оголенными крутыми эскарпами.

Восточной границей района служит Амткельский хребет, который к северу, постепенно возвышаясь, завершается гранитным массивом Горап.

На юге исследованного ландшафтного района расположены в общекавказском направлении средневысотные плато Ахупач-Приха, Апианча и Чижоуш, столь выгодно выделяясь на фоне синклинальных котловин; последние ограничивают район с юга.

Южнее простираются приморские и предгорные Колхидские просторы, с видоизмененными — «обогащенными» человеком ландшафта-

მი, с сельскохозяйственными угодьями, имеющими столь высокие природные потенциалы и рационально используемые человеком в течение многих десятилетий.

В указанной природной черте расположенный высокогорный, а в основном среднегорный ландшафтный район характеризуется распространением следующих ландшафтных верикальных зон:

1. Зона предгорий, с наличием карстового ландшафта Колхидского типа (на антиклинальных плато) и оголенного карстового ландшафта Средиземноморского типа, а также сельскохозяйственных угодий (в синклиналичных котловинах — на дне карстовых полей).

2. Среднегорный ландшафт широколиственных буково-грабовых лесов, с контрастным рельефом, консолидированным в фазу наиболее интенсивной юрской складчатости, с наличием глубоких антецедентных долин и крутых — высоких склонов. Характерно глубокое проникновение в горы вечнозеленого подлеска и понтийского дуба, в условиях горного влажного и умеренно теплого климата, с прохладным летом.

3. Ландшафт высокоствольных пихтово-буковых лесов, сформированный в условиях влажного, умеренно холодного горного климата, с холодной—снежной и продолжительной зимой и с образованием снежных завалов и лавин, вдоль всяких долин и глубоко пересеченных крутых склонов.

4. Субальпийский ландшафт криволесий, распространенный в водосборном бассейне истоков рек, в условиях наибольшего количества атмосферных осадков.

5. Субальпийский ландшафт высокогорных хребтов, с узкими, покрытыми лугами, гребнями и изъеденными регрессивной эрозией краями.

6. Альпийский ландшафт, с оголенными — неприступными высокими эскарпами, с наличием глубоких карров, всяких долин и с развитием альпийской луговой растительности в комплексе с «декиани».

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. გიგინეიშვილი გ., მდინარე კელასურისა და მდინარე ამტყელის ჩამონადენის რეჟიმი, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. XVI, 1960.
2. მათიკაშვილი ვ., პონტის მუხა (*Quercus pontica* L) ბიო-ეკოლოგიური თვისებები, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. VIII., 1947, № 4.
3. მგელაძე კ., ტბა ამტყელი და მისი მიდამოები (ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება), მ. გორკის სახელობის სობუმის სახ. პედ. ინსტიტუტის შრომები, VII, სოხუმი, 1955.
4. ყიფიანი შ., ამტყელ-ბაგათა-წებელდის კარსტული მხარის გეომორფოლოგიური დახასიათებისათვის, 1949.
5. ყიფიანი შ., ტინტილოზოვი ნ., წებელდის მიდამოების კარსტული გამოქვაბულების გეომორფოლოგიისათვის, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. XIV, 1961.
6. ჯავახიშვილი ალ., საქართველოს გეოგრაფია, ტომი I, გეომორფოლოგია, ტფილისი, 1926.
7. ჯაყელი ქრ., ახალგაზრდა ტბა ამტყელი, ჟურნალი „მეცნიერება და ტექნიკა“, 1954, № 8.
8. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, Гини рельефа и районы их распространения, АН СССР, М.—Л., 1947.

9. Д о л у х а н о в А. Г., Субальпийские криволесья Кавказа, Сборник трудов, посвященный академику В. Н. Сукачеву, АН СССР, М.—Л., 1956.
10. К а в р и ш в и л и В. И., Реки бассейна Черного моря, Закавказье, Справочник по водным ресурсам СССР, том XI, Под редакцией В. И. Кавришвили, Ленинград, 1935.
11. К а в р и ш в и л и В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны Грузинской ССР, АН ГССР, Тбилиси, 1955.
12. К а в р и ш в и л и К. В., Динамика ландшафтов в Рица-Амткельской области (Абхазская АССР). Ученые записки Латвийского гос. университета т. XXXI, Четвертое Всесоюзное Сопещание по ландшафтоведению (тезисы докладов), Рига, 1959.
13. К а в р и ш в и л и К. В., К ландшафтному анализу бассейна р. Геги. Известия Всесоюзного Географического общества, 1960, № 6.
14. К о л а к о в с к и й А. А., Растительность альпийского пояса хребтов Теймас и Эрдюг в Абхазии. Труды Тифлисского ботанического ин-та Грузинского филиала АН СССР, т. VII, 1939.
15. М а р у а ш в и л и Л. И., Псевдоморена у Цебельды. Труды института географии им. Вахушти, АН ГССР, т. VI, 1955.
16. П о д о з е р с к и й К. И., Следы и остатки ледников в верховьях р.р. Бзыби, Гумисты и Амткели, Известия Кавказского отдела русского географического общества, т. XV, 1902, № 3.
17. Г е й н г а р д А. Л., Несколько слов о древней морене у Цебельды на Кавказе. Труды Советской секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 5, М.—Л., 1941.
18. Ч х о т у а Г. Р., Очерк геологического строения бассейна рек Восточной Гумисты, Келасури и Амткела. Тбилиси, 1937.
19. Ч х о т у а Г. Р., Интрузивы Закавказья, Труды Грузинского государственного геологического управления, вып. II, «Техника да шрома», Тбилиси, 1941.
20. Э д и л а ш в и л и В. Я., Петрографическое описание кислых и основных неогеновых бассейна рек Восточной Гумисты, Келасури и Амткела. Тбилиси, 1937.

Е. В. СОХАДЗЕ и М. Е. СОХАДЗЕ

ОЧЕРК РАСТИТЕЛЬНОСТИ НАКЕРАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Накеральский хребт по своим природным условиям и растительности является одним из наиболее интересных и богатых уголков Западной Грузии. Обилие осадков, сильно расчлененный карстовый рельеф, непроходимая колхидская лесная растительность — таковы наиболее характерные черты этого хребта, открытого доступу влажных ветров.

Накеральский хребт является западной частью Рачинского хребта, входя вместе с ним в единую полосу известняков, протягивающуюся по всей Западной Грузии с северо-запада на юго-восток. Образован Накеральский хребт известняками ургонской фации нижнего мела. Непосредственно примыкающая к Рачинскому хребту восточная часть его представляет собой дугу, идущую до Накеральского перевала с юго-запада на север, а затем от Накеральского перевала до горы Цхраджвари—с юго-востока на запад. От горы Цхраджвари широтное направление хребта резко меняется на меридиональное, так что до горы Леквари он протягивается с юга на север¹. На всем протяжении хребта северный макросклон пологий, а южный—обрывистый, что особенно выражено на обращенных к Окрибе широтном и меридиональном отрезках его (в последнем экспозиция меняется на западную и восточную). Абсолютные высоты ниже в восточной части дуги, (1000—1300 м), постепенно повышаются к западу и достигают максимума (свыше 1800 м) на меридиональном отрезке хребта. В рельефе хребта характерны гребни, отдельные высоты (г. г. Леквари, Цминдагеоргисмта, Цхраджвари и др.) и большие, глубокие впадины (Беребисатиби, Гобсатиби, Саджиниби, у монастыря св. Георгия и др.).

Почвы в основном бурые лесные на известняках и перегнойно-карбонатные. Местами имеются обнажения коренных пород.

Климат Накеральского хребта в пределах одновысотных поясов далеко не однороден. Так, дугообразная восточная часть хребта, благодаря своей ориентировке к влажным черноморским ветрам, отличается наиболее благоприятным, мягким климатом со среднегодовым количеством осадков до 2400 мм, обильными как летом, так и зимой. Снежный покров здесь также большой и длительно лежащий [7]. Западная же (меридиональная) часть, открытая сухим ветрам, беднее осадками, имеет более низкие температуры и континентальный климат.

¹ На топокартах в качестве Накеральского хребта обозначена лишь дугообразная его часть, меридиональный же отрезок хребта не обозначен никак, хотя несомненно он является его продолжением [12].

Указанные климатические различия находят свое отражение в почвенно-растительном покрове, что, однако, в литературе до сих пор детально показано не было.

Ботаническая изученность Накеральского хребта не полна. Некоторые отрывочные сведения о его растительности имеются в работе Г. И. Радде [9], путешествовавшего здесь в 60-х гг. XIX века от Ткибули через Накеральский хребет к сел. Синатле (Никорцминда). Более целостно содержание работы другого исследователя прошлого века — Н. К. Срединского, описавшего растительность всего Рionского бассейна [11] и, в том числе, показавшего общие черты растительности бассейна р. Шараулы и Накеральского хребта (однако без особой региональной и экологической детализации). Восточная часть Накеральского хребта и южный склон Рачинского хребта описаны в 1958 году нами [10]. Флористические сведения о Накеральском хребте даны в последнее время А. Кутателадзе [8]. Других специальных работ по этому району нами найдено не было. Общие же сведения о растительности Рачи и Имеретии можно почерпнуть из ряда работ по растительности Грузии и Кавказа [1, 3, 4, 5, 6 и др.].

Обследование западной части Накеральского хребта проводилось авторами в июле 1959 года. От сел. Синатле мы двигались на запад (по дороге, называемой Ганигза) до горы Лекнари, затем на юг по меридиональной части Накеральского хребта до горы Цхраджвари, откуда повернули на восток к урочищу Хврилиети и вернулись в Синатле, двигаясь на север вдоль Шаорского водохранилища.

В связи с различиями в растительном покрове отдельных частей хребта, представляется целесообразным описание растительности дать раздельно по участкам его, основываясь на материалах маршрутных исследований.

1. СЕВЕРНАЯ (МЕРИДИОНАЛЬНАЯ) ЧАСТЬ НАКЕРАЛЬСКОГО ХРЕБТА

а) Гора Лекнари

Окрестности с. Синатле, примыкающие к восточному склону г. Лекнари, в поясе 1200—1300 м над ур. моря, покрыты культурными угодьями и кустарниковыми дубово-грабниковыми лесами (с участием бука, граба, листопадных кустарников), являющимися дериватами лесов буково-темнохвойных (о чем свидетельствуют сохранные человеком участки таких лесов в пределах рассматриваемого пояса).

Выше 1300 м и до 1400 м буково-темнохвойные леса сохранены лучше. В древесном пологе их преобладают бук и пихта, реже встречаются ель, осина, рябина. В подлеске, наряду с листопадными кустарниками — азалией, орешником, кавказской черникой и рябиной, встречаются также вечнозеленые — лавровишня и падуб. В травянистом ярусе характерны: овсяница горная, папоротники и другие обычные лесные растения. На полянах — злаково-разнотравные сенокосы, в составе которых преобладают: овсяница луговая, виды полевицы, ежа сборная, виды клевера, вязели, нивянка и др.

От 1400 и до 1600 м преобладают леса пихтовые с участием бука и явора (+ель и вяз эллиптический) и с подлеском из лавровишни, азалии, падуба, орешника, кавказской черники и рябины. Травяни-

стый ярус в этих лесах довольно пестрый. Наиболее обычны в нем: из злаков — *Cynosurus cristatus*, *Agrostis capillaris*; из бобовых — *Trifolium pratense* и *T. ambiguum*; из папоротников — *Dryopteris filix mas*; из разнотравья — виды *Alchimilla*, *Asperula odorata*, *Prunella vulgaris*, *Veronica gentianoides*, *Hieracium pilosella* и др. Обильны также мхи и лишайники.

Выше 1600 м и до верхней лесной границы, т. е. до 1700—1750 м, буково-темнохвойный лес сменяется лесом буковым с единичной, угнетенной пихтой и с большим участием явора — *Acer pseudoplatanus*, который у лесной границы самостоятельно образует парковые леса, а на вершине г. Лекнари произрастает отдельными деревьями среди выбитых травянистых угодий из манжетки, конского шавеля и крестовника плосколистного².

Таким образом, характерными чертами растительности г. Лекнари являются: 1. Обилие явора и, 2. инверсия растительных поясов (буковые леса расположены выше темнохвойных!).

б) Гребневая часть и восточный склон меридионального отрезка хребта (г. Цминдагеоргисмта и ее окрестности).

Для этой части, на высотах 1500—1800 м, характерны леса буковые трех типов: 1. без подлеска, 2, с подлеском из азалеи и 3. с подлеском из лавровишни и дуба.

В пределах этих лесов в больших карстовых впадинах — полях, весьма здесь обычных, произрастает инверсионная высокогорная травянистая растительность.

Примером может служить впадина Беребиссатиби на абс. высоте 1600 м, представляющая собой вытянутое на 1,5 км с ЮЗ на СВ поле (ширина 150—250 м). Расположена она среди букового леса с подлеском из азалеи, которая окаймляет впадину по краям. Само же поле покрыто травянистой высокогорной растительностью, в составе которой преобладает белоус (*Nardus stricta*) психрофильный, холодостойкий дерновый злак, низкого кормового качества (поедается только лошадьми).

Наряду с ним встречаются: осоки — *Carex pontica*, *C. Medwedewi*, *C. tristis*; злаки — *Poa alpina*, *Colpodium variegatum*, *Phleum alpinum*, *Festuca djimilensis*, *F. supina*, *Bromus variegatus*, *Anthoxanthum odoratum*, *Avenastrum asiaticum*, *Deschampsia flexuosa* и др.; бобовые — *Trifolium repens*, *T. canescens*, *T. ambiguum*; разнотравье — *Polygonum carneum*, *Potentilla Nordmanniana*, *Ranunculus oreophilus*, *Alchimilla retinervis*, *Gentiana Kolakowskyi*, *G. caucasica*, *Polygala alpicola*, *Helianthemum hirsutum*, *Luzula pseudosudetica*, *Aster alpinus*, *Carastium purpurascens*, *Cirsium* sp. и др.

В пределах поля имеется множество мелких воронок, северные склоны которых очень крутые (часто отвесные!), сильно каменистые, с выходами скелетных известняковых пород. В таких местах произрастают высокогорные скально-ксерофитные растения, как: *Potentilla Kermulariae*, *Gypsophila tenuifolia*, *Campanula Irinae*, *C. schistosa*, *Cladonia rangiferina* и др.

² Очевидно название горы — „Лекнари“ происходит от грузинского слова „лека“, означающего обильный здесь явор.

Аналогичным описанному является и большое широкое вытянутое поле, площадью в несколько га, на горе Цминдагеоргиста (абс. выс. 1700 м), где имеются развалины церкви. За исключением западной стороны, где поле кончается скалистыми обрывами в сторону Имеретии, всюду оно окружено буковыми лесами с незначительным участием явора и пихты. В редком подлеске встречаются: лавровишня (особенно на окнах) и азалея (по краю, у впадины), а также иглица подлистная, ежевика, падуб, кавказская черника. В травяном покрове леса характерны: *Dryopteris filix mas*, *Festuca montana*, *Asperula odorata*, *Prunella vulgaris*, *Paris incomplecta* и др. По краям впадины также окаймляется зарослями азалеи. В травяном покрове впадины преобладает белоус, вместе с другими компонентами образующий разнотравно-белоусовые луга, аналогичные вышеописанным.



Фото 1. Накеральский хребет, г. Цминдагеоргиста. Разнотравно-белоусовый луг, окаймленный зарослями азалеи (во впадине среди букового леса)

Поверхность впадины неровная. В пределах ее имеется еще множество как других крупных впадин, так и мелких воронок. Крупные впадины повторяют собой растительность впадины в целом. Воронки же по дну и пологим склонам покрыты или также белоусниками, или

же зарослями *Dryopteris filix mas*, или сочетанием тех и других. Растительность же крутых каменистых бортов воронок отличается своим составом, а именно: здесь характерны *Potentilla kemulariae*, *Gypsophila tenuifolia*, *Carex busehiorum*, *Eleuthospermum cicutarium*, *Polypodium Panjutini* и др., а также элементы высокогорья — *Senecio platyphyllus*, *Sampanula latifolia* и др.

На скалах близ вершины г. Циндагеоргисмта обычны упомянутые скальные растения, а также *Draba mingrelica*, *Allium globosum* и кустарники — *Rhamnus microcarpa*, *Cotoneaster integerrima*, *Sorbus graeca* и др.

Таким образом, для рассматриваемой меридиональной части Накеральского хребта характерно: 1. отсутствие в верхнегорном поясе темнохвойных лесов, при господстве лесов буковых, обедненных устойчивыми к холоду мезофильными элементами подлеска и 2. инверсии растительности в карстовых впадинах (Беребиссатиби, Гобсатиби, Саджиниби, у храма св. Георгия и др.), в которых, в отличие от аналогичных инверсионных впадин массива Охачкуе (Абхазия), состав лугового травостоя указывает на более низкие, чем там, температуры во впадинах, бедность почв и большую пастбищную дигрессию (обилие белюса, отсутствие вороновки и т. д.).

II. ЮЖНАЯ (ШИРОТНАЯ) ЧАСТЬ НАКЕРАЛЬСКОГО ХРЕБТА

в) Западный отрезок северного склона (гг. Цхраджвари, Тукса и их окрестности).

Лесная растительность рассматриваемой части отличается от покроя меридиональной части своим более мезофильным и термофильным характером. Так, господствуют здесь леса буково-темнохвойные, в составе которых участвуют каштан, понтийский рододендрон, самшит: в местах больших навалов снега и на крутых склонах произрастают шкериани; растительный покров имеет более пестрый, комплексный характер.

Здесь можно различить следующие типы растительности:

1. Буково-еловые леса с подлеском из лавровишни и падуба (характерны для более северных частей, например для окрестностей пещеры Хахула).

2. Буково-пихтово-еловые леса с участием в подлеске понтийского рододендрона и других вечнозеленых кустарников (там же, восточнее Началавари, на горе Тукса и т. д.).

3. Пихтово-еловые леса с участием в древесном пологе бука, а в подлеске, кроме обычных кустарников, также самшита и каштана.

В связи с экологическим своеобразием таких лесов, остановимся на них подробнее.

Примером могут служить разреженные леса (0,4—0,5) в окрестностях Началавари на высоте 1600 м, приуроченные к восточному мезосклону со скелетными известняковыми почвами.

В подлеске их преобладают лавровишня и понтийский рододендрон, а также участвуют самшит, падуб, орешник, кавказская черника

и низкорослый, кустарниковый каштан, обильно цветущий в конце июля белыми цветами.

Аналогичные леса встречаются также в окрестностях перевала Цхраджвари на южных и восточных мезосклонах на абс. высоте 1500—1600 м.

Низкорослый каштан встречается также локально и во II-ом ярусе более сомкнутых лесов (0,7—0,8), как, например, в широтно вытянутой ложине (местность Началавари, окрестности Унагира), где он приурочен к нижней части южного склона ее (30°) и непосредственно сочетается с подлеском из понтийского рододендрона, самшита и лавровишни. (По сырому днищу ложины произрастает ольха, а на сев. склоне — буково-темнохвойный лес без самшита и каштана).

В травянистом ярусе этих лесов характерны обычные растения: *Dryopteris filix mas*, *Asperula odorata*, *Salvia glutinosa*, *Sanicula europea*, *Paris incomplecta*, *Cicerbita racemosa*, *Cardamine pectinata* и др.

Произрастание «кальцефоба» — каштана вместе с «кальцифиллом» — самшитом на известняках (в том числе и на скелетных почвах) указывает на высокую влажность здесь воздуха и почв. (Аналогичное сочетание имеется в наиболее влажных местах Мегрелии). Кустарниковый же характер роста обусловлен очевидно меньшей конкурентной мощностью его здесь, в связи с нахождением у верхней границы своего вертикального распространения, а также в связи со скелетным характером почв.

4. Смешанные леса с участием в древесном пологе кроме бука, пихты и ели также других пород — граба, вяза, липы, высокобонитетного каштана и др.

Такие леса приурочены к более низкому поясу (1300—1500 м). В частности, они произрастают между Началавари и Хврилиети, на восточном мезосклоне с глубокими перегнойно-карбонатными почвами. В подлеске здесь характерны кавказская черника, понтийский рододендрон, лавровишня, падуб, орешник, кавказская рябина, калина восточная и азалея (последняя начинает резко господствовать на абс. высоте 1300 м.).

Вдоль западного берега водохранилища произрастают грабово-буковые леса, являющиеся дериватами лесов буково-темнохвойных (пятнами исходные леса сохранены).

В пределах всех описываемых лесов обильны воронки, сплошь покрытые смешанными зарослями лавровишни, понтийского рододендрона и др. кустарников. В некоторых воронках господствует мужской папоротник. Деревья здесь большею частью отсутствуют или же приурочены к верхней части стенок воронок.

5. Кустарниковые заросли типа шкэриани.

Этот крайне своеобразный тип растительности («кустарники влажных высокогорий» [2]) характерен для наиболее влажных мест Колхиды—Аджарии, Турецкого Лазистана, Мегрелии. На Накеральском хребте они до сих пор упомянуты не были, хотя в связи с природными условиями можно было ожидать встретить их здесь.

Приурочены шкэриани к крутым склонам и местам с большими навалами снега, встречаясь на абс. высотах 1600—1700 м в гребневой части хребта в окрестностях г. Тукса, перевала Цхраджвари и др.

В составе этих непроходимых зарослей из стелющихся, искривленных кустарников, преобладают лавровишня и, в меньшем количестве,

понтйский рододендрон. Кроме того участвуют: падуб, орешник, кавказская черника, рябина, а также, местами, самшит и каштан.

Среди зарослей встречаются единичные деревья ели и рябины кавказской.

б. Скальная растительность.

В пределах рассматриваемой части характерна для скалистых мест в окрестности пещеры Тукса, в гребневой части хребта между Цхраджвари и Накеральским перевалом.

Здесь встречается целый ряд весьма декоративных скальных высокогорных ксерофитов — кустарников и травянистых растений, как: *Daphne pseudosericea*, *Sorbus graeca*, *Cotoneaster integerrima*, *Potentilla Kemulariae*, *Gypsophila tenuifolia*, *Campanula Jrinae*, *Lazer trilobum*, *Carum meifolium*, *Asplenium viride*, *Cystopteris filix fragilis*, *Androsacea villosa*, *Asperula abchasica*, *Draba siliquosa*, *Sesleria autumnalis*, *Jris caucasica*, *Anthyllis Jrinae* и др.

г) Восточная часть Накеральского хребта.

Эта, более низкая, часть дуги описана нами ранее (10). Отметим лишь основные черты. В нижнегорном поясе на развитых почвах здесь произрастают грабово-каштановые и каштаново-буковые леса с мезофильным подлеском, а на скелетных известняковых почвах — грабово-буковые и буковые, без каштана, но с обильным участием самшита как в подлеске, так и в древесном пологе.

В среднегорном поясе характерны мезофильные буковые и буково-темнохвойные леса, а в районе Мухурского перевала (продуваемого ветрами) — первичные парковые леса из бука, ели, высокогорного клена, вяза и др. пород с зарослями кустарников — лавровишни, самшита, кавказской черники и ежевики.

* * *

Таким образом, Накеральский хребет в широтной своей части покрыт лесной растительностью, типичной для наиболее влажных частей известняковой полосы горной Колхиды. Так, растительность эта является, например, несколько обедненным аналогом растительности массива Мигариа (Мегрелия), где на известняках также произрастают каштан, самшит, понтйский рододендрон и встречаются шкэриани². Все эти наиболее термо- и мезофильные элементы колхидских горных лесов выпадают (в макрозональных условиях) в более сухих промежуточных частях известняковой полосы, а именно: на массивах Асхи и Хвамли, на меридиональном отрезке Накеральского хребта и т. д.

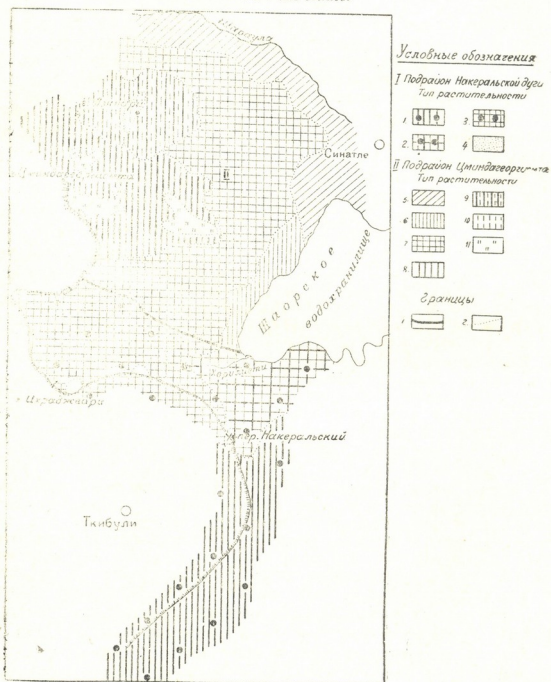
Изучение растительности Накеральского хребта имеет большое значение для уточнения ботанико-географического районирования Колхиды, а также для познания, наглядно выраженных здесь, взаимосвязей растительного покрова с климатом, рельефом, почвами, выпасом и др. факторами.

Сведения эти приобретают и практический интерес в связи с организацией нового местного курорта для Ткибульских шахтеров в окрестностях перевала Цхраджвари.

² Накеральские шкэриани отличаются от мегрельских отсутствием в их составе мегрельской березы и меньшей ролью понтйского рододендрона.

Карта растительности
 Накеральского ботанико-географического района (восстановленная)

Составили Е. В. и М. Е. Сохадзе



1. Подрайон с участием в растительном покрове наиболее мезофильных колхидских растений (каштана, понтийского рододендрона, самшита).

1. Каштаново-буковые и буковые леса (местами смененные грабовыми).

2. Каштаново-темнохвойно-буковые леса.

3. Буково-темнохвойные леса.

4. Шкэрнани

- II. Подрайон обедненный наиболее мезофильными колхидскими растениями (каштаном, понтийским рододендром, самшитом).
5. Вторичные грабниково-дубовые леса.
 6. Вторичные буково-грабовые леса.
 7. Буково-темнохвойные леса.
 8. Буковые леса.
 9. Яворово-буковые леса.
 10. Яворовые редколесья.
 11. Разнотравно-белусовые луга.

ГРАНИЦЫ:

1. Подрайонов. 2. Типов растительности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов Н. М., Очерк растительности Колхиды, Землеведение, М., 1896.
2. Голицын С. В., Шкәриани — кустарниковые фитоценозы влажных лесистых гор Аджарии, Тр. Ворон. Гос. Ун-та. Бот. отд., т. XI, в. 2, 1939.
3. Гроссгейм А. А., Растительный покров Кавказа, Москва, 1948.
4. Кецховели Н. Н., Основные типы растительности Грузии, (на груз. яз.), 1935.
5. Кецховели Н. Н., Очерк растительности Колхиды, (на груз. яз.), Тр. Груз. Геогр. Об-ва, 55, 1, 1939.
6. Колаковский А. А., Ботанико-географическое районирование Колхиды, Труды Сухумского Ботанического сада, в. XI, 1958.
7. Кордзахия М. О., Климат Рача-Лечхуми, (на груз. яз.), Тр. Ин-та Геогр. им. Вахушти, т. XII, 1959.
8. Кутателадзе А. С., К изучению известняковой флоры Имеретии, Тр. Кутаисск. Пед. Ин-та, XX, 1959.
9. Радде Г. И., Путешествие в Мингрельских альпах и в 3-х их верхних продольных долинах. Зап. КО РГО, т. VII, 1, 1866.
10. Сохадзе Е. В., Основные черты растительного покрова Верхней Имеретии Тр. Ин-та Геогр. им. Вахушти, т. X, 1959.
11. Срединский Н. К., Очерк растительности Рионского бассейна, Зап. Новор.-об-ва естеств., II, 3, 1874.
12. Чангашвили Г. Э., Геоморфологический очерк южн. части Нижней Рачи (на груз. яз.), Тр. Ин-та Геогр. им. Вахушти, т. XII, 1959.

შ. ყიფიანი და ზ. ტინტილოზოვი

ქუთაის-ნავენახევის მიდამოების კარსტული გამოქვაბულები¹

I. მდებარეობა და შესავლილობა

1. გეოგრაფიული და გეომორფოლოგიური მდებარეობა. შესწავლილი კარსტული გამოქვაბულები ვრცელდება იმ ტერიტორიაზე, რომელიც მოქცეულია მდ. რიონსა და ყვირილის მარჯვენა შემდინარე შხაბათაღელეს შორის (იხ. სურ. 1). ეს მხარე კარგად გამოყოფილია როგორც დასავლეთით და აღმოსავლეთით — აღნიშნული მდინარეული ხეობებით, ისე ჩრდილოეთით და სამხრეთით, რელიეფურად კარგად გამოყოფილი ფლატეებით. ჩრდილო ფლატე განვითარებულია ქვედა ცარცული კირქვების შრეებსა და იურული წყების კონტაქტზე, ხოლო სამხრეთი — მესამეულ კარბონატულ წყებასა და მეოთხეულ ნაფენებს შორის.

აღნიშნული ტერიტორია გეომორფოლოგიურად შედის აფხაზეთის, სამეგრელოსა და იმერეთის ნაწილში, სადაც, ალ. ჯავახიშვილის მიხედვით, წარმოდგენილია გორაკ-ბორცვიანი, წინამთების, ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული რელიეფის ტიპი, მესამეული სუსტად დანაწევრებულ სუბსტრატზე, კიდურებზე პოსტპლიოცენური, ზღვიური და მდინარეული ტერასების დიდი გავრცელებით [17], გვ. 53—63; [18].

2. გეომორფოლოგიური შესწავლილობა. ჩვენს მიერ შესწავლილი გამოქვაბულების გავრცელების რაიონის შესახებ ზოგადი ხასიათის ცნობებს ვპოულობთ ა. რეინჰარდის, ი. შიუკინის, ალ. ჯავახიშვილის, ს. კუზნეცოვის, ბ. დობრინინის და სხვ. მკვლევართა ცნობილ შრომებში, რომლებიც კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის კირქვიან-კარსტული რელიეფის ზოგად დახასიათებასთან დაკავშირებით არის მოცემული.

საკვლევი მხარის რელიეფის განვითარების ისტორიის შესახებ საინტერესო ცნობებს ვპოულობთ დ. წერეთლისა და ნ. ასტახოვის შრომებში [12, 13].

საკვლევი მხარის გეომორფოლოგიის ზოგი საკითხი განხილულია გეოლოგიურ შრომებში; მაგალითად ლ. ბაცევიჩის, სპ. სიმონოვიჩის და ა. სოროკინის

¹ სტატიის I, II და IV თავი შედგენილია შ. ყიფიანის, ხოლო III—ზ. ტინტილოზოვის მიერ. გამოქვაბულები თვალზომით მეთოდით აგვემილია ჯ. ჯიშკარიანის მიერ. ბ. გერგელაძეს მონაწილეობით; ფოტოსურათები გადაღებულია ზ. ტინტილოზოვის მიერ. საველე მუშაობაში დასახელებულ პირებს გარდა, მონაწილეობდნენ აგრეთვე არს. ოქროჯანაშვილი და ჯ. ხომასურაძე.

II. კარსტული მოვლენების ბანეითარაზისა ხელშეწყობი ბუნებაში პირობები

საკვლევი ტერიტორიის შესწავლილი გამოქვაბულების წარმოშობაზე მთავარ როლს რელიეფის სუბსტრატის კირქვიანი შედგენილობა და ტექტონიკა თამაშობს: მნიშვნელოვანია აგრეთვე მხარის მორფოგრაფიული პირობების, კლიმატისა და მკეხარეული საფარის როლი.

1. სუბსტრატის დოლომიტური შედგენილობა და ტექტონიკური აგებულება. ამ საკითხთან დაკავშირებით მოყვანილ საჭირო ფაქტობრივ მონაცემებსა და მათად ვიძლევიტ ალ. ჯანელიძის შრომის მიხედვით [19, 20].

საკვლევ ტერიტორიაზე კარსტული მოვლენები ვრცელდება ცარცულ და ნაწილობრივ, ეოცენურ კარბონატულ ქანებში. ცარცული ნალექები იწყება ვალანჯინურ კირქვიან და არკოზულ ქვიშაქვების წყებით, რომელთა სისქე ერთი მეტრიდან რამდენიმე ათეულ მეტრამდე აღწევს. წყება თანდათან გადადის ნეოკომურ (ვალანჯინურ-პოტრივულ) შრეებრივ დოლომიტიან კირქვებში; მაგალითად, თვით ქუთაისში და საერთოდ მთელ ოკრიბაში დოლომიტიანი კირქვებში მძირად ფორიანობით ხასიათდება. ნეოკომური დოლომიტიანი კირქვების სისქე რამდენიმე ათეული მეტრია. მათი ქიმიური ანალიზი, აკადემიკოს ალ. ჯანელიძის მიხედვით (19, გვ. 71), შემდეგ სურათს იძლევა:

№№	ნიმუშების აღების ადგილები	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅
1	ს. მოწამეთა	3,73	31,42	18,46	1,13	0,93	0,013
2	ს. კვახვირი	5,66	35,02	18,01	0,52	0,93	0,021
3	ფ. კარიერი	1,64	35,17	16,29	2,12	0,75	0,027

როგორც ანალიზი გვიჩვენებს ეს წყება დოლომიტის მნიშვნელოვანი მინარევით ხასიათდება, მაგრამ, მიუხედავად ამისა, კარსტული მოვლენები მასში კარგად არის განვითარებული; დაკარსტვას ხელს უწყობს ის, რომ ეს წყება თხელ შრეებრიობითა და ფორიანობით გამოირჩევა.

შრეებრივი დოლომიტიანი კირქვები ზემოთ თანდათან გადადის ბარემულ (ურგონული ფაციესის) მასიურ კირქვებში. ურგონული კირქვები ფართოდ არის გავრცელებული. ქ. ქუთაისის მადამოებში იგი ეწეო ზოლის სახით ვრცელდება და შემდეგ, აღმოსავლეთით, ფართოვდება ქუთაის-გოდოგან-ნაგარევის შემადგენელი ხაზის ჩრდილოეთით, სოფ. გელათის პარალელამდე. ამ წყების სისქე მერყეობს: მაგალითად, მისი სისქე სოფ. კვახვირის მადამოებში ათეულ მეტრს აღწევს, ზოგან კი 300 მეტრს სჭარბობს, ამასთან სამხრეთ მიმართულებით სწრაფად მცირდება. ურგონულ კირქვებში შრეობრიობა სუსტად არის გამოხატული, კირქვები ქიმიურად მნიშვნელოვანი სიწმინდით გამოირჩევა; მაგალითად, მოწამეთის კარიერებისა და სოფ. კვახვირში აღებული ნიმუშების ქიმიური ანალიზი, პროფ. ალ. ჯანელიძის მიხედვით [19, გვ. 75], შემდეგ სურათს იძლევა: (ცხრილი № 110 გვ.).

ურგონულ კირქვებში უხსნადი მინარევების უმნიშვნელო შემცველობის გამო, ეს წყება ძლიერ არის დაკარსტული, როგორც საკვლევ ტერიტორიაზე, ისე კავკასიონის მთელ სამხრეთ ფერდობზე.

2. ამავე დასკვნამდე მიღის ი. სალინაძეც ([10; 11], გვ. 568—569).

№№	ნიმუშების აღების ადგილები	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅
1	მოწამეთის კარიერი ³	0,36	55,64	0,67	0,23	0,47	0,010
2	სოფ. კვახვირი	1,16	54,33	0,36	1,02	6,41	0,012

ურგონული კირქვები ხარვეზების გარეშე გადადის ზემოთ მდებარე აბტურ მერგელებსა და კირქვების წყებაში, რომლის სისქე რამდენიმე ათეული მეტრიცაა. აბტური მერგელიანი კირქვები წვრილმარცვლოვანი და შრეებრივია, რას გამო ადვილად იფიტება. ეს წყება მდ. რიონის აღმოსავლეთით ვიწრო ზოლის სახით ვრცელდება. ამ მერგელიანი კირქვებით აგებულ ტერიტორიაზე კარსტული მოვლენების განვითარებისათვის ნაკლებად ხელსაყრელი პირობებია, ვიდრე ქვედა ცარცის კირქვებში. ამიტომ მასში კარსტი სუსტად არის განვითარებული.

აბტური მერგელიანი კირქვები შეუმჩნეველად გადადიან ალბურ თიხებში. ალბი საკვლევ ტერიტორიაზე წარმოდგენილია ქვედა პორიზონტში მერგელუბით, ხოლო ზემოთ — მტრედისფერი თიხებით. ამ წყებაში, მისი ლითოლოგიური შემადგენლობის გამო, კარსტული მოვლენები ვერ ვითარდება; მხოლოდ დესტრუქციული პროცესების მიმართ ნაკლები გამძლეობის მეოხებით ამ ქანებით აგებულ ადგილებში ვითარდება საერთოდ რელიეფის ნაზი ფორმები.

ალბური თიხები ზემოთ იცვლება ზედაალბურ-სენომანური გლაუკონიტია-ნი ქვიშაქვებით.

შუაყარცული ქანების კარგი პრილია წარმოდგენილი მდ. წყალწითელას გასწვრივ. ამ პრილის აღწერა ქვემოთ მოგვყავს, პროფ. ალ. ჯანელიძის [19, გვ. 90—91] მიხედვით.

1. სოფ. მოწამეთის სამხრეთით, მდ. წყალწითელა კვეთს ქვედა ნეოკომურ და ურგონულ კირქვების მძლავრ წყებას, რომელშიც მდინარეს ღრმა და ვიწრო კანიონი გამოუმუშავებია. ამ კირქვებში კარგად არის განვითარებული კარსტული ფორმები, მათ შორის კარბებიც (იხ. სურ. 2). ამ კანიონის დამთავრების შემდეგ, ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, ტყიბულის რკინიგზისა და მდინარის შორის სიერცეზე, შიშვლდება კირქვები. მისი შრეები იჩენს დაქანებას SSO, $\angle 10-15^{\circ}$ -ით.

2. საფიჩხიას ეკლესიასთან, წყალწითელას ხიდისაკენ მიმავალი გზის გასწვრივ, ადგილი აქვს აბტურ მერგელიან კირქვების კონტაქტს ურგონული კირქვების შრებთან.

3. მდ. წყალწითელას ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, რიონჰქის არხის დასწყისთან და მის მარცხენა ფერდობზე, სოფ. ვოდოგნისაკენ მიმავალ გზაზე შეიძლება ვნახოთ აბტური მერგელიანი კირქვების თანდათანობითი გადასვლა ალბურ მერგელიან თიხებში.

4. მდ. წყალწითელას ორივე ნაპირზე ალბურ თიხებზე წვანან ნაცრისფერი, მეტნაკლებად გლაუკონიტია-ნი, თიხიანი ქვიშაქვები. მისი სისქე მარჯვენა მხარე-

³ რამდენადმე განსხვავებულია ი. სალინაძის მონაცემები მოწამეთის კარიერიდან აღებულ ბარემული კირქვების ქიმიური ანალიზისა [11, გვ. 570]. მაგრამ ისიც ადასტურებს ამ კირქვების დიდ სიწმინდეს.

ზე უფრო დიდია, ვიდრე მარცხენაზე, რაც ტექტონიკურ მიზეზებთან არის დაკავშირებული.



სურ. 2. კარსტული ზედაპირი მდ. წყალწითელას ხეობაში (იაზონის გამოქვაბულის მიდამოები).

5. ზემოთ გლაუკონიტის თიხიანი ქვიშაქვები იცვლება მკვრივი კირქვებით, რომლის ნაპრალებშიც ჩანს გლაუკონიტის თხელი ფენა.

6. უფრო ზემოთ ვრცელდება ყომრალი, აგურისებური წითელი, ყავისფერი, ყვითელი და შავი ქანი, კარგად გამოხატული ტუფოგენური ხასიათით. ეს ქანი ფართოდ ვრცელდება ეკლარისაკენ.

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში კარსტული მოვლენები კარგად არის განვითარებული ტურონ-სენონურ წვრილმარცვლოვან კირქვებში, რაც დაკავშირებულია ამ წყების თხელშრებრიობასთან და მნიშვნელოვან (100—200 მ) სისქესთან.

კარსტული მოვლენების გავრცელების ნაკლებ ხელსაყრელი პირობებია საკვლევი ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში, სადაც სუბსტრატს ქვედა და შუა ეოცენური და შუა მიოცენური ქანები აგებს.

ამგვარად, საკვლევი მხარის კარსტული რელიეფის სუბსტრატი აგებულია ცარცული და ეოცენური შრიანი და მასიური კარბონატული ქანებით, უმათერესად კირქვებით, რომელთა საერთო სისქე დაახლოებით 400—450 მეტრს აღწევს. აღსანიშნავია, რომ შესწავლილ ტერიტორიაზე ქიმიურად სხვადასხვა სიწმინდის კირქვები შიშვლდებიან. აღნიშნული პირობები საკვლევი მხარის ცალკეულ ნაწილში განსაზღვრავენ კარსტული მოვლენების სხვადასხვა ინტენსივობით გავრცელებას.

საკვლევ მხარეში კარსტული მოვლენების გავრცელებასა და აგრეთვე მის ცალკეულ ადგილებში ამ მოვლენის არათანაბრ გამოვლენას განსაზღვრავს სუბსტრატის ტექტონიკური აგებულებაც. აღნიშნული შემდეგით ხასიათდება:

შესასწავლი ტერიტორიის სუბსტრატს წარმოადგენს საქართველოს ბელტი, რომელიც შედარებით უდრეკი სხეულია. მასზე დალექილმა ცარცულმა და მესამეულის შოგებმა ცარცის შემდგომ დროში დანაოჭება განიცადა, რის შედეგაც ჩამოყალიბდა ზეწრული ნაოჭები. ზეწრულ ნაოჭთა შორის მნიშვნელოვან ერთეულს საწალიკის (ოკრიბის) ანტიკლინი წარმოადგენს, რომლის თალი ოკრიბის ტერიტორიაზე გადარეცხილია და მისი მხოლოდ ჩრდილო და სამხრეთი ფერდობებიღაა შექორჩენილი.

ოკრიბის ანტიკლინის სამხრეთით, (ალ. ჯანელიძის მიხედვით) შეიმჩნევა ნაოჭების სიმეტრიულად ორიენტირებული მეორე ვირგაცია. იგი ისახება მ. ზვამლის მიდამოებში და შემდეგ ვრცელდება მდ. წყალწითელას ქვედა დინებისაკენ. სოფ. მოწამეთის სამხრეთით, მდ. წყალწითელას კანიონის გასწვრივ, ამ ხაზს შეესაბამება სინკლინური ნაოჭი, რომელიც ქვედა ცარცულ კირქვებშია განვითარებული.

აღნიშნული ტექტონიკური პირობებით არის გამოწვეული ჩვენი საკვლევი ტერიტორიის კარსტული რელიეფის სუბსტრატის, სახელდობრ, ცარცული და ეოცენური კარბონატული შრეების მონოკლინური, სამხრეთით დამრეცად დანრილი, საერთოდ წყნარი წოლა, რაც ხელს უწყობს მიწისქვეშა წყლების ნელ მოძრაობას და აძლიერებს დაკარსტვას.

პლიკატური დისლოკაციების გარდა, საკვლევი ტერიტორიის სუბსტრატის ტექტონიკაში მნიშვნელოვანი როლი დიზუნქტიურ დარღვევებს ეკუთვნის. მათ შორის აღსანიშნავია სამხრეთ ოკრიბის შეცოცებათა დისლოკაციის კომპლექსა.

ცარცული და იურული ნაღებების კონტაქტი, ალ. ჯანელიძის მიხედვით, ოკრიბის სამხრეთ პერიფერიაზე ტექტონიკურია. სახელდობრ, საკვლევი ტერიტორიის ამგებელი ცარცული კარბონატული წყება შეცოცებულია იურულზე. ეს სჩანს, მაგალითად, მუხურის გადასასვლელსა და ქვეშაკლდეის შორის, სოფ. სოფ. ახალსოფელსა და ცუცხვათის ამოქვაბულის სამხრეთ კიდურზე, მდ. წყალწითელას მარცხენა მხარეზე, სოფ. გოდოგანის მიდამოებში და სხვ. აღსანიშნავია, რომ შეცოცებულია არა მარტო ცარცი იურულზე, არამედ თვით ქვედა ცარცზე — შუა ცარცი, ხოლო ამ უკანასკნელზე — ზედა ცარცი. აღნიშნულ შეცოცებას ადგილი ჰქონდა მაშინ, როცა ოკრიბის ანტიკლინის ღერძის ნაწილის ცარცული საფარი იქნა გადარეცხილი.

სამხრეთ ოკრიბის შეცოცების დასავლეთურ გაგრძელებას წარმოადგენს რღვევების ის საერთო ხაზი, რომელიც წარმოდგენილია გოდოგანის, მწვანე-ყვავილის და გოკოურის შეცოცებებით.

სამხრეთ ოკრიბის შეცოცების სამხრეთით შეიმჩნევა ფლექსურული ნაოჭი ცარცულ და მესამეულ შრეებში. იგი იწყება სოფ. თხილთაწყაროდან, გაივლის ოკონის მთას, სოფ. ძეგრს, ბროლიქედს და სოფ. კვახპირს და აღწევს სალორიას პლატოს.

აღსანიშნავია კახიანურის შეცოცებაც, რომელიც კვეთს მდ. წყალწითელას ხეობას. მისი მოძრაობის ამპლიტუდი მცირეა.

ზემოაღნიშნულმა დიჰუნქტური ხასიათის დისლოკაციებმა, ცხაღია, ცარული და ეოცენური კარბონატული ქანების დანაპრალიანება გამოიწვია. ამასთან დაკავშირებით კი უფრო უკეთესი ხელსაყრელი პირობები შეიქმნა კარსტული მოვლენების განვითარებისათვის.

2. მორფოგრაფიული პირობები. საკვლევი ტერიტორია ზედაპირის მოყვანულობის მიხედვით გორაკ-ბორცვიან რელიეფით ჩასიათდება და ჰიდრომეტრიული განვითარებით დაბალმთიან მხარეს წარმოადგენს. მას ახასიათებს საერთოდ რელიეფის ნაზი ფორმები, რომლებიც დაახლოებით ერთი კმ იმავე სიმაღლეზე ვრცელდებიან. გორაკ-ბორცვიანი რელიეფი ერთობილი წარმოშობისაა. იგი წარმოდგენილია წყალგამყოფი სერებით, რომლებიც თანდათან დაბლდებიან კოლხეთის დაბლობისაკენ. აქ ზოგან გვხვდება განცალკევებული ბორცვები და გორაკები. რელიეფის დინამიკების სიღრმე იზრდება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. როგორც ჩანს, ამ მხარეში საქმე უნდა გვექონდეს ძველ ვაკიან ზედაპირთან, რომელიც შესაძლოა, ზღვიურ ტერასას წარმოადგენს. იგი შემდეგ იქნა დანაწევრებული ეგზოგენური პროცესებით და გარდაიქმნა გორაკ-ბორცვიან მხარედ. საკვლევი ტერიტორია ვრცელდება საშუალოდ 400—500 მეტრის სიმაღლეზე ზღვის დონიდან. ამასთან იგი არის დასერილი მთელი რიგი მდინარეებით (მდ. წყალწითელა და სხვ.).

ზედაპირის ასეთი ხასიათი, სხვა ხელსაყრელ პირობებთან ერთად, კარგად ეწყობს კარსტის განვითარებისათვის, როგორც ზედაპირული, ისე მიწისქვეშა ფორმების სახით. ამასთან ზედაპირულ ფორმებს, მავალითად კარსტულ ძაბრებს, განსხვავებით საშუალო მთიანი მხარის კარსტისაგან, ახასიათებს უფრო დიდი სიგანე და ნაკლები სიღრმე (იხ. სურ. 3).

3. კლიმატური პირობები. საკვლევი ტერიტორიის კარსტული ფორმების წარმოშობაში მნიშვნელოვანი როლი კლიმატურ პირობებსაც ეკუთვნის. შესწავლილი მხარის კლიმატური პირობები დახასიათებულია მ. კორძახიას [5—6], კ. გოგიშვილისა და მ. კორძახიას [1], გ. ჭირაქაძის [41], გ. გოგიშვილისა [2] და სხვა მკვლევართა შრომებში.

ისტორიული პერიოდიდან ცნობილია, რომ კოლხეთის ბარი ხასიათდება უნაკლები ატმოსფერული ნალექებით წლის ყველა სეზონში, მაღალი სინოტივით, ნაზი, თბილი ზამთრით და ტემპერატურის ზომიერი რყევით. საკვლევ ტერიტორიაზე კი, რომელსაც კოლხეთის ბარის ჩრდილო-აღმოსავლეთი, შედარებით მშრალი ნაწილი უჭირავს, ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი დაახლოებით 1000—1500 მმ შეადგენს.

საკვლევი ტერიტორიის აღნიშნული კლიმატური პირობები სხვა ფაქტორებთან ერთად ხელს უწყობს კარსტული მოვლენების ინტენსიურ განვითარებას მთელი წლის განმავლობაში, განსაკუთრებით კი წლის ცივ პერიოდში, — გვიანი შემოდგომა, ზამთარი და ადრე გაზაფხული.

4. მცენარეული საფარი. საკვლევი მხარის კარსტული პროცესების ინტენსიურ მსვლელობას მცენარეული საფარიც უწყობს ხელს. საკვლევი ტერიტორიის მცენარეული საფარის დახასიათება მეტნაკლები სისრულით მოცემული აქვს ნ. კეცხოველს, ე. სოხაძეს, ა. კოლაკოვსკის და სხვ. [4, 22—24, 37—38].

ა. კოლაკოვსკის გამოკვლევებით, კოლხეთის ბარზე კიბერიული საუკუნის შემდგომი დროის კლიმატის აცივებასთან დაკავშირებით სუბტროპიკული მცენარეების სახეები ისპობიან [24], ხოლო თანამედროვე მცენარეული საფარის

განვითარებისათვის კი აქ ხელსაყრელი პირობები მხოლოდ ზედა პლიოცენიდან იწყება. საკვლევი ტერიტორიის ნესტიანი სუბტროპიკული კლიმატური პირობები და ამასთან დაკავშირებით ნიადაგის ჭარბი სისველე განსაკუთრებით ხელსაყრელ გარემოს ჰქმნის მცენარეების სწრაფი ზრდისათვის და გავრცელები-სათვის.



სურ. 3

ცნობალია, რომ ძიელათ საკვლევი მხარეც დაფარული იყო კოლხეთის ტიპის ხშირი ფოთლოვანი ტყით, რომელიც დროთა განმავლობაში მნიშვნელოვნად გაჩეხილ იქნა; ამჟამად აქ უძთავოვსად ბუჩქნარია გავრცელებული, ან სრულიად შიშველია.

შესწავლილი მხარის კირქვიან სუბსტრატზე ვრცელდება მუხნარა, რასაც ქართული მუხა წარმოშობს და სხვ. ქვეტყეში ვრცელდება: კვიდო, კუნელი, ზღმარტლი, ჯაგრცხილა და სხვ. განსაკუთრებით ფართოდ არის გავრცელებული ჯაგრცხილნარები, რომელთაგანაც გვხვდება ბუა, თავისარა, შქერი და სხვ. საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ კირქვიან სუბსტრატზე განვითარებულია ქსეროფიტული ბუჩქნარი მცენარეულობა.

მცენარეული საფარის განვითარება, როგორც ჩანს, ხელს უწყობდა და უწყობს კარსტული მოვლენების განვითარებას, როგორც თავისი მექანიკურა, ისე ქიმიური მოქმედებით, ამ მხარეში მოსული უხვი ატმოსფერული ნალექების პირობებში.

III. გავიკვავაზუღების მოკროგრაფიული თამისაზუზრამანი

ქუთაის-ნავენახევის მიდამოებში გავრცელებული კარსტული გამოქვაბუ-ლები ჯგუფდებიან უმთავრესად ორ რაიონში: 1) მდ. მდ. რაიონისა და წყალწი-

თელას ხეობების აუზებში და 2) სოფ. სოფ. გოდოვანის, ნავენახევისა და ცუც-
ჯვათის მიდამოებში.

1. მდ. მდ. რიონისა და წყალწითელას ხეობების გამოქვაბულები

გამოქვაბულებისა და საერთოდ კარსტული ლანდშაფტის გავრცელების ერთ-ერთ საინტერესო რაიონს მდ. წყალწითელას აუზი წარმოადგენს. ამ ხეობის გამოქვაბულებისადმი ინტერესი განსაკუთრებით მას შემდეგ გაიზარდა, რაც საკაჟიას გამოქვაბულში მიკველულ იქნა პალეოლითური ძეგლები; საჭიროა ხაზი გავსვას იმას, რომ ამ აღმოჩენით „პირველად დადასტურდა პალეოლითის არსებობა კავკასიაში“ ([9], გვ. 6).

მდ. წყალწითელას ხეობის გამოქვაბულები განვითარებულია კარბონატულ ნალექებში, რომლებსაც სტრატეგრაფიულ კრილში შემდეგი მდებარეობა უკავიათ. უძველეს გეოლოგიურ წარმონაქმნებს მიეკუთვნება ბათური ასაკის მოშაევო და მონაცრისფრო ფურცოვანი ფიქლების წყება; იგი მნიშვნელოვანი დისლოცირებით გამოირჩევა და ზემოდან იცვლება ნახშირიანი შრეებით; ამ უკანასკნელზე ტრანსგრესიულად წევს კიმერიჯული ფერადი წყება, რომელიც ზემოდან იფარება ქვედა ნეოკომური კვარციანი და არკოზული ქვიშაქვებით; ამავე წყებაში გვხვდება გადოლომიტებული კირქვები, რომლებიც მინარევების ჭარბი შემცველობის გამო სუსტად იკარსტება. დოლომიტიანი კირქვები იცვლება ურგონული ფაციესის კირქვებით; მათი სიმძლავრე რამდენიმე ასეულ მეტრს აღწევს. ეს კირქვები შეადგენენ ძირითად ჩონჩხს „...Тех подчас величественных известняковых осыпов, которые непрерывным кольцом опоясывают Окришу“ ([19], გვ. 74). კირქვების ანალოგიური გაშიშვლებები გვაქვს მდ. წყალწითელას ხეობაშიც. საყურადღებოა აღინიშნოს, რომ ურგონული კირქვები წინაშენელოვნად სუფთაა, რაც ხანა ზემოთ მოყვანილი ქიმიური ანალიზიდან.

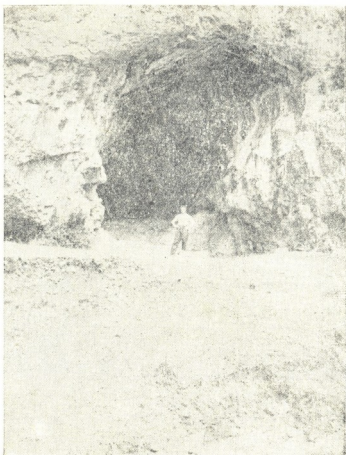
კირქვებში მინარევების მცირე შემცველობა ხელს უწყობს კარსტული პროცესების ენერგიულ მსვლელობას, რაც აქტიურად იჩენს თავს მდ. მდ. წყალწითელას და რიონის ხეობის ფსკერის გასწვრივ. სოფ. მოწამეთის მიდამოებიდან ქვემო წელისაკენ მდ. წყალწითელა ინვითარებს კანიონისებურ ხეობას, კარსტული ლანდშაფტის შესანიშნავი განვითარებით.

მდ. წყალწითელას ხეობის გამოქვაბულის შესახებ საინტერესო ცნობებს ვხვდებით ა. ჯანელიძის [19], აგრეთვე ი. სალინაძისა და გრ. დევიდარიანის [11] და სხვა მკვლევართა შრომებში [42—43].

ა). ი ა ზ ო ნ ი ს გ ა მ ო ქ ვ ა ბ უ ლ ი. მდ. წყალწითელას მარჯვენა ფერდობზე, ზ. დ. 75 მ-სა და მდინარის დონიდან 6 მ სიმაღლეზე მდებარეობს იაზონის გამოქვაბული, რომელიც საინტერესო ბუნებრივ ძეგლს წარმოადგენს. შესასვლელთან გამოქვაბულს აქვს თალური ფორმა (იხ. სურ. 4). იგი იხსნება აღმოსავლეთისაკენ (იხ. სურ. 5) და ვრცელდება შრეებრივი კირქვების გასწვრივ; გამოქვაბულის ფსკერი თანდათან ზემოთ მალდება და შესასვლელიდან 38-მ მეტრზე, ნახვავით იხშობა. თუმცა დახშობამდეც კი მისი სიგრძე უმნიშვნელო ყოფილა ([11], გვ. 573).

შესასვლელთან გამოქვაბულის სიმაღლე 8 მ, სიგანე — 6 მ; სიღრმეში იგი თანდათან დაბლდება. ქერის გასწვრივ ნაპრალები სუსტადაა გამოხატული, კედ-

ლები დაჩვრეტლია, ზოგან გვხვდება ფარდის მსგავსი ნალენთები, ზრდაშენერებული სტალაქტიტური ნაჩენები. ფსკერის გასწვრივ ორი ფრაგმენტული საფეხური გამოიყოფა: აარკელი ფსკერიდან 1 მ სიმაღლეზე, ხოლო მეორე 4—5 მეტრზე.

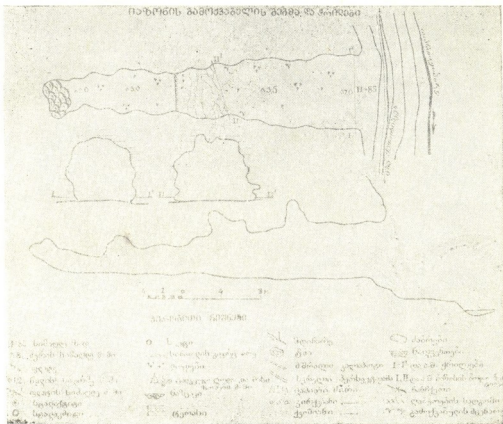


სურ. 4. იაზონის გამოქვაბულის შესასვლელი.

იაზონის გამოქვაბულში ადამიანის დგომის მკაფიო ნიშნები გვხვდება. შესასვლელთან კულტურული ფენების სისქე 1 მ აღწევს. ჭრილი იწყება ნახშირიანი თიხა-მიწის ფენით (სისქე 20 სმ); მას ქვემოთ მოსდევს მოყანგისფერო თიხა-მიწის რამდენიმე ათეული მმ-იანი მუნჯი ფენა; იგი, თავის მხრივ, ქვემოთ იცვლება 20 სმ სისქის ნახშირიანი ფენით, რომელიც ჭარბად შეიცავს ცხოველის ძვლებს. ცხადია, გამოქვაბულის არქეოლოგიური შესწავლა საიხტირესო შედეგს მოგვცემს; ეს, მით უფრო მოსალოდნელია, რომ მდ. წყალწითელას ხეობაში, საკაჟიას ცნობილ გამოქვაბულს გარდა, სხვა მნიშვნელოვანი, ძველთაძველი ძეგლები იქნა მიკვლეული. ასეთია, მაგ. აღწერილი გამოქვაბულის მახლობლად არსებული ერთ-ერთი დამარხული ეხი, რომლის შესახებ ცნობებს ვხვდებით ი. სალინაძისა და გრ. დევდარიანის სტატიისშიც [11].

ბ) წყალწითელას I დამარხული ეხი, იაზონის გამოქვაბულის მახლობლად. მდინარის დონიდან 10 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. შესასვლელი გამოჩნდა შემთხვევით. ქვის მოპოვებასთან დაკავშირებით. ეს უმნიშვნელო სადიდე აქვს (იხ. სურ. 6), თუმცა აშკარაა, რომ მისი სიღრუეები ამოესილია ზღრეული ნაფენებით; ქერი და კედლები დასერილია უწვრილესი ნაპრალებით; გვხვდება პატარა ზომის ნალენთები, რომელიც უეჭველად, მეორადი წარმოშო-

ზისაა. ფსკერის ნგრეული ნაფენებისაგან გაწმენდით ჩვენს მიერ აღმოჩენილ იქ-
ნა დამარხული სტალაგმიტები და სტალაგმიტოვანი ქერქი.



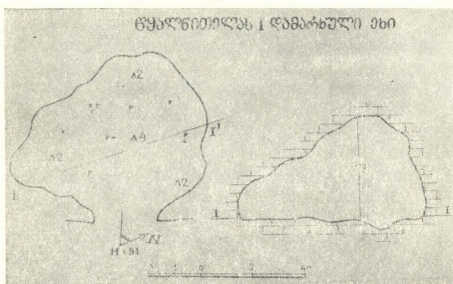
სურ. 3.

ეხის ყველაზე მეტი ღირსშესანიშნაობა მასში მრავლად პოვნილი კაყისა და ძვლების მდიდარი კოლექცია. რომელიც ძველი ქვის ხანის ეპოქას მიეკუთვნება. ძვლების პალეონტოლოგიური შესწავლით დადგინდა, რომ მოპოვებული მასალა მიეკუთვნება ხმელეთის ხერხემლიან ცხოველებს. სახელოდობრ გამოქვაბულის დათეს. რომლის კბილები ჩვენს მიერაც იქნა ნაპოვნა, ღომბას, ვარეულ ღორს, ჭიხვს, ფოცხვერს და სხვ. საინტერესოა აღნიშნოა, რომ ი. საღინაძის და გრ. დევდარიანის მიერ აქ ნაპოვნ იქნა ადამიანის სხივის ძვლებიც კი (111, გვ. 576). ეს ფაქტი. აგრეთვე ჩვენს მიერაც მოპოვებული კაყის მდიდარი ინვენტარი ეპეპიუტანელს ხდის, რომ ეხი პირველყოფილი ადამიანის სადგომი ყოფილა.

გ. წყალწითელას II დამარხული ეხი. I დამარხული ეხის მახლობლად, მისგან რამდენიმე მეტრის მოშორებით და უფრო მაღლა, ჩვენს მიერ მიკვლეულ იქნა მეორე დამარხული ეხი, რომლის შესასვლელი ვიწრო ხვრელს წარმოადგენს (იხ. სურ. 7); შიგნით რამდენიმე განშტოება ნგრეულ ნაფენებით არის ამოვსილი, მოსალოდნელია, რომ ეხის გაწმენდა ბევრ საინტერესო მასალას მოგვცემს.

პატარა-პატარა კლდოვანი ფარდულები მრავლად გვხვდება მდ. წყალწითელას კანიონისებური ხეობის განსაკუთრებით მარჯვენა ფერდობზე. საუტლისხზოა აღინიშნოს, რომ მათ განლაგებაში შეიმჩნევა გარკვეული კანონზომიერება. ფა-

რღულები უმთავრესად მდინარის დონიდან 40—50 მ სიმაღლეზეა განლაგებული.



სურ. 6.

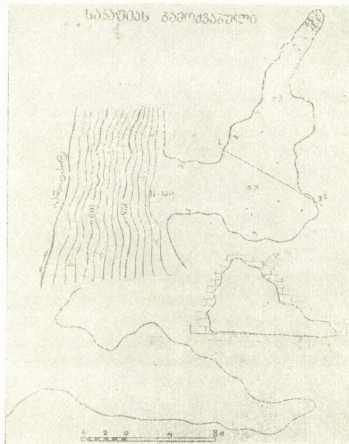
დ). საკაეიას გამოქვაბული. მდ. წყალწითელას ხეობის ბუნებრივი ძეგლებიდან პოპულარობით სარგებლობს საკაეიას გამოქვაბული, რომელიც არქეოლოგიური, პალეობოტანიკური და პალეოზოოლოგიური შესანიშნავი ძეგლია.



სურ. 7. ქვეპრონა წყალწითელას II დამარბული ეზიში.

საკაეიას გამოქვაბული მდებარეობს მდ. წყალწითელას ხეობის მარცხენა ფერდობზე, მდინარის დონიდან 70 მ სიმაღლეზე, მოწამეთას მონასტერის მახლობლად. ტერიტორიულად იგი სოფ. გოდოგნის შემადგენლობაში შედის. საკაეიას გამოქვაბულის სიგრძე 35 მ-ია, სიმაღლე შესასვლელთან 7 მ, სიგანე 3 მ-ია. შესასვლელს მოსდევს მოზრდილი დარბაზი (იხ. სურ. 8), რომლის ფსკერი მთლიანად გადახრილია. საკაეიას გამოქვაბული შემთხვევით როდი შეურჩევია ქვის ხანის ადამიანს საცხოვრებლად და თავშესაფარად. მას აქვს საუკეთესო მდებარეობა, უზრუნველყოფილია მზის სხივებით, კარგად არის შენიღბული. გამოქვაბულის შესასვლელიდან იშლება მეზობელი რაიონების ლამაზი პეიზაჟები.

პირველი სერიოზული მუშაობა დას. საქართველოს ზოგიერთ რაიონებში და მათ შორის საკაეიას გამოქვაბულში, რუსეთის გეცნიერებათა აკადემიის დავალებით, გ. ოსბორნის ცნობით, ჩაატარეს რ. შმიდტმა და დ. კოზლოვსკიმ [33]. ამ მუშაობას შესანიშნავი შედეგები მოჰყვა. აღმოჩენილ იქნა მანამდე უცნობი დიდძალი პალეოლითური ხანის მასალა. საკაეიას გამოქვაბულის შესწავლაში განსაკუთრებული ღვაწლი მიუძღვის პროფ. გ. ნიორაძეს, რომელმაც თავისი კვლევის მრავალწლიანი შედეგები ცალკე მონოგრაფიის სახით გამოსცა [9].



სურ. 8.

საკაეიაში აღმოჩენილი მატერიალური ნაშთები — დახოცილი და შექმნილი ცხოველის ძვლები, კაეის, ქვისა და ოფსიდიანის ნამსხვრევები, ძვლისა და რქის იარაღები, ადამიანის ჩონჩხის ნაწილები და სხვ. ძვირფას მასალას წარმოადგენს ჩვენი შორეული წინაპრების ყოფა-ცხოვრების რიგი საკითხების

გასაშუქებლად, აგრეთვე იმ გეოგრაფიული გარემოს შესაცნობად, რომელშიც პირველყოფილი ადამიანა ცხოვრობდა.

საკაქიას გამოქვაბულის მძლავრი კულტურული ნაფენები უხვად შეიცავს ნახშირის ნაშთებსაც. ამ უკანასკნელთა მიკროსკოპიული შესწავლით კი შესაძლებელი შეიქნა გაერკვიათ მცენარეთა გვარები (მუხა, რცხილა, ძახველი, მსხალი და სხვ.), რომელსაც საწვავათ იყენებდა ძველი ადამიანი.

პალეოზოოლოგიური მასალის შესწავლით საკაქიაში აღმოჩნდა ჩლიქოსნების (დომბა, ირემი, ლოსი, ზეილი, ჯიხვი, და სხვ.), მტაცებელი ცხოველების (გამოქვაბულის დათვი, გამოქვაბულის ლომი, ფოცხვერი და სხვ.) და მღრღნელების (წავი, მაჩვზღარბი) მრ. ვალრიცხოვანი წარმომადგენლები (19, გვ. 33). საინტერესოა აღინიშნოს, რომ მოპოვებული ცხოველის კბილებისა და ძვლების ნატეხების რაოდენობა უდრის 30700-ს (19, გვ. 51). ეს მასალა გ. ნოორაძის განსაზღვრით, მიეკუთვნება ზედა პალეოლითს (ორინიაკი—სოლუტრე), თუმცა იგი მკაფიოდ გამოხატული ინდივიდუალური ნიშანთვისებულობითაა; ჩასიათდება; ეს იმას ნიშნავს, რომ საკაქიას კულტურა დამოუკიდებლადაა განვითარებული და ზემოთნახსენები ორინიაკ-სოლუტრეს კულტურის გავლენას არ გახიციდის (19, გვ. 57).

ე) საფიჩხიას გამოქვაბული. მდ. წყალწითელას ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, იაზონის ცნობილი გამოქვაბულის მახლობლად, რიონქსის პირველი გვირაბის გაყვანისას, ნახულ იქნა სტალაქტიტოვანი გამოქვაბული, რომელიც საფიჩხიას სახელწოდებით აღწერილი აქვს ა. ჯანელიძეს (119, გვ. 242—245). მას მოჰყავს ამ გამოქვაბულის სქემატური გეგმა და ფოტოსურათები. ა. ჯანელიძის ცნობები საფიჩხიას გამოქვაბულის შესახებ მოჰყავთ ი. სელინაძეს და გრ. დევდარიანს თავიანთ შრომაში [11]. ამჟამად ეს გამოქვაბული ამოქოლილია, ამიტომ შემდგომი დაკვირვებისა და კვლევისათვის მიუწვდომელია.

ვ) ჯაჭვისხიდის გამოქვაბული. ქუთაისის ტერიტორიაზე ჯაჭვის ხიდთან, აღსანიშნავია კარსტული გამოქვაბული, რომლის შესასვლელი მდ. რიონის დონიდან 2,5 მ აღწევს. იგი განვითარებულია ცარცული ასაკის მასიურ კირქვებში. გამოქვაბულის ხერხისებური შესასვლელიდან გამოედინება ნაკადი; ჩვენს მიერ გამოკვლეულ მანძილზე იგი შედგება წყლით საესე ვიწრო და დაბალი გასასვლელების, აგრეთვე მომცრო დარბაზებისაგან (იხ. სურ. 9). გვირაბის ქერი ზოგან ეხება წყლის ზედაპირს და აჩენს სიფონებს. ერთ-ერთი ასეთი სიფონი, შესასვლელიდან 75 მ-ზე, ჩვენს მიერ დაძლეულ იქნა. სიფონის შემდეგ მღვიმე ნაპარალისებურ ფორმას იღებს. ვიწრო ნაპარალებში წყლის სიღრმე 2 მ აღემატება. შესასვლელიდან 105 მ-ზე მეორე სიფონია, რომლის გადაღახვა სპეციალურელების გარეშე შეუძლებელია.

წინა ნაწილში გამოქვაბული ინვითარებს განშტოებას; იგი იწყება წყლით ავსებული დაბალი გასასვლელით და უერთდება 15 მ სიმაღლის დარბაზს, რომელიც თავის მხრივ, შვეული საფეხურით გამოქვაბულის მეორე სართულს უკავშირდება. აქ ხშირად გვხვდება წყლით საესე ორობები, დაბალი და ვიწრო ხერხელები. განშტოების გამოსასვლელი მდ. რიონის ხეობის მარჯვენა ფერდობზე, მელიავას საკარმიდამო ნაკვეთში გადის. ჯაჭვის ხიდის კარსტული გამოქვაბული, რომლის ჩვენს მიერ გამოკვლეული ხერხელების სიგრძე 250 მ აღწევს, რთული სისტემაა. კვლევით სამუშაოებს ძალზე აძნელებს წყლის დონის

მაღალი მდებარეობა. მის საზრდოობაში, უეჭველია, დიდ როლს თამაშობს ზედაპირული წყლები, რომლებიც ძაბრებში იკრიბებიან. ნაკადის აღიდეგა ხდება წვიმების პერიოდში.

ჭაჭვის ხიდის კარსტულ გამოქვაბულში ქიმიური ნალექები გამოხატულია ცალკეული, სუსტი სტალაქტიტური ნაჩენებით. კარგად არის წარმოდგენილი მექანიკური ნალექები — წმინდა ლამის სახით, რომლის სისქე, ცალკეულ ადგილებში, 1 მ აღემატება. ლამის დალექვას ხელს უწყობს მიწისქვეშა ნაკადის ეროზიის ბაზისის სიახლოვე მდ. რიონის ფსკერთან. ასეთ პირობებში აკუმულაციური პროცესები აქტიურად იჩენს თავს.



სურ. 9.

გამოქვაბულში გამდინარე ნაკადის წყლის ტემპერატურა 13° -ია, ჰაერისა კი 14° -ი. ჰაერის მოძრაობა შესამჩნევია განშტოების მეორე სართულზე.

ჭაჭვის ხიდის კარსტული გამოქვაბული რელიეფის ახალგაზრდა წარმონაქმნია, იგი განვითარების აქტიურ სტადიაში იმყოფება.

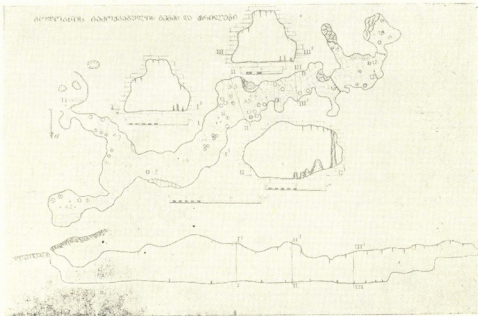
2. სოფ. სოფ. გოდოგანის, ნავენახევის და ცუცხვათის მიდამოების გამოქვაბულება.

გამოქვაბულების გავრცელების ერთ-ერთ საინტერესო რაიონს სოფ. სოფ. გოდოგან-ნავენახე-ცუცხვათის მიდამოები წარმოადგენს. ამ რაიონში ფართო გავრცელებით სარგებლობს კარსტული ძაბრებიც (იხ. სურ 3), რომლებშიც შეკრებილი წყალი გასავალს უნდა პოულობდეს მდ. ყვირილის ქვემო წელისა-

კენ. ექვს ნაკლებად იწვევს, რომ ამ მრავალრიცხოვან ძაბრებს ქვეშ ბევრი კარსტული სიღრუვეა შენიღბული.



სურ. 10. გოდოგანის გამოქვაბულის შესასვლელი



სურ. 11.

ა). გოდოგანის გამოქვაბული. ერთ-ერთი სიღრუვე — ულამაზე-სი სტაოქტიტოვანი გამოქვაბული გამოჩნდა შემთხვევით, ქვის კარიერების და-მუშაუბასთან დაკავშირებით. იგი მდებარეობს სოფ. გოდოგანში, ზ. დ. 105 მ სი-

მალეზე. მისი ხერელისებური შესასვლელი (იხ. სურ. 10) ზედაპირიდან 9 მეტრის შემდეგ უკავშირდება გამოქვაბულის თიხოვან ფსკერს. იგი ვრცელდება დასავლეთისაკენ, დარბაზების მორიგეობით (იხ. სურ. 11).

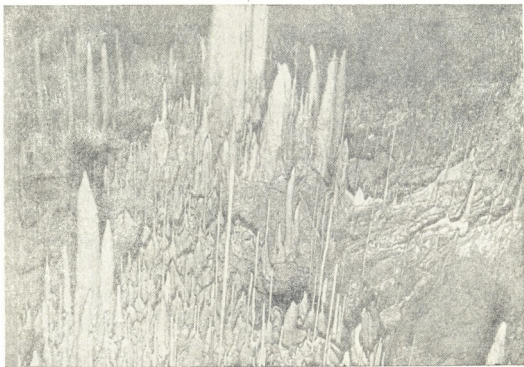


სურ. 12. წვრილი მილისებური (მაკარონისებური) სტალაქტოები გოდოგნის გამოქვაბულში.

გოდოგნის კარსტული გამოქვაბული, რომელიც ცარცული ასაკის კირქვებშია გაჩენილი, ყურადღებას იპყრობს წვრილი, მილისებური (მაკარონისებური) სტალაქტიტებით (იხ. სურ. 12). საქართველოს კარსტულ გამოქვაბულებში იშვიათად თუ შევხვდებით ესოდენ ბრწყინვალედ განვითარებულ „მაკარონისებურ სტალაქტიტების ტყეს“. ზოგიერთი სტალაქტიტის სიგრძე 1 მ აღემატება. უფრო მეტად კი მათი ზომა 35—50 სმ ფარგლებში მერყეობს; გვხვდება მომძლავრებული სტალაქტიტებიც, კალციტით მოფარდაგებული კედლები (იხ. სურ. 13), ფირფიტისებური წარმონაქმნები, მარმარილოსავით თეთრი სტალაქტიტები.

გოდოგნის გამოქვაბულის კრისტალური წარმონაქმნების განვითარება შემდეგნაირად გვესახება. როგორც აღვნიშნეთ, უკანასკნელ დრომდე ეს მღვიმე შენიღბული და დაკვირვებისათვის მიუწვდომელი იყო. მასში ჰაერის მოძრაობის ძალზე შეზღუდული პირობები არსებობდა. თუმცა ეს ფაქტორი გავლენას ვერ ახდენდა სტალაქტიტური ნაღვენთების აღმოცენებაზე. ფრიად საგულსხმოა ის ფაქტიც, რომ გამოქვაბულის „სახურავი“ ძალზე თხელია, იგი 2—3 მ სისქის კირქვებისაგან შედგება. დაკვირვებებით დასტურდება, რომ თხელ ფენებში გავლისას წყალი უმეტეს შემთხვევაში არ იტვირთება გახსნილი ნივთიერების ისეთი რაოდენობით, რომელიც საკმარისი იქნება მსხვილი სტალაქტიტების აღმოცე-

ნებისათვის. ამგვარად, კირქვის თხელი ფენის არსებობა არსებითი ფაქტორია, რაც წვრილი და გრძელი სტალაქტიტების ინტენსიურ განვითარებას იწვევს.



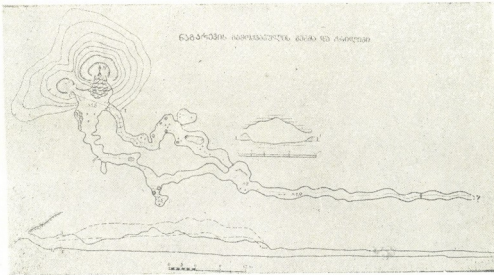
სურ. 13. სტალაქტიტები გოდოგნის გამოქვაბულში.

გოდოგნის კარსტული მღვიმის სიგრძე 100 მ-დე აღწევს. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ იგი გაჩენილია დროებითი ნაკადების მოქმედებით. ადრე, როგორც ჩანს, სიღრმეში ნაკადები ხალხობრივად ორი მხრიდან, ახლა კი ზედაპირზე წყალსადინარი პონორების რიცხვი გაზრდილია. შიგნით მოხვედრილი წყალი ცირკულაციას განიცდის უფრო ღრმად, ძრავალიცხოვან ნაპრალებში, რომელთა მისადგომებზე თიხის სქელი ფენებია დაკეცილი. ნიაღვრებს ალაგ-ალაგ ნალექნებზე დაუზიანებიათ. გვხვდება ჭერიდან და კედლებიდან მორღვეული ლოდებიც.

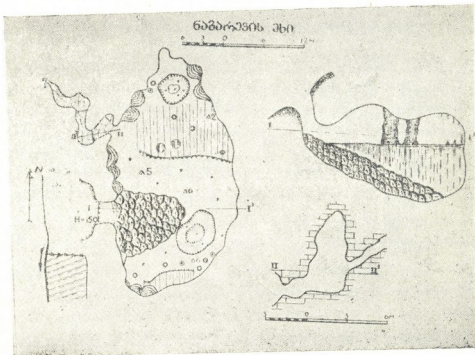
გამოქვაბულის ცხოვრებაში იყო პერიოდი, როცა ეს რაძეჩირა ათეულ მეტრის სიგრძის გვირაბი, ულამაზესი სტალაქტიტებით მდიდრულად იყო მორთული. უკანასკნელ პერიოდში იგი ძალზე „გაძარცვეს“, როცა მისი შესასვლელის გამოჩენასთან დაკავშირებით, უგუნუმა მნახველებმა მასიურად დაღეუყეს საუკუნეების განმავლობაში წვეთ-წვეთობით ნაზარდი ულამაზესი სტალაქტიტები. ეს შესანიშნავი ბუნებრივი ძეგლი დაცვას საჭიროებს.

ბ). ნ ა გ ა რ ე ვ ი ს გ ა მ ო ქ ე ა ბ უ ლ ი. აღნიშნული გამოქვაბულის სღრმით, 700 მ დაშორებით, ძაბრისებური ღრმულის ფსკერზე (ზ. დ. 190 მ), დროებითი ღვარებისა და მიწისქვეშა ნაკადის მოქმედებით გაჩენილა სიღრუვე, რომელიც ნაგარევის გვირაბის სახელწოდებით აღწერილი აქვს ლ. მარუაშვილს [27]. იგი გამოქვაბულშია სუსტად დახრილი შრეების გასწვრივ და ვიწრო ხვრელების და სავალებისაგან შესდგება (იხ. სურ. 14). წინა ნაწილში მკაფიოდ არის გამოხატული ორი საფეხური, რომელთა წარმოშობაში წყლების მექანიკურ ეროზიას არსებითი როლი უნდა ენიჭებოდეს. მეორე საფეხური მშრალია

ზოგან გვხვდება სუსტი ნალექნთები. 50 მ შემდეგ გვირავის ორივე სართული ერთმანეთს უერთდება. აქვე ისახება პატარა ნაკადული. ფსკერზე გვხვდება კირქვის დაკბილული ზედაპირები, ვიწრო ნაპრალები. მოძრაობა უმთავრესად ფორთხვით შეიძლება. გვირავის ბოლო ნაწილი უფრო ვრცელია, თუმცა მას მკაფიოდ გამოხატული ნაპრალობა და სასიათი აქვს. ცალკეული გაფართოებული ადგილები, რომლებიც გვირავის გასწვრივ რამდენიმე ადგილას გვხვდება, შრეების წგრევი ზედაპირია. აღნიშნული გამოქვაბულის ხერხელების ჭამური სიგრძე 140 მ შეადგენს.



სურ. 14.



სურ. 15.

მასში ქიმიური და მექანიკური ნალექები სუსტად არის წარმოდგენილი.

გამოქვაბული ვანეთარების ახალგაზრდა სტადიაში იმყოფება. ეს ჩანს. ფსკერის გასწვრივ საფეხურების არსებობითაც. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ წვიმების დროს გამოქვაბული მთლიანად ივსება წყლით და თავს იჭრის. ამ ფაქტს აღნიშნავს ლ. მარუაშვილიც (127), გვ. 108). იგი გასავალს უნდა პოულობდეს სოფ. ჭოგნარისაკენ და უერთდებოდეს მდ. ყვირილას აუხს. გამოქვაბულის გვირაბისებური ფორმა აიხსნება უმნიშვნელო ნაკადის არსებობით და დროებითი ნაკადების ხანგამოშვებითი მოქმედებით.



სურ. 16. სტალაქტიტოვანი სვეტები ნაგარევის გამოქვაბულში.

გ). ნ ა გ ა რ ე ვ ი ს ე ხ ი. სოფ. ნაგარევის ტერიტორიაზე. მდ. საბანელას მარცხენა ფერდობზე (ზ. დ. 105 მ და მდინარის დონიდან 5 მ), მასიურ კირქვებში ვანეთარებულია სიღრუფე, რომელსაც ჩვენ ნაგარევის ეხს ვუწოდებთ. ეხი იწყება 4 მ სიმაღლის საფეხურით, რომლის ძირში უხვად ჰყრია ნგრეული ნაფენები. ეხი წარმოდგენილია ერთადერთი დარბაზით (იხ. სურ. 15), რომლის სიგრძე 20 მ, ხოლო სიმაღლე 6 მ. დარბაზის მთელ სიმაღლეზე აღმართულია სტალაქტიტოვანი სვეტები, რომელიც თვით ეხის სიძველეზე მიუთითებს. სვეტების სიმაღლე (იხ. სურ. 16) 3,5—4 მ-ია, გარშემოწერილობა კი 4—6 მ. წრიული ფორმის დარბაზის კედლები დამშვენებულია სტალაქტიტებითა და სტალაგმიტებით, სტალაგატებით. დარბაზის ფსკერზე მკაფიოდ გამოხატული ძაბრები, რომლებიც ამოვსილია თიხით. მათში ჩაედინება ნიაღვრები, რომელიც ესში ჭერის ნაპრალებიდან ჩადის.

ეხს გააჩნია პატარა ვანშტოება. რომელიც, როგორც ჩანს, დროებით ღვარებს გაუჩენია.

ნაგარევის ეხში დღის შუქი ყველგან ვრცელდება.

დ) ნავენახევის გამოქვაბული. შესანიშნავი კარსტული გამოქვაბული, რომელიც ერთ დროს ვებერთელა სტალაქტიტური ნალექებით იყო მორთული, ცნობილია სოფ. ნავენახევის მიდამოებში. ადგილობრივ მცხოვრებთა გადმოცემით ნავენახევის გამოქვაბულის სიგრძე რამდენიმე კილომეტრს აღწევს. როგორც მოსალოდნელი იყო, ეს აზრი მცდარი გამოდგა. რას წარმოადგენს ნავენახევის გამოქვაბული? მისი შესასვლელი ძაბრისებურ ქვაბულში, ზ. ე. 235 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. შესასვლელი ვიწრო ხვრელია (სიმაღლე 60 სმ, სიგანე 2 მ), რომელშიაც ნიაღვრების აქტიური ჩაღინების კვლები ჩანს. შესასვლელის დახრილი ფერდობი უკავშირდება გამოქვაბულის ფსკერს, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ ვრცელდება (იხ. სურ. 17). ფსკერი დაფარულია სქელი წებოვანი თიხით. ხოლო ჭერის გასწვრივ ბევრგან ჩანს სანიაღვრე ხვრელები. შესასვლელის წინა ნაწილი, რომლის საშუალო სიმაღლე 5 მ-ია, უხვად არის მორთული მრავალფეროვანი სტალაქტიტოვანი ნალექებით: ისინი მნიშვნელოვნად სახეშეცვლილი არიან; მათ შესახებ ქვემოთ შევჩერდებით.



სურ. 17.

შესასვლელიდან 30-ე მეტრზე გვირაბი ორად იყოფა. პირველი სართული 0,05—0,70 მ სიმაღლის ვიწრო ხვრელია; იგი სწრაფად უერთდება მთავარ მაგისტრალს; ხვრელის მახლობლად, 1,5 მ სიმაღლის საფეხური უკავშირდება მეორე სართულს, აშკარად ჩანს, რომ ეს უკანასკნელი ნაზვავ მასალას წარმოუქმნია, რომელიც არც თუ იშვიათად გვხვდება ნავენახევის გამოქვაბულში. მეორე სართული, მცირე მანძილის შემდეგ, აჩენს დიდ ფლატეს; იქვე მახლობლად პატარა ხვრელია, რომელიც ციკაბო საფეხურით სიღრმეში მიემართება. იგი უკავ-

შორდება დარბაზს, რომლის სიმაღლე 10 მ აღემატება. დარბაზი მორთულია თიხით შეღებილი სტალაქტიტებით; ფსკერზე უხვად ჰყრია ნგრეული ლოდები და დალექილია თიხის მძლავრი ნაფენები. ეს დარბაზი დაკავშირებულია უფრო ვრცელ დარბაზთან. იგი გამოირჩევა მნიშვნელოვანი სიმაღლით (20 მ), თიხის სქელი ნაფენებით (2—3 მ) და ღვარებით შეღებილი სტალაქტიტური ფორმებით. დარბაზის ფორმა, ქვედა ნაწილში, ძაბრისებურია; მისი ერთ ღროს ბრტყელი ფსკერი ჩაღრმავებულია. ეს პროცესი ამაჟამად ძალზე აქტიურად ვლინდება. გამოქვაბულის შემდგომი გაგრძელება მიუყვება აღნიშნული ძაბრის უაღრესად ციკაბო და სველ თიხოვან ფერდობს, რომლის სიგრძე 15 მეტრია. ფერდობს აგრძელებს ვრცელი კარსტული დარბაზი დიდი ზომის სტალაგმიტური ნალენებით. ეს უკანასკნელი ნგრეული ლოდებზეა აღმართული. ზოგიერთი სტალაგმიტის სიმაღლე 8 მეტრია. აქვე უნდა ჰყრიდეს სტალაქტიტი, რომელიც შუაზე გადაუტეხიათ. მისი სიგრძე 7—8 მ იქნებოდა. ნაზავი ძალზე ძველია, რასაც მასზე განვითარებული კრისტალური ნაჩენები ადასტურებს. ამ შესანიშნავ დარბაზთან ნავენახევის გამოქვაბული იშვობა: მისი სიგრძე 100 მ არ აღემატება.

ნავენახევის გამოქვაბულში მოპოვებული მასალა საშუალებას გვაძლევს ამ უაღრესად საინტერესო წარმოქმნის განვითარების ზოგიერთი მომენტი აღვადგინოთ; იგი წარმოშობილია დროებითი ღვარების მოქმედებით, სიღრუვის ვაშლოვანების შემდეგ მასში გახვითაობა იწყო ქიმიურმა ნალექებმა. დროთა განმავლობაში კრისტალურ-კალციტოვანმა ფარდებმა, სტალაქტიტებმა, დაფარა მისი ჰერი და კედლები. უეჭველია, მათ წარმოქმნა საუკუნეების განმავლობაში მიმდინარეობდა, რასაც ხელს უწყობდა კლიმატური, მიკროტექტონიკური და სხვ. პირობები. გამოქვაბულის შემდგომ განვითარებაზე არსებითი გავლენა მოახდინა სიღრუვის ზემოთ განლაგებულ ძაბრების გადაღრმავებამ. ძაბრების ევოლუციის პროცესში, დროებითმა ღვარებმა დაფართოვა უწვრილესი ნაპრალები. გაკვეთა გამოქვაბულის ზემოთ განლაგებული თიხიანი-კირქვიანი შრეები და დაიწყო შიგნით ჩადინება. ჰერის ნაპრალების გახსნით და გაფართოვებით თითქმის შეწყდა ნალენითების შემდგომი ზრდა-განვითარება. ღვარების შემოსვლამ ბევრგან ხელი შეუწყო ნგრევას, რასაც, ბუნებრივია, თან სდევდა სტალაქტიტების მოსპობა. ნიაღვრების ჩადინების პირველ ეტაპზე გამოქვაბულში გროვდება ქარბი წყალი, რომელმაც, გააფართოვა პირველ ხანებში სუსტად განვითარებული ფსკერის ნაპრალები და ცირკულაცია დაიწყო უფრო ღრმად, დაკვირვებისათვის მიუწვდომელ ხერხელებში. ნიაღვრების შემოსვლამ, რომელიც ქარბად შეიცავდა ზედაპირულ, წმინდა ღამს, აგრეთვე კირქვის გახსნილ ნაწილაკებს, გამოიწვია სტალაქტიტური ნალენითების შეღებვა და მათი ჩამორცხვა. გამოქვაბულის ფსკერზე დაგროვება დაიწყო თიხის ფენებმა, რომლის სისქემ ზოგან რამდენიმე მეტრს მიაღწია. ღვარების შემოსვლა ამაჟამადც ინტენსიურად მიმდინარეობს. იგი ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაქტორია და წარმართავს ნგრევის პროცესში მყოფ ნავენახევის გამოქვაბულის შემდგომი განვითარების მსვლელობას.

როგორც აღვნიშნეთ, ნავარე-ნავენახევის მიდამოებში კარსტულ ძაბრებს უფართოესი გავრცელება აქვთ. ძაბრები გამოირჩევა დიდი დიამეტრით (150—200 მ) და მნიშვნელოვანი სიღრმით (70—100 მ). მათ აქვთ წესიერი, მრგვალი

ფორმა და ამ მხრივ ისინი გამოირჩევიან სათაფლის მალლობის ძაბრებისაგან. ვრცელი ძაბრები შესანიშნავად არის გამოხატული ნაგარევ-ნავენახევის შუამეტებელ გზატკეცილის ორივე მხარეს (იხ. სურ. 3). ძაბრის ფერდობები სიმეტრიულად ემყვება ცენტრისაკენ; აქ უმთავრესად ჩაწოვითი ტიპის ძაბრებთან გვაქვს საქმე; გვხვდება ღრმა ჭებიც.

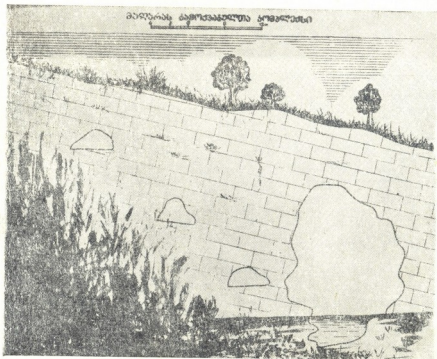


სურ. 18. მალარის I და II გამოქვაბულის შესასვლელი.

კარსტული ძაბრების უფართოესი გავრცელება ნაგარევ-ნავენახევის მიდამოების ფრიად დამახასიათებელი გეოგრაფიული თავისებურებაა; იგი განსაზღვრავს აღნიშნული რაიონების სიღარიბეს ზედაპირული წყლებით და გრუნტის წყლების ღრმად მდებარეობას. მაგ., სოფ. ნავენახევის ერთადერთ ხელოვნურ ჭაში, რომლითაც თითქმის მთელი სოფელი სარგებლობს, გვალვიან სეზონში ზედაპირიდან წყლის დონე 10 მ სიმაღლეზე მდებარეობს (მხედველობაშია მისაღები, რომ ჭა შედარებით დაბალ ადგილშია გათხრილი), იგი მდებარეობს მიწისქვეშა მდინარის თავზე. ეს მდინარე, როგორც ჩანს, საზრდოობს კარსტული ძაბრებიდან გაჟონილი წყლებით; წვიმებისა და თოვლის დნობის პერიოდში, წყლის დონე იმდენად მატულობს, რომ ზოგჯერ ის 8 მ სიღრმის ჭიდან ზედაპირზეც კი გადმოიღვრება. ნაგარევ-ნავენახევის ძაბრებით მოფენილ ტერიტორიის ქვეშ, უთუოდ კარგად არის განვითარებული მიწისქვეშა ჰიდროგრაფიული ქსელი, რომელიც გასავალს უნდა ჰპოულობდეს მდ. ყვირილას ქვემო წელისაკენ.

ე). მალარის გამოქვაბულები. ქუთაისის აღმოსავლეთით, სოთ. ცუცხვათსა და ჭალასთავს (თერჯოლა) შორის განვითარებულია მალარას ოთხ სართულიან გამოქვაბულთა კომპლექსი (იხ. სურ 16), რომლის ქვედა, მთავარა

გვირაბი გამყოლია. მდინარის მარჯვენა ფერდობზე გამოქვაბულების სართულბ-რივი გავრცელება მდინარის თანდათანობითი ჩაჭრის მაჩვენებელია.



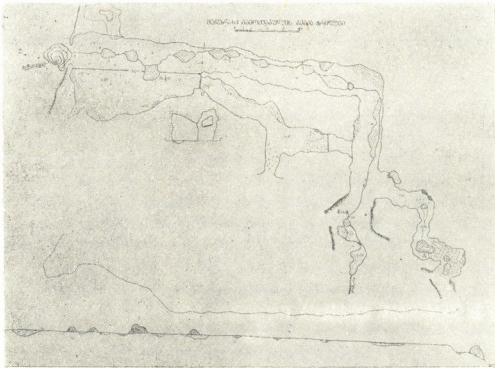
სურ. 19.

რას წარმოადგენს ყველაზე ახალგაზრდა, თანამედროვე გვირაბი, რომლი-თაც მდ. შაბათაღელეს მეშვეობით ამჟამად მდ. ყვირილას ხეობისაკენ გასავალს პოულობს ცუცხვათის ჩაკეტილი ტაფობის წყლები? ეს გვირაბი გრანდიოზულ-შთაბეჭდილებას ტოვებს. მისი შესასვლელის სიმაღლე 25 მ (იხ. სურ. 19), ხოლო სიგანე 35 მ აღწევს. გვირაბის მისადგომზე, ფსკერზე და ფსკერსპირა ზოლში კირქვები წვანან თითქმის ვერტიკალურად, რასაც არსებითი როლი შე-იძლება მიეკუთვნოთ ესოდენ ვრცელი გვირაბის წარმოქმნაში. მთავარი გვირაბი ყურადღებას იპყრობს ვებერთელა ლოდების, დიდი სისქის ალუვიური ნაფენე-წის დაგროვებით; ფსკერიდან რამდენიმე მეტრით მაღლა მკაფიოდ ჩანს წყალ-დიდობის ნიშნები, რომლის სიძლიერეზე წარმოდგენას გვაძლევს ნაგორებ-დიდი ლოდები. მდინარის ნაკადი ძარცხენა კედლის გასწვრივ გაედინება და ალაგ-ალაგ ღრმა შორეულებს აჩენს. გვირაბში გვხვდება ცალკეული მიყრუებული ტილანები და წყაროების გამოსასვლელები.

მალარა განსაკუთრებით ვრცელ დარბაზს ინითარებს წინა ნა-წილში; შემდეგ ის მნიშვნელოვნად ვიწროვდება და დაბლდება (იხ. სურ. 20), უჩნდება მოკლე განშტოებანი, რომლებიც მდინარის ყოფილ სადინარებს წარმოადგენენ; ისინი მთავარი გვირაბის ფსკერს მაღლა მდებარეობენ და მორფოლოგიური ბუნებით არ განირჩევიან მისგან. მთავარი გვირაბის სიგრძე 210 მ-ია, მასში დღის შუქი მთელ სიგრძეზე ვრცელდება.

როგორც აღვნიშნეთ, მალარა ოთხსართულიანი გამოქვაბულთა კომპლექსია. მეორე სართული, პირველის გვერდით, მდინარის დონიდან რამდენიმე მეტრის სიმაღლეზე მდებარეობს. მას აქვს გვირაბისებური ფორმა და მხოლოდ 10 მ სი-

გრძისაა. ფსკერზე მომცრო ზომის ტბაა, რომელშიაც ღრმა წყალი დგას. 3 მ საფეხურით, რომელზედაც ტრავერტინების სქელი ფენებია დალექილი, იგი უკავშირდება მთავარ გვირაბს. ეჭვს არ იწვევს, რომ მეორე გამოქვაბულის ნაშთს, მის გაგრძელებას წარმოადგენს მაღარას მთავარი გვირაბის ყველაზე დიდი განშტოება (ა და ბ), რომელსაც ამჟამად ჰკვეთს მდ. შაფათა-ღელე. ვიდრე ეს მდინარე თანამედროვე კალაპოტში დაიწყებდა დენას, იგი აღნიშნული განშტოებით მოძრაობდა; საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ძლიერი წყალდიდობის პერიოდში ნაკადი ნაწილობრივ იჭრება ა განშტოების ფსკერზე. ხოლო ბ განშტოებაში იგი ქარბად გადაედინება, რამდენადაც მისი ფსკერი უფრო დაბლა მდებარეობს.



სურ. 20.

მეორე გამოქვაბულის მახლობლად, უფრო მაღალ დონეზე მაღარას მესამე გამოქვაბულია. რომელიც აგრეთვე მცირე გაგრძელებით ხასიათდება. იგი ძნელად მისადგომი და მცენარეულობით საიმედოდ არის შენიღბული.

მესამე გამოქვაბული ადამიანის დღემდე უცნობი სადგომი აღმოჩნდა. აქ კულტურული ნაფენების ასეთი მორიგეობა შეინიშნება: ზედაპირულ ფენას ქმნის 30 სმ სისქის ფხვერი ნაფენები, რომელიც უხვად შეიცავს კერამიკის ნამტვრევებს და ცხოველის ძვლებს (კბილები და სხვ.). მას მოსდევს 8 სმ სისქის ნაცრის ფენა, რომელიც პატერიალური კულტურის ნაშთებს მოკლებულია. უფრო ღრმად 10 სმ სისქის ხაშირიანი ფენა მდებარეობს, რომელშიც აგრეთვე დიდი რაოდენობით გვხვდება კერამიკული და ცხოველური ნაშთები; აღნიშნულ ფენებს სიღრმით ავრძელებს კვლავ მუხჯი, ნაცრიანი ფენა (7 სმ სისქისა), რომელიც უშუალოდ კირქვებზე წევს. ირკვევა, რომ გამოქვაბულში ხანგრძლივ ცხოვრობდა ადამიანი, მოპოვებული მასალის განსაზღვრა უთუოდ საინტერესო შედეგს მოგვცემს.

უფრო ზემოთ მეოთხე გამოქვაბული მდებარეობს. მას გვირახისკაციო კარსა მა აქვს და ვრცელდება დაახლოებით 50 მ-ზე. გვირახი მშრალია, საშუალო სიმაღლე 2 მეტრია, სიგანე ოდნავ მეტი. ფსკერის გასწვრივ შესანიშნავად არის გამოხატული კარსტული ხიდები და ღია ნაპრალები, რომელთა გასწვრივ, როგორც ჩანს, წყალი სიღრმეში მოძრაობდა. ქანები რომელშიაც ეს გვირახია განვითარებული, მნიშვნელოვნად არის გამოფიტული, რაც მის სიძველეზე მიუთითებს.

მაღარას გამოქვაბულთა კომპლექსი თვალსაჩინო მასალას გვაძლევს იმ სანგრძლივ და ეტაპობრივ განვითარებაზე, რომელიც მდ. შაბათელემ განვლო.

IV. გამოქვაბულების განვითარების საფეხვეთი მხარის ჩაღრმვის განვითარების ფონზე

ჩვენს მიერ შესწავლილი კარსტული გამოქვაბულებები ვრცელდება ძველი, ვადარცხილი ოკრიბის ანტიკლინური ქედის სამხრეთ ფერდობის ქვედა ნაწილზე, რომელიც ზღვიურ ტერასას უნდა წარმოადგენდეს. საკვლევი ტერიტორიის გამოქვაბულების წარმოშობის ასაკი ერთდროული არ არის. ამაზე მივითითებ მათი სხვადასხვა დონეზე მდებარეობა და აშკარა კავშირი მდინარეულ ტერასებთან.

სანამ ამ დამოკიდებულებაზე შეეჩერდებით, საჭიროა გამოვარკვიოთ მდინარეული ტერასების რაოდენობა. ასაკი და სიმაღლითი გაგრეცელება საერთოდ კოლხეთის ბარის მდინარეებისათვის და კერძოდ კი რიონის და წყალწითელას ხეობებისათვის.

მდ. რიონის ხეობისათვის ქუთაისის მიდამოებში ალ. ჯანელიძე ადგენს 3 ტერასას (I19, გვ. 124—125): I. რიონის ვაკის ტერასას; II. სალორის ტერასას. რომელიც რიონ-წყალწითელას შორის ვრცელდება. საფიჩხის ეკლესიიდან სადგ. რიონამდე. იგი ვრცელდება აგრეთვე წყალწითელას მარცხენა მხარეზე, სოფ. ოდილაურის მიდამოებში. მისი სიმაღლე ქუთაისიდან 85 მეტრია, რიონთან კი 60—65 მ; სალორის (70 მეტრიანი) ტერასას, წინასწარი დაშვებით. ბ. მეფერტი რისულად სოვლის (I29ა, გვ. 55). ეს ტერასა დ. წერეთლის ცნობით ვრცელდება სოფ. გოდოგნის სამხრეთით (I12, გვ. 83); III. ჭომის ტერასა. იგი ქუთაისის გარეუბნის ჭომის ჩრდილოეთით, რიონის მარჯვენა მხარეზე ვრცელდება. მისი შეფარდებითი სიმაღლე რიონთან შეფარდებათ 250—260 მეტრია. დ. წერეთლის ცნობით, ჭომის ტერასის ანალოგი გვაქვს სიმონეთ-ეწერის მიდამოებში. ეს ტერასა სამხრეთით თანდათანობით დაბლდება და მისი სიმაღლე 80—100 მეტრამდე დადის (I19, გვ. 80—82). დ. წერეთლისავე აზრით, ეს ტერასა მიახლოებით ჩაუდურად უნდა ჩაითვალოს (იქვე). ალ. ჯანელიძის მითითებით, სხვა ტერასა მორფოლოგიურად შემონახული არ არის, მაგრამ გვაქვს ძველი ალუვიური ნაფენები. რაც შეეხება ამ ტერასების ყინვარულ ეპოქებთან დაკავშირების საკითხს, ალ. ჯანელიძის აზრით, ეს სრულებით უდროვოა, რადგან ჯერჯერობით მდინარეული ტერასები ვერ დაუკავშირებიათ ბოლო მორენებთან.

გრ. დევდარიანის მითითებით, „ქალაქის (ქუთაისის შ. ყ.) ფარგლებში ყველაზე მაღალია მწვანეყვავილის საფეხური, რომელიც მდ. რიონის დონიდან 90—100 მ აღწევს. მისი ანალოგიური საფეხურია მდინარის მარჯვენა მხარეც. შემ-

დევი ტერასა იწყება ქალაქის ჩრდილო პერიფერიულ ნაწილში, გრძელდება მდ. წყალწითელასა და რიონს შორის, სადგ. რიონისაკენ და ამავე მიმართულებით დაბლდება. საფიჩხიას სასაფლაოს ფარგლებში მისი სიმაღლე 65—70 მ აღწევს. რიონის სხვა ტერასებიდან უნდა აღინიშნოს 18—22 მ, 8—12 მ და 4—6 მ ტერასები ([3], გვ. 283).

მდ. წყალწითელას კანიონის ფარგლებში ი. სალინაძე და გრ. დევდარიანი გამოპყოფენ სამ ტერასას, რომლებიც 4—6, 35—45 და 65—75 მეტრის სიმაღლეზე ვრცელდებიან ([11], გვ. 281).

კოლხეთის ბარის მდინარეული ტერასების განხილვის საფუძველზე გრ. დევდარიანი ადგენს ამ მხარისათვის საერთო ტერასულ საფეხურებს. რომელთა შეფარდებითი სიმაღლეები უდრის 4—6, 8-12 (ძველშავზღვიური, პოსტ-ვიურმული), 16—22 (ახალეკსინური, ვიურმული), 40—50 (კარაგანტული, რისულ), 65—75 (ძველევქსინური, ინდელური) და 110—115 (ჩაუდური ასაკის) მეტრს. ამასთანავე იგი მიუთითებს, რომ ბორცვიანი ზონის პერიფერიულ ნაწილში უფრო მაღალი ტერასული საფეხურების ფრაგმენტებიც მოიპოვება ([2], გვ. 284—285).

ამგვარად, საკვლევ ტერიტორიაზე გამოიყოფა 7 მდინარეული ტერასა, რომლებიც ვრცელდებიან შემდეგ სიმაღლეებზე მდინარეთა დონიდან: 1) 4—6; 2) 8-12; 3) 16—22; 4) 40—50; 5) 65—75; 6) 100—115 და 7) 250—260 მ. გარდა ამისა, 400—450 მეტრის სიმაღლეზე შავი ზღვის დონიდან ვრცელდება ძველი ზღვიური ტერასა.

აღნიშნული ტერასებისა და ამ უკანასკნელთან დაკავშირებული კარსტული გამოქვაბულების წარმოშობა შემდეგნაირად გვესახება. შესწავლილი რიონის კარბონატულ ქანებში ზღვის აბრაზით გამოკვეთილი ტერასა შემდგომ დროში ახვევბას განიცდის და ზღვაც უკან იხევს. ამასთან დაკავშირებით სატრანზიტო მდინარეები, რომლებიც ჩრდილოეთიდან მოედინებიან შესწავლილ მხარეში, მზარდ სიღრმულ ეროზიას აწარმოებენ და კვეთენ ამ ტერასებს. ეროზიის ბაზისის დაწვევამ გაზიარწია კარსტული მოვლენების გაძლიერება და, როგორც შედეგი, კარსტული რელიეფის განვითარება, ზედაპირულ და მიწისქვეშა ფორმების სახით. შეკვლე პერიოდში მდინარეები აღწევენ ახალი ეროზიის ბაზისს და იწყებენ გვერდით ეროზიას, ინვითარებენ რა ფართო ძირს. განმეორებითი ახვევება და მასთან დაკავშირებული ეროზიის ბაზისის დაწვევა, კვლავ ხელსაყრელ პირობებს ქმნის სიღრმითი ეროზიისა და კარსტული მოვლენების გავრცელებისათვის. ამ დროს ყალიბდება ჭომის ტერასა, რომელიც მდინარის თანამედროვე დონიდან 250—260 მ სიმაღლეზეა აზიდული. 100—105 მეტრიან ტერასასთან უნდა იყოს დაკავშირებული ნავენახევის და ნაგარევის გამოქვაბულების წარმოშობის დასაწყისი. სალორის ტერასის გამომუშავების პერიოდში ვითარდებიან გოდოგანის და სხვა გამოქვაბულები.

მდ. წყალწითელას ხეობაში გავრცელებული გამოქვაბულებიდან, ი. სალინაძისა და გრ. დევდარიანის მიხედვით, საკაყიას გამოქვაბული 65—75 მეტრიან ტერასას უკავშირდება; მისი ასაკი მიხედვით ან ძველ ეკსინურია. საფიჩხიას გამოქვაბული ვითარდებოდა 35—45 მეტრიანი ტერასის წარმოშობისას რისულ (კარაგანტულ) დროს. რაც შეეხება წყალწითელას I დამარხულ ეხს ის წარმოიშვა 10—12 მ ტერასის განვითარებისას, ვიურმის მიწურულში. იაზონის გამოქვაბულის წარმოშობა უკავშირდება 4—6 მეტრიან ტერასას ([11], გვ. 281—

282). ამავე ტერასის გაჩენასთან არის დაკავშირებული აგრეთვე ჯაჭვის-ხიდის გამოქვაბულის, ნაგარევის ეხისა და სხვ. წარმოშობა. წყალწითელას II დამარხული ეხი 10—12 მეტრიანი ტერასის დროს განვითარდა.

ცხადია, რომ ყოველი ახალი ტერასისა და მისი შესაბამისი გამოქვაბულის წარმოშობისას ზემოთ გავრცელებული გამოქვაბულების გარდაქმნაც ხდებოდა, რაც კარგად ჩანს, მაგალითად, ნაგარევის გამოქვაბულში და სხვ.

დასასრულ, მდარის გამოქვაბულთა კომპლექსის წარმოშობა სხვაგვარ გეომორფოლოგიურ პირობებთან არის დაკავშირებული. მის გენეზისში მნიშვნელოვანი როლი სამხრეთ ოკრიბის შეცოცებაჲ ითამაშა. ეს შეცოცება ალ. ჯანელიძის მიხედვით, მოხდა, მაშინ როცა ტყიბულის ეროზიულ ამოქვაბულს ჰქონდა თითქმის თანამედროვე სახე (119), გვ. 176—184, 246—250). ამ დროს ტანგესალური დაჰიმულობა იწვევს ოკრიბის ანტიკლინური ქედის სამხრეთ ფერდობის ნარჩენის კირქვიან სუბსტრატის შეცოცებას ჩრდილო მიმართულებით. ამას კი მოჰყვა ტყიბულისა და ცუცხვათის ამოქვაბულების ზედაპირულ მდინარეთა მიწიქვეშათ გარდაქმნა და როგორც შედეგი, მდარის გამოქვაბულთა კომპლექსის წარმოშობა. ცხადია, რომ ეს შეცოცება გააძლიერებდა უკვე წარმოშობილ გამოქვაბულთა გარდაქმნის პროცესსაც.

Ш. Я. КИПИАНИ и З. К. ТИНТИЛОВ

КАРСТОВЫЕ ПЕЩЕРЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ КУТАИСИ— НАВЕНАХЕВИ

Резюме

Пещеры в окрестностях Кутаиси—Навенахеви приурочены к меловым и частично эоценовым карбонатным отложениям. Широким распространением пользуются баремские-массивные и нижне неокомские —тонкослоистые известняки; их общая мощность 400 м. Баремские известняки, содержащие незначительное количество нерастворимых примесей, как во всей известняковой полосе южного склона Главного Кавказского хребта, так и в окрестностях Кутаиси, отличаются сильной закарстованностью. Слоистые трещиноватые известняки, обильные атмосферные осадки (до 1500 мм в год) и расчлененный рельеф благоприятствуют развитию карстовых явлений. Наличие многочисленных карстовых воронок — характерная географическая черта этих районов — определяет слабое развитие наземных рек и глубокое расположение обильных грунтовых вод.

В ущелье р. Цкалцителя пещеры открываются на разных гипсометрических уровнях, что, безусловно, связано с цикличностью их развития. Расположение пещер от уровня р. Цкалцителя таково:

1. Пещера Язона — 6 м;
2. Пещера Цкалцители — 10 м;
3. Сапичхийская пещера — 30 м;
4. Пещера Сакажия — 70 м.

Морфометрические показатели (длина, ширина, высота) этих пещер незначительны. Пещеры эти сухие и их современное развитие почти не происходит.

Пещеры у Цкалцителы вызывают особый интерес разнообразными и богатейшими остатками стоянок палеолитических людей. В этом отношении особенно выделяется знаменитая пещера Сакажия, являющаяся замечательным археологическим, палеоботаническим и палеозоологическим памятником. В этой пещере впервые подтвердилось наличие палеолитических документов на Кавказе.

В ущелье р. Риони можно отметить, так называемую, пещеру «Джачвис-хиди» (2,5 м от ур. реки), которая представляет собой низкую и узкую, трубчатую тоннель. В ней встречаются сифоны и заполненные водой проходы; на дне отложился густой слой ила.

Обращает на себя внимание до недавнего времени неизвестная карстовая пещера, находящаяся по близости от с. Годогани (105 м над ур. м), вход в которую был обнаружен при добыче строительного камня. Пещера (длина 100 м) богато разукрашена макаронобразными сталактитами; их длина часто достигает 1 м. Пещера образована под действием дождевых потоков. Такое же происхождение имеют пещеры Нагаревис-гвираби (190 м от ур. моря) и Навенахеви (235 м над ур. моря). В пещере Нагаревис-гвираби натечные образования отсутствуют, что объясняется обильным просачиванием в нее дождевых потоков и талых снеговых вод; по этой же причине в пещере Навенахеви сталактитовые образования почти целиком разрушены.

Огромное впечатление производит четырехэтажный пещерный комплекс Магара (к востоку от Кутаиси), в современном сквозном тоннеле которого протекает р. Шабатасгеле-Чишура. Высота главного тоннеля — 35 м, а суммарная длина всех ходов — 450 м. Третий этаж оказался стоянкой древнего человека.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. გოგიშვილი კ. და კორძაჩია მ., კოლხეთის ბარის კლიმატი, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის ფონდები.
2. გოგიშვილი კ., ზემო იმერეთის ჰავა და მისი წარმოქმნელი ფაქტორები, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები ტ. X, 1959, გვ. 111—121.
3. დევიდარიანი გ., კოლხეთის ბარის მდინარეთა ქსელის მეოთხეული ისტორიის საკითხისათვის, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. XVI, 1955, № 4, გვ. 281—286.
4. კეცხოველი ნ., კოლხეთის მცენარეულობა, საქართველოს სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. 1, 1939, გვ. 129—164.
5. კორძაჩია მ., საქართველოს კლიმატთა ტიპები და მათი გავრცელების ზონები, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. III, 1946, № 8, გვ. 497—504.
6. კორძაჩია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია, ტ. III, 1948, ნაკვ. I, გვ. 41—81.
7. მარუაშვილი ლ., ქუთაისისა და წყალტუბოს რაიონების წყარაბები, წინასწარი ცნობა, ქუთაისის ა. წულუკიძის სახელობის სახელმწიფო პედაგოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, 1941, გვ. 129—143.
8. მარუაშვილი ლ., ქართული გამოცემის რედაქტორისაგან (სპელეოლოგიური კვლევა პერსპექტივები საქართველოში), წიგნში: ნ. კასტრეე. ათი წელი მიწის ქვეშ. ატექნიკა და შრომა, თბ., 1957, გვ. 3—25.

9. ნიორაძე გ., „ქვის ადამიანი საქაიას გამოქვაბულში“ „ტექნიკა და შრომა“, თბ., 1953.
10. საღინაძე ი., ქუთაისის რაიონის დოლომიტები და დოლომიტის კირქვები, აღწერილობის სახელობის ქუთაისის სახელმწიფო პედაგოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. XII, 1954, გვ. 225—337.
11. საღინაძე ი., დედოფარის ვრ., მდინარე წყალწითელას ხეობის მთავარი გამოქვაბულები, აღწერილობის სახელობის ქუთაისის სახელმწიფო პედაგოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. XVII, 1957, გვ. 567—584.
12. წერეთელი დ., რიონის ბაზალტის მხარის ნაწილის მეოთხედი ნაღებები და რელიეფი, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. X, 1953, გვ. 73—110.
13. Астахов Н. Е. — Геоморфологический очерк северо-западной Имеретинской частью Лечхуми. Труды Института географии имени Вахушти, т. X, 1959, стр. 27—48.
14. Атлас к геологическому описанию частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губернии с 8 таблицами окаменелостей, геологической картой и двумя таблицами разрезов (Материалы для геологии Кавказа), Изд. Управления горной частью на Кавказе и Закавказии, Тифл., 1875.
15. Бацевич и Симонович, Геологическое описание части Кутаисского уезда, Кутаисской губернии, известной под именем Окриба, Тифл., 1873, 36 стр.
16. Гвоздецкий Н. А., Опыт районирования карста Большого Кавказа, Географический сборник, т. I—геоморфология и палеогеография, АН СССР, М.—Л., 1952, стр. 64—80.
17. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР. Типы рельефа и районы их распространения, АН СССР, М.—Л., 1947.
18. Джавахишвили А. Н., Карта геоморфологических типов рельефа и районов их распространения в Грузинской ССР, М. 1:200000, 1947 г., фонды Института географии им. Вахушти.
19. Джанелидзе А. И., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхуми (Грузинский филиал АН СССР), Изд. Груз. филиала АН СССР, Тб., 1940, 408 стр.
20. Джанелидзе А. И., Геологическая карта Груз. ССР в масштабе 1:200000, Описание листа К-38-XII (отчет Кутаис-Цхакваевской геосъемочной партии), Тб., 1941. Фонды Грузинского геологического управления.
21. Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны Грузинской ССР, АН Грузинской ССР, Тб., 1955.
22. Колаковский А. А., Ботанико-географическое районирование Колхиды, Труды Сухумского ботанического сада, вып. XI, Сухуми, 1953, стр. 141—196.
23. Колаковский А. А., Закономерности экотопологического размещения основных фитоландшафтов Абхазии в квартере, Труды Сухумского ботанического сада, вып. VI, Сухуми, 1951.
24. Колаковский А. А., Фитоландшафты Абхазии и история их развития, Сухуми, 1944.
25. Конюшевский Л., Геологические черты района проектируемой Ткибульской гидроэлектростанции, «Закавказский транспорт», № 5—6 (32—33), 15, IV—1925, стр. 1—8.
26. Конюшевский Л., Отчет о геологическом исследовании месторождений ископаемого угля в районе станций Ткибули—Кутаиси—Сачхере—Дзирула, Зап. ж. д. Изд. Отдела топлива ВСНХ Грузии, Тифл., 1926, 161 стр.
27. Маруашвили Л. И., Пещеры Нагаревис-гвираби. (Западная Грузия) «Природа», 1941, № 1, стр. 107—109.

28. Мефферт Б. Ф., Геологические исследования в Кутаисском и Ахалцихском уездах в 1923 году. (Предварительный отчет), Изв. геол. ком., т. XLIII, 1924, № 7, стр. 819—853.
29. Мефферт Б. Ф., Геологическое строение марганцового района Аджамети—Чхари в Кутаисской губ., Изв. геол. ком., т. XLIII, 1924, № 7, стр. 855—869.
- 29а. Мефферт Б. Ф., Геологические исследования в Мингрелии, (Предварительный отчет о работах 1929 г.), Труды Гл. геолого-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 64, 59 стр., М.—Л., 1931.
30. Мефферт Б. Ф., Юрские отложения Имеретии, Область Окриба и бассейны Риони и Цхенис-цкали. (Предварительная заметка), Изв. Гл. геол. разв. упр., т. XLIX, 1930, № 1, стр. 9 — 26.
31. Мефферт Б. Ф., Тквибульский угленосный район, Основные элементы геологического строения и план разведочных работ. (Предварительный отчет). Изв. Гл. геол.-разв. объединения, т. LI, 1932, вып. 7, стр. 133 — 146.
32. Мефферт Б. Ф., Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектростанций Грузии в бассейнах Ингури, Цхенис-цкали, Риона и Курь, Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКТП СССР, вып. 349, Л.—М.—Н., 1933, 50 стр.
33. Осборн Г., Человек древнего каменного века, Ленинград, 1924.
34. Симонович С., Сорокин А. и Бацевич Л., Геологическое описание частей Кутаисского и Шораланского уездов Кутаисской губернии, Изд. Упр. горной частью на Кавказе, Тифл., 1874, 120 стр.
35. Симонович С., Бацевич Л. и Сорокин А., Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губернии. (Материалы для геологии Кавказа). Изд. Управления горной частью на Кавказе и Закавказья, Тифл., 1875.
36. Сорокин Г. И., Краткий обзор второй половины геологических исследований в Кутаисском и Шораланском уездах, ИК ОИРГО, т. III, 1874, № 1.
37. Сохадзе Е. В., Очерк растительности Колхиды и горной Мегрелии, 1957 г., Фонды Института географии им. Вахушти.
38. Сохадзе Е. В., Основные черты растительного покрова Верхней Имеретии, Труды Института географии им. Вахушти, 1959, т. X, стр. 135—153.
39. Уваров А. С., Археология России, Каменный период, т. I, М., 1881, 439 стр., XIV таблица и т. II приложение, 151 стр. 49 табл. и 1 карта.
40. Уварова Г., Кавказ Путевые заметки графини Уваровой, ч. I, М., 1887.
41. Чиракадзе Г., Основные черты климата бассейна р. Риони от ее истоков до устья р. Квирила. Труды Географического общества Грузинской ССР, т. I—II, 1949, стр. 43—64.
42. Doboys de Montpereux F., Voyage autour du Caucase, Paris, 1839-1843.
43. Favré E., Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Geneve, 1875.

კ. ბობიშვილი, მ. კობახიძე

ჰაერის სინოტივის დეფიციტის განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე

ჰაერის სინოტივის დეფიციტის (ჰაერის ორთქლით გაჯერების დანაკლისის) განსაზღვრას, გარდა დიდი კლიმატური მნიშვნელობისა საერთოდ, აქვს აგრეთვე წმინდა გამოყენებითი მნიშვნელობა: სინოტივის დეფიციტზე არის დამოკიდებული აორთქლების ინტენსივობა, მიწისქვეშა წყლების დონე და მისი მერყეობა, ჩამონადენის სიდიდე, გარემოს ფიზიოლოგიური ზემოქმედება ადამიანის ორგანიზმზე; სინოტივის დეფიციტი სოფლის მეურნეობის სხვადასხვა კულტურათა სავეგეტაციო პერიოდში მორწყვის საჭიროების ერთგვარი მაჩვენებელია.

მიუხედავად ამისა, საქართველოს კლიმატურ ლიტერატურაში ეს ელემენტი ახლა დანარჩენ ძირითად ელემენტზე ნაკლებად არის გაშუქებული. მხოლოდ ე. სოკოლოვას შრომაში [4], რომელშიც მთელი საბჭოთა კავშირისათვის განხილულია სინოტივის დეფიციტის რეჟიმი, საქართველოს შესახებ სულ რამდენიმე სადგურის მონაცემებია მოყვანილი. ეს მონაცემებიც გამოთვლილია ჰაერის ტემპერატურის და სინოტივის საშუალო თვიური სიდიდეებიდან ოლდეკოპის [3] შესწორებით. აიხსნება ეს იმ გარემოებით, რომ მეტეოროლოგიურ სადგურებზე მხოლოდ 1936 წლიდან წარმოებს სინოტივის დეფიციტის ყოველდღიური გამოთვლა.

წინმდებარე შრომაში ჩვენ ვისარგებლეთ საქართველოს მეტსადგურთა მონაცემებით, დაწყებული 1936 წლიდან 1958 წლამდე.

ჩვენ მიერ გამოყენებულია საქართველოს 120 სადგურის მონაცემები, რომელთაგან უმრავლესობას აქვს არანაკლები 20 წლის დაკვირვების პერიოდი, ხოლო 15 წელზე ნაკლები—არცერთს.

აღებული სადგურების მონაცემების მრავალწლიურზე და ერთ პერიოდზე მიყვანა არ გვიწარმოებია, ვინაიდან 20 წლიდან მიღებული საშუალო წლიური დეფიციტის სააღბათო ცდომილება, ფეხნერის ფორმულით¹ გაანგარიშებული არსად 0,1 მმ არ აღემატება, მხოლოდ საშუალო თვიურის ცდომილება აღმოსავლეთ საქართველოს აღმოსავლეთ სტეპურ რაიონებში ზაფხულის თვეებში

¹ ფეხნერის ფორმულა $F = 1 - 1955 \frac{v}{\sqrt{2n-1}}$, სადაც F —სააღბათო ცდომილება, v —საშუალო გადახრა მრავალწლიურიდან, n —წელთა რაოდენობა.

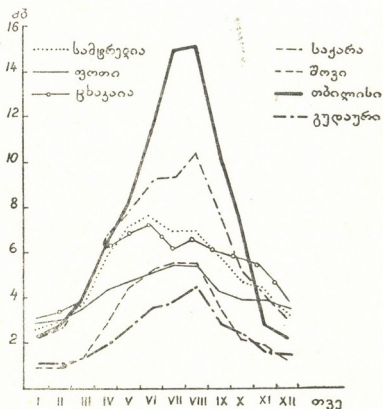
აღწევს 0,4 მბ (ცხრილი 1), რაც წარმოადგენს ამ თვეების საშუალო სინოტივის დეფიციტის 2—3%.

ცხრილი 1
20 წლის პერიოდიდან მიღებული თვიური და წლიური სინოტივის დეფიციტის სააღბათო ცდომილება (მბ-ში)

სადგურები	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიური
ფოთი	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,04
ჭუთაისი	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0, 1
ბაკურიანი	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,04
თბილისი	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,1	0, 1

სინოტივის დეფიციტის წლიური მსვლელობა და ამპლიტუდა. სინოტივის დეფიციტი წარმოადგენს ჰაერის ტემპერატურის და აბსოლუტური სინოტივის ფუნქციას. რაც უფრო მაღალია ჰაერის ტემპერატურა, მით უფრო მეტი ორთქლია საჰაერო მის გასაჯერებლად. სინოტივის დეფიციტის წლიური მსვლელობა საერთოდ მისდევს ჰაერის ტემპერატურის მსვლელობას.

მინიმუმს, როგორც წესი, ადგილი აქვს იანვარში, დეკემბერში თითქმის იმავე ზომისაა, როგორც იანვარში, მხოლოდ რამდენიმე მეათედშია განსხვავება, ზღვის სანაპიროზე და მთებში თებარვალში, ხოლო ქართლის ვაკეზე დეკემბერში, რამდენიმედ უფრო დაბალიცაა, ვიდრე იანვარში.



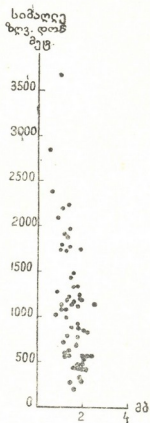
სურ. 1 — სინოტივის დეფიციტის წლიური მსვლელობა.

მაქსიმუმს საქართველოს ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე ადგილი აქვს აგვისტოში. მხოლოდ კოლხეთის დაბლობის უმეტეს ნაწილზე, ზღვის სანაპირო ზოლის გამოკლებით, — გაზაფხულის მეორე ნახევარში და ზაფხულის დასაწყისში — იენისში (სურ. 1). ეს აიხსნება იმ გარემოებით, რომ გაზაფხულის უკანასკნელ და ზაფხულის პირველ თვეებში (V—VI) კოლხეთის დაბლობი ღარიბია ნალექებით, ხშირია გვალვა და ჰაერის ტემპერატურა აქ მნიშვნელოვნად უფრო ინტენსიურად იზრდება, ვიდრე აბსოლუტური სინოტივე; ივლისში ნალექიანობა მატულობს, ტემპერატურის ზრდის ინტენსივობა მცირდება, სინოტივე კი უფრო ინტენსიურად იზრდება, რის გამო სინოტივის დეფიციტი მცირდება.

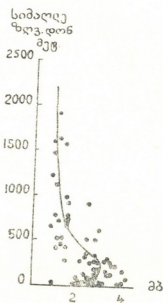
სინოტივის დეფიციტის წლიური ამპლიტუდა (აგვისტოსა და იანვრის საშუალო სინოტივის დეფიციტის შეფარდება) კარგად გამოსახავს ცალკე რაიონების სიმშრალის ხარისხს. აჭარის სანაპიროზე, გურიისა და სამეგრელოს დაბლობზე და ქვემო იმერეთში სინოტივის დეფიციტის წლიური ამპლიტუდა მცირეა და მერყეობს 1,8 და 2,8 შორის. იმერეთის მაღლობზე და მდ. აჭარასწყლის ხეობის შუა წელში იზრდება და უდრის 3—5; აღმოსავლეთი საქართველოს სტეპურ და ნახევრად სტეპურ რაიონებში, შიდა ქართლის ვაკეზე, ახალციხის ქვაბულში და ახალქალაქის ზეგანზე სინოტივის დეფიციტის წლიური ამპლიტუდა უდიდესია და მერყეობს 7—10 ფარგლებში; კახეთის ვაკეზე რამდენადმე ნაკლებია (6—8). ვაკასიონის ფერდობებისაყენ საერთოდ კლებულობს, მაგრამ რელიეფის ფორმას ამ ჩრდივ უფრო მეტი მსიშვნელობა ენიჭება, ვიდრე სიმაღლეს ზღვის დონიდან. მაგალითად, დუშეთში (ფერდობი) წლიური ამპლიტუდა უდრის 5,3 და თიანეთში (ვაკე) 7.4. თუმცა თიანეთი 180 მეტრით მაღლა მდებარეობს.

ადგილის სიმაღლის გავლენა სინოტივის დეფიციტზე. ჰაერის ტემპერატურის და აბსოლუტური სინოტივის ცვლილება ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით, თვეების და სეზონების მიხედვით არ არის ერთნაირი, რაც იწვევს სინოტივის დეფიციტშიაც არაერთნაირ ცვლილებას. წლის ციკ პერიოდში, როდესაც სინოტივის დეფიციტი საერთოდ მცირეა, მისი შემცირება ადგილის სიმაღლესთან ერთად იმდენად მცირეა, რომ ხშირად ტემპერატურულ ინვერსიების გავლენა მეტია, ვიდრე ადგილის სიმაღლის გადიდება. მაგალითად, გარდაბანში (300 მ ზ. დ.), დუშეთში (900 მ) და მაღალმთიან ყაზბეგზე იანვარში სინოტივის დეფიციტი ერთიდაიგივეა (1,9 მმ). ამიტომ აღმოსავლეთ საქართველოში, სადაც ანტიციკლონური მდგომარეობაა და მასთან დაკავშირებით ტემპერატურული ინვერსიები ხშირია, ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით სინოტივის დეფიციტის ცვლილებაში კანონზომიერება არ ემჩნევა (სურ. 2).

დასავლეთ საქართველოში, სადაც ზღვის სანაპირო დაბლობზე ტემპერატურა, როგორც წესი, უფრო დაბალია ვიდრე ფერდობების წინა კალთებზე, სინოტივის დეფიციტი დაახლოებით 250—300 მ სიმაღლეზე იზრდება (სურ. 3). შემდეგ კი, ზღვიდან დაშორების და ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით, ჰაერის ტემპერატურა უფრო ინტენსიურად ეცემა, ვიდრე სინოტივე, რის გამო სინოტივის დეფიციტი, თუმცა უმნიშვნელოდ, მაგრამ თანდათან გარკვევით ეცემა (ყოველ შემთხვევაში 1200—1300 მ სიმაღლეზე ზ. დ.).



სურ. 2 — სინოტივის დეფიციტის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან აღმოსავლეთ საქართველოში. იანვარი.



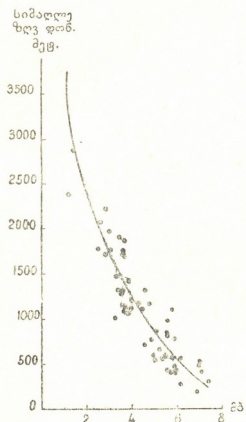
სურ. 3 — სინოტივის დეფიციტის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან დასავლეთ საქართველოში. იანვარი.

წლის თბილ პერიოდში ვითარდება ჰაერის აღმავალი დენა, რომელსაც თან აქვს ორთქლი, რის გამო, მთის ფერდობზე ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით, აბსოლუტური სინოტივე უმნიშვნელოდ ეცემა, მაშინ როდესაც ჰაერის ტემპერატურის დაცემა მნიშვნელოვანია (უახლოვდება მშრალ ადიაბატურს). ამის შედეგად, ჰაერის გაყენილობა მატულობს და სინოტივის დეფიციტი მნიშვნელოვნად კლებულობს.

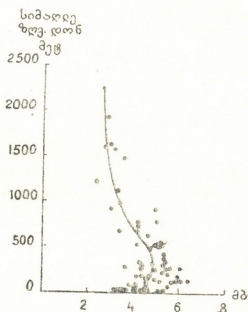
აპრილში სინოტივის დეფიციტი თბილისში შეადგენს 6,2 მმ, ხოლო გუდაურში 1,9 მმ; ყოველ 100 მ სიმაღლეზე მისი დაცემა უდრის საშუალოდ 0,25 მმ. ზაფხულის თვეებში, როდესაც კონვექციური დენა განსაკუთრებით განვითარებულია აღმოსავლეთ საქართველოში, ადგილის სიმაღლის მიხედვით, სინოტივის დეფიციტის დაცემა მნიშვნელოვანია. მასთან, ფერდობების ქვედა ზონაში (დაახლოებით 1000—1200მ სიმაღლემდე) ეს დაცემა ძლიერია, საშუალოდ 0,5—0,6 მმ ყოველ 100 მ სიმაღლეზე, შემდეგ თანდათან უფრო მცირდება 2400 მ სიმაღლემდე და ამაზე ზემოთ (სადგურების მონაკემების მიხედვით), ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით, სინოტივის დეფიციტი არ იცვლება (სურათი 4).

დასავლეთ საქართველოში აბსოლუტური სინოტივე ზღვის სანაპირო ზოლში ზაფხულში განსაკუთრებით მაღალია, რის გამო სინოტივის დეფიციტი აქ მცირეა და თითქმის იმდენივეა, როგორც მთებზე; მხოლოდ სამეგრელოს და

ზე (სურ. 5). სინოტივის დეფიციტის საშუალო წლიური სიდიდე, ადგილის ზრდასთან დაკავშირებით, ისევე გარკვევით ეცემა, როგორც ზაფხულში 2300—2400 მ სიმაღლემდე, მხოლოდ მისი დაცემა უფრო ზომიერია და კოორდინატთა სისტემის ველზე წერტილები ნაკლებად გაფანტულია, ვიდრე ზაფხულში (სურ. 6 და 7).



სურ. 6 — სინოტივის დეფიციტის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან დასავლეთ საქართველოში, წლიური.



სურ. 7 — სინოტივის დეფიციტის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან დასავლეთ საქართველოში, წლიური.

3. კოლოსკოვი [1] ყაზახეთის (ალმა-ატის რაიონის) სადგურების მონაცემებიდან დაასკვნის, რომ ზ. დ. 2000 მ სიმაღლემდე სინოტივის დეფიციტი თანაბრად ეცემა, მაგრამ წლის სხვადასხვა სეზონში არა ერთნაირად. ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით ამ ელემენტის დაცემას ის გამოსახავს შემდეგი ფორმულით:

$$D_h = D_o (1 - kh),$$

სადაც D_h არის სინოტივის დეფიციტი, h მეტრის სიმაღლეზე ზ. დ. ხოლო D_o — ზღვის დონეზე, K — კოეფიციენტი, რომელიც იცვლება თვეების მიხედვით. წლის თბილ პერიოდში მარტიდან ოქტომბრამდე K დადებითია, უმცირესია ის მარტში (0,000149) და უდიდესი — მაის-ივნისში (0,00364). ზამთრის თვეებში — ნოემბრიდან თებერვლამდე კი ეს კოეფიციენტი უარყოფითია, ე. ი. ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით სინოტივის დეფიციტი იზრდება. საქართველოს პირობებში, როგორც გრაფიკების განხილვიდან დავინახავთ, ასეთი

გარკვეული დამოკიდებულება სინოტივის დეფიციტსა და ადგილის სიმაღლეს შორის არ არსებობს.

მართალია, ზამთრის თვეებში სინოტივის დეფიციტის დაცემა ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით, ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში მცირდება, მაგრამ როგორც წესი, უარყოფითია მხოლოდ დასავლეთ საქართველოში ფერდობის წინა კალთებზე, დაახლოებით 300 მ სიმაღლეზე.

ბულგარეთშიაც, მ. კიუჩუკოვას გამოკვლევის თანახმად [2], სინოტივის დეფიციტის დაცემა ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით ზაფხულში მნიშვნელოვნად მეტია, ვიდრე გაზაფხულ-შემოდგომაზე და მით უფრო ზამთარში, მაგრამ იანვარშიაც, როგორც ხსენებული ავტორი აღნიშნავს, ის არ არის უარყოფითი. შეიძლება ეს აიხსნას იმ გარემოებით, რომ მთელ ყაზახეთში, ზამთრის სეზონში გაბატონებულია მაღალი წნევის არე და მთებზე იქ უფრო ძლიერ განვითარებულია ტემპერატურული ინვერსიები, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში და ბულგარეთში და მით უფრო, ვიდრე დასავლეთ საქართველოში.

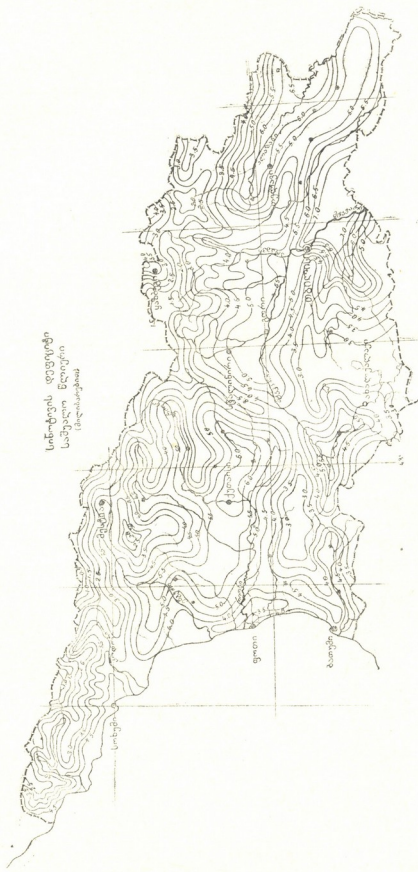
სინოტივის დეფიციტის ტერიტორიული განაწილება. საქართველოს რთულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში ცალკეული კლიმატური ელემენტების ტერიტორიული განაწილების კარტოგრაფირება სასურველი სიზუსტით (იზოხაზების სისტემის გატარებით) მეტად ძნელია, თუ არა შეუძლებელი. მით უფრო ძნელია სინოტივის დეფიციტის განაწილების რუკაზე უწყვეტი ხაზით გამოსახვა.

ამიტომ წარმოდგენილ რუკებზე (სურ. 8, 9, 10 და 11) გატარებული იზოხაზები ზოგიერთი ადგილისათვის სქემატური და პირობითია, მაგრამ ეს რუკები საკმაოდ მიახლოებით მაინც გვიჩვენებენ სინოტივის დეფიციტის განაწილების საერთო სურათს საქართველოს ტერიტორიაზე.

მხოლოდ მაღალმთიან ზონაში, სადაც მეტეოროლოგიური სადგურების რიცხვი მცირეა და ამავე დროს მათი მონაცემებიც ნაკლებად საიმედოა, სინოტივის დეფიციტის იზოხაზები უფრო მეტად სავარაუდოა.

საშუალო წლიური სინოტივის დეფიციტი საქართველოში ტერიტორიულად მნიშვნელოვნად მერყეობს. ამიტომ 0,5 მმ-იანი იზოხაზები რუკაზე მეტად მჭიდროდაა განლაგებული (სურ. 8). როგორც მოსალოდნელი იყო, სინოტივის დეფიციტი აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მაღალია, ვიდრე დასავლეთ საქართველოში. აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში ყველაზე უფრო დიდი სინოტივის წლიური დეფიციტით (7,0—7,5 მმ) ხასიათდება ქვემო ქართლის ვაკეთბილისის ქვემოთ. შემდეგი ადგილი უჭირავს კახეთის ვაკეს (6,0—6,5 მმ). თავისი სიმაღლისათვის შედარებით დიდი სინოტივის წლიური დეფიციტით ხასიათდება ივრის ზეგანი, შიდა ქართლის ვაკე და ახალციხის ქვაბული (5,0—5,5 მმ). შედარებით დიდია სინოტივის დეფიციტი ავრეთვე ჯავახეთის ზეგანზე, სადაც 0,4 მმ-იანი იზოხაზი გადის დაახლოებით 1600 მ სიმაღლეზე ზღვ. დ., მაშინ როდესაც კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ამავე მაჩვენებლის იზოხაზი გადის 1000 მ სიმაღლეზე. ბორჯომ-ბაკურიანის ხეობა და საერთოდ სამხრეთ მთიანეთის ჩრდილო ნაწილი რამდენიმედ უფრო დაბალი სინოტივის დეფიციტით ხასიათდება, ვიდრე იმავე სიმაღლის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის ზემო ნაწილში (2500 მ ზემოთ), აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში, სინოტივის დეფიციტი 1,5 მმ-დე ეცემა.

კოლხეთის დაბლობზე სინოტივის წლიური დეფიციტი უმცირესია ზღვის-პირა ზოლში, სადაც 3,5—4,5 მმ არ აღემატება. აქ იგი შედარებით ნაკლებია სამხრეთ ნაწილში (ბათუმი, ქობულეთი) და ჭაობიან ადგილებში (სუფსა-ანა,ჯ-



სურ. 8.

ზღვიდან დაშორებით, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის მატებისა, სინოტივის დეფიციტი იზრდება. მდ.ენგურის, ცხენისწყლის, კოროხის, რიონისა და სხვა ხეობების დაბალ ნაწილებში, დაახლოებით 700—800 მ სიმაღლემდე ზღვ. დონიდან, იგი, უდრის თითქმის 5,0 მმ. ამაზე 0,5 მმ-ით მეტია კოლხეთის დაბლობის შუა ნაწილში (ცხაკია, სამტრედია, წულუკიძე), სამეგრელოს დაბალმთიან ადგილებში (გეგეჭკორი, წალენჯიხა, ლუგელა) და აჭარა-იმერეთის ქედის ჩრდილო ფერდობის მთათაწინეთზე (მაიაკოვსკი, ვანი და სხვა). უდიდეს სიდიდეს მთელ დასავლეთ საქართველოსათვის საშუალო წლიური სინოტივის დეფიციტი აღწევს იმერეთის მაღლობზე (5,5—6,5 მმ). დაახლოებით 800—850 მ სიმაღლიდან (ზ.დ.), ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად, უწყვეტლვ ეცემა აჭარა-იმერეთის ქედზე, სურამის და რაჭის ქედებზე 3,0—3,5 მმ-დე. ეგრისის, კოდორის, აფხაზეთისა და გაგრის ქედებზე 2,0—2,6 მმ-დე, ხოლო კვკასიონის მაღალმთიან ზონაში 1,0 მმ-ზე ნაკლებია.

ზამთარში სინოტივის დეფიციტის ტერიტორიული მერყეობა შედარებით მცირეა. დასავლეთ საქართველოში ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე იანვრის საშუალო თვიური სინოტივის დეფიციტი 4,0—1,0 მმ ფარგლებში მერყეობს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 2,0—1,0 მმ შორის (სურ. 9).

ზამთარში ქვედა და შუა ზონაში სინოტივის დეფიციტის აბსოლუტური სიდიდეები დასავლეთ საქართველოში უფრო მაღალია, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში, მაშინ როდესაც წლის თბილ პერიოდში შებრუნებულ სურათს აქვს ადგილი. იანვრის საშუალო თვიური სინოტივის დეფიციტი 1,0 მმ-ზე ნაკლებ სიდიდეს აღწევს დასავლეთ საქართველოში 1000—1200 მ სიმაღლიდან, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში მხოლოდ 1700 მ ზევით ზ. დ.

რამდენიმე მაღალი სინოტივის დეფიციტი იანვარში კოლხეთის დაბლობზე აისხნება შედარებით მაღალი ტემპერატურით და აღმოსავლეთის მშრალი ფიონური ხასიათის ქარების სიხშირით წლის ამ პერიოდში.

ზაფხულში საქართველოს ტერიტორიაზე სინოტივის დეფიციტი დიდ ფარგლებში იცვლება, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოში, ამიტომ იზოხაზები რუკაზე გატარებულია 1,0 მმ ინტერვალით.

აღმოსავლეთ საქართველოში სინოტივის საშუალო დეფიციტი აგვისტოში მერყეობს 16—17 მმ-დან (ქვემო ქართლის ბარი) 2—3 მმ-დე (კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა). გარდა ქვემო ქართლის ბარის სტეპური ნაწილისა, სინოტივის დეფიციტის მაღალი მაჩვენებლებით გამოირჩევიან ივრის ზეგანი, კახეთის ვაკე, თრიალეთის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობის მთათაწინეთი (15—30 მმ), შიდა ქართლის ბარი და ახალციხის ქვაბული (10—11 მმ). საქართველოს სამხრეთ თიანეთის სტეპურ ნაწილში საერთოდ სინოტივის დეფიციტი აგვისტოში, როგორც მოსალოდნელი იყო, გარკვევით მეტია, ხოლო ჩრდილო ტყიურ ნაწილში (ბორჯომ-ბაკურიანის, აბასთუმნის რაიონები) ნაკლებია, ვიდრე კავკასიონის სამხრეთ ფერდობების იმავე სიმაღლეზე (სურ. 10).

დასავლეთ საქართველოში სინოტივის დეფიციტი აგვისტოში მნიშვნელოვნად დაბალია, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში. აქ ზაფხულის თვეებში ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე (მაღალმთიანი ზონის ჩათვლით) ჰაერს გაჯერებამდე სულ რამდენიმე (საშუალოდ 4—5 მმ) ორთქლი აკლია. ასეთივეა სინოტივის დეფიციტი ზღვის სანაპირო ზოლშიაც, სადაც აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 22—23° უდრის. მხოლოდ ამ ზონის ჩრდილო ნაწილში, სადაც ამ თვის

საშუალო ტემპერატურა 24° კარბობს, სინოტივის დეფიციტიც 1—2 მმ-ით მეტია. აიხსნება ეს დიდი აორთქლებით ჰაობიანი ნიადაგებიდან, მცენარეულობიდან და ზღვის ბრიზების სიხშირით.



სურ. 10

ზღვის ნაპირიდან დაშორებით კოლხეთის ბარზე ჰაერის ტემპერატურა აგვისტოში იზრდება, ბრიზების გავლენაც სუსტდება, რის გამო სინოტივის დე-



სურ. 11

დეციტი იზრდება და ქვემო იმერეთში 8—9 მმ უდრის. აღმოსავლეთისაკენ სინოტივის დეფიციტის ზრდა გრძელდება და ზესტაფონის მიდამოებში და რაქის ქვემო ნაწილში 10,0—10,5 მმ აღწევს.

მხარის სიმშრალის დასახსიათებლად განსაკუთრებით მნიშვნელობა აქვს სინოტივის დეფიციტს სავეგეტაციო პერიოდის შუადღის საათებში.

აგვისტოს 13 საათის რუკა (სურ. 11) გვიჩვენებს, რომ სინოტივის დეფიციტის ტერიტორიული განაწილების ხასიათი ისეთივეა, როგორც ამ თვის საშუალო დღელამური სიდიდის (სურ. 10), ხოლო 13 საათზე სინოტივის დეფიციტი მნიშვნელოვნად უფრო მაღალია და მეტ ფარგლებში მერყეობს.

ქვემო ქართლის ბარის სტეპურ ნაწილში სინოტივის დეფიციტის საშუალო სიდიდე 13 საათზე აგვისტოში 27 მმ აღემატება და საერთოდ აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე (800—900 მ სიმაღლემდე) 18 მმ-ზე მეტია.

დასავლეთ საქართველოს იმ ადგილებში, სადაც სინოტივის დეფიციტი მაღალი მაჩვენებლებით ხასიათდება (იმერეთის მაღლობი, რაქა-ლეჩხუმის დაბალი ზონა), ეს სიდიდე 13 საათზე 21 მმ აღწევს და აგვისტოს საშუალო დღელამურ რაოდენობასთან შედარებით მნიშვნელოვნად გადიდებულია (10 მმ-ით); სანაპიროზე, სადაც ბრიზების გავლენა შუადღის საათებში ძლიერდება 13 საათზედაც სინოტივის დეფიციტი შედარებით უმნიშვნელო რჩება.

К. С. ГОГИШВИЛИ, М. О. КОРДЗАХИЯ

О ДЕФИЦИТЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА В ГРУЗИИ

Резюме

Средний месячный дефицит влажности вычислен по ежедневным срочным наблюдениям температуры и влажности воздуха за период 1936—58 г., для 120 метеорологических станций Грузии.

Большинство из этих станции имеют более чем 20-летний период наблюдений, а остальные не менее 15 лет.

Приведение данных к многолетнему и одному периоду не производилось. Вероятная погрешность среднегодовых значений дефицита влажности, полученных из 20 летних наблюдений, вычисленная по формуле Фехнера, не превосходит 0,1 мб, и только в летние месяцы для степных районов Грузии она достигает 0,4 мб.

Составлены графики связи дефицита влажности с высотой местности за январь, август и за год, в отдельности для западной и восточной Грузии и карты распределения на территории Грузии дефицита влажности за те же месяцы и за год.

В работе исследованы распределение дефицита влажности за год и за разные сезоны года и влияние главных факторов: близость моря, высота местности, форма рельефа и характер растительного покрова.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. Колосков П. Н., Агроклиматическое районирование Казахстана, Москва, 1947.
2. Кюгукова М. Н., Върху дефицита на влажността в България, «Хидрология и метеорология», София, № 5, 1959.

3. О ль д е к о п Э. М., О недостатке насыщения (дефицита влажности) и способах вычисления его, Гидрометрическая часть Туркестанском крае, Материалы работ метеор. отд., № 5, вып. № 82, Ташкент, 1937.
 4. С о к о л о в а Е. М., Недостаток насыщения влагою воздуха на территории СССР, Гидрометиздат Л.—М., 1937.
-

კ. გოზიშვილი, მ. კორძინია

საქართველოს ტერიტორიის დანესტიანების საკითხისათვის

ადგილის კლიმატის დამახასიათებელ ერთ-ერთ ძირითად ელემენტად სამართლიანად ითვლება ტერიტორიის დანესტიანების სიდიდე, რომელიც რიგ მეტეოროლოგიურ ელემენტთა კომპლექსური მოქმედების შედეგს წარმოადგენს.

ტერიტორიის დანესტიანების ხარისხზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს პირველ რიგში მოსული ნალექების რაოდენობა. იქ, სადაც ნალექები უმნიშვნელო რაოდენობით მოდის, უმეტეს შემთხვევაში ადგილის დანესტიანებაც უმნიშვნელოა (მაგალითად, კასპიის ზღვისპირა რაიონები), მხოლოდ ჩრდილო განედებზე და მთებში, სადაც ჰაერის ტემპერატურაც დაბალია, მცირე ნალექი საკმარისია მხარის დასანესტიანებლად. თბილისსა და ლენინგრადში ნალექების თითქმის ერთნაირი რაოდენობა მოდის, მაგრამ მათ შორის მნიშვნელოვანი განსხვავებაა თერმულ რეჟიმში. ლენინგრადი, როგორც ცნობილია, გაცილებით ცივია თბილისზე. ამიტომ, პირველში აორთქლების შესაძლებლობა ბევრად ნაკლებია, ვიდრე მეორეში, რის გამოც ლენინგრადი მნიშვნელოვნად დანესტიანებულია, თბილისი კი — მშრალი.

ამრიგად, მარტო ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა და მისი წლიური მსვლელობა ვერ განსაზღვრავს მხარის ტერიტორიის დანესტიანებას. უკანასკნელი დამოკიდებულია აგრეთვე იმაზე, თუ რამდენია აორთქლების შესაძლებლობა მხარეში.

ადგილის დანესტიანების ხარისხის მაჩვენებლად კლიმატოლოგიურ პრაქტიკაში იყენებენ ნალექების შეფარდებას მოცემულ მეტეოროლოგიურ პირობებში წყლის ღია ზედაპირიდან პოტენციურად შესაძლებელ აორთქლებასთან (აორთქლებლობა). საკმაო ინსტრუმენტალური დაკვირვებების უქონლობის გამო, აორთქლებლობის გამოსაანგარიშებლად იყენებენ სხვადასხვა ავტორების მიერ [5, 6 და სხვ.] შედგენილ ემპირიულ ფორმულებს, რომლებშიც შედის ჰაერის ტემპერატურა, სინოტივე და ჰარის სიჩქარე. მთიან რაიონებში აორთქლებლობის მზომი იარაღი (ვილდის ევაპარომეტრი) გაცილებით ნაკლებ სიდიდეს იძლევა, ვიდრე ფორმულით გამოდის. მაგალითად, ფორმულით მიღებული აორთქლებლობა თბილისში (404 მ ზღვ. დონ.) თითქმის 700—750 მმ-ით

მეტია, ვიდრე გუდაურში (2197 მ ზღვ. დონ.), მაშინ როდესაც ზემოაღნიშნული იარაღის მონაცემების განსხვავება ამავე პუნქტებს შორის მხოლოდ 400 მმ შეადგენს.

აორთქლებლობის განსაზღვრა ხდება აგრეთვე სხვა საშუალებებითაც, რომელთა შორის აღსანიშნავია ისეთი, რომელიც გამომდინარეობს რადიაციული ბალანსიდან [1]. ეს საშუალება შეიძლება ჩაითვალოს ფიზიკურად უფრო დასაბუთებულად. რადიაციული ბალანსის მიხედვით, უფრო ზუსტად იანგარიშება შესაძლებელი აორთქლება. მაგრამ, რადიაციული ბალანსის მონაცემების უქონლობის გამო, საქართველოს მთიან პირობებში არც ეს მეთოდი გამოიყენება. რადიაციული ბალანსის განსაზღვრა, სპეციალური პერიოდის ტემპერატურათა ჯამების მიხედვით, რომელსაც იყენებენ ა. გრიგორევი და მ. ბუდიკო [4], ზღვისპირა და მთიან ადგილებისათვის არ იძლევა სასურველ შედეგებს. სანაპიროებზე, სადაც ქარები მოსუნიერ ხასიათს ატარებს, რადიაციული ბალანსი სინამდვილეში მეტია, ვიდრე ტემპერატურათა ჯამების მიხედვით უნდა იყოს. ეს ნათლად ჩანს ბათუმის მაგალითზე. ბუდიკოს მიერ შედგენილ ტემპერატურათა ჯამების და რადიაციული ბალანსის შორის დამოკიდებულების გრაფიკიდან აღებული რადიაციული ბალანსი ბათუმში 30 კილოკალორიას 1 სმ-ზე არ აღემატება წელიწადში. რაც ამ ადგილისათვის მნიშვნელოვნად შემცირებულია.

რაც შეეხება მთიან რაიონებს, განსაკუთრებით 1000—1500 მ ზევით ზღვის დონიდან. ტემპერატურათა ჯამი აქ სიმაღლის მიხედვით გაცილებით სწრაფად იკლებს, ვიდრე რადიაციული ბალანსი, რადგან რადიაციული ბალანსის შემადგენელი სითბოს ის ნაწილი, რომელიც ჰაერის გათბობაზე იხარჯება, ვაკე ადგილთან შედარებით, მთებში ნაკლებად ათბობს ჰაერს. ეს გამოწვეულია იმით, რომ მთის მწვერვალებზე ჰაერის ზედაპირის მხოლოდ მცირე ნაწილი შეეხება ნიადაგს, რომლისაგან იგი იღებს სითბოს. დღის საათებში მთიან რაიონებში წარმოიშობა ვერტიკალური კონვექცია. ამ დროს ტემპერატურის დაცემა სიმაღლეზე უახლოვდება ადიაბატურს (1°-ით ყოველ 100 მ სიმაღლეზე). გამოდის, რომ ტემპერატურათა ჯამებით მიღებული რადიაციული ბალანსის სიდიდე მთიან რაიონებისათვისაც შემცირებულია და მისი შეფარდება ნალექებთან დანესტიანების ხარისხის გადიდებულ სიდიდეს იძლევა. ეს შემჩნევა ა. გრიგორევისა და მ. ბუდიკოს მიერ შედგენილ სსსრ-ის კლიმატთა კლასიფიკაციაში [4], სადაც ბათუმის სანაპიროს ზედმეტად დანესტიანებული კლიმატი გამოდის როგორც მხოლოდ დანესტიანებული, მაშინ როდესაც კავკასიონის კლიმატი, 1500 მ ზევით ზღ. დონ., დახასიათებულია განსაკუთრებით დანესტიანებულად.

მ. ბუდიკოს გეობოტანიკური ზონალობის გრაფიკით [2], სადაც რადიაციული ბალანსის წლიური სიდიდის (R) და სიმშრალის ინდექსის ($\frac{R}{Lw}$) მიხედვით დადგენილია ფიზიკურ-გეოგრაფიული ზონების საზღვრები, ალპური ზონა კავკასიონზე იწყება საშუალოდ 1500 მ-ს სიმაღლიდან. ფაქტიურად ასეთი ზონა იწყება დასავლეთ საქართველოში 200—2300 მ-დან, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში—2400—2500 მ ზევით ზღვ. დონიდან.

ზემოაღნიშნული შეუსაბამობანი ნაწილობრივ აიხსნება იმით, რომ რადიაციული ბალანსის და ტემპერატურათა ჯამების დამოკიდებულების გრაფიკი აგებულია ძირითადად ვაკეზე მდებარე სადგურების მონაცემების მიხედვით.

უმთავრესი კი ის არის, რომ ნალექების შეფარდება აორთქლებლობასთან $\left(\frac{P}{E}\right)$,

რავინდ ზუსტადაც არ უნდა ვანისაზღვროს აორთქლებლობის სიდიდე, მთიან პირობებში ვერ მოგვეცემა ტერიტორიის დანესტიანების ხარისხის რეალურ სურათს, თუ მხედველობაში მიღებული არ იქნა ჩამონადენის კოეფიციენტი. ვაკე ადგილებში, სადაც ჩამონადენის კოეფიციენტი დიდი არ არის და პოტენციალურად შესაძლებელი აორთქლება (აორთქლებლობა) მოსული ნალექების

დიდ პროცენტს შეადგენს, შეეფარდება $\frac{P}{E}$ საკმაოდ კარგად გამოსახავს ტერი-

ტორიის დანესტიანების ხარისხს. მთებში კი სულ სხვა სურათს აქვს ადგილი: ჩამონადენის კოეფიციენტი სიმაღლის მატებასთან ერთად მნიშვნელოვნად იზრდება და მოსული ნალექების მხოლოდ მცირე ნაწილი მონაწილეობს ტერიტორიის დანესტიანებაში — ნაკლები, ვიდრე P . ამიტომ ჩამონადენის გაუთვალისწინებლად შედგენილი დანესტიანების ტერიტორიული განაწილება, დაახლოებით 1000 მ ზევით მდებარე ადგილებისათვის, მნიშვნელოვნად განსხვავდება ლანდშაფტურ-კლიმატური ზონებისაგან. ეს გარემოება ადასტურებს, რომ

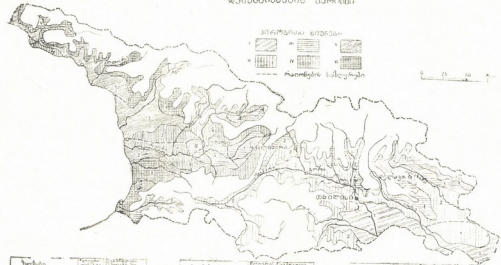
ფორმულა $\frac{P}{E}$ დანესტიანების ხარისხის გასაშუქებლად მალაღმთიან პირობებში არ გამოდგება. არ არსებობს აგრეთვე რამდენადმე საიმედო მონაცემები ამ რაიონებისათვის ჩამონადენის კოეფიციენტის შესახებ, რომლის გათვალისწინებით შეიძლებოდა აღნიშნული ფორმულის დაზუსტება.

რაც შეეხება ვაკე ადგილებს, სადაც ჩამონადენის მოდული მცირეა, როგორც ჩვენს მიერ დამუშავებულ მასალებმა გვიჩვენა, $\frac{P}{E}$ საკმაოდ მართე-

ბულ წარმოდგენას იძლევა ადგილის დანესტიანების ხარისხზე. ამ საფუძველზე გამოყოფილი ადგილები კარგად ემთხვევა ლანდშაფტურ-კლიმატურ ზონებს, მხოლოდ დაახლოებით 1000 მ სიმაღლემდე ზღვ. დონიდან. ამიტომ ამაზე მაღლა მდებარე ტერიტორიის დარაიონება, დანესტიანების ხარისხის მიხედვით, წარმოდგენილ რუკაზე (სურ.1) მიზანშეუწონლად ჩავთვალეთ.

ამ რუკის შესადგენად ვსარგებლობდით წვიმსაზომის მრავალწლიური მონაცემებით, რომლებშიც ჩვენს მიერ შეტანილ იქნა სათანადო შესწორებანი ტრეტიაკოვის ნალექმზომზე გადასაყვანი კოეფიციენტების გამოყენებით [3], რომელიც რამდენადმე ადიდებს ზამთრის (თოვლიანი პერიოდის) ნალექების რაოდენობას ქარების სიჩქარის ცვლილებებთან დაკავშირებით. ქვემოთ ვიძლევიტ საქართველოს სხვადასხვა ზონისათვის ამ საფუძველზე შედგენილ ცხრილს. რომელშიც მოცემულია წვიმსაზომის შესწორებანი პროცენტებით სხვადასხვა სიმაღლისათვის თვეების მიხედვით (ცხრილი 1).

დასავლეთიდან ხარაზნი



ხარაზნი	ფართობი ჰექტარში	საბურთალო ქუჩის მხარე
I. საბურთალო დასავლეთი	10-15	1. 10-15 ჰა 2. 10-15 ჰა
II. საბურთალო დასავლეთი	15-20	1. 15-20 ჰა 2. 15-20 ჰა

ხარაზნი	ფართობი ჰექტარში	საბურთალო ქუჩის მხარე
III. საბურთალო დასავლეთი	20-25	1. 20-25 ჰა 2. 20-25 ჰა
IV. საბურთალო დასავლეთი	25-30	1. 25-30 ჰა 2. 25-30 ჰა

ხარაზნი	ფართობი ჰექტარში	საბურთალო ქუჩის მხარე
V. საბურთალო დასავლეთი	30-35	1. 30-35 ჰა 2. 30-35 ჰა
VI. საბურთალო დასავლეთი	35-40	1. 35-40 ჰა 2. 35-40 ჰა

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

ცხრილი 1

წვიმსაზომის მონაცემების შესწორება ტრეტიაკოვის ნაღებზე მიხედვით (პროცენტობით) დასავლეთ საქართველოსათვის

სიმაღლე ზღვის დონიდან	ქარის სიჩქარე მ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
400—700	1-2	3	3										
	3-6	6	6										
701—1000	1-2	6	6	3									3
	3-6	11	11	6									6
1001—1300	1-2	8	8	6	3							3	6
	3-6	17	17	11	6							6	11
1300—1600	1-2	11	11	8	6	3					3	6	8
	3-6	22	22	17	11	6	3				6	11	17
1601—1900	1-2	11	11	11	8	6	3			3	6	8	11
	3-6	22	22	22	17	11	6			6	11	17	22

აღმოსავლეთ საქართველოსათვის

600—1000	1-2	3	3										
	3-6	6	6										
1001—1400	1-2	6	6	3									3
	3-6	11	11	6									6
1401—1800	1-2	8	8	6	3							3	6
	3-6	17	17	11	6							6	11
1801—2200	1-2	11	11	8	6	3					3	6	8
	3-6	22	22	17	11	6					6	11	17
2201—2600	1-2	11	11	11	8	6	3	3		3	6	8	11
	3-6	22	22	22	17	11	6	6		6	11	17	22
2601—300	1-2	11	11	11	11	8	6	3	3	6	8	11	11
	3-6	22	22	22	22	17	11	6	6	11	17	22	22
3001—3400	1-2	11	11	11	11	11	8	6	6	8	11	11	11
	3-6	22	22	22	22	22	17	11	11	17	22	22	22
3400 და ზევით	1-2	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	3-6	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22

ყველა აღებული პუნქტისათვის შესაძლებელი აორთქლება (აორთქლებლობა) განსაზღვრულია ვ. დავიდოვის ფორმულით [5].

ნალექებისა და აორთქლებლობის ამგვარი მონაცემების შეფარდებით ($\frac{P}{F}$) დადგენილ იქნა დანესტიანების ხარისხი, როგორც ცალკე თვეებისათვის, ისე საშუალო წლიური.

დანესტიანების ხარისხი აღებულია შემდეგ ინტერვალში:

ნალექების შეფარდება

დანესტიანების ხარისხი

აორთქლებლობასთან ($\frac{P}{E}$)

< 0,6

არასაკმარის

0,6—1,0

ზომიერი

1,0—1,5

საკმარის

1,5—2,0

ზომიერად ჭარბი

2,0—2,5

ჭარბი

> 2,5

მეტად ჭარბი

რუკაზე გამოყოფილია ზონები დანესტიანების ხარისხის საშუალო წლიური მაჩვენებლების (შტრიხებით) მიხედვით.

დანესტიანების ხარისხის ტერიტორიული განაწილება, როგორც მოსალოდნელი იყო, მნიშვნელოვნად განსხვავებულ სურათს იძლევა საქართველოს დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილებს შორის.

აღებულ სიმაღლემდე (ზღ. დ. 1000 მ-დე) დასავლეთ საქართველოში დანესტიანების ხარისხის საშუალო წლიური მაჩვენებელი 4.1—1.4 ფარგლებში მერყეობს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში მხოლოდ 1.5—0.4 შორის.

დასავლეთ საქართველოში ზემოთ მოყვანილი ინტერვალების თანახმად ყველაზე უფრო მშრალი ზონაც საკმაოდ დანესტიანებულია. აქ დანესტიანების წლიური კოეფიციენტი 1,0—1,5-ზე ნაკლები არსად არ არის; საკმაოდ დანესტიანებით ხასიათდება იმერეთის მაღლობი და რაჭა-ლეჩხუმის დაბალი ზონა, სადაც ეს სიდიდე 1,5—1,4-მდე ეცემა და ყველაზე დაბალია დასავლეთ საქართველოს სხვა ზონებთან შედარებით, გარდა მდ. აჭარისწყლის შუა წელისა.

ზომიერად ჭარბი (1,5—2,0) დანესტიანებით ხასიათდება კოლხეთის ბარის ცენტრალური და დასავლეთი ნაწილი (მდ. რიონის ხეობა წყალტუბოდან ფოთამდე), რომელიც მოქცეულია აღმოსავლეთის მშრალი ფიონური ხასიათის ქარების გავლენის ქვეშ.

ჭარბად დანესტიანებულია (2,0—2,5) აფხაზეთის მთელი სანაპირო, —კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მთათაწინეთი აფხაზეთ-სამეგრელოს ფარგლებში და აჭარა იმერეთის ქედის ჩრდილო ფერდობი დაახლოებით 600—700 მ ზევით ზღვის დონიდან.

მეტად ჭარბი დანესტიანების (2,5-ზე მეტი) ზონაში მოქცეულია აჭარის სანაპირო ზღვისაქენ მიმართული მთის კალთებით და კავკასიონის ფერდობი აფხაზეთ-სამეგრელოს ფარგლებში 200—400 მ ზევით ზღ. დონიდან (უფრო აღმოსავლეთით ეს ზონა იწყება გაცილებით ამაზე მაღლა).

აღმოსავლეთ საქართველოში, წლიური მაჩვენებლების მიხედვით, არასაკმაოდ დანესტიანებით გამოიყოფა შიდა და ქვემო ქართლის ვაკე ნაწილები და მდ. ივრის ქვემო წელი, სადაც დანესტიანების წლიური კოეფიციენტი 0,6-ზე ნაკლებია: ზომიერი დანესტიანებით — კახეთის ბარის ცენტრალური ნაწილი, ივრის ზეგანი, ცენტრალური კავკასიონისა და სამხრეთ მთიანეთის მთათაწინეთი დაახლოებით 800 მ სიმაღლემდე ზღვ. დონიდან, და ახალციხის ქვაბულის და ახალქალაქის ზეგნის ცენტრალური ნაწილი. 800—1200 მ სიმაღლის ფარგლებში მთების ფერდობებზე მდებარეობს ზონა საკმარისი დანესტიანებით და მხოლოდ ამის ზემოთ იწყება ჭარბი დანესტიანება.

ივანოვის კლასიფიკაციის მიხედვით [6], რაიონი, სადაც წლის ყველა თვეში დანესტიანების კოეფიციენტი 0,6-ზე მეტია, ხასიათდება უგვალო პერიოდით: გვალიან პერიოდიანად ითვლება ისეთი რაიონი, რომელშიაც წლის თბილ პერიოდში 1-დან 6 თვემდე დანესტიანების კოეფიციენტი 0,6-ზე ნაკლებია, ხოლო მშრალ პერიოდიან რაიონში დანესტიანების კოეფიციენტი ამ თვეებში 0,3

არ აღემატება. ამ საფუძველზე ზონები (იხ. რუკა), დაყოფილია (წერტილებით) რაიონებად ყველაზე მშრალი თვეების მიხედვით.

აღმოსავლეთ საქართველოში მშრალი პერიოდით ხასიათდება ქვემო და შიდა ქართლის ვაკე და ივრის ზეგნის სამხრეთ-აღმოსვლეთი ნაწილი; გვალვიანი პერიოდით-კახეთის ბარი, ივრის ზეგანი, კავკასიონის და სამხრეთ მთიანეთის მთათაწინეთი, დაახლოებით 1200 მ სიმაღლემდე ზღვ. დონიდან და ახალციხის ქვაბულის და ახალქალაქის ზეგნის ცენტრალური ნაწილი. დასავლეთ საქართველოში კი, გვალვიანი პერიოდით გამოიყოფა მხოლოდ იმერეთის მაღლობის უმეტესი ნაწილი და მდ. აჭარისწყლის შუა წელი (შუახვევი, ხულო).

გვალვიანობის ასეთი კრიტერიუმი დადგენილია საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის, სამხრეთ იტალიისა და საბერძნეთისათვის ძირითადად არამადალი სინესტის მოყვარულ კულტურებისათვის (ზორბალი, ვაზი და სხვ.).

მშრალი და გვალვიანი პერიოდის აღნიშნული მაჩვენებლები, რა თქმა უნდა, არ გამოდგება საქართველოში გავრცელებულ მაღალ სინესტის მოყვარულ კულტურებისათვის (სიმინდი, ჩაი და სხვ.), ამიტომ, რუკაზე გამოყოფილ ზონებისათვის მოცემულია ყველაზე მშრალი თვეების დამახასიათებელი სხვა სიდიდის დანესტიანების მაჩვენებლებიც, რომლებიც იძლევიან შედარებით წარმოდგენას ამ პერიოდში ადგილის დანესტიანების ხარისხზე (იხ. რუკა).

К. С. ГОГИШВИЛИ, М. О. КОРДЗАХИЯ

К ВОПРОСУ УВЛАЖНЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

Резюме

В качестве основного показателя степени увлажнения принято, по примеру Н. Н. Иванова и др., отношение количества выпадающих осадков к потенциально возможному на данной местности испарению с поверхности пресной воды (к испаряемости).

В обработку включены данные по 120 пунктам расположенным на территории Грузии, на различных высотах, в том числе и высокогорные станции.

К данным дождемера приданы соответствующие поправки и приведены к показателям осадкомера Третьякова [3]; испаряемость вычислена по формуле В. К. Давидова [5].

В горах испаряемость, подсчитанная по формулам, с высотой убывает быстрее, чем по испарителю. Разность в испаряемости между Тбилиси (400 м над ур. м.) и Гудаури (2200 м над ур. м.), полученная по формулам [5, 6], превышает 700 мм., тогда как по инструментальным данным (испаритель Вильда) эта разность составляет лишь 400 мм.

Предложение М. И. Будько [1] — определять испаряемость по величине радиационного баланса физически лучше обосновано, но необходимые для этого данные по Грузии отсутствуют. Способ определения радиационного баланса по графику связи с суммами температур за вегетационный период по горным районам также не дает удовлетворительных результатов, вследствие более быстрого убывания с высотой сумм температур, по сравнению с радиационным балансом. Объясняется это тем, что в горах воздух имеет малую поверхность соприкосновения с почвой, от которой он нагревается.

Известно также, что с высотой коэффициент стока увеличивается и поэтому меньшая доля выпадающих осадков остается для увлажнения почвы.

Таким образом, отношение количества осадков к испаряемости, вычисленной по вышеуказанным формулам, для горных и высокогорных районов является весьма условным.

Поэтому на представленной карте освещена территория, примерно, до 1000 м высоты над ур. м. Исключение составляет Ахалкалакское плато, где показатели увлажнения по условиям местности остаются достоверными, несмотря на большую высоту.

На карте (рис. 1) выделены зоны по степени годового увлажнения (в штрихах), которые хорошо совпадают с ландшафтно-климатическими зонами исследуемой территории; зоны подразделены на районы с указанием степени увлажнения наиболее сухих месяцев (точечная линия).

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. М. И. Будыко, Климатические условия увлажнения на материках, сообщение II, «Изв. АН СССР», серия географ., 1955, № 4.
2. М. И. Будыко, Климатические факторы высшего физико-географического процесса, Труды ГГО, вып. 19(81), Л.-д. 1950.
3. В. Г. Волох, Сравнение результатов показаний дождемера и осадкомера Третьякова по материалам сети станций, Труды ГГО, № 34(96), Ленинград, 1952.
4. А. А. Григорьев, М. И. Будыко, Классификация климатов СССР, «Изв. АН СССР», серия географич., 1959, № 3.
5. В. К. Давидов, Испарение с водной поверхности в Европейской части СССР, Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 12, 1944.
6. Н. Н. Иванов, Ландшафтно-климатические зоны земного шара, Записки ВГО, т. I, новая серия, Москва, 1948.

მ. კორძაძე, შ. ჯავახიშვილი

აორთქლებლობა საქართველოს ტერიტორიაზე

აორთქლება მნიშვნელოვანი კლიმატური ელემენტია. მიუხედავად ამისა, სისტემატური დაკვირვებები წყლის ზედაპირიდან აორთქლებაზე საქართველოში სულ რამდენიმე პუნქტში წარმოებს.

მეტეოროლოგიურ სადგურებზე აორთქლებას ჩვეულებრივად ზომავენ ვილდის ევაპარომეტრით. აღნიშნულ ხელსაწყოში წყალი ჩასხმულია თევზზე მოთავსებულ ლითონის ქურქელში და ჩადგმულია ბუდრუგანაში. ამრიგად, წყლის ზედაპირი აქ მზის სხივებისაგან ხელოვნურადაა დაცული და ამავე დროს ქარის სიჩქარეც საგრძნობლად შემცირებულია. ამიტომ ევაპარომეტრით მიღებული აორთქლების სიდიდე მხოლოდ მიახლოებით გვიჩვენებს წყლის ღია ზედაპირიდან ბუნებრივ პირობებში აორთქლებას.

მრავალი ცდა ჩატარდა უფრო სრულყოფილი ხელსაწყოს დასამზადებლად, მაგრამ ჯერჯერობით საყოველთაოდ მიღებული ხელსაწყო არ არსებობს. ბოლო წლებში ჩვენში რამდენიმე ადგილას დადგეს საკავშირო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის მიერ კონსტრუირებული წყლის ზედაპირიდან აორთქლების მზომი. ამ იარაღით საკმარისი რაოდენობის და ხანგრძლივობის დაკვირვებითი მონაცემები ჯერ არ შეგროვილა.

ნიადაგის ბუნებრივი ზედაპირიდანაც საკმაო რაოდენობის და სიზუსტის აორთქლების მონაცემები აგრეთვე ჯერჯერობით არ მოგვეპოვება. მეტეოროლოგიურ მონაცემებზე დაყრდნობით, ნიადაგიდან რეალური აორთქლების საჭირო სიზუსტით განსაზღვრა მეტად ძნელია. ამიტომ ხმელეთის ზედაპირიდან სუმატური აორთქლების რაოდენობას (Z), ჩვეულებრივ, ანგარიშობენ წყლის ბალანსის განტოლებით $Z = X - Y$, სადაც X ნალექის რაოდენობაა, ხოლო Y ზედაპირული ჩამონადენი.

გ. ხმალიძემ [10] ამ განტოლებას მისცა შემდეგი სახე:

$$z = x \left(1 - \frac{y}{x}\right), \text{ სადაც } \frac{y}{x} \text{ წარმოადგენს ჩამონადენის კოეფიციენტს, აქედან მან იანგარიშა საქართველოს ტერიტორიაზე ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლება.}$$

ნალექების რაოდენობა და მით უფრო ჩამონადენის კოეფიციენტი საქართველოს მთიან პირობებში ჯერ კიდევ არ არის საკმაო სიზუსტით დადგენილი და ამ ელემენტზე დაყრდნობით მიღებული აორთქლების სიდიდე თვით ავტორის აზრითაც მხოლოდ მეტის-მეტად მიახლოებითია.

გარდა ამისა, ხმელეთის ზედაპირიდან სუმარული აორთქლება არ წარმოადგენს ყველგან ნალექების და ჩამონადენის სხვაობას [3], მით უფრო საქართველოსათვის, სადაც მრავალი მდინარე იკვებება მიწისქვეშა წყლებით (განსაკუთრებით ვულკანურ მთიანეთში და კარსტულ ზონებში), წყლის ბალანსის განტოლებით გამოანგარიშებული სუმარული აორთქლება არ იქნება რეალური სიდიდე.

ბოლო ხანებში ბუდიკომ [1,2] და სხვებმა წარმატებით იმუშავეს ნიადაგიდან სუმარული აორთქლების გამოანგარიშების მეთოდის დასადგენად, მაგრამ მთიანი მხარეებისათვის გამოსადეგი მეთოდი ჯერ კიდევ არ არსებობს.

მაგრამ მხარის კლიმატის განსაზღვრისათვის ეს არც ისე საჭიროა, ვინაიდან ხმელეთის ზედაპირიდან სუმარული აორთქლება არ არის კლიმატის მნიშვნელოვანი ინდიკატორი. ის უმეტეს შემთხვევაში ნაკლებია იქ, სადაც ასაორთქლებელი ობიექტიც ნაკლებია. მაგალითად, სახარაში ნიადაგიდან აორთქლება მცირეა, თუმცა ჰაერის ტემპერატურა მაღალია და ჰაერი მშრალია. ამრიგად, აქ აორთქლების შესაძლებლობა დიდია, მაგრამ ასაორთქლებელი მასალა კი მცირეა. მაღალ განედებზე პირიქით, ნიადაგი მუდმივად სველია, მაგრამ აორთქლება მცირეა, ვინაიდან ტემპერატურა დაბალია და ორთქლით ჰაერი თითქმის გაჯერებულია. ამიტომ ჯერჯერობით კლიმატის ინდიკატორად იღებენ არა ნიადაგის ბუნებრივი ზედაპირიდან სუმარულ აორთქლებას, არამედ იმ პირობით აორთქლებას, რომელსაც ექნებოდა ადგილი იმავე მეტეოროლოგიურ პირობებში ნიადაგი წყლით რომ ყოფილიყო დაფარული. ამ სიდიდეს, ა. ი. ვოეკოვის წინადადებით, აორთქლებლობას უწოდებენ.

კლიმატოლოგიაში და ჰიდროლოგიაში, რიგი თეორიული და პრაქტიკული საკითხების გადაწყვეტისას, იყენებენ აორთქლებლობას. ეს სიდიდე ფართოდ გამოიყენება: ფიზიკურ-გეოგრაფიული ზონების შესწავლის დროს, ჰიდრომეტეოლოგიული განგარიშებისათვის; მის შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს ენერგეტიკული თვალსაზრისით, რადგან წყალსაცავებში წყლის დიდი მარაგი შეიძლება დაიხარჯოს აორთქლებაზე. კლიმატიური დარაიონების დროს დიდი მნიშვნელობა ეძლევა აორთქლებლობას, რომელიც ატმოსფერულ ნალექებთან ერთად განსაზღვრავს მხარის დანესტიანების ხარისხს.

აორთქლებლობის შესწავლას მიეძღვნა ე. მ. ოლდეკოპის, ვ. კ. დავიდოვის, ბ. დ. ზაიკოვის, ნ. ნ. ივანოვის, ა. გ. გრიგორიევის, მ. ი. ბუდიკოს, ლანგის, მარტონის და სხვა საყურადღებო შრომები.

ავტორთა ერთი ჯგუფი აორთქლებლობის განსაზღვრისათვის იყენებს სინოტივის დეფიციტს, შეფარდებით სინოტივეს, ქარს (ე. ოლდეკოპი, ნ. ივანოვი, ვ. დავიდოვი და სხვ.), მეორენი — ჰაერის ტემპერატურას (ლანგი, მარტონი, სელიანინოვი და სხვა), ზოლო მესამე ჯგუფი — რადიაციული ბალანსის სიდიდეს (ა. გრიგორიევი, მ. ბუდიკო და სხვა). ნ. ივანოვის შრომაში [6] მოცემულია (მისივე ფორმულით გამოანგარიშებული) აორთქლებლობის ოდენობა მსოფლიოს ყველა ქვეყნის ძირითადი მეტეოროლოგიური სადგურებისათვის და მათ შორის საქართველოს სადგურებისათვისაც.

უკანასკნელ წლებში საქმიოდ სველი ნიადაგის ზედაპირიდან პოტენციალურად შესაძლებელ აორთქლებას (აორთქლებლობას) ანგარიშობენ მ. ბუდიკოს მიერ დამუშავებული კომპლექსური მეთოდით, რომელიც დაფუძნებულია სითბურ ბალანსზე [2]. ამ მეთოდზე დაყრდნობით მიღებული სიდიდეების მიხედვით

შედგენილია საბჭოთა კავშირის თითქმის მთელი ტერიტორიისათვის (ამიერკავკასიის გამოკლებით) როგორც თვითური, ისე წლიური აორთქლებლობის რუკები [9].

აორთქლებლობის განსაზღვრა ბუდიკოს მეთოდით საქართველოსათვის არ ხერხდება, რადგან ამისათვის საჭირო ყველა მეტეოროლოგიურ მოკლებებზე საკმარის დაკვირვებითი მასალები ჯერ კიდევ არ არის დაგროვილი. ამიტომ აორთქლებლობას ანგარიშობენ დავიდოვის ან ივანოვის ცნობილი ფორმულებით.

დავიდოვის [4] ფორმულა:

$$E = n \cdot 0.055 D_a^{0.78} (1 + 0.125 w),$$

სადაც E—აორთქლების თვითური სიდიდე წყლის ღია ზედაპირიდან,

n—მოცემული თვის დღეების რიცხვი.

w—ქარის საშუალო სიჩქარე, ფლიუგერით.

D_a — ჰაერის სინოტივის დეფიციტი ბუდრუგანის სიმაღლეზე. ივანოვის [7] ფორმულა:

$$E = 0.0018 (25 + t)^2 (100 - a)$$

სადაც E—აორთქლებლობა

t—თვის საშუალო ტემპერატურა ($^{\circ}C$)

a—შეფარდებითი სინოტივე.

დავიდოვის და ივანოვის ფორმულებით აორთქლებლობის გამოანგარიშება რთული არ არის, მისთვის საჭირო მასალებიც საკმარისია. ამ ორი მეთოდიდან პირველს ვაძლევთ უპირატესობას შემდეგი მოსაზრებებით: ივანოვის ფორმულაში ქარი მხედველობაში არ არის მიღებული, ამიტომ მისი გამოყენება ძლიერ ქარიანი ადგილებისათვის მიზანშეუწონელია. როგორც ცნობილია, ქარის რთული აორთქლების პროცესში დიდი, ეს ჩანს, ნაწილობრივ მაინც, ქვევით მოყვანილი მაგალითიდანაც. თბილისში ლემანის ტიპის აორთქლების მზომი დადგმული იყო ერთი, მეტეოროლოგიური დაკვირვებების ღია მოედანზე, მეორე ამ მოედნის გვერდით მდებარე სიმინდით დათესილ მინდორზე, სიმინდებს შორის. ღია მოედანზე მოთავსებული ლემანის აორთქლების მზომი ივლისში და აგვისტოში თითქმის ორჯერ მეტ აორთქლებას გვიჩვენებს, ვიდრე იგივე სისტემის აორთქლების მზომი დადგმული სიმინდებს შორის. ივნისში კი ორივე ხელსაწყოს ჩვენება თითქმის თანაბარია. ცხადია, ეს იმით აიხსნება, რომ იმ თვეში, როდესაც სიმინდი ჯერ კიდევ პატარაა, მზის სხივებს და ქარს ის ვერ აკავებს და ორივე ხელსაწყო თითქმის ერთნაირ პირობებშია. ივლისში და აგვისტოში სიმინდი ჩრდილავს მათ შორის დადგმულ ხელსაწყოს, რის შედეგად აორთქლებული წყლის რაოდენობა აქ შეადგენს ღია მოედანზე აორთქლებული წყლის ნახევარს. ეს აიხსნება არა მარტო მზის სხივებისაგან დაცულობით, არამედ ქარის გავლენის შესუსტებითაც. ისეთ ადგილებში, სადაც საშუალო სიჩქარე დაახლოებით 3 მ/წმ. უდრის, ივანოვის და დავიდოვის ფორმულით მიღებული სიდიდეები თითქმის თანაბარია; იქ, სადაც ქარის საშუალო სიჩქარე 2 მ/წმ-ზე ნაკლებია, ივანოვის ფორმულით მივიღეთ მეტი აორთქლებლობა, ვიდრე დავიდოვით; ხოლო, სადაც ქარის საშუალო სიჩქარე 4 მ/წმ-ზე უარს, პირიქით, დავიდოვით მეტია, ვიდრე ივანოვით. საშუალოდ კი დავიდოვის და ივანოვის ფორმულებით აორთქლებლობათა შორის სხვაობა მერყეობს 5—10% შორის. სერიაკოვა [9] აღნიშნავს, რომ აორთქლებლობის გამოთვლა, დამყარებული ძირითადად სინოტივის დეფიციტზე, იძლევა მშრალი ადგილები

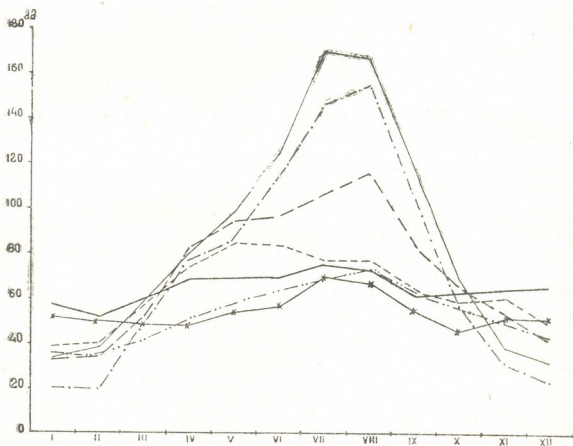
სათვის გადიდებულ, ხოლო ნოტიო ადგილებისათვის შემცირებულ აორთქლებ-
ლობის სიდიდეს.



ორთქლებ-ლობის ნაოჭი გეოგრაფიული რუკის მიხედვით

სურ. 1

საქართველოს აღმოსავლეთი სტეპური ნაწილებისათვის (გარდაბანი, თბილისი) საკავშირო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის აორთქლებლობის მზომით მიღებული აორთქლებლობის სიდიდე ემთხვევა ივანოვის და დავიდოვის ფორმულით გამოანგარიშებულ აორთქლებლობას. დასავლეთ საქართველოს ნოტიო ზონაში კი (ფოთი, სამტრედია) ხსენებული ხელსაყყო წლის თბილ პერიოდში, 1956—1958 წ. მონაცემების მიხედვით, საშუალოდ 50%-ით მეტ აორთქლებას იძლევა, ვიდრე ივანოვის და დავიდოვის ფორმულები. შეიძლება ეს მიეწეროს იმ ვარემოებას, რომ საშუალო თვიური სინოტივე ზღვისპირა ზონისათვის არ წარმოადგენს რეალურ (მოდალურ) კლიმატურ მაჩვენებელს, ვინაიდან აქ დასავლეთის ნოტიო ქარებს ხშირად ცვლის აღმოსავლეთის მეტად მშრალი ქარი. ეს საკითხი მოითხოვს შემდგომ სპეციალურ გამოკვლევას.



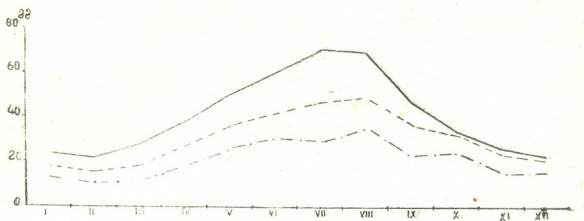
სურ. 2. აორთქლებადობის წლიური მსვლელობა

— ფოთი, --- სამტრედია, —·— სოხუმი, —×— ბათუმი, — — საქარა,
—·— გორი, — — თბილისი

საქართველოს ტერიტორიისათვის აორთქლებლობა გამოვითვალეთ დავიდოვის ფორმულით, 124 პუნქტისათვის, გამოთვლილი მასალების საფუძველზე შევადგინეთ აორთქლებადობის წლიური ჯამების რუკა.

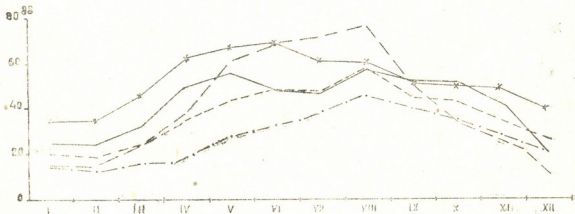
იზონაზე გატარებულია 100 მმ-ის შუალედით. მაღალმთიან ზონაში მონაცემთა რიცხვი არ არის საკმარისი და საიმედო; აგრეთვე საეჭვოა, როგორც ზევით აღვნიშნეთ, ფორმულით გამოთვლილი აორთქლებლობა ზღვის სანაპი-

რო ზოლისათვის, ამიტომ ამ რაიონებში გატარებული იზოხაზები უნდა მივიჩნიოთ სქემატიურად და ნაკლებად საიმედოდ (სურ. 1).



სურ. 3 აორთქლების წლიური მსვლელობა
— მლეთი, --- გუდაური, -.- ჯვრის გადასავალი.

როგორც აორთქლებლობის წლიური ჯამების რუკიდან ჩანს, აორთქლებლობის მაქსიმუმია 1000—1100 მმ ჭვემო ქართლის ვაკეზე, სადაც ზაფხულის თვეები ხასიათდება მაღალი ტემპერატურით და ჰერის სიმშრალით. აქედან როგორც ჩრდილოეთით, ისე დასავლეთით, აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში, ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად, მისი სიდიდე თანდათან მცირდება. მნიშვნელოვან შემცირებას ადგილი აქვს აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, რომლის თხემურ ნაწილში წლიური აორთქლებლობა 200—300 მმ-ს არ აღემატება. თავის სიმაღლისათვის მაღალი აორთქლებლობით გამოირჩევა შიდა ქართლის ვაკე (800—900 მმ) და სამხრეთ მთიანეთის სტეპური ნაწილი (ახალქალაქის ზეგანი და ახალციხის ქვაბული).



სურ. 4 აორთქლებადობის წლიური მსვლელობა
— გავრის ქედი, --- ლეზარდე, -.- მცხეთა, მამისონის გადასასვლელი, — ჯუგდიდი

დასავლეთ საქართველოში აორთქლებლობის მაქსიმუმი იმერეთის მაღლობზე (900—1000 მმ), რომელიც გამოირჩევა საკმაოდ ცხელი და მშრალი ზაფხულით. აქედან დასავლეთით, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის შემცირებისა, აორთქლებლობა მცირდება და ზღვის სანაპირო ზონაში უდრის 600—700 მმ.

დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე აორთქლებლობა მკვეთრად ეცემა და ზედა ზონაში 100—200 მმ არ აღემატება. წლიურ მსვლელობაში უდიდესი აორთქლებლობა ძირითადად ივლის-აგვისტოშია, გამონაკლისს წარმოადგენს დასავლეთ საქართველოს დაბალი ნაწილის ზღვის ნაპირიდან დაშორებული ადგილები, სადაც მაქსიმუმი მაის-ივნისის თვეზე მოდის (სურ. 2, 3, 4).

მინიმუმი მთელ საქართველოში იანვარ-თებერვალშია. დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირა ზონაში წლის ცივ პერიოდში აორთქლებლობის სიდიდე მნიშვნელოვანია, რაც ამ სეზონის შედარებით მაღალი ტემპერატურებით და აღმოსავლეთის მშრალი ფიონური ქარების სიხშირით იხსნება.

აორთქლებლობის წლიური ამპლიტუდა ხმელეთის შიდა ნაწილებისაკენ საგრძნობლად იზრდება, უმცირესია ზღვის სანაპირო ზონაში, უდიდესი აღმოსავლეთ საქართველოს მშრალ და ცხელ ადგილებში. ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ამპლიტუდა შესაძინევედ მცირდება, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოში.

М. О. КОРДЗАХИЯ, Ш. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

ИСПАРЯЕМОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

Резюме

Для 124 метеорологических станций Грузии, имеющих не менее 15 лет наблюдений, вычислены по формуле В. К. Давидова средние месячные и годовые величины испаряемости.

На основе анализа графиков годового хода испаряемости в различных районах Грузии и схематической карты годовой испаряемости выявлены территориальные распределения испаряемости в Грузии и главные факторы ее определяющие. Максимум годовой испаряемости 1000 мм с лишним отмечается в Нижне-Картлийской низине, где он обусловлен высокими летними температурами и большой сухостью воздуха. Повышенной, для своей высоты, испаряемостью 800—900 мм, выделяется в Восточной Грузии также Внутренне-Картлийская низина и степные районы южного нагорья Грузии (Ахалкалакское плато и Ахалцихская котловина). В Западной Грузии наибольшая испаряемость наблюдается на Имеретской возвышенности, где лето наиболее жаркое и сухое. К западу, несмотря на понижение местности, испаряемость уменьшается и на побережье падает до 600—700 мм.

В области Главного Кавказского хребта годовая испаряемость с высотой местности уменьшается и в высокогорной зоне Восточного Кавказиони не превосходит 200—300 мм, а Западного Кавказиони 100—200 мм.

В годовом ходе наибольшая испаряемость отмечается в июле — августе, за исключением Колхидской низины, где наибольшая испаряемость имеет место в мае и июле, являющимся наиболее сухими месяцами.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Климатические условия увлажнения на материках, Сообщение I, Изв. АН СССР, серия географическая, 1955, № 2.
 2. Будыко М. И., Климатические условия увлажнения на материках, Сообщение II, Изв. АН СССР, серия географическая, 1955, № 4.
 3. Рэбо А., Общие сведения о гидрологических явлениях в Марокко, Сборник «Гидрология Марокко», перевод с французского, ИЛ, М., 1955.
 4. Давидов В. К., Испарение с водной поверхности в Европейской части СССР, Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 12, 1944.
 5. Зайков Б. Д., Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР, Тр. ГГИ, вып. 21, Л., 1949.
 6. Иванов Н. Н., Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Записки ВГО, 1 новая серия, М., 1948.
 7. Иванов Н. Н., Об определении величины испаряемости, Изв. ВГО, 83, 1954, № 2.
 8. Ольдекоп Э. М., Об испарении с поверхности речных бассейнов, Юурьев, 1911.
 9. Серякова Л. П., Испаряемость на территории Советского Союза, Тр. Ленинградского Гидрометинститута, вып. 8, Л., 1958.
 10. Хмаладзе Г. Н., Испарение с поверхности суши на территории Грузии, Тезисы докладов Закавказской Географической конференции, Тб., 1956.
-



А. А. ВЛАДИМИРОВ

О КАРСТОВЫХ ВОДАХ АБХАЗИИ

Настоящая статья основывается на материалах гидрологических экспедиций 1948, 1949, 1958 и 1959 годов, возглавлявшихся автором, и на литературных источниках.

Карстовые воды Абхазии очень слабо изучены. Стационарные наблюдения над карстовыми водами не проводились. Очень редки спорадические измерения их, большинство же весьма интересных в научном и практическом отношении карстовых рек и источников совершенно не изучено.

Карстовые источники, подземные реки и озера Абхазии приурочены к известняковой фации верхнеюрских, меловых и отчасти третичных отложений полого-складчатой зоны.

Наиболее сильно выражены карстовые явления в западной части Абхазии, где значительная территория занята закарстованными известняками, которые в районе Гагр подходят к самому морю. К востоку полоса известняков сильно суживается, но не прерываясь, тянется до восточной границы, где несколько расширяется, охватывая массив Охачкуэ.

Крупные реки Абхазии Бзыби и Кодори прорезывают карстовую область. Особенно сильно развиты карстовые явления в бассейне Бзыби [6, 11, 13, 18]. Пересекают карстовую зону и менее значительные реки: Гумиста, Қеласури, Мокви, Гализга, Окуми и др. Много малых рек берет начало в карстовой зоне. Начинаются они в виде вклюд или образуются слиянием небольших карстовых источников.

В целом карстовая область характеризуется безводьем возвышенных частей ее и обилием рек и источников в предгорьях и на равнине.

Богато подземными реками и источниками побережье Абхазии севернее Пицунды. Эти вклюдзы, получающие питание с массива Арабики, описаны А. А. Круберам [12]. Позднее они были обследованы Желтым [20], который зарегистрировал 42 источника и 2 колодца с общим дебитом (в августе) 3555 л/сек).

Известны вытекающие из пещер в полосе побережья реки Бегерепста, Анахамца и Репруа. Надземная длина Бегерепсты — около 1 км, Анахамцы — до 5 км, а Репруа — порядка 100 м.

Из этих подземных рек самой мощной является Репруа (пещера которой в настоящее время закрыта головным сооружением Гагрского водопровода).

По измерениям Желтова дебит Репруа 20 августа 1929 г. составлял 1660 л/сек, а в 1930 г. он оказался равным 2500 л/сек. По измерениям гидрологической экспедиции Ин-та географии им. Вахушти дебит вклюдзы без учета водозабора (Гагрский водопровод) составлял 22 августа 1958 г. 2,36 м³/сек., а 24 августа 1959 г. — 1,87 м³/сек. При

последнем измерении не учитывалась часть воды, просачивавшаяся в море через прибрежный вал, создававший подпор в реке. Температура воды Репруа 22 августа 1958 г. равнялась 10° .

Северо-западнее Репруа, более чем в 0,5 км от него, вытекает из пещеры речка (место выхода закрыто сооружением), дебит которой составляет порядка 300 л/сек. (По Желтову и по нашим наблюдениям в августе 1958 г.).

Между Репруа и этим источником впадает в море несколько мелких (с дебитом на несколько литров в секунду) источников. Вообще на этом участке, шириной порядка 1 км., на всем протяжении происходит фильтрация через морские галечники и пески в море.

Это подтверждается низкой температурой воды у самого берега и резким потеплением ее по мере удаления от берега.

Карстовые, водопроводящие полости здесь изолированы друг от друга и самостоятельно подводят воду к берегу моря, подтверждением чего служит отсутствие воды в расположенном около Репруа глубоком логе, перекрытом железнодорожным мостом.

Крупные источники имеются и в окрестностях курорта Гагры, где близ кладбища, у подножья аллювиальной террасы, на высоте 10 м. выходят источнички с суммарным дебитом 630 л/сек. [20].

Карстовые воды выходят не только в полосе побережья, но и на дне моря.

Известен субмаринный источник, выходящий между Сандрипшем и Бегерепстой, в 20 м от берега. Подводный фонтан хорошо заметен в тихую погоду. Дебит его оценивается в 300 л/сек. [5, 20].

Таким образом, значительная часть карстовых вод Гагрского массива выходит на поверхность у самого моря или непосредственно в море.

Многообразны карстовые водные объекты северо-западной части карстовой области Абхазии. Здесь наблюдаются карстовые реки, источники, дебитирующие воронки и кратковременно действующие подземные потоки.

Р. Юпшара, вытекающая из оз. Б. Рица, образование которого связано с карстовыми процессами, имеет в зимнюю межень расход в истоке порядка $1,5 \text{ м}^3/\text{сек}$. Поток этот исчезает в завале в 0,4—0,5 км. от истока. Небольшая часть исчезнувшей воды выходит из завала в 9,3 км. от устья (эти выходы не являются постоянными). В 4,3 км от устья вода вновь уходит под землю. В 2,5—3,5 км от устья мощные выходы карстовых вод образуют реку, дебит которой более чем в 3 раза ($5,60 \text{ м}^3/\text{сек}$) превосходит расход Юпшары в истоке. Ниже на протяжении 3-х км исчезает более одной трети потока и расход Юпшары в устье составляет $3,58 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Данные об изменении расхода р. Юпшары по ее длине получены гидрологической партией Брис-а при УГМС ГрузССР, произведшей измерения в один день (20 декабря 1948 г.).

Карстовый характер реки сказывается на естественной зарегулированности ее стока. В нижнем течении сток Юпшары отличается большей, чем в истоке, зарегулированностью.

Для сравнения приводим имеющиеся непродолжительные наблюдения над стоком р. Юпшары в обоих пунктах (табл. 1).

На примере Юпшары особенно наглядной становится вероятность получения ошибочных представлений о величине и внутригодовом распределении стока в бассейне малой карстовой реки, если эти пред-

ставления основываются на наблюдениях в каком-либо одном створе реки.

Таблица 1
Средние месячные расходы р. Юпшары, м³/сек — 1931 г.

Пункт	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Исток	14,0	5,02	3,73	7,23	5,22	1,86
Устье	25,9	9,6	6,9	12,9	10,4	5,8

В бассейнах с развитыми явлениями карста реки и в устьевой части возможно неполностью дренируют сток с оконтуренного по топографическим признакам бассейна. В бассейне р. Геги в 5 км от ее устья по правому берегу из трещин почти отвесной известняковой скалы с высоты порядка 25 м. низвергается водопад. Л. К. Конюшевский [9] указывает, что воды выходят из среднего горизонта известняков, отличающегося от нижнего и верхнего трещиноватостью. Однако следует отметить, что и из нижнего горизонта имеются выходы источников.

Дебит водопада по измерениям гидрологической экспедиции составлял 1 сентября 1958 г. 1,0 м³/сек, температура воды 8°, а 24 августа 1959 г. соответственно 0,26 м³/сек. и 10°З.

Эти измерения указывают на значительное колебание дебита водопада.

Мощными и постоянно действующими являются выходы карстовых вод, образующие оз. Голубое, расположенное на правом берегу Бзыби, недалеко от реки. Поступление воды в озеро происходит со дна глубокой воронки и из трещин окружающих воронку скал. Из озера прозрачная и очень холодная (температура 7°) вода по короткому протоку поступает в р. Бзыби. Расход воды в протоке 1 сентября 1958 г. составлял 3,5 м³/сек. Дебит протока колеблется в значительных пределах.

Ниже протока, рядом с ним вытекает из ущелья из-под обломков известняка речка, повидимому, тоже карстового происхождения; дебит ее около 1 м³/сек. (1 сентября 1958 г.).

Непосредственно выше оз. Голубого также на правом берегу имеется пещера, из которой во время дождей и снеготаяния вытекает большой поток прозрачной воды.

Напротив оз. Голубого, по левому берегу р. Бзыби выходят на ее урезе карстовые источники.

На 1 км. выше Калдахварского моста через р. Бзыби, на правом берегу реки (справа от шоссе, если идти по течению реки) имеется грот, дно которого немного возвышается над шоссе. Вода вытекает из грота только во время дождей.

Много карстовых рек и источников образуется на южном склоне Бзыбского хребта.

К числу рек, образуемых карстовыми водами, принадлежит р. Мыши (Черная), впадающая в море между Гудаути и Гагры. Она выходит из подножья известняковых скал, близ села Отхора. В бассейне же верхнего течения речки все истоки представляют собой суходолы, т. е. вся вода уходит в многочисленные воронкообразные и колодеобразные ямы.



В расстоянии более 2-х км к северу от верховьев р. Черной есть очень глубокая цилиндрической формы яма, которая по словам местных жителей сообщается с р. Черной [9].

В окрестностях Гудауты из пещеры в известняковых конгломератах вытекает речка [4].

Выходы карстовых вод наблюдаются и в бассейне р. Гумисты.

В районе сел. Андреевское по левому склону ущелья Зап. Гумисты из пещеры вытекает речка, образующая водопад [3].

У подножья крутого склона водораздельного (между Восточной Гумистой и Западной Гумистой) выступа наблюдаются на протяжении нескольких десятков метров выходы обильных Каманских источников. Расположены эти источники ближе к Западной Гумисте и впадают в последнюю почти в ее устье.

Экстремные значения дебита источников по спорадическим замерам в течение двух лет (32 измерения в 1930—1933 гг.) составляют от 0,45 до 1,16 среднего за период измерений расхода (1,18 м³/сек.).

По измерению Г. А. Астемирова в августе 1945 г. дебит источников составлял 1,06 м³/сек, а по данным гидрологических экспедиций Ин-та географии дебит источников равнялся в июле 1949 г. 1,20 м³/сек, а в августе 1958 г. — 1,13 м³/сек.

За те же даты 1930—1932 гг., в которые замерялись расходы источников Камани, крайние значения наблюдаемых расходов в долях среднего за период составили:

по реке Зап. Гумиста — от 10,3 до 0,11

» Вост. » — от 2,8 до 0,24

Сравнивая колебания расходов рек и источников Камани, можно убедиться в значительно большей естественной зарегулированности последних.

Мнение, что источники Камани представляют собой перехват из русла Вост. Гумисты [8], является ошибочным, т. к. при перехвате и коротком протяжении подземного пути источники эти не могли бы иметь такой устойчивый режим. Устойчивость дебита и более низкая, по сравнению с речной водой, температура их в летний период указывает на то, что воды эти поступают по трещинам с глубоких горизонтов и проходят длинный подземный путь.

Редко наблюдающееся помутнение источников возможно происходит за счет стока по склону или поступления небольшого количества воды через понору Восточной Гумисты. Последнее может немного сказываться и на изменчивости дебита источников.

Поноры расположены по правому берегу Вост. Гумисты на 150 м. выше моста через реку. Находятся они примерно на 0,5 км. ниже выхода Вост. Гумисты из ущелья, что совпадает с описанием А. Л. Козлова [8].

В настоящее время поноры отгорожены от Вост. Гумисты дамбой. До постройки дамбы поноры, возможно, поглощали часть речной воды, но в настоящее время и в половодье поглощение воды Вост. Гумисты не происходит, а источники Камани действуют попрежнему.

Слабая естественная зарегулированность стока и несколько заниженный модуль стока в бассейне Зап. Гумисты позволяет предполагать, что эти источники, вероятней всего, получают питание из бассейна Зап. Гумисты.

Интересные явления, связанные с подземным перехватом, наблюдаются в бассейнах рек Келасури и Беслети II, 8, 21).

Вопросы подземной связи между Келасури и Беслети освещены на основании исследований гидрологической экспедиции в отдельной статье [2].

Исследованиями гидрологической экспедиции подтверждена подземная связь между Келасури и Беслети.

Келасурские воды поглощаются двумя левобережными понорами. Одна из них (зарешетчатая) почти постоянно поглощает, а вторая — только при повышенном уровне воды в реке. Имеется еще третья ниже по течению расположенная пещера, в которую Келасурская вода может проникать лишь при исключительно высоких подъемах.

Исследованиями установлено, что Келасурские воды выходят в истоках Беслети, образуя пещерную речку и участвуют в стоке дебитирующей Уравской воронки. Пещерная речка и Уравская речка образуют левый исток Беслети.

Правый же исток Беслети, образуемый мощными Одишскими источниками, не связан с Келасури.

Можно еще отметить, что пещерная река часто пересыхает, Уравская воронка действует постоянно, а Одишские источники отличаются устойчивым дебитом.

Приводимые ниже в таблице средние месячные расходы р. Беслети у с. Н. Линдава за 1931 и 1932 гг. свидетельствуют о том, что питающаяся карстовыми водами р. Беслети имеет довольно высокую естественную зарегулированность стока.

Таблица 2

Средние месячные расходы р. Беслети.

Г о д	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1931	3,81	2,95	6,59	6,07	5,45	5,22	3,90	2,73	1,99	3,47	2,78	3,31	4,02
1932	3,99	7,25	7,13	7,88	5,77	3,94	3,85	5,07	8,54	3,55	4,93	4,02	5,49

Кроме указанных понор на р. Келасури имеются еще одна (четвертая) левобережная пещера и две правобережные.

Левобережная пещера имеет очень большое протяжение и сильно углубляется. В пещере имеются озерки и протекает ручей (17). Происхождение этого ручья неизвестно. Оно, повидимому, не связано с водой, поглощаемой второй пещерой, т. к. поглощение происходит только при повышенном уровне воды на Келасури.

Возможно, что этот ручей является результатом фильтрации Келасурской воды через дно реки.

По измерению Г. Н. Гигинейшвили 28 октября 1959 г. расход ручья составлял 15 л/сек.

Первая правобережная пещера находится у сел. Верхн. Келасури. Она поглощает небольшое количество воды, которая, по предположению И. С. Апхазава, основанному на геологическом строении этой части бассейна Келасури, уходит в бассейн Кодори.

Вторая правобережная понора расположена немного выше левобережных. Она в настоящее время заилена и не поглощает воду.

В верхнем течении Мал. Маджары, по левому берегу имеются довольно значительные карстовые источники, которые не связаны с Келасури, что установлено исследованиями гидрологической экспедиции.

В отношении р. Б. Маджары имеется указание, что в верховьях она несколько километров течет под землей [7]. Гидрологическими экспедициями Института р. Б. Маджара не обследовалась.

Очень интересной является подземная р. Амткели.

В 1891 г. грандиозный обвал, связанный с карстовыми процессами, преградил р. Амткели и образовал глубокое озеро.

Пробивающаяся сквозь толщу завала вода (при переходе через завал слышен шум воды под землей) попадает в русло Амткели, но вскоре поглощается карстовой пещерой, расположенной у подножия правого склона Амткельского ущелья. Ниже места поглощения русло Амткели остается сухим до впадения правого притока Схча III.

Поглощенные пещерой воды проходят длинный подземный путь в нижне-меловых известняках, выходят на поверхность ниже слияния Амткели и Джампали (в устье последнего) из двух соединяющихся в глубине карстовых пещер и вливаются в р. Джампали с правого берега.

Судя по количеству поглощаемой и выходящей из пещеры воды, подземный поток, по-видимому, увеличивается за счет дренируемых подземным каналом карстовых вод.

В связи с регулирующей ролью оз. Амткели понора, находящаяся ниже завала, обычно поглощает всю воду, просачивающуюся через завал. Во время очень больших подъемов уровня воды в озере Амткели (амплитуда колебания уровня воды здесь достигает 40—50 м. [16]), количество фильтрующейся сквозь завал воды так сильно увеличивается, что понора не может ее поглотить, и тогда часть воды течет в поверхностном русле Амткели.

К подземным речкам принадлежат Ачхше-тыз-гуа (в переводе с абхазского—река, выносящая навоз), вытекающая из широко известной пещеры Абрскила (4,14,19), а также речка, вытекающая из пещеры «Голова Отапа» [15, 17].

Одной из крупнейших карстовых воклюз Абхазии является Речхи.

Она образуется слиянием двух карстовых воклюз, выходящих из многочисленных расщелин известняка на очень крутой части юго-западного склона массива Охачкуэ. Суммарный дебит этих источников превышает в меженный период 1,5 м³/сек.

Наблюдения над стоком воклюзы Речхи непосредственно у выхода их не велись. Имеются многолетние наблюдения на станции, расположенной в сел. Речхи, в 4 км. от истока.

Судя по этим данным, дебит Речхи подвержен значительным колебаниям, но все же, как это видно из приводимых ниже многолетних средних месячных расходов (табл. 3), режим их характеризуется большей, по сравнению с поверхностными водотоками, устойчивостью и равномерным распределением стока в году.

Таблица 3

Многолетние средние месячные расходы р. Речхи у с. Речхи

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
4,21	4,41	4,89	6,69	5,65	4,05	4,34	3,50	3,30	3,92	4,12	3,31	4,37

Областью питания карстовых рек и воклюз являются возвышенные части карстовой зоны.

Областью питания карстовых рек и источников окрестностей Гагр, Гегской воклюзы и оз. Голубого является массив Арабика Гагрского хребта, который характеризуется обилием карстовых образований от мелких впадин до ледниковых шахт [11].

Воклюзы Камани, Одишская и, частично, Уравская получают питание в карстовой области на склоне Бзыбского хребта, для которого характерны карстовые образования [10].

Областью питания воклюзы Речхи, является юго-западная часть массива Охачкуэ, где карстовые формы рельефа имеют сильное распространение.

Юго-восточная и восточная часть массива питают воклюзы — истоки рек Эрис-цкали и Олори (Марушвили — устное сообщение).

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров Л. А., О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек, Тр. Географ. об-ва Груз СССР, т. IV, 1959.
2. Владимиров Л. А., О подземной связи между реками Келасури и Беслети (Помещена в этом томе).
3. Гвоздецкий Н., В пещерах Абхазии, «География в школе», 1940, № 4.
4. Гвоздецкий Н., Подземная топография, «Природа», 1948, № 3.
5. Дьячов-Тарасов А. Н., Гагры и его окрестности, Зап. КО РГО, кн. XXIV, в. I, 1903.
6. Дьячов-Тарасов А. Н., Экскурсия к оз. Рица, в бассейне притоков Бзыби-Геги и Юшары (Лашинсе), Изв. КО РГО, 1903, № 1.
7. Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны Грузинской ССР, Тб., 1955.
8. Козлов А. Л., Предварительный отчет о геоморфологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г., Изв. Всесоюзного геолого-разведочного объединения, т. 51, в. 68, 1932.
9. Конюшевский Л. К., Из наблюдений в карстовой области Сухумского округа, Бюлл. Тифл. об-ва любит. природы, 1913, № 1.
10. Конюшевский Л. К., Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе, Матер. по геологии Кавказа, Сер. IV, кн. I, 1915.
11. Крубер А. А., Караби-Яйла и массив Арабики, Землеведение, т. 18, в. 3, 1911.
12. Крубер А. А., Из наблюдений над карстом в окрестностях Гагр на Караби-Яйле, Землеведение, 1912, кн. 1—2.
13. Крубер А. А., Поездка на Арабику (Гагрские источники и провалы, ледники на Арабике) «Естествознание и география», 1912, № 1.
14. Марушвили Л. И., Пещера Абласкира — замечательное карстовое образование, «Природа», 1938, № 10.
15. Марушвили Л. И., Горные пещеры Грузии, Сборник «Побежденные вершины», М., 1953.
16. Мгеладзе К., Озеро Амтели и его окрестности (на груз. яз.), Тр. Сухумского Гос. Пед. Ин-та, т. VII, 1955.

17. Милановский Е., Сталактитовые пещеры Абхазии, «Природа», 1955, № 10.
 18. Панютин П., Известняковый Гагрский район, Землеведение, т. 29, вып. 1—2, 1927.
 19. Сатуни К. А., Экскурсия в пещеры Сухумского округа, Пещеры-великаны Абхаскира и Адзаба, Изв. КО РГО, т. 21, 1912, № 1.
 20. Хеладзе И. Е., Подземные воды Черноморского бассейна, Справ. по води, ресурсам СССР, т. XI, Л., 1937.
 21. Энциклопедический словарь Ф. А. Брокгауза и И. А. Ефрона, т. III, 1891.
-

О. აფხაზაშვილი

მდინარეების კელასურისა და ბესლეთის ჰიდროგრაფია

კელასურისა და ბესლეთის აუზები აფხაზეთის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს. მათ უჭირავთ ჩედიშის ქედის სამხრეთი ფერდობი და გორაკ-ბორცვიანი მთისწინების ზონა ზღვისპირა დაბლობთან ერთად.

კელასურის აუზს ჩრდილოეთიდან მდინარეების ბზიბისა და ჩხალთის აუზები ემიჯნება. მათ შორის წყალგამყოფს წარმოადგენს ჩედიშის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილი (ხიმის ქედი). აღმოსავლეთით მდ. ამტყელის აუზი ესაზღვრება. მათ შორის წყალგამყოფია სხაპა-ქაღარის ქედი. ამ ქედის სამხრეთით წყალგამყოფი მდ. კელასურსა და მდ. მაჭარას შორის გადაკვეთს ანუბაქ-ახისთის ქედს. ბირჯა-ოქტომბრის სინკლინურ დიპრესიას, ჩიკოუშის ქედს და შემდეგ შავი ზღვის სანაპირომდე დაბალ სერს მიუყვება.

მდ. კელასურის აუზის დასავლეთი საზღვარი გასდევს ძიხვა-ჩუმკუხზის ქედს, რომელიც მას მდ. აღმ. გუმისთის აუზისაგან გამოჰყოფს. მ. ჩამას სამხრეთით წყალგამყოფი სწრაფად დაბლდება და დაბალი სერის სახით სადგ. კელასურამდე გრძელდება.

მდ. ბესლეთის აუზი ჩრდილოეთიდან ისაზღვრება აბიანდა-ჩამას ქედის თხემით. იგი ბესლეთისა და მთისუბნის აუზებს გაჰყოფს. დასავლეთიდან ბესლეთს მდინარეების გუმისთისა და სოხუმის აუზები ესაზღვრება.

მოხაზულ საზღვრებში ორთავე მდინარის აუზის ფართობი 298 კმ² შეადგენს (მდინარეთა მორფომეტრიული მონაცემები იხ. ცხრილში).

ფართობის სიმცირის მიუხედავად, მდ. მდ. კელასურისა და ბესლეთის აუზები ხასიათდებიან რელიეფის ფორმების მრავალფეროვნებით, რთული გეოლოგიური აგებულებით, აუზის ცალკეულ ნაწილში ჰავის სხვადასხვაგვარობით და ნიადაგ-მცენარეული საფარის სიჭრელით, რაც თავის მხრივ ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარებისა და ჩამონადენის ფორმირების მრავალფეროვან პირობებს ქმნის. ეს განსაკუთრებით ითქმის მდ. კელასურზე, რომლის აუზი ვიწრო ზოლის სახით თითქმის 42 კმ გადაჭიმული მაღალმთიანი ზონიდან შავი ზღვის სანაპირომდე.

აღნიშნულ ფაქტორთა შორის ჰიდროგრაფიული ქსელის თავისებურებას განაპირობებს აუზის გეოლოგიური აგებულება (ლითოლოგია, ტექტონიკა) და ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიული განაწილება, რაც განსაკუთრებით მკაფიოდ მქალაქდება ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირის რუკის განხილვისას. რა

მდინარეების კელასურისა (შენდინარეებით) და ბესლეთის
 მორფოენტრიული მონაცემები

№ №	მ დ ი ნ ა რ ე	სიგრძე კმ-ში	აუზის ფართობი 2 კმ-ში	სიმაღლე მ-ში		ვარდნა	დაბრლობა	აუზის საშ. სიმაღლე მ-ში
				სათაჯის	შესართავის			
1	კელასური	45,0	216	2750	0	2750	0,0611	1280
2	სხაპკი	11,2	35,6	2380	997	1383	0,1235	1720
3	ხიძია	4,3	9,8	2460	1376	1084	0,2521	—
4	პატარა სხაპკი	6,4	15,2	1935	747	1188	0,1856	—
5	ჯუჯელენი	7,7	19,8	1835	535	1300	0,1688	—
6	ძახვა	6,8	14,8	2125	740	1379	0,2028	—
7	ჩუმკუზბა	4,7	7,5	1575	575	1000	0,2128	—
8	ბესლეთი	12,7	31,5	87	0	87	0,0069	340

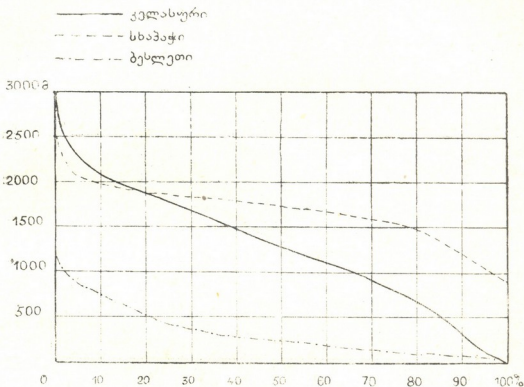
თქმა უნდა, სხვა ფაქტორების აქტიური ზემოქმედება ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარებაზე სრულიადაც არაა გამორიცხული და ისინი გარკვეულ როლს თამაშობენ ამ საქმეში.

ბუნებრივ ფაქტორთა მრავალფეროვნებაში გარკვეულ როლს თამაშობს აუზის ჰიდრომეტრიული განვითარება. ამ მხრივაც მდ. კელასური მკვეთრად განსხვავდება მდ. ბესლეთისაგან. მდ. ბესლეთის აუზის ჰიდრომეტრიული განვითარება 1300 მ ვერცკი აღწევს, ხოლო მდ. კელასურის აუზის—3000 მ აჭარბებს. მდინარეების კელასურისა და ბესლეთის აუზების სიმაღლის განვითარებაზე წარმოდგენას გვაძლევს ჰიდროგრაფიული მრუდები (სურ. I). მდ. კელასურის აუზში 2000 მ მაღლა მდებარეობს აუზის 12,5%, 1000 მ მაღლა—66,5%, ხოლო 600 მ-ზე მაღლა—83%. 600 მ დაბლა მდებარეობს მდ. კელასურის აუზის 17%; ეს აუზის ის ნაწილია, რომელსაც მდინარის ჩამონადენის ფორმირებაში თითქმის არავითარი როლი არ მიუძღვის.

მდ. ბესლეთის აუზში 1000 მ მაღლა აუზის ფართობის მხოლოდ 2,6% მდებარეობს, ხოლო 600 მ მაღლა—17,6%. ასეთი დაბალი ჰიდრომეტრიული მდებარეობის გამო ბესლეთი წყალმოვარდნის რეჟიმის მდინარეა.

კელასურის და ბესლეთის აუზებში, რომლებიც თითქმის მთლიანად მთაგორიანია, ოროგრაფიული ერთეულების განლაგებაში ერთგვარი კანონზომიერება შეიმჩნევა. მდ. კელასურის აუზის ჩრდილო ნახევარში ქედებისა და ხეობების ძირითადი მიმართულება მერიდიანულია, სამხრეთ ნახევარში და ბესლეთის აუზში კი გაბატონებულია მერიდიანული და განედური მიმართულება. მერიდიანული მიმართულება აქ ძირითადად გააჩნია მდინარეთა ხეობებს, რომლებიც ქედების გარდიგარდმოდ არიან განვითარებული. განედური მიმართულება დამახასიათებელია ქედებისა და ქვაბურებისათვის, რაც ტექტონიკითაა გაპირობებული.

მდ. კელასურის სათავეებში მდებარეობს განედური მიმართულების მაღალი ხიმისი ქედი; იგი დაკბილული, პირამიდული მწვერვალებით ალპური ტიპის რელიეფს ქმნის და სიმალით 3000 მ აჭარბებს. ქედის თხემის კლდოვანი ხასიათი აიხსნება ამგებელი პორფირიტების სიმკვრივით და მიმდინარე გეომორფოლოგიური პროცესების ინტენსივობით.



1 მდინარეების კელასურის, ბესლეთისა და სხაპაჯის აუზების ჰიდროგრაფიული მრუდები

ხიმისი ქედს სამხრეთისაკენ გამოეყოფა მერიდიანული ძიხვა-ჩუმკუზბის ქედი, რომლის ჩრდილო ნაწილი მ. ხიმსასა და მ. ძიხვას შორის მნიშვნელოვნადაა დადაბლებული (2150—2600 მ). ქედის ამ მონაკვეთს აგებენ ზედა ლიასის წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები და თიხაფიქლები, კორქვებისა და მერგელების შუაშრებები. სამხრეთი ქედი მკვეთრად მაღლდება და მ. ძიხვაზე 2711 მ სიმაღლეს აღწევს; ამ მონაკვეთს შუა იურული პორფირიტები და სპილიტები აგებენ. ძიხვის მასივი წარმოგვიდგება ტიპიური ალპური რელიეფითა. კლდოვანი თხემითა და გლაციალური ფორმებით.

ძიხვის მასივის სამხრეთით ქედი ისევ დაბლდება, რადგან აგებულია წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებითა და თიხაფიქლებით, მაგრამ მ. ჩუმკუზბასთან (2080 მ), რომელიც გაბროს ინტრუზივის ნაწილს წარმოადგენს [17], იგი ისევ ამაღლებას განიცდის. ჩუმკუზბის სამხრეთით ქედი თანდათან დაბლდება და მდ. მთისუბნის სათავეებში 1000 მ სიმაღლეზე თავდება. ძიხვა-ჩუმკუზბის ქედის საშუალო სიმაღლე 2000 მ აჭარბებს (2025 მ).

მნიშვნელოვანი ოროგრაფიული ერეულია სხაპჯ-ამლარის ქედი, რომელიც ჩედიმისა და ტაიმა-ახსირხვის ქედის შესაყარზე წარმოიშობა და მერიდიანულად მიემართება მდ. სხპის ხეობისაკენ. დასაწყისში ქედი საკმაოდ დიდ სიმაღლეს აღწევს, მაგრამ მდ. სხაპჯის სათავეებში იგი მნიშვნელოვნად დაბლდება. მ. დიდ სხაპჯთან ქედი ისევ ამაღლებას განიცდის. მ. ამლარის სამხრეთით ქედი სწრაფად დაბლდება და ამტყელის სინკლინურ დებრესიაში ბოლოვდება, ამ ქედის საშუალო სიმაღლეც 2000 მ რამდენადმე აღემატება (2030 მ).

განხილულ ორ ქედს შორის მერიდიანული მიმართულებით გადაჭიმულია მდ. კელასურის ვიწრო ხეობა. მდ. კელასურის შემდინარეთა ხეობები, მდ. სხაპჯის ხეობის გამოკლებით, სუსტად არიან განვითარებული და ამ ნაწილის საერთო ოროგრაფიული სურათის შექმნაში დიდ როლს არ თამაშობენ.

მდ. კელასურის აუზის სამხრეთ ნახევარში აღსანიშნავია მდ. ჯეგელემის ქვემო წელის განედური ხეობა, რომელიც განვითარებულია ამტყელის სინკლინის დასავლეთ ნაწილში.

ჯეგელემის ხეობის სამხრეთით ახუპჯ-ახისთის ქედი [4] მდებარეობს, რომელიც თანდათან დაბლდება წებელდის ქვაბურისაკენ, ქედი ძირითადად აგებულია ტურონულ-დანაიური შრეებრივი კირქვებით და ქვედა მესამეულის ფორამინიფერებიანი და მერგელოვანი კირქვებით.

ახუპჯ-ახისთის ქედის ოროგრაფიულ გავრძელებას დასავლეთისაკენ წარმოადგენს აბიანდა-ჩაამას ქედი, რომელიც მდ. აღმოსავლეთ გუმისთასთან იწყება და მდ. კელასურამდე გრძელდება. ქედის საშუალო სიმაღლე 1070 მეტრია.

აბიანდა-ჩაამას ანტიკლინური ქედი აგებულია ცარცული ასაკის სხვადასხვალითოლოგიური ხასიათის დანაღეჭი ქანებისაგან, რომელთაგან კარბონატული ქანები (კირქვები, დოლომიტიზირებული კირქვები) ფართოდაა წარმოდგენილი. ქედის თხემის ნაზი რელიეფი, კარბონატული ქანების არსებობა და უხვი ატმოსფერული ნალექები აპირობებენ კარსტული ფორმების განვითარებას.

აბიანდა-ჩაამასა და ახუპჯ-ახისთის ქედების სამხრეთით, თითქმის განედური მიმართულებით, გადაჭიმულია ბირჯა-ოქტომბერ-წებელდის სინკლინური დებრესია; დებრესიის აღმოსავლეთი ნაწილი ინტენსიურადაა დანაწევრებული და გორაკ-ბორცვიან რელიეფს წარმოქმნის.

ამ დებრესიის სამხრეთით მდებარეობს აპიანჩა-ჩიყოლუშის [4] ქედი, რომელიც მდ. კოდორიდან იწყება, დასავლეთით მდ. კელასურს მარჯვენა მხარეზე დაეკადის და სოფ. ურავთან თავდება. ქედი აგებულია ზედა ცარცული შრეებრივი კირქვებით, რომლებიც ერთ დიდ ანტიკლინს ქმნიან.

აბიანდა-ჩაამასა და აპიანჩა-ჩიყოლუშის ქედების სამხრეთით კელასურისა და ბესლეთის აუზებში გორაკ-ბორცვიანი რელიეფია გაბატონებული. ტალღური ზედაპირის მქონე გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის ფონზე მკვეთრად გამოიყოფა გვარდა-ბირცხა-იაშტხვასა და ახბიუკის [6] ანტიკლინური ქედები, რომლებიც გარდიგარდმოდაა ვაკვეთილი ბესლეთისა და პალეოაღმოსავლეთ გუმისთის ხეობებით და ცალკე მასივების სახითაა წარმოდგენილი. ქედები აგებულია ზედა ცარცული და ქვედა მესამეული შრეებრივი კირქვებით [5].

გვარდა-ბირცხა-იაშტხვას ქედის ჩრდილოეთით მდებარეობს შრომა-კელასურის დებრესია. იგი დანაწევრებულია ბესლეთისა და კელასურის შემდინარეთა ხეობებით და გორაკ-ბორცვიანი რელიეფით ხასიათდება.

ანალოგიური დებარესია მდებარეობს გვარდა-ბირცხა-აიშტეხას ქედის სამხრეთით (ბესლეთის დებარესია), რომელიც სამხრეთიდან შემოფარგლულია 200—350 მ სიმაღლის კონგლომერტებით აგებული სერებით. ეს უკანასკნელი ზღვის სანაპიროსაკენ ტერასულ საფეხურების ფართო განვითარებით ხასიათდება და თანდათან ზღვისპირა დაბლობში გადადის.

კელასურის სათავეები აგებულია შუა აურული (ბაიოსი) პორფირიტებით, რომლებიც ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან გარშემორტყმულია ზედა ლიასის თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით. კელასურის აუზის მნიშვნელოვან ნაწილს აგებს შუა იურული გრანიტები (კელასურის ინტრუზიული მასივი) [7].

გრანიტებზე სამხრეთიდან შემოცოცებულია ქვედა და ზედა ცარცის დანალექი ქანები, რომლებიც ძირითადად კარბონატული ფაციესითაა წარმოდგენილი (დოლომიტიზირებული, ურგონული და შრეებრივი კირქვები და სხვ.). ყველა ზემოაღნიშნული ქანები (გრანიტების გამოკლებით) ინტენსიურად არიან დანაოჭებული და რამდენიმე ანტიკლინსა და სინკლინს წარმოშობენ.

ჩუმკუზბა-ამლარის პარალელის სამხრეთით ტექტონიკური სურათი მნიშვნელოვნად იცვლება. საქართველოს ბელტთან მიახლოების გამო კელასურის შუა და ქვემო წელში და მდ. ბესლეთის აუზში ნაოჭები უფრო ნორმალურ ხასიათს იღებენ და ტექტონიკური სტრუქტურებიც რელიეფში კარგ გამოხატულებას პოულობენ. აუზთა აგებაში მხოლოდ დანალექი ქანები მონაწილეობენ, რომელთაგან ყველაზე მეტად გავრცელებულია ცარცული და ქვედა მესამეული კირქვები, მესამეული მერგელები, თიხები, ქვიშაქვები, კირქვები, კონგლომერატები და სხვ. აღსანიშნავია, რომ ანტიკლინებს კირქვები აგებენ, ხოლო სინკლინებს მერგელები, თიხები და სხვა რბილი ქანები, რაც ტექტონიკასთან ერთად დიდ გავლენას ახდენს რელიეფის თავისებურებაზე [1, 5, 6].

აუზთა უკიდურესი სამხრეთი ნაწილი ახალგაზრდა დანალექი ქანებითაა აგებული (ზედა მესამეული და მეოთხეული კონგლომერატები, თიხები, ქვიშაქვები და სხვ.), რომლებსაც სუსტი დანაოჭება განუცდიათ და მონოკლინური სტრუქტურით ხასიათდებიან.

კელასურისა და ბესლეთის აუზების კლიმატი მკაფიოდ გამოხატული ვერტიკალური ზონალობით ხასიათდება. შავი ზღვის სანაპიროზე თბილი ნოტიო კლიმატია ცხელი ზაფხულითა და ნალექების საკმაო რაოდენობით წლის ყველა სეზონში. კელასურის აუზის მაღალმთიანი ნაწილისათვის დამახასიათებელია მაღალმთის ნოტიო კლიმატი მუდმივი თოვლითა და ყინვარებით. ნალექების რაოდენობა კელასურისა და ბესლეთის აუზებში დიდია. სანაპირო ზოლში იგი 1450—1500 მმ აღწევს. სიმაღლის ზრდასთან ერთად, როგორც ამას მ. კორძახია და შ. ჯავახიშვილი [2] აღნიშნავენ, ნალექების რაოდენობა იზრდება თვით ბზაბის ქედის თხემამდე, სადაც იგი 2500 მმ უნდა აღწევდეს. ნალექების ტერიტორიულ განაწილებაში მნიშვნელოვან როლს უნდა თამაშობდნენ ძიხვა-ჩუმკუზბისა და სხაპაკ-ამლარის მერიდიანული ქედები, რომელთა დასავლეთ კალთებზე, ალბათ, მნიშვნელოვნად მეტი ნალექი მოდის. ვიდრე აღმოსავლეთ კალთებზე, რაც გავლენას ახდენს ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირეზე.

ვერტიკალური ზონალობით ხასიათდება ნიადაგ-მცენარეული საფარიც. მდ. ბესლეთისა და მდ. კელასურის ქვემო წელის აუზებში, მჭიდრო დასახლებების გამო, ტყეები გაჩეხილია და ადგილი უჭირავს ხილის ბაღებს, თამბაქოს

ზღანტაციებსა და სიმინდის ნათესებს. მხოლოდ ცალკეულ ფრაგმენტებადაა შემორჩენილი რცხილნარ-წიფლნარი ტყეები, რომელსაც წარსულში მთელი აუზი ეჭირა. კარბონატული ქანების დიდი გავრცელების გამო განვითარებულია ნეოაპალა-კარბონატული ნიადაგები, რომლებიც დიდი დაქანების ფერდობებზე სრულიად ჩამორცხილია ან მეტად თხელი ფენოაა წარმოდგენილი, რაც ძლიერ ამცირებს ნიადაგის მიერ ზედაპირული ჩამონადენის რეგულირებას.

მდ. კელასურის შუა და ზემო წელის აუზებში ძალიან კარგადაა შენარჩუნებული ტყის საფარი, რომელსაც ქვედა ნაწილში ფოთლოვანები (წყველი, რცხილა, ცაცხვი, წაბლი, ნეკერჩხალი და სხვ.) ქმნის. ტყეში მშვენივრადაა განვითარებული ქვეტყე (ზზა, წყავი, შქერი და სხვ.). ფოთლოვანი ტყის ქვეშ განვითარებულია გავრცელებული ტყის ყომრალი ნიადაგები. ტყის ზედა სარტყელს შერეული ტყე ქმნის, რომელშიც ძირითადია წყველი და აოჭი. კლდოვან დგილებში იშვიათად გვხვდება ფიჭვი. ტყე ჩვეულებრივ 1700—1800 მ სიმაღლემდე ვრცელდება, შემდეგ სუბალპური ზონაა, სუბალპური ტყით, ბუჩქნარებითა და სუბალპური მდელოებით. სუბალპური ზონა დაახლოებით 2300 მ სიმაღლეზე თავდება, რის შემდეგ 2600 მეტრამდე ალპური ზონაა გავრცელებული. 2600 მ ზევით სუბნეალური და ნეალური ზონებია. სუბალპურსა და ალპურ ზონებში მთა-მდელოთა ხირხატიანი ნიადაგებია გავრცელებული.

მდინარე კელასურის აუზში ტყეს უჭირავს 160 კმ², რაც ფართობის 74,2% შეადგენს. ბესლეთის აუზში კი ტყე მხოლოდ 24, 3 კმ²-ზეა შერჩენილი (29,8%).

მდინარე კელასურის აუზი, ჰიდროგრაფიული ქსელის სისშირის მიხედვით, სამ ნაწილად შეიძლება დაიყოს: კელასურის ზემო წელის აუზში ჰიდროგრაფიული ქსელის სისშირის კოეფიციენტი მნიშვნელოვნად აღემატება მთელი აუზის ჰიდროგრაფიული ქსელის სისშირის საშუალო კოეფიციენტს (1,42 კმ/კმ² და 1,13 კმ/კმ² შესაბამისად).

ცხადია, რომ აუზის ამ ნაწილშიაც ქსელის სისშირე ყველაზე ერთნაირი არ არის, დაბალია ქსელის სისშირე წყალგამყოფების თხემისპირა ნაწილებში, სადაც სისშირის კოეფიციენტი 0—0,4 შორის მერყეობს (იხ. რუკა, სურ. 2).

ჰიდროგრაფიული ქსელის სისშირის ყველაზე მაღალი მაჩვენებელი დამახასიათებელია მდ. სხაპკის აუზისათვის, სადაც იგი 2—3,7 შორის მერყეობს: გვხვდება უფრო დაბალი მაჩვენებლებიც (1,1—2,0), მაგრამ იშვიათად. ქსელის სისშირის კოეფიციენტი მდინარე სხაპკის აუზში საშუალოდ 1,78 უდრის. კოეფიციენტის ასეთი მაჩვენებელი კელასურის არცერთ შემდინარეს არ გააჩნია.

ქსელის სისშირის მაღალი მაჩვენებლებით ხასიათდება მდ. პატარა სხაპკის აუზიც (უდიდესი მაჩვენებელი 3,2).

მდინარე კელასურის ზემო წელის აუზში ქსელის სისშირის დიდ მაჩვენებლებს აპირობებს აუზის გეოლოგიური აგებულება (მკვრივი ქანები, პორფირიტები, ქვიშაქვები, გრანიტოიდები), ატმოსფერული ნალექების სიუხვე, ქედების ფერდობთა დიდი დახრილობა.

მდ. კელასურის აუზის მეორე ნაწილი, რომელიც შედარებით დაბალი ქსელის სისშირით ხასიათდება, მოიცავს მდინარის შუა წელის აუზს, სადაც ქსელის სისშირის კოეფიციენტი საკმაოდ დიდ ფარგლებში მერყეობს. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ წყალგამყოფების თხემისპირა ზოლს, სადაც ქსელის სისშირის კოეფიციენტი 0 ტოლია, დანარჩენ ნაწილში იგი 0,4—3,4 შორის ცვალება.

დობს. თხემიკაირა ზოლი ქსელის მცირე სიხშირით აუზის ამ ნაწილში უფრო ფართოა, ვიდრე წინა ნაწილში, რაც გეოლოგიური აგებულების თავისებურებით უნდა აიხსნას. შუა წელის აუზი ძირითადად სხვადასხვა ასაკის კარქებითაა აგებული, რაც უხვი ატმოსფერული ნალექების პირობებში ხელს უწყობს კარსტული ფორმების წარმოშობას, ეს უკანასკნელი კი ხელს უშლის ზედაპირული ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარებას. ამ ნაწილში ქსელის საშუალო სიხშირე 0.72 კმ/კმ² ტოლია.

ქსელის სიხშირის მაღალი მაჩვენებელია (3,4—2,7) მდ. ჯეგლეშის სათავეებში. რაც უფრო ქვემო წელისაკენ მივიწვეთ, მით უფო კლებულობს ქსელის სიხშირე.

ქსელის სიხშირის დაბალი მაჩვენებლებით ხასიათდება მდ. კელასურის ქვემო წელის აუზი, სადაც კოეფიციენტის ყველაზე დიდი მნიშვნელობა მხოლოდ 1,7 აღწევს.

აუზის ამ ნაწილის მდინარეთა ქსელს თითქმის მხოლოდ კელასური ქმნის. კელასურის მეტად უმნიშვნელო შემდინარეები ზაფხულობით კიდევაც შრებიან. ქვემო წელში კელასური ტიპური ტრანზიტული მდინარეა. ქსელის საშუალო სიხშირე აქ 0,68 კმ/კმ² აღწევს.

მდინარეთა ქსელის სიხშირის დაბალი მაჩვენებლები კელასურის ქვემო წელის აუზში შემდეგი მიზეზებით შეიძლება აიხსნას. ქვემო წელის აუზი აგებულია რბილი ქანებით, რომლებიც ადვილად იფიტებიან და ირეცხებიან (მერგელები, თიხები, ქვიშაქვები). ნალექების რაოდენობა დაახლოებით 1400—1450 მმ აღწევს. მაგრამ შედარებით ნაზი რელიეფისა და თბილი ჰაერის პირობებში მისი მნიშვნელოვანი ნაწილი აორთქლებაზე ჰარჯება ან სიღრმეში ჩაიკონება, რის გამო ზედაპირული ჩამონადენი მნიშვნელოვნად მცირდება და, მამასადაძე, ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარება ფერხდება. ვარდა აღნიშნულისა, აუზის ეს ნაწილი შედარებით ღარიბია მიწისქვეშა წყლებით, რომლებიც საწყისის მისცემდნენ მუდმივ ნაკადებს და ამით გაზრდიდნენ ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირეს. აუზის ზედაპირი საკმაოდ ინტენსიურადაა დანაწევრებული, მაგრამ მიწისქვეშა წყლების სიმცირის გამო ხევები გვაღვების დროს შრებიან და მდინარეები დროებით ხასიათს ატარებენ. მხედველობაში მისაღებია ისიც, რომ ქვემო წელის აუზის სიგანე მეტად მცირეა (1,5—3 კმ). რაც ამცირებს ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარების შესაძლებლობას.

ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირის მხრივ კელასურის შუა და ქვემო წელის აუზის ანალოგიური სურათი გვაქვს მდ. ბესლეთის აუზში. ბესლეთის აუზის მნიშვნელოვანი ნაწილი კარსტულ ზონაშია განვითარებული და, როგორც მოსალოდნელი იყო, ამ ზონაში ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირე მეტად დაბალია. მდ. ბესლეთი აბიანდა-ჩაამას ქედის სამხრეთი ფერდობის ძირში იღებს სათავეს. ამ ქედის თითქმის მთელ სამხრეთ ფერდობზე ქსელის სიხშირე 0-ის ტოლია (იხ. რუკა, სურ. 2).

შრომა-კელასურის დებრესიაში მდინარეთა ქსელის სიხშირის კოეფიციენტი საკმაოდ დიდ მაჩვენებელს აღწევს (2,5), მაგრამ საერთოდ დებრესია ქსელის დიდი სიხშირით არ ხასიათდება. სამხრეთით, გვარდა-ბირცხა-იაშტხვას ქედისაკენ, ქსელის სიხშირე მკვეთრად ეცემა; ქედის კალთებსა და თხემზე არსად ქსელის სიხშირის კოეფიციენტი 0,7-ს არ აღემატება. ქედის სამხრეთით ქსელის სიხშირე რამდენადმე მატულობს და ზოგჯერ ორამდე აღწევს, მაგრამ წყალ-

გამყოფებსა და მათ ფერდობებზე ფართო ზოლი ჰიდროგრაფიული ქსელის გარეშეა.

მდ. ბესლეთის აუზში ჰიდროგრაფიული ქსელის განაწილებაში ერთგვარი კანონზომიერება შეიმჩნევა. რაც ნაწილობრივ მდ. კელასურის აუზშიც იყო გამოხატული. აუზის იმ ნაწილში, რომელიც კირქვებითაა აგებული, ქსელის სიხშირე ნულამდე დადის (აბიანდა-ჩაამასა და გვარდა-ბირცხა-იაშტხვას ქედები), ხოლო აუზის დანარჩენ ნაწილში, რომელიც არაკარბონატული წყალგაუმტარი ქანებითაა აგებული, ქსელის სიხშირე საკმაოდ დიდ მაჩვენებლამდე აღწევს.

მდ. კელასური. მდ. კელასური იწყება პატარა ყინვარიდან, რომელსაც სამხრეთიდან ხიმსის კლდოვანი ქედის რკალი ეკვრის. ყინვარის ზედაპირი ტალღოვანია, დამახასიათებელია ნაპრალები. მის ზედაპირზე მორენები თითქმის სრულიად არაა. ყინვარი 60—70 მ სიმაღლის ფლატემდე აღწევს და მის ნაპირთან 20—25 მ სიმაღლის ყინულის ფლატეს ქმნის, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ თანდათან მცირდება და 2750 მ სიმაღლეზე ნულამდე დადის. (სურ. 3). კელასურის აუზში ექცევა ყინვარის ერთი ნაწილი (1,2 კმ²), ხოლო მეორე ნაწილი (1,5 კმ²) მდ. ბზიბის აუზში გადადის.



სურ. 3. ყინვარი მდ. კელასურის სათავეებში

კელასური რამდენიმე ნაკადის სახით იწყება, რომლებიც ფლატეზე ჩანჩქერებს აჩენენ (სურ. 3). ფლატის ძირში თოვლნარია გაჩენილი, რომლის ქვეშ კელასური გაედინება. დასაწყისში კელასური 800—900 მ მანძილზე აღმოსავლეთისაკენ მიედინება. ხეობა ტიპიურ ტროგს წარმოადგენს. შემდეგ კელასური მკვეთრად მოიხრება სამხრეთისაკენ. მოსახვევში იგი პირველ რიგულზე გადაედინება და პატარა ჩანჩქერებს ქმნის. რამდენიმე ათეული მეტრის შემდეგ მღინარე მეორე რიგულს აწყდება და აქაც პატარა-პატარა ჩანჩქერს წარმოშობს. სა-

თავიდან 2 კმ მანძილზე მესამე რიგელი მდებარეობს, რომელიც ყველაზე დიდია და კელასურიც მასზე ლამაზ ჩანჩქერებს აჩენს.

რიგელებს შორის მდინარის სიჩქარე 1.5 მ/წ აღწევს. მდინარის სიღრმე ფარვატერში 0,4—0,5 მ. სათავიდან მესამე რიგელამდე ოთხი პატარა თოვლნარია გაჩენილი, რომლებიც ფერდობებიდან ნაზავი თოვლისაგან იქმნება. მესამე რიგელამდე კელასურს მარცხნიდან რამდენიმე შენაკადი ერთვის, რომლებიც სათავეს 2500—2600 მ სიმაღლეზე პატარ-პატარა თოვლნარებიდან იღებენ.

სათავიდან 5,5—6 კმ მანძილზე მდ. კელასური ტროგულ ხეობაში მიედინება. ხეობას ტროგული ხასიათი შენარჩუნებული აქვს მდ. ხიმსის შესართავამდე, მის ქვემოთ კი იგი ღრმად იჭრება ტროგის ძირში და V-სებრივ ეროზიულ ხეობას წარმოშობს. მდინარის კალაპოტი ვიწროა (8—10 მ) და დინების სიჩქარეც დიდია (2—3 მ/წ). ასეთ ხასიათს ხეობა ინარჩუნებს მდ. სხაპაჯის შესართავამდე. მდ. სხაპაჯი მნიშვნელოვან ნაკადს წარმოადგენს და მისი შეერთების ქვემოთ კელასურის კალაპოტი მნიშვნელოვნად განივრდება (12—15 მ), მაგრამ ხეობა მაინც ვიწრო და ციცაბოკალთებიანი რჩება (30—40°). კელასური დიდ მანძილზე (8 კმ) გრანიტოიდებში მიედინება. გრანიტოიდების სიმკვრივემ და კავკასიონის ამ ნაწილის ინტენსიურმა აზევებამ განსაზღვრეს კელასურის ვიწრო და ღრმა ხეობის გამომუშავება.

კელასურის გრანიტული ინტრუზიის გადაკვეთის შემდეგ მდინარე ცარცულ სქელშრეობრივ კირქვებში მიედინება, სადაც იგი ასევე ვიწრო და ღრმა ხეობას ინვითარებს. კალაპოტი ვიწრო (15—18 მ) და ჭორომიანია, ამოვსილია მსხვილი კაჭრებითა და ლოდებით. ხეობა ამნარი ხასიათს სოფ. ზედა კელასურამდე ინარჩუნებს.

სოფ. ზედა კელასურთან მდ. კელასური ამტყელის სინკლიონში შედის და ხეობის ხასიათიც მნიშვნელოვნად იცვლება. დაახლოებით 0,5 კმ მანძილზე ხეობა განივრდება, მდინარის კალაპოტის სიგანე 25—30 მ აღწევს; იგი ორ ტოტად იყოფა და იმუშავებს ვიწრო ჭალას (10—15 მ). სინკლიონის ფარგლებში მდინარეს გამომუშავებული აქვს 4 ტერასა: I—1,5—2 მ, II—8—10, III—18—20, IV—35—45 მ. ტერასები წარმოშობილი უნდა იყვნენ მდინარის მიერ სამხრეთით მდებარე ანტიკლინური ნაოჭების ანტიცედენტურად ჩაჭრის პარალელურად.

ხეობის ამ მონაკვეთზე საინტერესოა წყალმშთანთქავი პონორის არსებობა, რომელიც საცალფეხო ხიდის ქვეშ, მდინარის მარჯვენა მხარეზე მდებარეობს, პონორა გამომუშავებულია შუა ეოცენის ფორამინიფერებიან კირქვებში, რომლის საკმაოდ სქელი შრეები ამტყელის სინკლიონის ჩრდილო ფრთას აგებენ. პონორა მდინარის მინიმალური დონის სიმაღლეზე მდებარეობს.

ფლოუროსციენის გაშვების შედეგად აღმოჩნდა, რომ სოფ. ზედა კელასურის პონორას ბესლეთის სათავეებთან კავშირი არა აქვს. საფიქრებელია, რომ პონორაში დაკარგული წყალი უერთდება მიწისქვეშა მდინარე ამტყელს. ამის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის, რომ ამტყელის სინკლიონს დასავლეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან განსაზღვრავს კელასურის ინტრუზიის სამხრეთული განშტოება, აგრეთვე შუა იურული პორფირიტები; გარდა ამისა, ამტყელის სინკლიონის აგებულებაში, გარდა ქვედა მესამეული და ზედა ცარცული კირქვებისა, მონაწილეობენ სენომანური ტუფოგენური ქვიშაქვები, რომლებიც კირქვების ქვეშ წვანან. ზედა კელასურის წყალმშთანთქმელი პონორისა და ამტყელის გამოსა-

ვლის სიმაღლითი მდებარეობა (550 და 190 მ შესაბამისად) ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ლაპარაკობს.

ამტყელის სინკლინის გადაკვეთის შემდეგ მდ. კელასური ერთხანს კირქვებში მიედინება, შემდეგ გრანტოიდებში, პორფირიტებში და ისევ კირქვებში ვიწრო კანიონისებურ ხეობას ინვითარებს. მდინარის კალაპოტის სიგანე 12—15 მ არ აღემატება, ხშირად კალაპოტში ჭორომები და ჩანჩქერები ჩნდება.

ბირჯა-ოქტომბრის სინკლინის გადაკვეთისას და მის ქვემოთ ხეობის ძირ რამდენადმე ვანივრდება (50—60 მ), მაგრამ ხეობის კალთების ხასიათი უცვლელი რჩება. მდინარის კალაპოტი 15—20 მ ვანივრდება, ვიწრო ჭალასაც ინვითარებს, რომელიც ხან მარჯვენა და ხან მარცხენა მხარეზე გაუყვება. აღნიშნული სინკლინის ქვემოთ კელასური ჩიყოუშის ანტიკლინის გადაკვეთის, რომლის სამხრეთითაც სოფ. ბაღმარანთან მდინარე ვანივრდამარცხალთეობიან ხეობაში გამოდის. ჩიყოუშის ანტიკლინის გადაკვეთისას გამოჩნდებული ვიწრო ხეობა საინტერესოა ამ მონაკვეთზე წყალშთანთქმელი პონორების არსებობით. პონორათა უმრავლესობა მდინარის მარცხენა მხარეზეა. მათგან ყველაზე მნიშვნელოვანია მესერიანი ანუ ბესლეთის პონორა, რომელშიც კელასურის წყლის მნიშვნელოვანი ნაწილი იკარგება. იგი ბესლეთის სათავეებს უკავშირდება. ბესლეთის სათავეებს უკავშირდება ქვემოდან მესამე პონორაც, რომელშიც წყალი შალალი დონის დროს გადადის. მასთანავე უნდა იყოს დაკავშირებული ქვემოდან მეორე მღვიმეც, რომელიც წყალს მხოლოდ მეტად მაღალი დონის დროს შთანთქავს. მესერიანი პონორიდან ზემოთ, 0,5 კმ მდინარის მარჯვენა მხარეზე მდებარეობს ნაბრალი, რომელშიც 1958 წლის ზაფხულში წყალი იკარგებოდა, 1959 წლის ზაფხულში კი იგი ამოსილული აღმოჩნდა.

ამგვარად, ჩიყოუშის ანტიკლინის გულში და ფრთებზე რამდენიმე წყალშთანთქმელი პონორა არის. ყველა ისინი მდ. ბესლეთის სათავეებთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

სოფ. სოფ. ბაღმარანსა და კელასურთან მდ. კელასური ვანივრდებოდა ხეობაში გამოდის. ხეობის ძირი 250—300 მ აღწევს. წყალგამყოფთა თხემები 250—270 მ დაბლდებიან, ამგვარი ქანების ხასიათი მეტად იცვლება, ხეობას აგებენ ზედა ეოცენის ფორამინიფერებიანი მერგელები, ოლიგოცენისა და შუა მიოცენის თაბაშირიანი თიხები და ქვიშაქვები, ხოლო უფრო ქვემოთ—შუა მიოცენის თიხები, ქვიშაქვები და კონგლომერატები. ეს ქანები ადვილად ირეცხებიან, რამაც ხელი შეუწყო ხეობის ძირის გაგანიერებას.

ვიწრო ხეობიდან გამოსვლისთანავე კელასური ჭალაზედა პირველ ტერასას ინვითარებს (1,5—2 მ), რამდენადმე ქვემოთ კი კარგადაა გამოხატული ჭალისზედა II ტერასაც (8—10 მ). უფრო მაღალი ტერასები ხეობის ამ მონაკვეთზე შენარჩუნებული არაა ფერდობთა ინტენსიური დამეწყვრის გამო; I და II ტერასა მდ. კელასურს თითქმის მთელ სიგრძეზე გასდევს. უფრო ქვემოთ, შესართავის მახლობლად, კელასურის ხეობაში სხვადასხვა ავტორი ტერასათა სხვადასხვა რაოდენობას გამოყოფს [1, 3, 6].

მიუხედავად ხეობის ვაფართოებისა და კალაპოტის გაგანიერებისა, მდ. კელასური სწრაფი დინებით ხასიათდება (1,5—2 მ/წ), იგი იშვიათად იტოტება: ნართალია მდინარე ჭალას ინვითარებს, მაგრამ მისი სიგანე 30—35 მ არსად არ აღემატება.

ზღვასთან მიახლოვებისას ხეობა პლიოცენის კონგლომერატებით აგებული სერებით რამდენადმე შევიწროვებულია; კელასური შესართავამდე საკმაოდ დიდ სიჩქარეს ინარჩუნებს (1—1.5 მ/წ) და რკინიგზის სადგ. კელასურის მახლობლად ერთვის შავ ზღვას.

მდ. კელასურის აუზი ვიწრო ზოლის სახითაა გადაჭიმული ჩედმის ქედის თხემიდან შავ ზღვამდე. აუზის სიგრძე 41.6 კმ-დეა, საშ. სიგანე მხოლოდ 2.13 კმ, ხოლო მაქსიმალური სიგანე 10.7 კმ. აუზი ზემო წელში შედარებით გაფართოებულია და შესართავისაკენ თანდათან ვიწროვდება. აუზის დიდ სიგრძეზე გადაჭიმულობა რამდენადმე ასუსტებს წყალმოვარდნის პიკებს. მაგრამ, მიუხედავად ამისა, კელასურს წყალმოვარდნის დროს დონეებისა და ხარჯების მკვეთრი მომატება ახასიათებს.

აუზის სიგანეში განუვითარებლობის გამო მდ. კელასურს მნიშვნელოვანი შემდინარე არ გააჩნია (იხ. ცხრილი). შემდინარეებიდან ყველაზე დიდია მდ. სხაპაჭი, შემდეგ პატარა სხაპაჭი, ჯეგელემი (ეშმაკისხევი), ხიმსა, ძიხვი და ჩუმკუშბა. ყველა ისინი ვიწრო, ღრმა და ციცაბოკალთებიან ხეობებში მიედინებიან. მათთვის დამახასიათებელია თავსხმა წვიმების დროს მკვეთრი აღიდება და დონეების მკვეთრი ცვალებადობა; წყლიანობითაც ყველაზე მნიშვნელოვანია მდ. სხაპაჭი.

მდ. ბესლეთი. მდ. ბესლეთის ერთ-ერთ სათავედ ურავის კარსტული ძაბრი უნდა ჩაითვალოს (სურ. 4), რომელიც მძლავრ ვოკლუზას წარმოადგენს. იგი ზღვის დონიდან 87 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. როგორც ა. კოზლოვი [5] აღნიშნავს, ბესლეთის სათავე მდებარეობს პალეოცენის ფორამინიფერებიან კირქვებში. კირქვები აქ სამხრეთისაკენ არიან დახრილი (20—25°) და ფორამინიფერებიან მერგელების ქვეშ იძირებიან.



სურ. 4. ურავის კარსტული ვოკლუზა

ურავის ძაბრის ზემოთ, 50 მ-ზე, კიდევ ორი გამოსასვლელი მდებარეობს, რომლებიც დროებითა და მოქმედობს მხოლოდ კელასურზე წყალდიდობისა და ბესლეთის აუზში წვიმების დროს. ერთი გამოსასვლელი კარსტულ მღვიმეს წარმოადგენს, ხოლო მეორე შრეთაშორისი ნაპრაღია. ოღიშის წყაროები (სურ. 5.), რომლებიც აგრეთვე ბესლეთის სათავეს წარმოადგენენ, უნდა საზრდოობდეს სუკუთრივ მდ. ოღიშისხევის აუზსა და აბიანდა-ჩაამას ქედის თხემსა და კალთებზე კარსტულ ფორმებში დაგროვილი წყლით. უნდა აღინიშნოს, რომ ბესლეთის აუზში არსად სხვაგან მძლავრი წყაროები არ გამოიედინება და ბესლეთის მდინარეები გვალვების დროს დიდი წყალმცირობით ხასიათდებიან. წვიმების დროსაც კი მდინარეები ძლიერ არ დიდდებიან, რადგან ნალექების მნიშვნელოვანი ნაწილი კარსტულ ძაბრებში იკარგება და შემდეგ მიწისქვეშა გზით ზემოაღნიშნულ გამოსასვლელებს უკავშირდება.



სურ. 5. ოღიშის წყაროები

ურავის ძაბრის ქვემოთ ბესლეთი ფორამინიფერებიან მერგელებში მოედინება; კალაპოტების სიგანე 8—10 მ აღწევს, დინების სიჩქარე 0,7—1,0 მ/წ; მდინარეს ჭალა არა აქვს განვითარებული. მდინარის გასწვრივ წარმოიშობა ჭალის-ზედა I (1—1,5 მ) და II (10—12 მ) ტერასები, რომლებიც ძირითად ქანებშია გამოთქმული. I ტერასზე გვხვდება გრანიტის ქვარგვალეები, რომლებიც მდ. კელასურიდანაა გამოტანილი.

მდ. ბესლეთი კლავნით მოედინება სინკლინურ მულდაში, ინვითარებს განიერ ასიმეტრულ ხეობას, რომლის მარჯვენა კალთა დაბალი და დამრეცია, ხოლო მარცხენა—მაღალი და ციცაბო. გვარდა-ბირცხის ანტიკლინურ ქედთან მიმართებით ბესლეთი მკვეთრად მოიხრება სამხრეთისაკენ და შედის ვიწრო ხეობაში, რომლის ანტიცედენტური წარმოშობა ექვს გარეშეა.

ბესლეთის ჰეს-თან ხეობა გაგანიერებას იწყებს და მდინარე მარცხენა მხარეზე ჭალისზედა პირველ ტერასას ინვითარებს (1,5—2 მ). აქვეა მეორე (8—10 მ) და მესამე (30—35 მ) ტერასები, რომლებიც ასევე მარცხენა კალთაზეა გამომუშავებული. ბესლეთის ჰესს ქვემოთ მდინარე აღმოსავლეთისაკენ უხვევს და დაახლოებით 250 მ მანძილზე ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაზე მონოკლინურ ხეობას წარმოშობს, ხოლო ხიდან მკვეთრად მოიხრება სამხრეთისაკენ და ბესლეთის დებრესიაში შედის. ოლიგოცენისა და ქვედა მიოცენის თანაშირიანი თხემითა და ქვიშაქვებით აგებულ დებრესიაში ბესლეთი განიერ ხეობას ინვითარებს. ჭალისზედა 1 ტერასა (1,5—2 მ) დიდი სიგანისაა (50—250 მ). იგი გამომუშავებულია მდინარეულ ნალექებში, რომელიც ბესლეთს ჭერ მთლიანად ვერ ჩაუჭრია. მეორე ტერასა (8—10 მ) განვითარებულია მდინარის მარჯვენა მხარეზე, მაგრამ მის ფრაგმენტებს მარცხენა მხარეზედაც ვხვდებით.

სოხუმთან მიახლოებისას ხეობა რამდენადმე ვიწროვდება, რაც გამოწვეულია იმით, რომ აქ მდინარეს უხდება პონტურ კონგლომერატებით აგებული დაბალი სერების გადაკვეთა. ზღვის სანაპირო დაბლობზე ბესლეთი ნელი დინებით ხასიათდება და საკმაოდ ღრმაცაა. ბესლეთის შესართავი ჩრდილო-დასავლეთისაკენაა გადახრილი, რასაც ს. ნემანიშვილი [3] სამართლიანად მიაწერს სოხუმის უბეში ფხვიერი მასალის სამხრეთ-აღმოსავლეთური წყალქვეშა დინების არსებობას.

მდ. ბესლეთს შრომა-კელასურისა და ბესლეთის დებრესიებში მრავალა შემდინარე გააჩნია, მაგრამ არცერთი მათგანი წყლიანობით არ გამოირჩევა, პირიქით, ბევრი ზაფხულობით სრულიად შრება. შემდინარეებიდან მნიშვნელოვანია ოდიშისხევი, ლინდისხევი, შრომისხევი და სხვ.

მდ. ბესლეთის აუზი სიგანეში კარგადაა განვითარებული. აუზის სიგრძე 14,8 კმ. ხოლო აუზის უდიდესი სიგანე 10,2 კმ. საშუალო სიგანე კი 1,84 კმ. აუზს დაახლოებით მსხლისებური მოყვანილობა აქვს, შევიწროვებული ნაწილით შესართავისაკენ და გაფართოებული ნაწილით სათავისაკენ. აუზის ასეთი ფორმა წყალმოვარდნების მკვეთრ პიკებს უნდა აპირობებდეს, მაგრამ კარსტული ფორმები ამას მნიშვნელოვნად ასუსტებენ.

И. АПХАЗАВА

ГИДРОГРАФИЯ РЕК КЕЛАСУРИ И БЕСЛЕТИ

Резюме

Река Келасури берет начало на южном склоне Чедимского хребта из маленького ледника (1,2 км²). В верховье на протяжении 5,5—6 км река протекает по троговой долине; ниже долина превращается в узкое v-образное ущелье; у с. Багмарани река покидает горы и протекает в холмистой зоне, вырабатывает довольно широкую террасированную долину. У ж. д. ст. Келасури река впадает в Черное море. На нижнем участке среднего течения р. Келасури развиты в известняках водопоглощающие поноры, которые расположены то по левому, то по правому берегу реки. Нижние поноры (от сел. Бирджи до сел. Багмарани) питают истоки р. Беслети, а понора, расположенная у сел. Верхнее Ке-

ლასური, на правом берегу реки, повидимому соединяется с подземной рекой Амткели.

Средняя густота речной сети в басс. Келасури составляет 1,13 км/км². Обилие осадков и наличие твердых водонепроницаемых пород в басс. верхнего течения обуславливает развитие густой речной сети (1,42 км/км² в ср.). В среднем и нижнем течении густота сети резко падает (соответственно 0,72 и 0,68).

Река Беслети — типичная карстовая река, частично питается за счет вод р. Келасури. Истоки Беслети представляют собою карстовые вклюдзы, связанные с р. Келасури (Уравская воронка, Уравская пещера, трещинные источники). Одишские источники, выходящие из межпластовых трещин известняка, не связаны с р. Келасури.

Значительная часть басс. р. Беслети развита в карстовой зоне, чем объясняется наличие низких показателей густоты речной сети. Средняя густота сети составляет 0,8 км/км².

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. დევიდარიანი გ., გეომორფოლოგიური დაკვირვებანი სოხუმის მიდამოებში, ა. შუ-ლუკიძის სახ. ქუთაისის სახ. პედ. ინსტ. შრომები, ტ. VI, 1946.
2. კორძაბია მ., ყავახიშვილი შ., აფხაზეთის კლიმატი, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახე. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. XIV, 1960.
3. ნემანიშვილი ს., ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობისა და მიმდებარე შავი ზღვის სანაპიროს მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. XIV, 1960.
4. ყიფიანი შ., ტინტილოზოვი ზ., წებელდის მიდამოების კარსტული გამოქვაბულების გეომორფოლოგია, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის, სახელმის კეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. XIV, 1960.
5. Козлов А. А., Предварительный отчет о геологических исследованиях в г. Сухумском уезде в 1929 г., Изв. Всес. Геолого-развед. объединения, т. LI, вып. 68, 1932.
6. Лашкиа Ш. В., Опыт физико-географического районирования Черноморского побережья Абхазии, Тр. Сухумского гос. пед. ин-та им. А. М. Горького, т. X—XI, 1958.
7. Чхотуа Г. Р., Интрузивы Абхазии, в сборнике—Интрузивы Закавказья, Тр. Груз. Гос. Геол. Упр., вып. II, Тб., 1941.



რ. შინგალია

მდ. მდ. კელასურისა და ბესლეთის საზრდოობა

მდ. მდ. კელასურისა და ბესლეთის აუზები ბზიფის ქედის სამხრეთ ფერდობზე მდებარეობენ.

ატმოსფერული ნალექები ქედის თხემურ ნაწილებამდის უნდა იზრდებოდეს, რაც გაპირობებულია ბზიფის ქედის ორიენტაციით გაბატონებული ნოტიო ჰაერის მასების მიმართ [2]. ამას ადასტურებს, აგრეთვე, სიმაღლის მიხედვით, ჩამოდენის მოდულის ზრდა. ლ. ვლადიმიროვის მონაცემებით [1], ჩამონადენის მოდული მდ. აღმ. გუმისთის ზემო წელისათვის 80—90 ლიტრ/წამს უდრის 1 კმ²-დან, რის მიხედვით ნალექების რაოდენობა ამავე სიმაღლითი ზონისათვის 2500 მმ-ზე ნაკლები არ უნდა იყოს.

დაახლოებით ერთნაირი რელიეფის პირობებში მდებარე მეტსადგურების მონაცემების მიხედვით, აფხაზეთის ტერიტორიაზე სიმაღლის ზრდასთან ერთად ჰაერის ტემპერატურა ყოველ 100 მეტრზე 0,7—0,6 გრადუსით ეცემა [2].

მუდმივი თოვლის ხაზის სიმაღლე საკვლევ ტერიტორიაზე 2800 მეტრით განისაზღვრება [5].

მდ. მდ. კელასურისა და ბესლეთის ჩამონადენის საზრდოობის წყაროები გამოყოფილ იქნა კომპლექსურ გრაფიკებზე.

საზრდოობის წყაროების წარმომქმნელი ფაქტორები დიდად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. ამიტომ ჩამონადენის ფორმირების პირობების შესწავლა შეიძლება მხოლოდ გენეტური შემადგენლობის ცალკაღვ განხილვისა და მათი გამოყოფის შესაფერისი მეთოდების გამოქმნის გზით.

პიროგრაფზე მიწისქვეშა შემადგენელი გამოვყავით ზამთრის პერიოდის ხარჯების მიხედვით. შემოდგომის პერიოდში გამოყოფილი მიწისქვეშა შემადგენელი ორიენტირებული იყო მომდევნო წლის ზამთრის ხარჯებზე. მიწისქვეშა შემადგენლის მაქსიმალური სიდიდე დაახლოებით გაზაფხულის წყალდიდობის დაცემის ნახევრისათვის იქნა მიღებული. ვ. შულცი [3] აღნიშნავს, რომ მიწისქვეშა შემადგენელი უმთავრესად უნდა განიხილებოდეს როგორც მდნარი წყლები, რომლებმაც მიწის ქვეშ გარკვეული სიგრძის გზა განვლეს. ვ. შულცის ეს გამოთქმა მიწისქვეშა შემადგენლის მიმართ სამართლიანია შუა აზრის მდინარეებისათვის, სადაც წვიმის ჩამონადენი, განსაკუთრებით აუზის მაღალმთიან ნაწილში, ძალზე უმნიშვნელო ხდება. საქართველოს პირობებში, კერძოდ, მდ. მდ. კელასურისა და ბესლეთის აუზებში, წვიმები მნიშვნელოვან როლს თამაშობ-

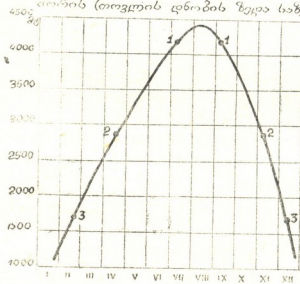
ბენ მდინარის ჩამონადენის ფორმირებაში, რასაც ანგარიში გაეწია მიწისქვეშა შემადგენლის გამოყოფისას.

წვიმის შემადგენლის გამოყოფა ძირითადად ემყარება ჰაერის დღელამური ტემპერატურისა და ნალექთა დღელამური რაოდენობის გრაფიკებს.

თოვლის შემადგენლის გამოსაყოფად ვისარგებლეთ მრუდებით, რომლებიც გამოსახავენ კავშირის ადგილის სიმაღლეს, ნულგრადუსიანი იზოთერმისა (ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურის გადასვლა 0°-ზე) და თოვლის საბურველის გაქრობის თარიღებს შორის¹.

ხსენებული მრუდების აგების შედეგად საშუალება გექონდა საკვლევი ტერიტორიის ყოველი აბსოლუტური სიმაღლისათვის განგვესაზღვრა საშუალო დღელამური ნულგრადუსიანი იზოთერმისა და თოვლის საბურველის გაქრობის თარიღები. გარდა ამისა, მოცემულ დროისათვის შეიძლებოდა დაგვედგინა ერთდროული თოვლის დნობის ფართობები (იხ. ნახაზი № 1 და № 2).

კავშირი ადგილის სიმაღლისა და საშუალო დღელამური ტემპერატურის თარიღებს შორის (თოვლის დნობის ზედა საზღვარი)

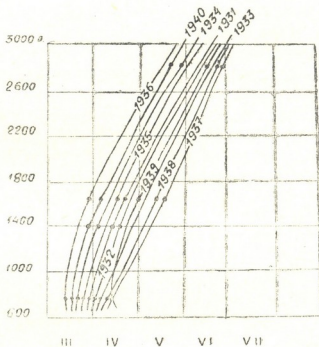


1 - იაბუზნი 2 - მაშისონი 3 - ვაჯრის ქვ.
ნახ. № 1

უნდა აღინიშნოს, რომ იმ მომენტში, როცა ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა ნულის ტოლი ხდება, 13 საათისათვის ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება მნიშვნელოვნად უფრო მაღალი იყოს, რაც თოვლის დნობას იწვევს. ვ. შულცის [3] აზრით, ამის შედეგად მიღებული ნაღობი წყალი შესამჩნევად არ უნდა ზრდიდეს მდინარის ჩამონადენს. ამიტომ თოვლის დნობის დასაწყისად პირობით მივიღეთ ის მომენტი, როცა ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა ნულს უტოლდება.

¹ მდ. კელასკრისა და ბესლეთის აუზების მთიანი ნაწილისათვის ჰაერის ტემპერატურისა და თოვლის საბურველის შესახებ მონაცემები არ მოგვეპოვება. ამიტომ ვისარგებლეთ დ. ვლადიმეროვის მრუდებით, რომლებიც შედგენილია დასავლეთ კავასიონის სამხრეთ ფერდობის მდინარეთა აუზებისათვის.

თოვლის დნობის დაწყება ნულოვანი იზოთერმიის სიმაღლით გადაადგილებას უკავშირდება. პირველ ნახაზიდან ჩანს, რომ იანვრის თვეში შეიმჩნევა ნულოვანი იზოთერმიის ნელი აღმასვლა. თებერვალში და მარტში ნულოვანი იზოთერმი შედარებით სწრაფად იწევს ზევით (38,8 მეტრი დღელამეში), შემდეგ აღმასვლა ნელდება (მაისი 19,4 ივნისი 16,0 მეტრი დღელამეში) და ფირნის ხაზს (2800 მეტრი ზღვის დონიდან) მაისის დასაწყისისათვის აღწევს. აგვისტოს ბოლოს ნულოვანი იზოთერმის დაღმა სელა იწყება და დაანლოებით ოქტომბრის ბოლოს ჩაივლის ფირნის ხაზს.



კავშირი ადგილის სიმაღლესა და თოვლის საბურველის გაქობის თარიღებს შორის (თოვლის დნობის ქვადა საზღვარი)
ნახ. N 2.

იმ გარემოებასთან დაკავშირებით, რომ აუზში თოვლის საბურველის სიმაღლე არათანაბარია, რაც გაპირობებულია ფერდობთა სხვადასხვა ექსპოზიციით, სხვადასხვაგვარი დაქანებით და მცენარეული საფარის სხვადასხვაობით, მოსალოდნელია, რომ სეზონური თოვლის საბურველის გაქრობა აუზის ერთსადაიმთვე აბსოლუტურ სიმაღლეზე ერთდროულად არ მიმდინარეობს. რადგან უშუალო დაკვირვება სეზონური თოვლის ხაზის მდებარეობის შესახებ არ გავგანჩია, იძულებული ვართ დავუშვათ, რომ აუზში სეზონური თოვლის საბურველის გაქრობა ერთსადაიმთვე სიმაღლეზე ერთდროულად მიმდინარეობს. თოვლის წყლების შეწყვეტის მომენტად მივიღეთ ის თარიღი, როდესაც სეზონური თოვლის საბურველი ფირნის ხაზის ქვევით ქრება.

მიუხედავად იმისა, რომ მდ. კელასური სათავეს იღებს ყინვარიდან, ჰიდროგრაფზე ყინვარული შემადგენელი არ გამოგვიყვია. ეს იმით აიხსნება, რომ მდ. კელასურის ჩამონადენში ყინვარული წყლების წილი მეტად უმნიშვნელოა.

უნდა აღინიშნოს, რომ კოლექტურ გრაფიკებზე საზრდოობის წყაროების გამოყოფა ნაწილობრივ პირობით ხასიათს ატარებს, რაც დაკავშირებულია ცალ-

კელ საზრდოობის წყაროს გამოყოფის სირთულესთან. დიდ სიძნელეს წარმოადგენს წვიმისა და თოვლის წყლების გამოყოფა ერთი-მეორისაგან. ო. შჩეგლოვას მიერ შემუშავებული მეთოდი [4], ე. წ. მცოცავი პენტადებისა, მოუხერხებელი გამოდგა საკვლევე რაიონისათვის, რადგან თოვლის ინტენსიური დნობის დროს იშვიათად გვხვდება უნალექო დღეები, რაც არ გვაძლევს საშუალებას კავშირი დავამყაროთ ჰაერის ტემპერატურასა და თოვლის დნობის შედეგად გამოწვეულ ხარჯებს შორის. ამ გარემოებასთან დაკავშირებით რიც შემთხვევებში წვიმისა და თოვლის წყლების ერთიმეორესთან გამოყოფა მიახლოვებით ხასიათს იღებს.

მდინარე კელასურის ჰიდრომეტრიული მონაცემები არასაკმარისია საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის დასადგენად. არსებობს მხოლოდ ოთხი წლის (1931—1934 წწ.) დაკვირვების მასალები; 1933 და 1934 წლების მასალები არასრულია, ამიტომ ვისარგებლეთ ანალოგიის მეთოდით და მდ. კელასური-ბაღმარანის ანალოგად შევარჩიეთ მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეი. ამ უკანასკნელზე 10 წლის (1931—1940 წწ.) უწყვეტი დაკვირვების მასალაა. ამ ორი მდინარის აუზი ერთი ქედის ფერდობზე მდებარეობს (ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობი). აუზის ფართობი, აუზის საშუალო სიმაღლე, ვერტიკალური გავრცელება და საშუალო წლიური ხარჯი დაახლოებით თანაბარია (იხ. ცხრ. № 1).

ცხრილი 1

მდინარის აუზი	აუზის ფართობი F კმ ²	აუზის საშუალო სიმაღლე H მტ.	აუზის ვერტიკალური გავრცელება მტ.	საშუალო წლიური ხარჯი (1931—1932 წწ.)
1. მდინარე კელასური-ბაღმარანი	189,9	1430	2440	11,5
2. მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეი	173,0	1420	2450	10,5

ანალოგიის აღნიშნული ნიშნები იმ გარემოებაზე მიუთითებენ, რომ მდ. მდ. კელასური და აღმ. გუმისთა ანალოგიის შერჩევის მხრივ ხელსაყრელ მაგალითს წარმოადგენს.

მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეისა და კელასურისათვის გამოანგარიშებულ ექნა მოდულის კოეფიციენტები, რის შედეგად გამოვლინდა, რომ მდ. კელასურის წყლიანობა 1931 და 1932 წლებში მცირედ განსხვავდება საშუალო მრავალწლიურისაგან (იხ. ცხ. № 2).

რომ დაგვედგინა, თუ რამდენად ანალოგიურია საზრდოობის წყაროების მიხედვით მდ. მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეი და კელასური, ორივე მდინარის ერთი და იგივე წლის კომპლექსურ გრაფიკებზე (1931 და 1932 წწ.) გამოვყავით საზრდოობის წყაროები.

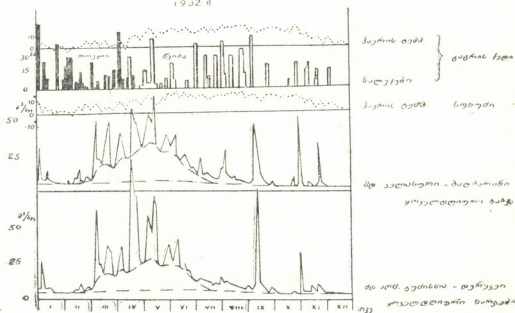
მაგალითისათვის მოგვყავს 1932 წელი (იხ. კომპლექსური გრაფიკი). წლიური ჩამონადენიდან ყველაზე დიდი წილი წვიმის წყლებზე მოდის (აღმ. გუმისთა-დერეკეი—39%, კელასური—ბაღმარანი—43%). თოვლის შემადგენელი ორივე მდინარისათვის 36%-ით განისაზღვრება. მდ. კელასურის მიწისქვეშა შე-

ცხრილი 2

№ № რიგ.	მდინარის აუზი	წლები	საშუალო წლიური	საშუალო მრავალ- წლის	მოდელის კოეფიცი- ენტი
1	მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეი	1931	9,16	10,9	1,19
2	" " " "	1932	11,9	10,9	0,92
3	მდ. კელასური-ბაღმარანი	1931	10,9		1,05
4	" " " "	1932	12,5		0,87

მადგენელი (19%) შედარებით ნაკლებია ანალოგ მდინარის მიწისქვეშა შემადგენელზე (24%). აღნიშნული მოვლენა შეიმჩნევა დაკვირვების ორივე წელს. უნდა ვიფიქროთ, რომ ეს გამოწვეულია მდ. კელასურის წყლის მუდმივი დაკარგვით კარსტულ პონორებში.

ჰიდრომეტეოროლოგიური ულემენტების გომპლექსური გრაფიკი
1932 წ.



ნახ. 3.

სეზონების მიხედვით ანალოგ მდინარეებზე საზრდოობის განაწილება შემდეგნაირად გამოიყურება (იხ. ცხრ. № 3).

მდ. მდ. გუმისთა-დერეკეის და კელასურის აუზთა ანალოგიის ნიშნები, საზრდოობის წყაროების წლიური და სეზონური განაწილების მსგავსება სრულ უფლებას გვაძლევს განვიხილოთ მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეის დაკვირვების ათწლიანი რიგი (1931—1940 წწ.) და დაახლოებით წარმოდგენა ვიქონიოთ მდ. კელასურის საზრდოობის წყაროების განაწილებაზე ათწლიან ასპექტში.

მდ. აღმ. გუმისთა-დერეკეის მონაცემების მიხედვით, კომპლექსურ გრაფიკებზე გამოყოფილი საზრდოობის წყაროები მოცემულია ცხრილი № 4-ში.



ცხრილიდან ჩანს, რომ წვიმის შემადგენელი საგრძნობლად სჭარბობს როგორც თოვლის, ისე მიწისქვეშა შემადგენელს. გაზონაკლის წარმოადგენს 1935 წელი. თოვლისა და მიწისქვეშა შემადგენელის სიდიდე ცვალებადია.

ცხრილი 3

მდ. მდ. აღმ. გუმისთა-დერეჯისა და მდ. კელასური-ბაღმარანის საზრდოობის წყაროების პროცენტული განაწილება წლის ჩამონადენიდან (1931—1932 წ.წ.)

ა უ ხ ი	ზამთარი			გაზაფხული			ზაფხული			შემოდგ.			წლიური			
	წლები	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის
1. მდ. აღმ. გუმისთა-დერეჯე	1931	6,9	—	4,5	9,0	18,6	11,7	9,6	9,7	10,7	9,0	—	10,3	34,5	28,3	37,2
2. მდ. კელასური-ბაღმარანი	1931	5,0	—	5,1	8,1	18,9	11,8	9,5	10,1	12,4	6,6	—	12,5	29,2	29,0	41,8
3. მდ. აღმ. გუმისთა-დერეჯე	1932	5,6	0,8	3,5	6,6	25,4	17,8	7,5	10,6	9,3	4,4	—	8,5	24,1	36,8	39,1
4. მდ. კელასური-ბაღმარანი	1932	4,4	0,8	2,2	6,4	25,2	21,0	6,0	10,8	14,5	2,6	—	6,1	19,4	36,8	43,8

წვიმის წყლების აბსოლუტური სიდიდე 119 მილიონ მ³-ით განისაზღვრება (1939 წ.), რაც გამოწვეულია შემოდგომის პერიოდში მოსული თავსხმა წვიმებით. აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ შემოდგომის პერიოდის წვიმის წყლები წლიური ჩამონადენიდან 25% შეადგენს. თოვლის წყლების მაქსიმალური სიდიდე 138 მილიონ მ³-ს უდრის (1932 წ.). ჩვენი აზრით, ეს გამოწვეული უნდა იყოს ცივ პერიოდში თოვლის სახით მოსული ატმოსფერული ნალექების დიდი რაოდენობით (იხ. კომპლექსური გრაფიკი).

ათწლიანი საშუალო ჩამონადენი საზრდოობის წყაროებზე შემდგენიარად ნაწილდება: წვიმის წყლებზე მოდის—43%, მიწისქვეშა წყლებზე—29%, თოვლის წყლებზე—28%.

მდ. აღმ. გუმისთა-დერეჯის დაკვირვების პერიოდიდან, წყლიანობის მიხედვით, შერჩეულ იქნა დამახასიათებელი წლები: უხვწყლიანი—1940 წ. საშუალოწყლიანი—1937 წ. და მცირეწყლიანი—1935 წ.

უხვწყლიან 1940 წელს მდ. აღმ. გუმისთა-დერეჯისათვის მთავარი საზრდოობის წყაროს წვიმის შემადგენელი წარმოადგენს. რაც წლიური ჩამონადენიდან 49%-ით განისაზღვრება. მას მოსდევს თოვლის—25,8% და მიწისქვეშა წყლები—25,0%.

საშუალო წყლიანობის 1937 წელს პირველ ადგილზეა წვიმის შემადგენელი—39,0%; მიწისქვეშა წყლები შეადგენს 35,4%, ხოლო თოვლის წყლები—25,6%.

მცირეწყლიან 1935 წელს წლიური ჩამონადენიდან წამყვანი ადგილი მიწისქვეშა შემადგენელს უჭირავს—35%, წვიმისა და თოვლის წყლები თანაბარი ხვედრითი წილით (32,5%) ხასიათდებიან.

მდ. აღმ. გუმისთა-დერეჯის ათწლიანი მონაცემების საშუალებით ამგვარ პერიოდისათვის აღვადგინეთ მდ. კელასურის ჩამონადენის საზრდოობის წყაროები. წვიმის წყლებზე მოდის 48,0%, თოვლის წყლებზე 28,5, მიწისქვეშა წყლებზე 23,5%.

მდ. კელასურის ხეობაში წყალშთანმტემელ პონორათა სიმადლითი განლაგება მდინარის დონის მიმართ მიგვიითებს იმ გარემოებაზე, რომ კელასურის წყალი წლის ყოველ პერიოდში იკარგება. ცხადია, რომ მიწისქვეშა შემადგენელს მუდმივად აკლდება წყალი. წყლის მაქსიმალური დაკარგვა წვიმებით გამოწვეულ წყალმოვარდნის შედეგად უნდა ხდებოდეს. ამას მოწმობს პონორათა წყალშთანმტემის უნარი. ამრიგად, დაკარგული წყალი წყალშთანმტემელ პონორათა ქვევით სახეს უკვლის ცალკეულ საზრდოობის წყაროებს. რაც ჩამონადენის რეჟიმზე მოქმედებს.

ცხრილი 4

მდ. აღმ. გუმისთის-დერეკვის საზრდოობის წყაროების სტონური განაწილება (%⁰/₁₀₀-ში წლიური ჩამონადენიდან)

№ № რიგზე	წლები	ზამთარი			გაზაფხული			ზაფხული			შემოდგომა			წლიურიდან		
		მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის	მიწისქვეშა	თოვლის	წვიმის
1	1931	6,9	—	4,5	9,0	18,6	11,7	9,6	9,7	10,7	9,0	—	10,3	34,5	28,3	37,2
2	1932	5,6	0,8	3,5	6,6	25,4	17,8	7,5	10,6	9,3	4,4	—	8,5	24,1	36,8	39,1
3	1933	4,9	0,3	5,2	5,8	18,9	18,0	6,5	10,8	12,0	5,2	—	12,4	22,0	30,0	47,6
4	1934	4,7	—	5,2	5,5	16,3	3,2	5,8	9,0	26,7	7,6	—	16,4	23,5	25,3	51,2
5	1935	9,5	1,5	7,9	10,3	23,0	13,9	8,4	8,0	3,6	6,6	—	7,3	34,8	32,5	32,7
6	1936	7,3	1,8	5,2	7,1	14,6	14,3	8,6	9,2	11,6	8,0	—	11,6	31,0	25,6	43,4
7	1937	8,4	1,1	10,3	11,5	16,0	8,1	9,8	8,5	9,3	5,7	—	11,3	35,4	25,6	39,0
8	1938	5,6	—	4,7	8,9	20,5	20,6	7,1	14,8	4,8	5,9	—	7,1	27,5	35,3	37,2
9	1939	8,3	—	7,5	6,8	13,4	9,3	7,3	4,5	9,1	8,0	—	25,8	30,4	17,9	51,7
10	1940	5,9	0,2	13,0	6,9	16,5	9,8	8,0	9,1	12,0	4,2	—	14,4	25,0	25,8	49,2
II	საშუალო	6,8	0,6	6,9	7,9	18,4	12,9	7,7	9,4	10,3	6,4	—	12,7	28,8	28,3	42,8

მდ. ბესლეთის ჩამონადენში მნიშვნელოვანი ადგილი მიწისქვეშა წყლებს უჭირავს. ეს აიხსნება იმით, რომ, ჯერ ერთი, მდ. ბესლეთს მიწისქვეშა კავშირი აქვს მდ. კელასურთან და, მეორეც მის აუზში მძლავრი წყაროები გამოედინებიან (ოდნისა და ურავის ვოკლუზა).

წვიმისა და თოვლის შემადგენლები მეორეხარისისოვან როლს თამაშობენ. აუზში თოვლის საფარი უმდგრადობით ხასიათდება. ხშირად თოვლის მოსვლას თან ერთვის წვიმები, ეს მოვლენა ბესლეთის აუზის დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობით აიხსნება; ამიტომ თოვლის შემადგენელი წვიმის წყლებთან ერთად იხილება.

კომპლექსური გრაფიკების (1931—32 წწ.) ანალიზის შედეგად გამოირკვა, რომ მდ. ბესლეთის ჩამონადენში მიწისქვეშა შემადგენელი საშუალოდ 70%-ით განისაზღვრება. სეზონების მიხედვით მიწისქვეშა წყლები შემდგენიარად ნაწილდება: ზამთარში—12%, გაზაფხულზე—25%, ზაფხულში—17%, შემოდგომაზე—12%. მიწისქვეშა წყლების შედარებით დიდი რაოდენობა 1932 წელზე მოდის და 115 მ³-ით განისაზღვრება.

წვიმისა და თოვლის შემადგენელი მდ. ბესლეთის ჩამონადენში საშუალოდ 30% უდრის. წლიური ჩამონადენიდან წვიმისა და თოვლის წყლების უდიდესი

წილი გაზაფხულის პერიოდზე მოდის. მისი სიდიდე (1932 წ.) 58 მილიონ კუბურ მეტრს შეადგენს.

Р. Г. ШЕНГЕЛИЯ

ПИТАНИЕ РЕК КЕЛАСУРИ И БЕСЛЕТИ

Резюме

Исследование источников питания р.р. Келасури и Беслети выполнено по комплексным графикам с помощью установленных по группе бассейнов рек южного склона Западного Кавказии дат схода снежного покрова и дат прохождения температуры воздуха через 0° от средней высоты бассейна. Эти связи позволили определить площади одновременного снеготаяния в бассейне.

Для характеристики источников питания р. Келасури за различные по водности годы и оценки водности за имеющиеся годы наблюдений по Келасури произведено аналогичным способом выделение источников питания и определена водность различных лет по р. Восточная Гумиста-Дерекей, которая представляет собой исключительно удачный аналог Келасури по основным физико-географическим признакам.

После анализа источников питания р. Келасури за годы наблюдений и сопоставления их с данными за многолетний период по Вос. Гумиста-Дерекей установлено, что р. Келасури характеризуется следующим распределением годового стока по источникам питания: дождевым — 48%, снеговым — 28,5% и подземными водами — 23,5%.

Ледниковое питание в бассейне Келасури совершенно незначительное.

Имеющее место поглощение воды Келасури поюрами изменяет соотношение источников питания в нижнем течении реки. Поглощение в наибольшей степени сказывается на устойчивой части стока, которая формируется, в основном, подземными водами бассейна.

Главным источником питания р. Беслети являются подземные воды. Снеговые и дождевые воды рассматриваются вместе, т. к. в бассейне Беслети снежный покров неустойчивый и часто снегопады сопровождаются дождями; это объясняется низким гипсометрическим положением бассейна Беслети.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. ვლადიმიროვი ლ., საქართველოს მდინარეთა ჩამონადენის რეჟიმი, ვახუშტის სახელმძღვანელო გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. III (2), 1948.
2. კორძაია მ., ჯავახიშვილი შ., აფხაზეთის კლიმატი, ვახუშტის სახელმძღვანელო გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, 1959.
3. Шульц В. Л., Реки Средней Азии, М., 1949.
4. Щеглова О. П., Об одном методе определения дождевого питания рек Средней Азии, «Изв. АН Уз. ССР», 1956, № 2.
5. Колесник С. В., Горные ледниковые районы СССР, М.—Л., Гидрометеоиздат, 1937.

ბ. ზიზინიშვილი

მდინარე კელასურის და მდინარე ბასლეთის ჩამონადენის რეჟიმი

მდინარე კელასურის ჩამონადენის რეჟიმი

წლის განმავლობაში მდ. კელასურზე გამოიყოფა სამი, მკვეთრად გამოხატული ჰიდროლოგიური სეზონი: ზამთრის წყალმცირობა, გაზაფხულის წყალდიდობა და ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობა, თავსებებით გამოწვეული წყალმოვარდნებით.

ზამთრის წყალმცირობა მიმდინარეობს დეკემბრის ბოლოდან მარტის პირველ რიცხვებამდე, მაგრამ 1933 წელს იგი აპრილის შუამდე გაგრძელდა. აღსანიშნავია 1932—1933 წლის ზამთარი, როდესაც აბსოლუტურმა მინიმუმმა 0.30 მ³/წმ (13/1) მიაღწია, ხოლო იანვრის საშუალო ხარჯი არ აღემატებოდა 0.54 მ³/წმ-ს. ხარჯების ასეთი დაბალი მაჩვენებლები თითქოს საეკვო უნდა ყოფილიყო. მაგრამ აღმოჩნდა, რომ მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთან, სოფ. დერეიქისთან, ამავე პერიოდისათვის ახასიათებდა ერთობ დაბალი და მდგრადი წყალმცირობა—1.84 მ³/წმ (31/I—1933 წ.) წლიური აბსოლუტური მინიმუმით.

აღმოსავლეთ გუმისთის მაგალითი მთლიანად არ განმარტაქს აღნიშნულ სიტუაციას. შეიძლება ვიფიქროთ, რომ ბესლეთის ჰესის საჭიროებისათვის კელასურის ისედაც შემცირებული ჩამონადენის ნაწილს ხელოვნურად უშვებდნენ კარსტულ შშთანთქავ ხერელში, რომლის საშუალებით ხორციელდება კავშირი კელასურსა და ბესლეთს შორის, რადგან იმ პერიოდში ბესლეთის ჰესი სოხუმისათვის საჭირო ელექტროენერჯის ძირითადი მწარმოებელი იყო. სავსებით შესაძლებელია აგრეთვე, რომ ჩამონადენზე დაკვირვება არახარისხოვნად მიმდინარეობდა და კელასურზე შენიშნული წყალმცირობა არ შეესაბამებოდა სინამდვილეს.

ზამთრის ჩამონადენი (დაკვირვების მთელი პერიოდისათვის) საშუალოდ წლიურის მხოლოდ 10.4% შეადგენს, ხოლო ჩამონადენის მინიმალური მოდული თებერვალზე მოდის და 17.6 ლ/წმ. კმ²-ს უდრის.

საქმად მდგრად და ერთფეროვან ზამთრის წყალმცირობას მოსდევს უეცარი წყალდიდობა. რამოდენიმე დღეში ჩამონადენი 15—20-ჯერ მატულობს. დაკვირვების პერიოდისა და გამოწვევის წარმოადგენს მხოლოდ 1934 წელი, როდესაც გაზაფხულის წყალდიდობამ ვერ მიაღწია ჩვეულ მაშტაბებს. ამ პერიოდში, საზოგადოდ, მდ. კელასურზე ჩამოედინება მთელი წლის ჩამონადენის ნახევარზე მეტი, ხოლო 1932 წელს გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობამ წლიურის 69%-ს მიაღწია (ცხრილი 1).

ცხრილი 1

დაკვირვების წლები	წლიური ჩამონა- დენის მოცულობა მილ. მ ³	გაზაფხულის წყალ- დიდობის მოცუ- ლობა მილ. მ ³	გაზაფხულის წყალ- დიდობა პროცენ- ტებში წლიური ჩამონადენისაგან
1931	341	211	62
1932	392	270	69
1933	338	196	58

სხვადასხვა ინტენსივობის წვიმებით გამოწვეული წყალმოვარდნები თავის პიკებს გაზაფხულის წყალდიდობის მაღალ საფუძველზე აშენებენ, თუმცა მათ ხშირად სჭარბობენ შემოდგომის წყალმოვარდნები, რომლებიც გაცილებით უფრო დაბალი საფუძველიდან ვითარდებიან.

გაზაფხულის წყალდიდობის დაცხრომიდან იწყება ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პერიოდი, რომელიც წარმოგვიდგება როგორც ერთიანი ჰიდროლოგიური სეზონი. ეს სეზონი წვიმებით გამოწვეული პიკების სიმრავლით გამოირჩევა, რომლებიც ვაბნეული არიან მთელი პერიოდის მანძილზე. ზან-მოკლე, მაგრამ დიდი წყალმოვარდნები, როგორც აღვნიშნეთ, ჩნდებიან წყალმცირობის დონეზე და ხშირად მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევენ.

1931 წლის ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პერიოდში აღინიშნა თავისებობით გამოწვეული 6 დიდი წყალმოვარდნა, რომელთაგან 3 სჭარბობდა დანარჩენ სეზონებში ჩაეღილ ყველა წყალმოვარდნას. უდიდესი 12,5-ჯერ აღემატებოდა შესაბამისი პერიოდის წყალმცირობას — ($Q = 56,7$ მ³/წმ). ამავე კატეგორიის წყალმოვარდნებს ჰქონდა ადგილი აგრეთვე 1932—1933 წლების ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პერიოდშიც.

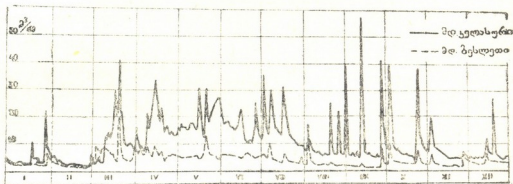
დაკვირვების მთელი პერიოდისათვის, ზაფხულ-შემოდგომის ჰიდროლოგიურ სეზონში მინიმალური ხარჯები მერყეობენ 1,5 მ³/წმ-დან 7 მ³/წმ-დე, ხოლო ყოველ კონკრეტულ წელიწადს. აღნიშნული სეზონის წყალმცირობა დაახლოებით ერთმნიშვნელოვანია. წყალმოვარდნების პიკები კი აღმოცენდებიან და ავლავ ეცემიან საწყის დონემდე, როგორც წესი 1—2 დღის შემდეგ.

ზაფხულ-შემოდგომის პერიოდში ჩამონადენის სპეციფიური განაწილების გამო ჰიდროგრაფი თავისებურ სახეს ღებულობს; იქმნება თითქმის სწორხაზოვანი წყალმცირობა, რომელზედაც დაშენებულია ხშირი და ინტენსიური წყალმოვარდნების მაღალი მესერი.

ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის ჰიდროლოგიური ჯგუფის მიერ 1959 წლის ზაფხულსა და შემოდგომაზე ჩატარებულმა საველე ექსპერიმენტულმა გამოკვლევებმა ცხადყვეს, რომ მდინარე კელასურის ქვემო წელში წყალკარგვა, ძირითადად, ორი კარსტული ხვრელის მეშვეობით ხორციელდება, რომლებიც მდებარეობენ მდინარის მარცხენა ნაპირზე, ერთმანეთისაგან 50 მ-ის დაშორებით. კარსტული ზედა ხვრელი განლაგებულია მდინარის მინიმალური დონის ქვემოთ და განუწყვეტლივ შთანთქავს წყლის ყველაზე უფრო მოწესრიგებული რეჟიმის მქონე ნაწილს; ამ წყლის საფუძველზე ფორმირდება მდინარე ბესლეთის მდგრადი ჩამონადენი.

მეორე, უჯრო ქვევით მდებარე, ხერელი მდინარის მინიმალური დოაჟი ზემოთ მდებარეობს და წყალს მხოლოდ მაღალი დონეების დროს შთანთქავს. იგი ერთგვარად კვეთს ჩავლილ პიკებს და წყალს ისიც ბესლეთის აუზისაკენ მიმართავს.

კელასურის წყალმოვარდნების მინიატურული გამეორება მდინარე ბესლეთზე ნაწილობრივ ამ მშთანთქავი ხერელის ბრალია. ცხადია, რომ ქვედა კარსტულ ხერელთან მდინარის დონის ხელოვნურ აწევას, შეუძლია იგი მუდმივ მოქმედათ აქციოს, რითაც მდინარე ბესლეთის წყლიანობის უზრუნველყოფა მიიღწევა.



მდინარე კელასურის და მდინარე ბესლეთის ჰიდროგრაფები 1931 წლისათვის.

მდინარე ბესლეთის ჩამონადენის რეჟიმი

ბესლეთი მოწესრიგებული რეჟიმის მქონე მდინარეთა საუკეთესო მაგალითის წარმოადგენს. მთელი წლის განმავლობაში მას ახასიათებს საკმაოდ მაღალი მდგრადი ჩამონადენი.

აუზის საშუალო სიმაღლე წყალსაზომ საგუშავომდე არ აღემატება 380 მ-ს და ამიტომ თოვლის დნობით გამოწვეული წყალდიდობა საერთოდ არ არის მოსალოდნელი. მკვეთრად გამოსახული გაზაფხულის წყალდიდობა, რომელიც მდინარე კელასურზე ერთობ კანონზომიერია, ნახულობს გამოხატულებას მდინარე ბესლეთზეც და ამ პერიოდის ჰიდროგრაფზე ხარჯთა მცირე მატება შეინიშნება.

სტაციონარული დაკვირვების მასალების ანალიზის დროს, რომლებიც მხოლოდ 1931—1932 წლებისათვის მოგვეპოვება, ყურადღება მიიპყრო 1932 წლის აგვისტო-დეკემბრის პერიოდმა. ამ დროს მდინარე კელასურის მინიმალური ჩამონადენი $1 \text{ მ}^3/\text{წმ}$ -ის ფარგლებში მერყეობდა, ხოლო მდინარე ბესლეთზე $4 \text{ მ}^3/\text{წმ}$ -ზე ქვემოთ არ დაცემულა. ცნობილია, რომ დაბალი დონეების დროს კელასურის ქვედა მშთანთქავი კარსტული ხერელი წყლით სრულიად არ იფარება, ხოლო ზედა, აღნიშნულ პერიოდში, ატარებდა საშუალოდ $2,5 \text{ მ}^3/\text{წმ}$ -ში. როგორც ლ. ა. ვლადიმეროვი [4] აღნიშნავს, 1936 წელს ბესლეთის ჰესის წყლით უზრუნველსაყოფად, მდინარე კელასურზე ზედა მშთანთქავი ხერელის ქვემოთ აგებული იყო ჯებირი, რომელიც ხელს უწყობდა წყალშთანთქმას. უნდა ვი-

ფიქროთ, რომ ამგვარი ნაგებობა იმავე ადგილას ადრეც იქნებოდა და 1932 წელს მდინარე კელასურის ბესლეთთან შეუსაბამო წყალმცირობა ჩამონადენის ზელოვნური გადანაწილების შედეგია. დღევანდელ პირობებში ზედა მშთანთქავე ხერელი ატარებს საშუალოდ 1 მ³/წმ რაოდენობის წყალს, რაც ხერელის შთანთქმის უნარიანობის ცვალებადობაზე ლაპარაკობს.

მდინარე ბესლეთის ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება განსაკუთრებული თანაბრობით გამოირჩევა. 1931 წლის საშუალო თვიური ხარჯების ანპლიტუდა მხოლოდ 9,8%; ხოლო 1932 წლისა—6,8%-ს შეადგენდა.

ცხრილი 2

მდ. ბესლეთის ჩამონადენის პროცენტული შიდაწლიური განაწილება ს. ლინდაუსთან

თვეები წლები	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1931	8,10	5,70	13,9	12,3	11,4	10,6	8,20	5,70	4,10	7,30	5,70	7,00
1932	6,20	10,5	11,1	11,7	9,00	5,90	6,00	7,90	12,7	5,50	7,30	6,20
	ზამთარი		გაზაფხული			ზაფხული			შემოდგომა			
1931	20,8		37,6			24,5			17,1			
1932	22,9		31,8			19,8			25,5			

დიდად არ მერყეობს მდინარის ბაზისური ჩამონადენი და მთელი წლის განმავლობაში იგი გარკვეული მნიშვნელობისა რჩება: 1931 წელს მერყეობდა 1,2 მ³/წმ-დან 2,6 მ³/წმ-დე. 1932 წელს—2 მ³/წმ-დან 4 მ³/წმ-დე.

წყალმოვარდნათა უმეტესი ნაწილი მოდის გაზაფხულის წყალდიდობის დროს და ხარჯთა მაქსიმალური მაჩვენებლებიც სწორედ ამ პერიოდისათვის არის დამახასიათებელი. წყალმოვარდნებმა, რომელთა ხარჯი სჭარბობდა 10 მ³/წმ-ს, 1931 წელს 5-ჯერ ჩაიარეს; მაქსიმალური აღწევდა 19,7 მ³/წმ (18/III).

1932 წელს აღირიცხა 13 წყალმოვარდნა, რომელთაგან ექვსმა გადააჭარბა 20 მ³/წმ-ს, ხოლო მაქსიმალურმა 13 თებერვალს 34 მ³/წმ-ს მიაღწია.

ცხრილი 3

მდინარე ბესლეთის ექსტრემალურ და საშუალო ხარჯთა მოდელები ს. ლინდაუსთან.

დაკვირვების წლები	აუზის ფართობი წყალსაზომ საგუ- შავომდე კმ ²	მაქსიმა- ლური M ₀	საშუალო M ₀	მინიმალური M ₀
1931	63,5	310	63,4	19,2
1932		547	86,4	27,9

ჩამონადენის რეჟიმის მაღალი ბუნებრივი მოწესრიგება, რომელიც ბესლეთის აუზის კარსტული ბუნებით განისაზღვრება, არღვევს ნორმალური ჰიდროლოგიური სეზონურობის რიტმს. ბესლეთზე არ არის მკვეთრად გამოსახულა არცერთი დამახასიათებელი სეზონი და მხოლოდ საერთო ფონზე სუსტად გამოვლინებული გაზაფხულის წყალდიდობა არღვევს წლიური ჩამონადენის რეჟიმის ერთფეროვან სურათს.

ბესლეთი დადებითი წყალცვლის მქონე ტიპიური კარსტული მდინარეა; იკრძინარე კელასურის საწინააღმდეგო სახეა, რომელსაც უარყოფითი კარსტული წყალცვლა ახასიათებს, მაგრამ რაიონის კარსტული სპეციფიკა გაცილებით მეტად მაინც ბესლეთზე მოქმედებს, ვიდრე მასზე ბევრად უფრო დიდ მდინარეზე—კელასურზე.

ანალოგიური მდინარის რეჟიმი

კელასურის ჩამონადენის რეჟიმის დახასიათებისათვის მეტად მცირე მონაცემები არსებობს. უშუალო დაკვირვება მხოლოდ ოთხი წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა (1931—1934 წწ.), თანაც 1933 წლის დაკვირვებებს აკლია უკანასკნელი თვე, ხოლო 1934 წლისას—ივლისი და აგვისტო. მასალის ნაკლებობის მიუხედავად მაინც ხერხდება კელასურის რეჟიმზე გარკვეული შთაბეჭდილების შექმნა და რაც ყველაზე მთავარია, არსებული მასალის საფუძველზე შესაძლებლობა იქმნება მოინახოს შესაფერისი მდინარე—ანალოგი, რომელსაც ჩამონადენზე დაკვირვების უფრო ვრცელი რიგი ექნება.

ზოგიერთი დაპირისპირებისა და შერჩევითი სამუშაოს ჩატარების შემდეგ აღმოჩენილ იქნა იშვიათად კარგი ანალოგი — მდინარე აღმოსავლეთი გუმუსთა, სოფ. დერეკეიმდე. ეს მდინარეები მეზობლად მდებარეობენ და გარდა ამისა, ძალიან მსგავს ლანდშაფტურ პირობებში უხდებათ ჩამონადენის ფორმირება.

ცხრილი 4.

მდინარე-პუნქტი	აუზის საშუალო სიმაღლე მ	აუზის ფართობი კმ ²	აუზის ვერტიკალური გავრცობა მ
მდ. კელასური-ს. ბალმარანი (ალექსანდროვკა)	1430	189,9	2440
მდ. აღმოსავლეთი გუმისთა-ს. დერეკეი	1420	173,5	2450

ანალოგიური მდინარის წყალობით შესაძლებლობა მიგვეცა მდინარე კელასურის საშუალო თვიური ხარჯები 10 წლამდე გავვეგრძელებინა. ამასთან, მისი პიდროლოგიური დახასიათების დროს თავისუფლად შეიძლება აღმოსავლეთი გუმისთის მონაცემების დამოწმება შესაბამისი პერიოდისათვის, იმ აზონალური ანომალიების მხედველობაში მიღებით, რომლებიც უშუალოდ მოქმედებენ ჩამონადენზე. ეს განსხვავებანი, უპირველეს ყოვლისა, უნდა აღიბეჭდოს იმ წყალმოვარდნების პიკებზე, რომლებიც მდ. კელასურის კალაპოტში ჩავლის დროს იკვეთებიან ქვედა მშთანთქავი კარსტულ ხვრელში. კელასურის ჩამონადენი მცირდება ზედა მშთანთქავი ხვრელის მეოხებითაც, მაგრამ ეს უკანასკნელი ნაკლებად თვალსაჩინოა, მიუხედავად იმისა, რომ წყალკარგვა განუწყვეტლივ და საკმაო ინტენსივობით მიმდინარეობს.

მთის მდინარეთა აუზებში ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება, ძირითადად, აუზის საშუალო სიმაღლეზეა დამოკიდებული. ლ. ა. ვლადიმეროვა [3] გა-

ნაზოგადა საქართველოს მთის მდინარეთა შესახებ არსებული მასალა და აუზის საშუალო სიმაღლისა და ჩამონადენის შიდაწლიურ განაწილებას შორის საკმაოდ მჭიდრო კავშირი დაამყარა. დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მდინარეებისათვის, რომელთა აუზების საშუალო სიმაღლე 1500 მ-ს არ აღემატება, მითითებულმა მკვლევარმა, კალენდარული სეზონების მიხედვით, ჩამონადენის პროცენტული განაწილების შემდგენიანი სურათი მიიღო: ზამთარი—13%, გაზაფხული—38%, ზაფხული—30%, შემოდგომა—19%.

მდ. კელასური, ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილების მიხედვით, განზოგადოებული მონაცემებისაგან პრინციპულად არ განსხვავდება. 1931—1935 წლების დაკვირვებათა მიხედვით, ჩამონადენის პროცენტული შიდაწლიური განაწილება საშუალოდ ასეთნაირად გამოიყურება: ზამთარი—10,4%, გაზაფხული—37,8%, ზაფხული—31,4%, შემოდგომა—20,4%. ანალოგიური შიდაწლიური განაწილებით ხასიათდება, იმავე პერიოდისათვის, აღმოსავლეთი გუმისთავ ს. დერეკეისთან (ზამთარი—10,2%, გაზაფხული—38,9%, ზაფხული—32,5%, შემოდგომა—18,4%).

ცხრილი 5

მდინარე კელასურის ჩამონადენის პროცენტული შიდაწლიური განაწილება ს. ბალმარანთან

თვეები	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
%	3,43	2,36	8,02	11,7	18,1	14,3	10,2	6,85	8,30	6,07	6,07	4,60

ეს მეზობელი მდინარეები, რომელთაც ჩამონადენის მეტად მსგავსი შიდაწლიური განაწილება ახასიათებთ და ერთნაირი საშუალო სიმაღლის მქონე წყალშემკრები აუზები აქვთ, ერთიანდებიან საერთო ჰიდროლოგიურ რაიონში, სადაც ჩამონადენის ფორმირება იდენტურ ლანდშაფტურ-ვერტიკალურ ზონალობაში მიმდინარეობს. უნდა დავძინოთ, რომ ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის საუკეთესო ინტეგრალურმახასიათებელია.

კელასურ-ამტყელის ლანდშაფტური რაიონის დახასიათების დროს, ქ. ბ. ყავრიშვილი [1] აღნიშნავს იმ ანალოგიას, ლანდშაფტურ სიტუაციათა შორის, რომელიც მდინარე კელასურისა და მდინარე ამტყელის აუზებში არსებობს. ამრიგად, შეიძლება ვიფიქროთ, რომ აღმოსავლეთ გუმისთავის აუზი აღნიშნული ლანდშაფტური რაიონის კანონზომიერ დასავლეთურ გაგრძელებას წარმოადგენს.

მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთავზე (ს. დერეკეიმდე) დაკვირვების მთელი პერიოდის მონაცემების მიხედვით (1931—1940 წწ.), ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება ინარჩუნებს მდინარე კელასურის ანალოგიურ სურათს (ცხრილი 6).

წლის დასაწყისიდან მარტის შუა რიცხვებამდე (მედიანა) აღმოსავლეთ გუმისთავს ახასიათებს უდაბლესი ჩამონადენი, მიუხედავად იმისა, რომ აბსოლუტური წლიური მინიმუმები ზოგჯერ ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პე-

რიოდშიც აღინიშნებიან. ეს იმით აიხსნება, რომ ზამთრის წყალმცირობის დროს მინიმალური ჩამონადენის რეჟიმი უფრო მდგრადია, ვიდრე ზაფხულ-შემოდგომის პერიოდში, სადაც წვიმის ხშირი პიკები ამ პერიოდის საშუალო ხარჯებს შესამჩნევად აღიდგენ.

ცხრილი 6

მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთის ჩამონადენის პროცენტული შიდაწლიური განაწილება ს. დერეჟესთან

თვეები	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
%	3,9	4,2	6,7	14,5	17,6	13,1	9,9	5,7	5,5	7,3	5,7	5,9
სეზონები	ზამთარი		ვაზაფხული		ზაფხული		შემოდგომა					
%	14,0		38,8		28,7		19,5					

როგორც ცნობილია, წლიური აბსოლუტური მინიმუმების დადგომა მჭიდროდ არის დაკავშირებული აუზის საშუალო სიმაღლესთან. აფხაზეთის მაღალმთიან აუზებში აბსოლუტური მინიმუმი ზამთრის პერიოდზე მოდის, ხოლო 1000 მ-ზე დაბალ აუზებში კი შეინიშნება ზაფხულ-შემოდგომის განმავლობაში. აღმოსავლეთ გუმისთა, აუზის სიმაღლით, დაახლოებით საშუალო მდგომარეობას იკავებს და სწორედ ამიტომ ხარჯთა წლიური აბსოლუტური მინიმუმები, ათი წლიდან, ხუთჯერ ზამთრის წყალმცირობის დროს აღირიცხა და იმდენჯერვე ზაფხულ — შემოდგომაზე.

ცხრილი 7

ზამთრისა და ზაფხულ-შემოდგომის მინიმალური ხარჯები მ.დ. აღმოსავლეთ გუმისთაზე ს. დერეჟესთან

წლები	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940
ზამთრის წყალმცირება	2,50 (II)	2,89 (II)	1,84 (I)	1,70 (II)	3,60 (I, II)	2,2 (I)	5,38 (I)	3,4 (II, III)	3,0 (I, III)	4,2 (III)
ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირება	2,89 (XII)	2,04 (X)	2,81 (IX, X)	3,35 (XI, XII)	2,2 (IX)	3,2 (VIII)	2,12 (IX)	1,5 (VIII, IX)	3,5 (IX)	2,7 (X)

მარტის შუა რიცხვებიდან (მელიანა) აგვისტომდე, აღმოსავლეთ გუმისთაზე მიმდინარეობს გაზაფხულის წყალდიდობა, რომლის მოცულობა, ჩვეულებრივ, წლიური ჩამონადენის ნახევარს შეადგენს. არის, რა თქმა უნდა, გამონაკლისიც, ნაგალითად 1934 წელი, როდესაც გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობამ წლიური ჩამონადენის მხოლოდ 29,4% დაიკავა; მაგრამ, ეს განსაკუთრებულად შემთხვევაა, რადგან 1934 წელი არც აღმოსავლეთ გუმისთისათვის და არც კელასურისათვის დამახასიათებელი არ იყო (ცხრილი 7).

გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდში აღმოსავლეთ გუმისთაზე წყალმოვარდნები საკმაოდ ხშირი მოვლენაა, რაც ძირითადად თავსხმებით არის გამოწვეული. წყალმოვარდნების მაქსიმალური ხარჯების მოდულები 400—500 ლ/წმ. კმ² აღწევენ (582 ლ/წმ. 1933/IV). უნდა აღინიშნოს, რომ ზაფხულ-შემოდგომის წყალმოვარდნების მაქსიმალურ ხარჯებს შედარებით მაღალი მოდულები აქვთ, ვიდრე გაზაფხულის წყალდიდობისას.

იმის გამო, რომ გაზაფხულის წყალდიდობა ყოველ კონკრეტულ წელიწადს სხვადასხვა ინტენსივობისა და ხანგრძლივობის არის, ამიტომ ამ პერიოდის საშუალო ხარჯები წყალდიდობის ხასიათის კარგი მაჩვენებელია.

ცხრილი 8

წლიური ჩამონადენისა და გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობა მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთისათვის ს. დერეჟიმდე.

წლები:	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940
წლიური ჩამონადენის მოცულობა მილ მ ³	290	376	366	344	252	328	356	337	385	439
გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობა ზილ. მ ³	173	248	223	101	148	185	243	222	156	245
გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობა პროცენტებში წლიური ჩამონადენისაგან.	59,7	66,0	61,0	29,4	58,8	56,5	68,5	66,0	40,5	56,0

ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პერიოდი თავსხმოვანი წყალმოვარდნებით იწყება ივლისის უკანასკნელ დეკადაში (მედიანა). შეიძლება დარწმუნებით ვთქვათ, რომ ეს პერიოდი კელასურზედაც წლის ბოლომდე გრძელდება, რადგან დაკვირვებათა მასალების სიმცირე არ გვაძლევს საკითხის კერძოდ დააწყვეტის საშუალებას.

ცხრილი 9

გაზაფხულის წყალდიდობის საშუალო ხარჯები და მოდულები (მდ. აღმოსავლეთი გუმისთა—ს. დერეჟი)

წლები:	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	საშუალო (მედიანა)
Q საშ.	13,5	23,2	25,1	10,9	13,6	15,3	14,5	21,6	15,6	22,0	15,4
M ₀	78,0	134	145	63,0	78,0	88,0	84,0	124	90,0	127	89,0

1939 და 1940 წლებში აღმოსავლეთ გუმისთაზე აღინიშნა შემოდგომის ინტენსიური წყალმოვარდნები, რომელთა მოცულობამ 1939 წლის ჩამონადენის 37,2% შეადგინა, ხოლო 1940 წელს—24,2%.

დაკვირვების პერიოდში ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის სეზონი გამოირჩევა როგორც უდიდეს წყალმოვარდნათა სეზონი. მაგალითად, 1934 წელს ჩაიარა წყალმოვარდნა, რომლის მაქსიმალური ხარჯის მოდული 1760 ლ/წმ იყო, ხოლო 1940 წელს—778 ლ/წმ. ამგვარ წყალმოვარდნების წარმოშობას ანტიცნისიური წვიმები განაპირობებენ და ხშირად გაზაფხულის წყალმოვარდნებსაც ბევრად სჭარბობენ.

ცხრილი 10

წლები	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940
ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის მოცულობა, მილ. მ ³	97,3	97,0	126	200	53,6	88,0	96,5	70,6	199	132
ზ/შ წყალმცირობის მოცულობა პროცენტებში წლიურიდან.	33,6	25,4	34,5	58,2	21,2	26,8	27,2	20,9	51,7	30,6
ზ/შ წყალმცირობის წვიმის ჩამონადენის მოცულობა მილ. მ ³	55,8	53,7	84,1	117	25,6	43,0	64,5	39,4	134	104
წვიმის ჩამონადენის მოცულობა პროცენტებში ზ/შ წყალმცირობის მოცულობიდან.	57,4	55,4	66,5	58,6	47,9	48,8	66,8	55,7	67,5	79,1

ცხრილი 11

მდინარე კელასურის საშუალო თვიური ხარჯები ს. ბაღმარანთან. (ხარჯების მიყვანა ჩატარებულია მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთის მიხედვით ს. დერეკიმიდე)

წლები:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	საშუალო
1931	5,17	2,88	12,1	16,1	19,3	15,0	15,9	9,02	9,74	11,3	6,98	6,63	10,9
1932	6,84	5,49	19,5	26,1	32,7	23,3	9,91	8,56	8,33	2,37	5,19	1,61	12,5
1933	0,54	2,07	1,84	11,4	26,4	24,8	14,6	9,56	8,36	8,29	12,0	11,7	11,0
1934	5,45	2,89	8,92	10,4	17,4	15,1	30,2	13,8	18,6	10,0	8,72	9,92	12,6
1935	6,00	9,50	10,4	17,7	23,2	9,70	7,30	2,80	4,10	4,10	3,30	4,90	8,57
1936	3,00	7,60	8,00	24,7	17,4	16,7	17,2	4,80	5,80	15,2	8,30	7,80	11,4
1937	8,50	12,8	10,5	17,4	22,0	18,1	13,8	9,50	4,70	10,9	10,8	11,7	12,6
1938	5,80	5,10	7,00	32,0	29,3	21,0	10,4	4,50	3,80	6,30	7,30	6,30	11,6
1939	4,20	6,70	8,30	16,9	23,6	15,7	11,0	9,30	16,8	24,4	12,5	12,0	13,5
1940	8,20	8,00	9,00	29,5	24,1	30,2	12,9	5,90	4,00	17,0	13,5	18,2	15,0

მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთაზე (ს. დერეკისთან) უშუალო დაკვირვებათა საფუძველზე შესაძლებლობა შეიქმნა მდინარე კელასურის ოთხწლიანი დაკვირვების მასალა გავვერძელებინა 10 წლამდე, თანაც ცხადია, რომ მიყვანილი საშუალო თვიური ხარჯები საერთო კანონზომიერებებს სწორად გამოამყვანებენ, რადგან თითქმის ყველა ჰიდროლოგიური პროცესი ორივე აუზში ანალოგიურად მიმდინარეობს.

Г. Н. ГИГИНЕЙШВИЛИ

РЕЖИМ СТОКА РЕК КЕЛАСУРИ И БЕСЛЕТИ

Резюме

На р. Келасури выделяются три ясно выраженных гидрологических сезона: зимняя межень, весеннее половодье и летне-осенняя межень с ливневыми паводками.

Подобные сезоны выделяются и по р. Восточной Гумисте до с. Дерекей, которая использована для уточнения характеристики режима р. Келасури, как исключительно удачный аналог.

В бассейне Келасури, как и в бассейне Восточной Гумисты, хорошо выражена вертикальная зональность внутригодового распределения стока, характерная для бассейнов южного склона Западного Кавказиони, со средней высотой порядка 1500 м. (таб. 1).

Таблица 1
Процентное распределение стока по месяцам и сезонам за период наблюдений по р. Келасури до с. Багмарани (Александровка)

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
%	3,43	2,36	8,02	11,7	18,1	14,3	10,2	6,85	8,30	6,07	6,07	4,60
сезоны	Зима			Весна			Лето		Осень			
%	10,4			37,8			31,4		20,4			

Таблица 2
Процентное распределение стока по месяцам и сезонам р. Беслети у с. Н. Линаду за годы наблюдений

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1931	8,10	5,70	13,9	12,3	11,4	10,6	8,20	5,70	4,10	7,30	5,70	7,00
1932	6,20	10,5	11,1	11,7	9,00	5,90	6,00	7,90	12,7	5,50	7,30	6,20
	Зима			Весна			Лето		Осень			
1931	20,8			37,6			24,5		17,1			
1932	22,9			31,8			19,8		25,5			

Р. Келасури имеет подземную связь с р. Беслети и на основе утекающей под землю келасурской воды формируется мало колеблющийся основной беслетский сток.

Р. Беслети типичная карстовая река с положительным подземным водообменом Келасури же характеризуется отрицательным подземным водообменом.

В связи с малыми размерами бассейна Беслети карстовая специфика района сильнее влияет на нее, чем на более крупный бассейн р. Келасури.

Высокая естественная зарегулированность стока р. Беслети нарушает характерное для низких малых бассейнов внутригодовое распределение стока, сильно увеличивая базисный сток. Не выражен ни один гидрологический сезон. Лишь слабо выдающееся весеннее половодье несколько возвышается над однообразным режимом стока.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ყავრიშვილი ქ. ბ., ლანდშაფტური ვერტიკალური ზონები მდ. მდ. კელასურისა და ამტყელის აუზებში (მთავსებულია ამავე ტომში).
2. Владимирова Л. А., О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек, Тр. Географ. Об-ва Груз. ССР, т. IV, 1959.
3. Владимирова Л. А., О вертикальной зональности внутри годового распределения стока в горных районах Грузии, «Метеор. и гидрол.», 1948, № 15.
4. Владимирова Л. А., О подземной связи между реками Келасури и Беслети (мთავსებულია ამავე ტომში).

А. А. ВЛАДИМИРОВ

О ПОДЗЕМНОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ РЕКАМИ КЕЛАСУРИ И БЕСЛЕТИ

О существовании подземной связи между реками Келасури и Беслети известно давно.

Ещё в энциклопедическом словаре Ф. А. Брокгауза и И. А. Ефрона, изданном в 1891 г. [4], указывается, что из Келасури «через пещерную реку масса воды изливается в р. Беслу» и что «пещерная река течет не всегда». Там же описывается следующее интересное явление: «По рассказам местных жителей в 30-х годах (19-го столетия—Л. В.) земляной обвал заградил ущелье Келасури и два дня вся вода Келасури шла через пещерную реку».

К сожалению не известен сезон и фаза режима реки при этом явлении.

Подземный перехват из Келасури описывает А. Л. Козлов [1]. Поглощающей поныры Козлов сам не видел, т. к. находился там во время половодья, когда понора была закрыта водой, и пишет он о ней на основании рассказов местных жителей.

Ущелье Келасури изобилует карстовыми пещерами.

В верхнем течении р. Келасури, близ сел. Верхн. Келасури, в ущелье реки по правому берегу имеется пещера, отверстие которой было прикрыто деревянным щитом и заилено. В 1952 г. входная часть пещеры была расчищена. Эта пещера поглощает небольшое количество воды.

Примерно на 1 км. выше выхода Келасури из ущелья, по правому берегу имеется небольшая щель, поглощавшая воду Келасури. Эта щель была заиlena, подвергалась расчистке и опять заилилась.

По левому берегу Келасури имеются четыре пещеры.

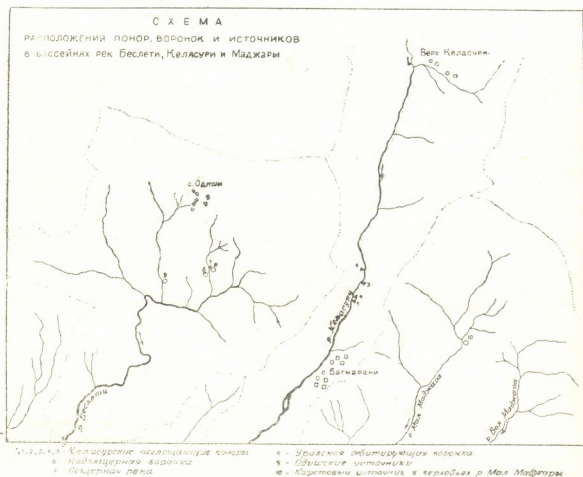
Выше существовавшей ранее гидрологической станции Келасури—Александровка, примерно на 0,4 км выше выхода Келасури из ущелья находится понора, упоминаемая А. Л. Козловым.

Понора расположена в подножье крутого левого известнякового склона ущелья. Высота входного отверстия 1,25 м, ширина порядка 1 м. Для предохранения пещеры от засорения рекой Управлением Беслетской ГЭС пещера была ограждена железной решеткой (которая существует и ныне). Вначале, на протяжении около 10 м. пещера имеет небольшой уклон вглубь, а затем переходит в вертикальную шахту сечением, примерно, 1м×0,5м.

Для расчистки пещеры р. Келасури отводилась запрудой от левого берега. И только в это время возможно было проникнуть в пещеру, т. к. в остальное время она заполнена водой Келасури.

Сведения о внутренних размерах пещеры и о расчистке ее сообщены нам в 1949 г. сотрудником Беслетской ГЭС Ф. Е. Ткачевым.

По его же сообщению, во время паводка 1936 г. произошло засорение пещеры, в связи с чем она стала меньше поглощать воды, что заметно отразилось на дебите карстового источника в истоках Беслети. Об уменьшении количества поглощаемой воды можно судить еще и по тому, что ранее вода с сильным шумом устремлялась в пещеру, а после засорения шума не слышно.



Различие в поглощающей способности пещеры до 1936 г. и в настоящее время подтверждается и измерениями расходов, о чем будет сказано ниже.

Примерно на 100 м. выше выхода р. Келасури из ущелья, непосредственно ниже створа существовавшей раньше гидрологической станции Келасури—Александровка расположена вторая левобережная пещера, с широкой входной частью, быстро суживающаяся вглубь. Дно ее имеет значительный уклон вглубь.

При обследовании этой пещеры в низкую летнюю межень 1949 г. было отмечено, что при подъеме воды Келасури на 0,7 м. пещера начинает поглощать воду. Действительно, при повышенном уровне р. Келасури пещера 14 августа 1958 г. поглощала 0,051 м³/сек. Ясно, что в паводье поглощение значительно увеличивается.

Немного ниже второй пещеры, на левом же берегу расположена третья пещера, с крупной входной частью. В эту пещеру Келасурская вода может попадать по протоку при исключительно высоких уровнях р. Келасури.

Примерно на 60 м. ниже третьей пещеры расположена четвертая левобережная пещера, которая имеет очень большое протяжение и сильно углубляется. В пещере имеются озерки и протекает ручей (3). Дно этой пещеры расположено настолько высоко, что келасурская вода никогда не достигает порога пещеры.

Очень интересным является установленный спелеологической экспедицией Ин-та географии им. Вахушти факт подземного соединения третьей и четвертой пещер.

А. Л. Козлов III отмечает, что истоки Беслети находятся в палеоценовых известняках и, следовательно, воды Келасури, поглощаемые в сенонских известняках, проходят почти всю толщу верхнемеловых известняков вдоль оси известняковой антиклинали около 4 км, и выходят на 100 м ниже места своего поглощения. Нужно сказать, что и по современным крупномасштабным картам разность отметок мест поглощения и выхода келасурской воды составляет порядка 110 — 120 м.

По А. Л. Козлову подземная река выходит на поверхность в двух местах на расстоянии 1 км. друг от друга. Дебит обоих источников почти одинаков и равен, по его оценке, приблизительно 2 м³/сек.

В 1949 г., при обследовании нами истоков Беслети было установлено, что р. Беслети составляется из двух истоков.

Левый исток образуется слиянием двух воклюз. Первой воклюзой является речка, вытекающая из пещеры. К югу от этого выхода, над ним, в расстоянии 40—50 м расположена карстовая воронка, глубиной до 25 м., с очень крутыми стенками. На дне воронки течет поток, продолжением которого является (по нашему предположению при первом обследовании) вытекающая из пещеры речка. В дальнейшем, чтобы не смешивать эту воронку с другой будем, называть ее надпещерной воронкой.

Вторая воклюза, названная нами Уравской, выходит из глубокой дебитирующей воронки, расположенной в нескольких десятках метров правее первого выхода (по его течению).

Оба выхода расположены на 1,5 км. юго-западнее сел. Урави (быв. Павловское).

Суммарный дебит обеих воклюз по нашему измерению 18 августа 1949 г., когда на Келасури наблюдалась летняя межень, составлял 2,5 м³/сек, причем примерно 40% расхода приходилось на долю пещерной воклюзы и 60% на долю дебитирующей воронки.

Правым истоком являются Одишские (быв. Константиновские) источники, которые в 1949 г. не замерялись. Образуются они выходами вод из трещин пластов известняка по обоим берегам Одишского лога и в виде грифонов со дна образованного источниками пруда, из которого вытекает речка. Выходы источников расположены на 2 км. юго-западнее сел. Одиши.

Местные жители отмечают, что Одишская воклюза отличается большим постоянством дебита, по сравнению с Уравской воклюзой.

Путем опроса в 1949 г. было выяснено, что пещерная воклюза характеризуется очень неустойчивым дебитом и помутнением во время дождей. Дебит же Уравской воронки является устойчивым и вода в ней реже и меньше мутнеет во время дождей, чем вода пещерной воклюзы.

Факт подземного соединения Келасури с Беслети, по сообщению А. Л. Козлова III, установлен совершенно точно исследованиями Управления Беслетской ГЭС, произведенными в целях увеличения дебита р. Беслети.



О проверке подземной связи между Келасури и Беслети, выполненной Управлением Беслетской ГЭС, сообщил нам в 1949 г. сотрудник Беслетской ГЭС Ф. Е. Ткачев. В Келасурскую первую левобережную пещеру была влита бочка масла и следы масла были обнаружены только в выходящем из пещеры Беслетском источнике.

Еще в 1949 г., учитывая изменчивость дебита, характер помутнения, а также результаты опыта с маслом, мы пришли к выводу, что дебитирующая Уравская воронка не связана с Келасури и что питание этой воклюзы происходит с подземного водосбора, чем и объясняется хорошая естественная зарегулированность ее стока.

О количестве воды, которую поглощала зарешетчатая Келасурская пещера, можно судить по измерениям, производившимся Тбилгидэпом в 1932 и 1933 г. на р. Келасури выше поглощающей пещеры и ниже ее. Стационарные наблюдения Тбилгидэпа на р. Беслети у Н. Линдава того же периода позволяют сопоставить расходы Беслети с количеством поглощавшейся из Келасури воды.

Д а т а	Расходы воды			
	р. Келасури выше пещеры	р. Келасури ниже - пеще- ры	поглощаемой пещерой	р. Беслети у сел. Н. Линдава
23—VIII—1932	9,35	6,18	3,17	4,64
6—IX "	7,26	4,62	2,64	3,65
8—X "	5,48	3,36	2,12	3,78
25—II—1933	6,48	3,96	2,52	—

Следовательно, в среднюю воду пещера поглощала воду в количестве порядка 2,5 м³/сек.

По этим же данным дебит поглощаемой воды составлял в среднем 1/3 расхода Келасури и 2/3 расхода р. Беслети у сел. Линдава.

С увеличением расхода Келасури, как это видно из таблицы, увеличивалось и количество поглощаемой воды.

Интересно отметить, что по сведениям, полученным на Беслетской ГЭС, в 1936 г. на Келасури ниже зарешетчатой пещеры была сооружена дамба, что усилило поглощение воды пещерой. Возможно, что и раньше сооружалась подобная дамба, чтобы увеличить дебит поглощаемой воды, в особенности во время низкой межени¹).

Во время обследования в июле—августе 1958 г. р. Келасури в связи с частыми дождями имела повышенный сток. Зарешетчатая пещера полностью была закрыта водой. Поэтому не представлялось возможным проверить имеет ли место поглощение воды пещерой. Произведенные позже (25. VIII—1958 г.) измерения расхода р. Келасури выше и ниже пещеры указывают на очень незначительное поглощение или, возможно, отсутствие его (расход воды ниже пещеры даже немного превышал расход воды выше пещеры). Пещера в это время была открыта на 30 см и создавалось впечатление, что имеет место небольшое поглощение воды.

¹ Беслетская ГЭС до строительства Сухумской ГЭС имела большее значение в обеспечении электроэнергией района.

При окрашивании флюоресцеинном воды Келасури около пещеры 24 августа в 14 ч. 35 м. и 25 августа в 8 ч. 20 м. окрашенная вода была медленно поглощена пещерой, но в истоках Беслети флюоресцеин не показался.

В то время, когда Келасурская зарешетчатая пещера была полностью закрыта водой, обследованием в истоках Беслети (во второй половине июля 1958 г.) было установлено, что пещерная река и Уравская дебитирующая воронка, в особенности последняя, имели значительный дебит. Кроме того, в том же овраге действовал еще один выход карстовых вод настолько обильный, что внешне производил впечатление дебитирующей воронки. Впоследствии было установлено, что вода здесь выходила из полукругом расположенных трещин в известняках. Этот выход действует только во время высокой воды на Келасури. Значительное количество воды протекало по дну надпещерной воронки.

Во время вторичного посещения истоков Беслети во второй половине августа 1958 г. было установлено, что пещерная река и выходы из трещин перестали действовать.

Дебитирующая Уравская воронка продолжала действовать. Продолжала протекать вода и по дну надпещерной воронки, но в меньшем количестве. Все эти явления наблюдались в то время, когда поглощение Келасурской воды пещерой было очень незначительным.

Местные жители указывали, что пещерный выход много раз переставал действовать, а затем действие его возобновлялось. В засушливое время на Беслети наблюдаются явления внезапного увеличения и уменьшения дебита на протяжении одного-двух часов.

Директор Беслетской ГЭС В. А. Чачиа сообщил нам, что после дождей и сильного помутнения воды иногда наблюдается резкое уменьшение расхода **Беслети**.

По его же свидетельству, надпещерная воронка образовалась в 1942 г. и вода переливалась через край воронки в овраг. В дальнейшем грунт в воронке осел и был вынесен через пещеру, после чего вода начала протекать по дну воронки и выходить из пещеры.

Измеренные в августе 1958 г. расходы Уравской вклюдзы составляли.

17 августа	—	1,24	м ³ /сек
24	»	—0,89	»
25	»	—0,82	»
26	»	—0,82	»

По измерению 26 августа 1958 г. дебит Одишской вклюдзы оказался равным 0,64 м³/сек. Пещерная речка, как отмечалось выше, во второй половине августа не действовала.

Следовательно, суммарный расход Уравской и Одишской вклюдзы составил около 1,5 м³/сек.

Исследования 1958 г. привели к следующим предварительным выводам: Келасурская зарешетчатая пещера обычно поглощает часть Келасурской воды, которая выходит из пещеры в истоках Беслети (пещерная вклюдза).

Келасурская пещера, несмотря на наличие решетки, по-видимому, довольно часто засоряется и почти перестает действовать. В это время прекращается выход воды из Беслетской пещеры.

Дебитирующая Уравская воронка, по-видимому, не связана с р. Келасури, т. к. она имеет значительно более устойчивый дебит.

Еще менее вероятной является связь Одишской воклюзы с Келасури.

Эти выводы, зафиксированные в нашем научном отчете за 1958 г., не давали основания указывать, с ссылкой на нас, что подземная связь между Келасури и Беслети сомнительна и высказывать предположение, что «воды Келасури проваливающиеся в поноры стекают в сторону моря по пещерам, заложившимся в эпоху низкого стояния морского уровня» [2].

Наличие подземной связи между реками Келасури и Беслети никогда не вызывало у нас сомнений.

Выше указывалось, что и в то время, когда переставала действовать пещерная воклюза, по дну надпещерной воронки продолжала протекать вода. Но где выходила эта вода Келасурского происхождения, мы не смогли установить.

Выводы наши были предварительными, т. к. в 1959 г. намечались более подробные исследования.

В 1959 г. гидрологической группой было выполнено обследование бассейнов Келасури, Беслети и частично Малой Маджары.

Во время обследования фиксировались места поглощения воды и выходы источников.

Было зафиксировано поглощение воды Келасури правобережной пещерой, расположенной у сел. Верхн. Келасури.

Отмечена вторая правобережная понора, которая находится примерно по 0,5 км выше зарешетченной левобережной пещеры.

Обследованием было установлено, что в верхнем течении р. Малой Маджары, по левому берегу имеются выходы источников, расположенные по высоте на 30—40 м. ниже зарешетченной Келасурской пещеры.

Во второй половине июля Сухумским гидрометбюро УГМС Груз. ССР были организованы временные стационарные наблюдения над стоком р. Келасури выше зарешетченной пещеры, над поглощением воды пещерой (путем измерений расходов р. Келасури выше и ниже поноры) и в истоках Беслети над стоком пещерной речки, Уравской воронки и Одишских источников.

Обработанные результаты наблюдений приводятся ниже в таблице.

Одновременно были произведены опыты по установлению подземной связи путем окрашивания флюоресцеином.

Первый опыт состоял в выявлении подземной связи в бассейне Беслети между потоком в надпещерной воронке с водами временнодействующих трещин, с пещерной речкой, с Уравской дебитирующей воронкой и с Одишскими источниками.

Этот опыт показал, что вода, протекающая по дну надпещерной воронки, имеет подземную связь с пещерной речкой (краска появилась через 45 минут), с Уравской воронкой (краска появилась через 60 минут) и с временнодействующими трещинами. Только в Одишских источниках краска не появлялась.

Второй опыт заключался в выявлении подземной связи между Келасури и соседними бассейнами при помощи окрашивания.

Через 11 ч. 40 м. после окрашивания воды в Келасурской зарешетченной поноре краска показалась в воде временнодействующих трещин и в пещерной реке, а спустя 20 м. и в Уравской воронке. В Одишских источниках краска не появилась.

Не появилась краска и в источниках р. Малой Маджары.

Кратковременные стационарные наблюдения над стоком р. Келасури

		Число														
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Объект																
И ю ль	Келасури-Багмарани	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Поглощаемая понорой вода	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Уравская воронка с пещерной рекой	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Уравская пещера	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Уравская воронка без пещерной реки	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Одишские источники	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
А в г у с т	Келасури-Багмарани	9,20	8,23	7,80	7,90	11,0	8,90	8,23	8,23	9,20	7,60	7,40	7,60			
	Поглощаемая понорой вода	1,62	—	—	—	—	—	—	—	—	1,35	—	—			
	Уравская воронка с пещерной рекой	1,34	0,90	0,85	0,78	0,90	0,91	0,60	0,60	0,60	0,60	1,00	0,79			
	Уравская пещера	0,14	0,16	0	0	0,26	0,14	0	0	0	0	0	0,06	0		
	Уравская воронка без пещерной реки	1,20	0,74	0,85	0,78	0,64	0,77	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,94	0,79		
	Одишские источники	0,60	0,45	0,45	0,48	0,52	0,66	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,78	0,66		

и источников летом 1959 г. (расходы воды, м³/сек)

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
								—	—	6,67	6,67	7,10	7,70	6,90	6,30	6,30	6,30	7,70	9,50
								—	—	0,94	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1,47	1,38	1,29	1,22	1,13	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,19
—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,09	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0	0,25	0
—	—	—	—	—	—	—	1,43	1,29	1,24	1,22	1,13	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	0,79	1,19
—	—	—	—	—	—	—	0,44	0,47	0,49	0,49	0,51	0,53	0,53	0,53	0,53	0,51	0,51	0,51	0,55
7,60	7,60	7,60	7,40	7,40	7,40	7,40	6,80	7,10	6,50	6,50	6,50	6,20	6,20	5,40	4,80	4,80	5,40	4,20	
—	—	—	—	—	—	1,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,24	
0,65	0,65	0,65	0,65	0,60	0,65	1,53	1,13	0,65	0,65	0,60	0,60	0,55	0,55	0,60	0,55	0,55	0,55	0,55	0,65
0	0	0	0	0	0,05	0,30	0,24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,65	0,65	0,65	0,65	0,60	0,60	1,23	0,89	0,65	0,65	0,60	0,60	0,55	0,55	0,60	0,55	0,55	0,55	0,55	0,65
0,66	0,66	0,66	0,60	0,56	0,60	0,74	0,70	0,63	0,60	0,60	0,63	0,60	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,48

Третий опыт заключался в попытке выявления места выхода вод, поглощаемых правобережной Верхне-Келасурской пещерой. Эта понора, как отмечалось, поглощала небольшое количество воды.

Опыт с окрашиванием этой воды не дал положительных результатов: краска не оказалась в истоках Беслети.

Повидимому воды, поглощаемые этой пещерой, уходят за пределы исследованных бассейнов. Такое предположение соответствует геологическому строению бассейна Келасури. Левобережные Келасурские поноры расположены на южном крыле известняковой антиклинали.



Воды, поглощаемые этими понорами, проходят под руслом Келасури и, протекая вдоль оси известняковой антиклинали, выходят на поверхность там, где известняки уходят под мергели [1].

Правобережная Верхне-Келасурская пещера расположена в западной оконечности северного крыла известняковой антиклинали. Движению карстовых вод на запад здесь препятствует гранитная интрузия. Поэтому поглощаемые Верхне-Келасурской пещерой воды, по мнению И. С. Апхазава, который производил исследования в верхнем течении Келасури, проходят под руслом Келасури в левобережную часть бассейна, текут на восток вдоль оси синклинали и выходят в бассейне Кодори. Этот вопрос должен явиться предметом специальных исследований в бассейне Келасури и Кодори.

Четвертый опыт был выполнен позднее (29 октября 1959 г.).

Спелеологическую группу, исследовавшую Келасурские 3-ю и 4-ю левобережные пещеры, интересовал вопрос подземной связи между второй временнодействующей левобережной понорой Келасури и подземным ручьем четвертой пещеры, а также расход этого ручья. В связи с этим в спелеологической экспедиции принял участие гидролог Г. Н. Гигинейшвили, который помимо исследований, интересовавших спелеологов, произвел по нашему заданию опыт по выявлению подземной связи вод, поглощаемых второй временнодействующей Келасурской пещерой, с истоками Беслети. Через 16 часов с момента запуска флюоресценна краска появилась в пещерной речке и Уравской воронке², а в Одишских источниках краска опять не появилась. Не было замечено окрашивание и в подземном ручье четвертой пещеры. Образование этого ручья возможно связано с фильтрацией Келасурских вод, сквозь дно реки, а не с водой второй левобережной пещеры, т. к. и в то время, когда вторая пещера не поглощала воду, ручей этот не пересыхал.

Расход подземного ручья четвертой левобережной пещеры 29 октября 1959 г. составлял 0,015 м³/сек; по измерениям 30 октября дебит Уравской воронки—1,544 м³/сек, пещерной речки 0,012 м³/сек, а Одишских источников—0,816 м³/сек. Расход р. Келасури в районе пещер не измерялся.

Из данных наблюдений над стоком, приведенных выше в таблице, можно установить следующее.

С увеличением расхода Келасури большей частью увеличивается поглощение воды зарешетчатой понорой. Однако пропорциональность здесь не наблюдается, имеют место и отклонения.

Сравнение этих данных с результатами измерений 1932—1933 гг. указывает на то, что поглощающая способность зарешетчатой поноры подвержена значительным колебаниям, что повидимому, связано с заросением подземного канала.

Если в 1932—1933 гг. расход поглощаемой воды составлял от 2,12 до 3,17 м³/сек при расходах Келасури от 5,48 до 9,35 м³/сек., то в 1959 г. при расходах Келасури от 4,20 до 9,20 м³/сек расход поглощаемой воды составлял от 0,94 до 1,62 м³/сек.

Между расходом поглощаемой понорой воды и дебитом левого истока Беслети (Уравская воронка с пещерной рекой) нет соответствия. Кроме того, в некоторых случаях дебит левого истока Беслети превышает расход поглощаемой воды.

² Этими опытами опровергнуто высказанное 1958 г. предположение, что Уравская воронка не связана с р. Келасури.

Эта же таблица позволяет отметить, что пещерная речка является эпизодически действующей, а Уравская воронка — постоянно действующей и имеет довольно устойчивый дебит (вернее довольно устойчивый нижний предел).

Одишские источники (правый исток Беслети) характеризуются весьма устойчивым дебитом.

После опыта по окрашиванию, выполненного в 1959 г., ставится понятной безрезультатность опытов 1958 г.

Во-первых, в 1958 г. запускались значительно меньшие дозы флюоресцина.

Во-вторых, Келасурская пещера в это время поглощала очень мало воды.

В трех, судя по опыту 1959 г., запущенная во время опытов 1958 г. в 8 ч. 40 м. и 14 ч. 35 м. краска могла появиться в истоках Беслети только поздно вечером или ночью, т. е. не могла быть зафиксирована.

Исследования подземной связи между реками Келасури и Беслети позволили прийти к следующим выводам.

Воды Келасури, поглощаемые постоянно — и временно действующими понорами, выходят в истоках Беслети из временнодействующих трещин, Уравской пещеры и Уравской воронки. Все эти воды проходят по дну надпещерной воронки.

Часть стока Уравской воронки не связана с Келасурскими водами и формируется в карстовом бассейне самой Беслети или смежных бассейнов. Поэтому эти воды отличаются большей естественной зарегулированностью.

Одишские источники не связаны с Келасурскими водами. Они формируются в бассейне, который несколько выходит за пределы водосбора ограниченного поверхностным водоразделом.

При площади бассейна Одишских источников по поверхностному водоразделу $12,1 \text{ км}^2$ и средней высоте бассейна 600 м. модуль стока по кривой связи между модулем среднего стока и высотой, установленной для данного района, составляет 50 л/сек, откуда средний годовой расход с этого бассейна должен равняться

$$50 \text{ л/сек} \times 12 \text{ км}^2 = 0,60 \text{ м}^3 \text{ сек.}$$

что примерно соответствует устойчивой части дебита Одишских источников. Следовательно, часть стока Одишских источников действительно формируется за пределами водосбора, выделенного по поверхностному водоразделу.

Сток с бассейна Уравской воронки, ограниченного по поверхностному водоразделу, при площади $7,5 \text{ км}^2$ и модуле стока 45 л/сек (соответствующий средней высоте бассейна 540 м) составит около $0,35 \text{ м}^3 \text{ сек.}$, т. е. значительно меньше, чем устойчивая часть дебита воронки.

Если полагать, что наиболее устойчивая часть стока Уравской воронки независима от Келасури, то это означает, что почти половина зарегулированной части дебита Уравской воронки формируется за пределами поверхностного бассейна Келасури.

Проведенные опыты по исследованию подземной связи между реками Келасури и Беслети позволяют высказать соображения о порядке величин скоростей течения подземных потоков Келасури—Беслети.

При расстоянии по прямой от левобережных пещер до левого истока Беслети 4,2 км., скорость течения подземного потока от зарешетченной пещеры до истоков Беслети составит 0,10 м/сек, а от второй левобе-

режной пещеры до истоков Беслети — 0,07 м/сек. Меньшая скорость второго потока объясняется малым расходом его.

Если учесть большую извилистость подземных карстовых каналов, то действительная скорость подземных потоков будет значительно больше указанных выше величин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов А. Л., Предварительный отчет о геоморфологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г., Изв. Всесоюз. геолого-развед. объедин., т. 51, в. 68, 1932.
2. Мзгуашвили Л. И., Новости карста Абхазии, Спелеология и карстование, Матер. совещ. 17—18 декабря 1958 г., М., 1960.
3. Мняновский Е., Сталактитовые пещеры Абхазии, «Природа», 1955, № 10.
4. Энциклопедический словарь Ф. А. Брокгауза и И. А. Ефрона, т. III, 1891.

დ. წამართალი, რ. ხაზარაძე, ბ. ლომთათიძე, შ. ინაშვილი, თ. ლაშხი,
ბ. კურდღელაძე, ბ. ალაღაძე და რ. ჩიჭუბერიძე

გლაციოლოგიური დაკვირვებანი ვალაათისა და ლეხჯირის ყინვარებზე (ზამთრ სვანეთი) 1959 წ. ზაფხულზე

უკანასკნელ ხანებში საბჭოთა კავშირში დიდი ყურადღება მიექცა თანამედროვე ყინვარების შესწავლას თეორიული და პრაქტიკული თავისაზრისით.

თეორიული თვალსაზრისით თანამედროვე ყინვაობის ცვალებადობის რეჟიმის შესწავლის ინტერესის გაზრდა დაკავშირებულია იმ გარემოებასთან, რომ იგი იძლევა შესაძლებლობას გათვალისწინებულ იქნეს თანამედროვე კლიმატური პირობების ცვალებადობის პროცესის მიმდინარეობა ათბობის ან აცივებას მიმართულებით.

მეორე მხრივ, თანამედროვე ყინვარების რეჟიმის ცვალებადობის და მათი მიწის ზედაპირზე გეოლოგიური ზედამოქმედების ხასიათის შესწავლა საშუალებას იძლევა აღდგენილ იქნეს მეოთხეული დროის ყინვარული საფარის ცვალებადობის პროცესის პალეოგეოგრაფიული სურათი, ყინვარული ნალექების წარმოშობის ხასიათის და მათი განლაგებისა და ყინვარული ეროზიის ბუნება.

თანამედროვე ყინვარების რეჟიმის და ცვალებადობის შესწავლა მეტად მნიშვნელოვანია პრაქტიკული გამოყენების თვალსაზრისითაც, კერძოდ სახალხო მეურნეობაში წყლის რესურსების გამოყენების მიზნით.

ყინვართა რეჟიმის შესწავლა და მათი ცვალებადობის კანონზომიერების დადგენა მორფოლოგიურ, მეტეოროლოგიურ და ჰიდროლოგიურ ურთიერთ დაზოკიდებულების გამოვლინების მიზნით, განსაკუთრებით აქტუალური ხდება კავკასიონის და შუაზღვის მდინარეთა ჩამონადენის შესწავლის საქმეში, რომელთა სათავეები მეტწილად დაკავშირებული არიან ყინვარულ კვებასთან.

ყინვარების ცვალებადობისადმი კავკასიონზე ყურადღება იქნა მიქცეული გასული საუკუნის მეორე ნახევრიდან (პ. აბიხი, ხ. დინიკი, დეში და სხვები). დაკვირვება ყინვარებზე მკვლევარების მიერ მეტწილად ვიზუალურ ხასიათს ატარებდა, მათი საერთო შემცირების, ან წინსვლის აღნიშვნით.

ყინვარების ცვალებადობაზე დაკვირვება მოსახერხებელი გახდა მას შემდეგ, როდესაც XIX საუკ. დასასრულს გადაღებულ იქნა სამხედრო ტოპოგრაფიული რუკები და ფოქსირებული, იმ დროისათვის არსებული, ყინვარების



მდგომარეობა. ამ გარემოებამ ხელშემწყობი პირობები შეუქმნა შემდეგ მკვლევარებს ცინვარების ცვალებადობის გამორკვევისათვის.

კავკასიონის ცინვარებზე კომპლექსური გამოკვლევები ცინვართა რეჟიმისა და ცვალებადობის შესასწავლად პირველად ჩატარებულ იქნა 1932—1933 წ. მეორე საერთაშორისო პოლარულ წელთან დაკავშირებით. აღნიშნულ წლებში ჩატარებული გამოკვლევების შედეგად კავკასიონის და კერძოდ, ზემო სვანეთის ცინვარების შესახებ გამოქვეყნდა მეტად საინტერესო მასალები ცინვარების რეჟიმის შესახებ [3].

ანალოგიური კომპლექსური გლაციოლოგიური გამოკვლევები ჩატარებულ იქნა მდ. რიონის ზემო წელის ცინვარებზე 1937 წ. [15].

1957 წ. გამოქვეყნდა ცნობები ცინვარების ცვალებადობის შესახებ კავკასიონის სამხრეთ კალთაზე უკანასკნელი 20—25 წ. მანძილზე [14]. 1958 წ. პ. კოვალიოვის მიერ ჩატარებულ იქნა დაკვირვებები დორაპალის ცინვარებზე.

რამდენიმე წელია, რაც დაკვირვებები მიმდინარეობს გერგეთის ცინვარზე (მწ. ყაზბეგი) საქართველოს პიდრომეტსამსახურის ხაზით.

1959 წ. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოგრაფიის ინსტიტუტი შეუდგა საქართველოს ცინვარების კომპლექსურ შესწავლას. ამ მიზნით ინსტიტუტის გლაციოლოგიური ჯგუფის მიერ 20 ივნისიდან 10 სექტემბრამდე დაკვირვებები სწარმოებდა ცინ. ცინ. ჭალათსა და ლეხზირზე¹.

ნახევრად სტაციონალური გლაციოლოგიური ექსპედიცია გაყოფილი იყო ორად — ჭალათის და ლეხზირის ჯგუფებად.

ცინვართა მორფოლოგიურ და ცინვარულ ფორმების შესწავლის მიზნით გამოკვლეულ იქნა ორთავ ცინვარის აუზი თავის შენაკადებით (რ. ხაზარაძე, გ. ლომთათიძე). ამავე დროს ჩატარებულ იქნა ცინვართა ენების ტოპოგრაფიული გადაღება და დასმულ იქნა „მარკები“ ცინვართა ენის ცვალებადობის შემდგომი დაკვირვებისათვის. სამწუხაროდ, ცინვარის წინ 1932—1933 წ. გაკეთებული მარკების ნახვა შეუძლებელი გახდა. ამავე დროს ინსტრუმენტური დაკვირვება წარმოებდა ცინვარის ენაზე გაკეთებულ გარდიგარდმო საკონტროლო ხაზზე ცინვარის მოძრაობაზე (რ. ჩეკურიშვილი). მეტეოროლოგიური დაკვირვებები (შ. ინაშვილი და თ. ლაშხი) წარმოებდა, როგორც ცინვარის წინ მოწყობილ სადგურზე, ისე თვით ცინვარზე: ჰაერის და ნიჟარის ზედაპირის ტემპერატურაზე, ქარის, ნალექიანობის, ღრუბლიანობის და ცინვარების აბლაციის შესახებ. გარდა ამისა, ზაფხულის განმავლობაში ცინვარ ლეხზირზე ტარდებოდა აქტიონმეტრიული დაკვირვებანი მზის რადიაციაზე.

ჰიდროლოგიური დაკვირვებები (გ. კურდღელიძე და გ. კალანდაძე) წარმოებდა ცინვარ ჭალათზე ცინვარის ენიდან 300 მ დაშორებით, ხოლო ლეხზირზე 750 მ დაშორებით. ჭალათზე ჩატარებულ იქნა ცინვარული ჩამონადენის ხარჯის ყოველდღიური გაზომვები 1959 28.VI-დან 6.IX-მდე.

¹ გლაციოლოგიურ ექსპედიციაში მონაწილეობას იღებდნენ: ექსპედიციის ხელმძღვანელი დ. წერეთელი, ექსპედიციის ხელმძღვანელის მოადგილე გ. კურდღელიძე, გ. ლომთათიძე, რ. ხაზარაძე, თ. ლაშხი, გ. კალანდაძე, შ. ინაშვილი, ტოპოგრაფიული გადაღება აწარმოებდა რ. ჩეკურიშვილი.

მდ. ლეხზირზე დაკვირვებები წარმოებდა დონის ცვალებადობაზე და ტექნიკურ დაბრკოლებათა გამო, ხარჯების აღება შესაძლებელი შეიქმნა მხოლოდ აგვისტოს ბოლო რიცხვებში.

წარმოებულ დაკვირვებათა ჰიდროკლიმატოლოგიური მასალები ყინ. ყინ. ჭალათსა და ლეხზირზე სინტერესოა, რადგან ამ მიმართულებით დაკვირვებებით, თუნდაც ხანმოკლე დროის მანძილზე, ამ ადგილებში ნაკლებად ჩატარებულა, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ 1932—33 წ. ყინ. ტვიბერზე ჩატარებულ გლაციომეტეოროლოგიურ დაკვირვებებს.

1959 წ. გლაციოლოგიური ექსპედიციის დაკვირვებები საშუალებას იძლევა წარმოდგენა ვიჭონით გარკვეულ დროის მონაკვეთში ტემპერატურის, ნალექიანობის, მოდნობისა და ყინვარული ჩამონადენის წყლის ხარჯის ურთიერთ დამოკიდებულების და რეჟიმის შესახებ.

ამასთანავე ყინვარების მოძრაობაზე დაკვირვებები და მათი შედარება წინათ არსებულ ყინვარის ენის მდებარეობასთან იძლევა საშუალებას დადგინდეს იქნეს ყინვარების უკან დახევის ინტენსივობის რიცხვობრივი მონაცემები. მსხვილმასშტაბიანი ტობოგადაღება საშუალებას მოგვცემს შემდგომ წლებში კიდევ მეტი სიზუსტით იქნეს დადგენილი ყინვართა ცვალებადობის რეჟიმი.

შემდგომი წლების გლაციოლოგიურ, მეტეოროლოგიურ და ჰიდროლოგიურ დაკვირვებათა ანალიზი, ვფიქრობთ, მეტ საშუალებას მოგვცემს ყინვარების რეჟიმის და ყინვარული ჩამონადენის კანონზომიერებისა და რეჟიმის დადგენის შესახებ.

ექსპედიციის მონაწილეთა სტატიებში მოცემულია 1959 წ. ზაფხულზე ჭალათის და ლეხზირის ყინვარებზე კომპლექსური დაკვირვების ფაქტიური მასალები, რომელიც ინტერესს მოკლებული არ უნდა იქნეს შემდგომში სხვა ყინვარებზე მოპოვებულ მასალებთან შესადარებლად და საერთო გლაციოლოგიურ და ჰიდრომეტეოროლოგიურ საკითხების განზოგადებისათვის (რომლებიც მოქმედებენ თანამედროვე ყინვარების და ყინვარულ ჩამონადენის რეჟიმზე).

სტატიაში მოცემული თავები საკითხების მიხედვით დამუშავებულია:

1. ყინვარ ჭალათის და ლეხზირის მორფოლოგიური დახასიათება — რ. ხაზარაძის და გ. ლომთათიძის მიერ.
2. მეტეოროლოგიური და აქტინომეტრიული დაკვირვებები ჭალათის და ლეხზირის ყინვარებზე — შ. ინაშვილისა და თ. ლაშჩის მიერ.
3. ჰიდროლოგიური და გლაციოლოგიური დაკვირვებები ჭალათის და ლეხზირის ყინვარებზე — გ. კურდღელიძის და გ. კალანდაძის მიერ.
4. ყინვარების ენების ტობოგრაფიული რუკები გადაღებული და შედგენილია რ. ჩეკურიშვილის მიერ.

1. ჭალათისა და ლეხზირის ყინვარების მორფოლოგიური დახასიათება

სამართო მიმოხილვა

თანამედროვე ყინვარების გავრცელების მხრივ კავკასიონი ჩამოუვარდება ალპებს. კავკასიონის ყინვარების საერთო ფართობი პოდოზერსკის [1] გამოანგარიშებით 1965 კმ² შეადგენს, ხოლო ალპების ყინვარების ფართობი კი 3766 კმ² აღწევს.



კავკასიონის ქედის საერთო გამყინვარება არათანაბარია. ყინვარები ყველაზე უფრო განვითარებულია კავკასიონის ქედის ცენტრალურ ნაწილში, იალბუჯსა და მყინვარწვერს შორის. ცენტრალური ნაწილი არა მარტო ყინვარების ფართობის სიდიდით გამოირჩევა, არამედ თვით ცალკეული ყინვარების სიდიდითაც. კავკასიონის ქედის აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნაწილებში გამყინვარება შედარებით ნაკლებად ინტენსიურია. გამყინვარების ხარისხის განსხვავება ძალიან მკვეთრად არის გამოხატული ორ მოპირდაპირე ფერდობზე. ჩრდილოეთ მხარეზე ყინვარები იჭერს 1465 კმ² ფართობს. სამხრეთ ფერდობზე კი არა უმეტეს 500 კმ². ყინვარების დიდი განვითარება ჩრდილო ფერდობზე აიხსნება ოროგრაფიული პირობებით. სამხრეთი ფერდობები კი გამოირჩევა დიდი დაქანებითა და შედარებით ნაკლები განშტოებები ახასიათებს. დასავლეთ ნაწილში, თუმცა არის განშტოებები, მაგრამ ვერ აღწევს ისეთ სიმაღლეს, რომელზედაც შეიძლება განვითარებულიყო ყინვარები. გამონაკლის წარმოადგენს სვანეთის ქედი, რომელიც გაუყვება კავკასიონის მთავარ ქედს ცენტრალურ ნაწილში. აქ გამყინვარებისათვის ფრიად ხელსაყრელი პირობებია შექმნილი. ამ უბანზე კავკასიონის კალთები გამყინვარების ინტენსივობით არ ჩამოუვარდება ჩრდილო კალთებს. მიუხედავად იმისა, რომ სამხრეთ კალთებზე მეტი ნალექები მოდის და აგრეთვე თოვლის ხაზი შედარებით დაბლა მდებარეობს, მაინც ჩრდილო ფერდობები მეტად არის გამყინვარებული, რადგანაც აქ თოვლის დაგროვების პირობები უკეთესია და რელიეფის დანაწევრებაც ხელსაყრელია, ამიტომ ჩრდილო ფერდობებზე ყინვარების სიდიდე უფრო მეტია. ვიდრე სამხრეთზე, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ცენტრალურ ნაწილს.

მდ. ენგურის აუზის ყინვარები. აუზი ყინვარების განვითარების მხრივ არ ჩამოუვარდება ცენტრალური კავკასიონის ჩრდილო ფერდობს. ეს აუზი მოქცეულია კავკასიონის მთავარ ქედსა და მის პარალელურ სვანეთის ქედს შორის. სამივე მხრიდან ხეობა ჩაკეტილია და ღია დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით შავი ზღვისაკენ. რელიეფის ძლიერი დასერილობა და ხელსაყრელი კლიმატური პირობები, კერძოდ ატმოსფერული ნალექების სიუხვე, ხელს უწყობს თოვლის ხაზის დაბლა მდებარეობას და ინტენსიურ გამყინვარებას განიცდის როგორც კავკასიონის მთავარი ქედი, ასევე სვანეთის ქედის ჩრდილოეთი კალთები. მათ ტოტებს შორის ჩაწოლილი თოვლი მრავალ ყინვარს ასაზრდოებს. უკანასკნელი კი წარმოადგენს მდ. ენგურის მარჯვენა და მარცხენა შენაკადების კვების წყაროს. ენგურის აუზს საქართველოში პირველი ადგილი უჭირავს არა მარტო ყინვართა რაოდენობით. არამედ ცალკეული ყინვარების სიდიდითაც.

ქვემოთ ჩვენ შევხებით ენგურის აუზის ორი უდიდესი ყინვარის ჭალათისა და ლეხზირის აღწერას.

ყინვარი ჭალათი

მდ. ენგურის აუზში ჭალათის ყინვარი სიდიდით ერთ-ერთი უდიდესთაგანია კავკასიონის სამხრეთ კალთაზე, იგი მოქცეულია ენგურის შენაკად მულხრის აუზში. ყინვარი ჭალათი სათავეს იღებს მწვ. ბეღელუხის (4037 მ) კალთებიდან, მიემართება სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით, ჩატინთაუსა და დალ აყო-

რას ქედებს შორის და ბოლოვდება 1850 მ-ის სიმაღლეზე ზღვ. დონიდან. ყინვარის საერთო სიგრძე არის 7,5კმ.

ჭალათის ყინვარის ფირნის ველი მოთავსებულია 3250 მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, აქეს სავარძელისებური ფორმა, აგებულია მარტივია, არა ვხვდებით ე. წ. „კამერებს“, იგი სამივე მხრიდან შემოსაზღვრულია თითქმის შევული ფერდობებით. დასავლეთიდან ფირნის ველში ეშვება მწ. ჩატინათუს (4405.5 მ) ფერდობები, რომლიდანაც წამოსული ზეავები თავს იყრიან ფირნის ველზე და წარმოადგენენ ყინვარის კვების ძირითად წყაროს. აღმოსავლეთიდან ფირნის საზღვრავს შედარებით დაბალი დალ აყორას (3672 მ) ქედი. ფირნის ველის დაწინაურება ძალიან დიდაა, ვხვდებით ყველა სახის ნაპრალებს, განსაკუთრებით ბევრია დახტული ნაპრალები, რაც გამოწვეულია ახალი თოვლის სიხვეით. ფერდობების ძირში ვხვდებით ე. წ. „ბერქშრუდებს“, რომლებიც ზოლის სახით ვასდევს ირგვლივ ფირნის ველს. ფირნის ველის დათოვლის ხარისხი ძალიან დიდია, დაახლოებით უდრის 0,5—1 მ. ჩატინათუს ფერდობიდან ეშვება თითქმის შევული ყინულვარდნილი, რომელიც ძირამდე ვერ აღწევს, ყინულვარდნილიც თავის მხრივ ყინვარის მკვებავს წარმოადგენს. სიგრძე ამ ყინულვარდნილისა დაახლოებით 150—200 მ-ს აღწევს. ფირნის ველის ზედაპირი უსწორმასწოროა, ვხვდებით ბორცვებს, რომელთა სიმაღლე 4—10 მ-დე აღწევს. მარადიული თოვლის ხაზის სიმაღლე ამ რაიონში, კერძოდ კი ჭალათზე, 3050 მ-ზე მდებარეობს. ყინულვარდნილების უბნებში ხეობა შევიწროებულია. ყინვარი წარმოდგენილია ძირითადი სამი ყინულვარდნილით. უკანასკნელი (დაბლა მდებარე) ყინულვარდნილის შემდეგ, ყინვარი ძლიერ ფართოვდება და ბოლომდე ფართო და თანაბარი ზოლის სახით მიედინება.

პირველი ყინულვარდნილი, რომელსაც თავზე ადევს ფირნის ველი, ეშვება 3100 მ-ს სიმაღლიდან 60°—75° დაქანებით, თითქმის მთლიანად დაჩეხილია ნაპრალებით; ვხვდებით ძალიან დიდი რაოდენობით ყინვარულ სერაკებს, რომლებიც სვეტებსა და კოშკებს მოგვაგონებს; სერაკების სიმაღლე 3—10 მ-მდე აღწევს, ხეობის სიგანე ამ ადგილას არის 600 მ. ნაპრალების სიღრმე დიდია; ჩვენს მიერ გაზომილი ნაპრალის სიღრმე იყო 45 მ, სიგანე 13 მ, სიგრძე 90 მ; ყინულვარდნილის ძირი მოთავსებულია 2800 მ-ის სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, ე. ი. პირველი ყინულვარდნილის ვერტიკალური სიმაღლე არს 300 მეტრი. ყინულვარდნილის ძირიდან ყინვარი გრძელდება თითქმის პორიზონტულად ოდნავი დაქანებით; სამხრეთ აღმოსავლეთის მიმართულებით ძლიერ დანაპრალეულია, ნაპრალების სიხშირე ზოგჯერ ისე დიდია, რომ მათი ჩანგრევით წარმოქმნილია უზარმაზარი ღრმულები, რომელთა სიღრმე ათეული მეტრებით იზომება. გვერდითი მორენები სუსტად არის განვითარებული. ყინვარი ორივე მხრიდან მოქცეულია ძირითად ქანებს შორის, რომელიც წარმოდგენილია გრანიტებით, გნეისებითა და კრისტალური ფიქლებით. ზოგ ადგილებში ვხვდებით თიხა-ფიქლებს. ყინვარი თავისუფალია მორენული მასალისაგან.

მეორე ყინულვარდნილის თავი მდებარეობს 2650 მ-ს სიმაღლეზე და ეშვება 70°—75° დაქანებით. ზედაპირი ძლიერ დანაწევრებულია; დაფარულია ნაპრალებით. ხშირად გვხვდება სერაკები სიმაღლით 5—10 მ-დე. ყინული საკმაოდ გაქუქყიანებულია, გადაჰკრავს რუხი ფერი.

მეორე ყინულვარდნილის ძირთან ჭალათის ყინვარს მარჯვენა მხრიდან ერთვის შენაკადი, რომლის სიგრძე 5,5 კმ უდრის, ზედაპირი შედარებით ნაკლებად არის დანაწევრებული. ნაპრალები გვხვდება ყინვარის მოხვევის ადგილებზე.



ში. შენაკადი ყინვარის საერთო დაქანება ქვემო წელში 15—20° არის და ასე გრძელდება 2900 მ-ის სიმაღლემდე. ფირნის ველი შედარებით დაბალია — 300 მ. აქვს ვარცლისებური ფორმა, ნაკლებ დათოვლილია. ყინვარი ეშვება მწვ. ჩატინთაუს ფერდობიდან. ფირნის ველი სამივე მხრიდან გარშემორტყმულია სახვავე ფერდობებით, საიდანაც წამოსული ზვავები თავს იყრიან ფირნის ველში. ყინვარის ზემო წელი წარმოდგენილია ყინულვარდნილით. მარჯვენა მხარეს ყინულვარდნილს გასდევს გვერდითი მორენა. მორენული მასალა წარმოდგენილია საკმაოდ დიდი ზომის ლოდებით, რომელთა დიამეტრი 0,5—4 მ-დე აღწევს. ყინვარის ზოგიერთი ნაპრალი, უმეტესად გვერდის ნაპრალები, ამოვსებულია მორენული მასალით. აბლაციის ფორმებიდან შენაკადის ყინვარის ქვემო წელზე გვხვდება ყინვარული მაგიდები, სოკოები, წისკილები, გუბები და ჭები. ჩამონადენი წყლები ყინვარის ზედაპირზე ახდენს ეროზიულ მოქმედებას. შენაკადის ყინვარის მარცხენა მხარეს, ფერდობზე, შეინიშნება მკვეთრად გამოსაჩული ტერასისებური საბეჭურები. რომლებიც წარმოქმნილია ორი საფეხურის სახით. ზოგ ადგილას შეინიშნება მესამე საფეხურის საწყისი. შენიშნული ტერასისებური საბეჭურები დაფარულია მორენული მასალით და ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს ყინვარის ინტენსიურ მოდნობასა და უკან დახევაზე.

შენაკადის შეერთების ადგილიდან ჰალათის ყინვარს გასდევს შუა მორენა მესამე ყინულვარდნილის თავამდე, აქ კი ნაპრალებში იკარგება. ზემო ნაწილში მორენული მასალა წარმოდგენილია დიდი ზომის ლოდებით, ქვემოთ კი მორენული მასალის სიდიდე კლებულობს. ყინვარის ეს ნაწილი მესამე ყინულვარდნილის თავამდე შედარებით ნაკლებად არის დანაპრალებული; თუ ვხვდებით ნაპრალებს, ისიც ნაპირებზე. ყინული საკმაოდ გაჭუჭყიანებულია. ყინვარის ზედაპირი დასერილია ნაკადულებით, რომელშიაც მოედინება მონადნობი წყალი.

მესამე ყინულვარდნილის თავი მოთავსებულია 2400 მ-ის სიმაღლეზე ზღვ. დონიდან. ეშვება შედარებით ნაკლები დაქანებით 40—45°. ზედაპირი ძლიერ დანაწევრებულია. ვხვდებით სერაკებს, რომლებიც წარმოდგენილია სვეტისებური და კოშკისებური წარმონაქმნებით. სერაკების თავზე შემორჩენილია მორენული მასალის დანაგროვები. ვხვდებით ყველა სახის ნაპრალებს, რომელთა სიღრმეები ათეული მეტრებით იზომება. ყინვარის ამ ნაწილში ყინული ძალიან გაჭუჭყიანებულია, რაც გამოწვეულია მორენული მასალის სიუხვით. ხეობის სიგანე ამ ნაწილში 490 მ. ყინულვარდნილი მოქცეულია ძირითად ქანებს შორის. მარჯვენა ფერდობი ნაკლები დაქანებით ხასიათდება და კარგად არის დამუშავებული ყინვარის მიერ, რასაც ადასტურებს ქანების გაბრიალებული ზედაპირი და ყინვარის მიერ დატოვებული ნაკაწრები. მარცხენა ფერდობი შევეულად ეშვება და ნაკლებადაც არის დამუშავებული ყინვარის მიერ. მესამე ყინულვარდნილის ძირი მდებარეობს 2180 მ-ის სიმაღლეზე ზღვის დონიდან. ვერტიკალური სიმაღლე ყინულვარდნილისა უდრის 220 მ-ს.

მესამე ყინულვარდნილის ძირიდან ყინვარი გრძელდება 20—30° დაქანებით. აქედან უკვე თითქმის მთელი ყინვარის ზედაპირი დაფარულია მორენული მასალით. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ყინვარის ცენტრალურ ნაწილში არსებულ სუფთა ყინულს, რომელსაც ენისებური მოყვანილობა აქვს და რომელიც ბოლოვდება 100—150 მ-ით ქვემოთ მესამე ყინულვარდნილის ძირიდან, ყინვარის ზედაპირის დანარჩენი ფართობი დაფარულია მორენული მასალით. და-

ნაპრალები ნაკლებია; ვხვდებით გვერდით ნაპრალებს, ისიც პატარა ზომისას. ყინვარის ზედაპირი უსწორმასწოროა; მორენული მასალის დაგროვების გამო წარმოქმნილია ბორცვები, სიმაღლით 6—10მ-მდე. ზედაპირი დასერილია ნაკადულებით, რომლებიც ერთდებიან და წარმოქმნიან ღელეს, რომელიც ბოლომდე გასდევს ყინვარს.

ჭალაათის ყინვარის ენა და შუბლის მორენები იმით არის აღსანიშნავი, რომ ენგურის აუზის თანამედროვე ყინვართა შორის ყველაზე დაბლა ჩამოდის და ამჟამად ბოლოვდება 1850 მ-ის აბსოლუტურ სიმაღლეზე. ყინვარის ენის დაბოლოება, შუა ნაწილში, ქარაფად არის ჩამოკვეთილი, გვერდები კი ქიმების სახით უფრო ქვემოთ ჩამოდის. ენის ბოლოსთან ყინვარი თითქმის მთლიანად დაფარულია მორენული მასალით და წარმოდგენილია მთელი თავისი სიგანით. ყინული საკმაოდ გატუჭყიანებულია. ყინვარის ზედაპირიდან ენის წინ განუწყვეტლივ ცვივა მორენული მასალა და ქმნის შუბლის პირენულ ზვინულებს. ყინვარის ენის ძირიდან წყალი რამდენიმე ნაკადის სახით გამოდის, რომლებიც ერთდებიან და წარმოქმნიან ძირითად ტოტს, რომელსაც მდ. ჭალაათს უწოდებენ მდ. ლეხზირთან შეერთების ადგილამდე, შემდეგ კი ნესტია-ჭალად იწოდება.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ჭალაათის ყინვარი წარმოდგენილია ყინულვარდნილებით. ყინულვარდნილების დაწოლა ხელს უწყობს ენის წინსვლით მოძრაობას, მაგრამ ყინვარის წინსვლით მოძრაობას ამავე დროს აფერხებს ინტენსიური მოდნობის პროცესები. თუ ყინვარის უკან დახვევის სიმძლავრე, შედარებით სხვა ყინვარებთან, უმნიშვნელოა, სამაგიეროდ მეტად შესამჩნევო ხდება მისი შემცირება სისქეში. ჭალაათზე ეს მოვლენა თვალსაჩინოდ არის წარმოდგენილი. მაგალითისათვის შეგვიძლია მოვიყვანოთ ის ფაქტი. რომ მიკდინარე წელს, აგვისტოში, 31 დღის განმავლობაში, ყინვარ ჭალაათზე მოდნობა იყო 2294 მმ. ხოლო მთლიანად მთელი ექსპედიციის პერიოდში (51 დღე, როცა წარმოებდა დაკვირვება) მოდნა 4086 მმ ყინული. ეს ყოველივე გვიჩვენებს, თუ როგორი ინტენსიურია მოდნობა ჭალაათის ყინვარზე.

ჭალაათის ყინვარის ენის ქვემოთ შეინიშნება შუბლის მორენები, რომლებიც ხეობის განივად, ზვინულების სახით, გარკვეული მანძილის დაშორებით არიან განლაგებულნი. შუბლის მორენების ასეთი განლაგება მიგვითითებს ყინვარის მოძრაობაზე. შუბლის მორენის თითოეული ზოლი მიგვითითებს ხანმოკლე შეჩერებაზე. შუბლის მორენის ასეთი ზოლები ჭალაათზე შეინიშნება ხუთი, რომლებიც ერთმანეთისაგან 20—30 მ-ით არის დაშორებული. იმ ადგილზე, სადაც ყინვარი ბოლოვდებოდა 1933 წ., არსებობს ბოლო მორენის მძლავრი ზვინული, რომელიც მიგვითითებს, რომ ამ წლიდან იწყება მომენტი ყინვარის შემცირების დროებით შეჩერებისა, რომლის შემდეგ ყინვარი ისევ იწყებს ინტენსიურ შემოკლებას. თუ ჩვენ გადავხედავთ მკლევართა დაკვირვებებს, შევამჩნევთ, რომ უკანასკნელი 26 წლის მანძილზე ყინვარ ჭალაათის საშუალო წლიური უკანდახვევა 10—11 მ-მდე აღწევს.

1933 წლის გაზომვით ჭალაათის ყინვარის ენის ბოლო ჩამოდიოდა 1736 მ სიმაღლეზე, 1957 წლის გაზომვით კი 1820 მ-ზე. თუ დაუყვევრდებით, საშუალო წლიური უკანდახვევა, ვერტიკალური სიმაღლით, არის 3—3.4 მ. რაც შეიძლება დასაშვებად ჩაითვალოს. სულ სხვაა თუ შევადარებთ უკან დახვევის ვერტიკალ-

ლურ სიმაღლეებს 1957—1959 წლების ანათვლებით. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ 1959 წ. ჭალათის ცინვარის ენა ბოლოვდებოდა 1850 მ სიმაღლეზე ზღვ. დონიდან; ე. ი. გამოდის, რომ ორი წლის მანძილზე ცინვარის ენას უკან დაუხევიდა 30 მ ვერტიკალური სიმაღლით. საშუალო წლიური უკანდახევა ვერტიკალური სიმაღლით გამოდის 15 მ, რაც ცინვარ ჭალათისათვის დაუშვებელია, თუ გამოვიანგარიშებთ საშუალო წლიურ ვერტიკალურ გადაადგილებას 1933—1959 წლებში არის 4—4,3 მ. რაც დასაშვებია ცინვარის უკან დახევისათვის.

ძველი და თანამედროვე მორენები

ზემო სვანეთი წარმოადგენს რაიონს, სადაც ყველაზე უფრო ჭარბობს დენუდაციური მოვლენები. რელიეფის შეცვლის ძირითად აგენტად ითვლება ცინვარული ეროზია, მაგრამ რელიეფის ფორმებზე, რა თქმა უნდა, დიდ გავლენას ახდენს აგრეთვე ლითოლოგია.

ჭალათის ცინვარს ორივე მხარეს გასდევს გვერდითი მორენის ორი ზეინული. მარჯვენა გვერდითი მორენა გადაკვეთს მესამე ცინულვარდნილს. მარცხენა გვერდითი მორენა დასაწყისს ღებულობს შედარებით ქვემოთ. მარცხენა გვერდითი მორენა სიმაღლით დაბალია მარჯვენა გვერდით მორენაზე და ძლიერ დანაწევრებული.

მესამე ცინულვარდნილის ძირიდან ცინვარის ორივე მხარეს გაჰყვება შეცემენტებული ძველი გვერდითი მორენა, რომლის სიმაღლე ცინვარის ზედაპირიდან აღწევს 50—60 მ. მთლიანად მთელი ხეობა მდ. ლეხზირის შეერთებამდე საესეა მორენული მასალის დანაგროვებით. მარცხენა, შედარებით ნაკლები დაქანების მქონე, ქვედა მეორე გვერდითი მორენა შეიმჩნევა მცირე მანძილზე. ენის ბოლოს ის შეუმჩნეველად გადადის პირველ გვერდით მორენაზე. ხეობის მარცხენა მხარეს, შედარებით ზემოთ, შეიმჩნევა მორენების კიდევ სამი მწკრივი, რომლებიც დასაწყისში ხეობას პარალელურად მიუყვებიან, შემდეგ კი ერთდებიან.

ამრიგად, ცინვარის მარცხენა მხარეზე წარმოდგენილია ძველი გვერდითი მორენის ხუთი მწკრივი, ბოლო მეხუთე გვერდითი მორენა მდ. ჭალათის ნაპირიდან დაახლოებით დაშორებულია 0,5 კმ და ყველაზე მეტად არის განვითარებული. პირველ მორენაზე მცენარეული საფარი არა გვაქვს. მეორე და მესამე მორენა დაფარულია დაბალი ტყით. მეოთხე და მეხუთე მორენა კი დაფარულია ხშირი ტყით.

ხეობის მარჯვენა მხარე ქვედა ნაწილში შედარებით ძლიერი დაქანებით ხასიათდება. ცინვარის ენის ბოლოს და ქვემოთ შეიმჩნევა სანაპირო მორენა. რომელიც ზოგ ადგილას წყდება და გაშიშვლებულია ცინვარის მიერ გაშლიფული და საკმაოდ დამუშავებული ძირითადი ქანებით. მდ. ლეხზირისა და მდ. ჭალათის შეერთების ადგილას, მარჯვენა სანაპირო მორენა წარმოქმნის მორენული მასალის ზეინულს, რომელიც დაფარულია ხშირი შერეული ტყით.

ჭალათის ცინვარის მორენული მასალა წარმოდგენილია გრანიტის, გნეისის და კრისტალური ფიქლების ნამტვრევებით. იშვიათად გვხვდება თიხა-ფიქლები.

ლეხზირის ყინვარი

ლეხზირის ყინვარის სიგრძე 11,8 კმ-ია, ხოლო ფართობი 35,42 კმ². იგი სამი გიგანტური ენისაგან შედგება, რომლებიც მოედინებიან აღმოსავლეთის, ჩრდილოეთის და დასავლეთის მხარეებიდან. სამივე ენის შეერთების ადგილას ყინვარს ჯვრის ფორმა აქვს. ენების ეროზიული მოქმედება ამ ადგილში იმდენად ძლიერია, რომ მათ საკმაოდ დიდი მოედანი გამოუმუშავებიათ, რომელსაც ჩაღრმავებული, ტაფობისებური ფორმა აქვს. აქედან ყინვარი უხვევს მთლიანად სამხრეთით და ჩამოდის 1950 მ-ზე (ზ. დ.).

ლეხზირის ყინვარის ძირითად მკვებავ წყაროდ ითვლება აღმოსავლეთი ენის მეტად საინტერესო და რთული აგებულების ფირნის ველი, რომლის ჩრდილო საზღვარს წარმოადგენს ულუტაუჩანას ქედი, აღმოსავლეთისა ბაშილ-ტაუსა (4146,8 მ) და სირიკოლა-ბაშის (4025 მ) მწვერვალები, ხოლო სამხრეთით ფირნის ველი შემოფარგლულია სვეტლარის (4112 მ) და მარიანაჟას (3579 მ) მწვერვალებით. ფირნის ველის გართულებულ აგებულებას განაპირობებს ის გარემოება, რომ მთავარი ქედიდან გამოსული განშტოებები საკმაოდ ღრმად იჭრება აუზში და ხელს უწყობს რამდენიმე ცალკეული, დამატებითი ფირნის წარმოშობას, რომლებიც მოზრდილი ყინულვარდნილებით უკავშირდებიან ცენტრალური ფირნის აუზს; ხოლო, რაც შეეხება ფირნის აუზის სამხრეთ-დასავლეთი ქედის ჩრდილო ფერდობებს, იგი მეტად ციცაბოა და წარმოადგენს თოვლის ზედავებით მუდმივ მკვებავ წყაროს აღნიშნულ ფირნის ველისათვის.

აღმოსავლეთ ტოტის ცენტრალურ ყინულვარდნილს მარჯვენა მხრიდან მოსდევს 5—6 მეტრი სიმაღლის მორენა, რომელიც ჩაჰყვება მას ბოლომდე და აქ უერთდება ძირითადი ყინვარის გვირდით მორენას. აღნიშნული ყინულვარდნილის ბოლოში ჩრდილო ფერდობებიდან ხშირია კულუარში თოვლის ზედავები; ისინი იმდენად ძლიერნი არიან, რომ იმ გრანდიოზულ მორენას, რომელიც ყინულვარდნილს მოსდევს, მისი დარტყმითი ძალის მოქმედებით მიმართულება შეცვლილი აქვს და გვერდით კი აღარ მიჰყვება ყინვარს. არამედ ეშვება ყინულვარდნილის ძირში, სადაც დროებით წყვეტს თავის არსებობას.

ყინვარი თითქმის მთლიანად დანაწევრებულია, როგორც ვასწვრივი, ისე გარდიგარდმო ნაპრალებით. ჩვენს მიერ გაზომილი ერთ-ერთი ნარბალის სიგანე 4—5 მ იყო, სიღრმე კი 50 მ-ზე მეტი.

ყინვარის ენის მარცხენა ფერდობები უფრო მეტ ეროზიულ დაშლას განიცდიან, ვიდრე მისი მარჯვენა ფერდობები. მიზეზი ამისა აიხსნება იმით, რომ ჩრდილო ფერდობები შევუღალა ეშვებიან ყინვარის ნაპირებისაკენ, რომლებზედაც არ არის ხელშეწყობი პირობები თოვლის დაგროვებისა და ამიტომაც ნაკლებად გვევლინება თოვლის ზედავები, ხოლო სამხრეთი ფერდობები შედარებით სუსტი დაქანებისა არიან, რაზედაც ხშირია თოვლის ზედავების მოვლენები და მასთან ერთად მისი განშტოებები ღრმად იჭრებიან ძირითად ყინვარში (ყინვარის მოქმედება გამოიხატება გზად შეხვედრილი შვერილების მონგრევაში, კედლების მოხარატებაში, მათ მოსწორება-მომრგვალებაში).

ყინვარის ზედაპირზე გვხვდება უამრავი ვასწვრივი და გარდიგარდმო ნაპრალები. პირველნი წარმოიშობიან ცენტრალური ყინულვარდნილის შემდეგ, როდესაც ყინვარი თავის კალაპოტს იფართოებს. განაპირა ნაპრალები განვითარებულია ყინვარის დენის კუთხურად, რომლებიც წარმოიშობიან მოძრაობის



არათანაბარი სიჩქარის შედეგად მის შუა და განაპირა ნაწილებში. ამ ნაპრალების მიმართულება პერპენდიკულარულია ცინვარის დაჭიმულობის ძალისა და ამოვსებული არიან მორენული მასალით.

ცინვარის ენის ქვემო ნაწილში არსებობს გრანდიოზული მორენული მასალა, რომელიც ჩამოტანილია თოვლის ზევეებით სამხრეთით მოსაზღვრე ქედის ჩრდილო ფერდობებიდან. ეს ზევეები იმდენად ძლიერები არიან, რომ აღნიშნულ მორენულ მასალას ცინვარის შუა ნაწილამდე ეზიდებიან, სადაც უერთდება ზემოხსენებული ზედაპირის ინტენსიური დნობით წარმოშობილ შუა მორენას. ამ მასალით დაფარული ცინვარის ზოგიერთი უბანი განიცდის შედარებით ნაკლებ აბლაციას და საკმაოდ მაღლა არის აზიდული სხვა დანარჩენი ზედაპირიდან. რაც შეეხება ცინვარის შუა ნაწილს, მასზედ მორენული მასალა ნაწილდება, როგორც ზემოთ აღვნიშნავდით, ცალკეული ქანების ნატეხებით, სხვადასხვა სისქის და ზომით, აგრეთვე ერთდროული დაგროვებებით, რომლებიც ერთი მეორისაგან გამოყოფილი არიან სუფთა ცინულით ანდა ნაკლებად გაჭუჭყიანებული ცინულით, ასეთი მორენული მასალის განაწილება სხვადასხვანაირად განაპირობებს ცინვარის ზედაპირის ინტენსიურ დნობას მის ცალკეულ უბნებზე.

ცინვარის, როგორც სანაპირო ასევე შუა მორენების ამოღება საშუალებას იძლევა თავი მოუყაროს ერთად იმ პატარა ნაკადულებს, რომლებიც ჩნდება ცინვარის ზედაპირზე ზაფხულის ინტენსიური დნობის დროს და შეიქმნას ერთი მთლიანი დელე. ნაკადებით გამოწვეული სიღრმითი ჩაჭრის ეროზია ვაცილებით დიდია, ვიდრე მორენებისაგან დაფარული გორებიანი ცინვარის ზედაპირის ინტენსიური დნობა.

ლეხზირის ცინვარზე არსებობს ორი ტბა, რომლებიც ცენტრალური ცინულვარდნილიდან 350—400 მ ქვემოთ მდებარეობენ. პირველის სიგანე, რომელიც უფრო ჩრდილო-დასავლეთით მდებარეობს, 4-მეტრია, სიგრძე 8 მ, ხოლო სიღრმე 1,5 მ. მეორე ტბა შედარებით დიდია და სამხრეთ-დასავლეთით მდებარეობს; სიგანე 5—6 მ-ია, სიგრძე 25 მ, სიღრმე კი, პირველთან შედარებით, მცირე, 0,5—1 მ-მდე. ეს ორივე ტბა ერთი მეორესთან დაკავშირებულია პირველი ტბიდან და გამომდინარე წყლის მიერ ჩაჭრილი ღარით, რომლის სიგანე 2 მეტრია. სიღრმე კი 0,5 მ. მეორე ტბიდან ამავე სიღრმის ღარით გამოედინება საკმაოდ მოზრდილი ნაკადული, რომელიც ცინვარის შუა ნაწილში მიედინება. მის კედლებზე კარგადაა შესამჩნევი ცინულის ვერტიკალური შრეობრიობა.

დასავლეთის მხრიდან ჩამოსული ცინვარული ტოტის ზედაპირი, ყველგან ერთნაირი არ არის. აქ ჭარბობს თოვლის მინდვრები და ფერდობები. ფირნის მულდის ნაპირას გაჭიმულია ნაპრალები, რომელზედაც თოვლის ხიდებია ვაწოლილი. მხოლოდ შესართავში, სადაც ადგილი აქვს პერიოდულ ზევეებს, გვხვდება თოვლისა და ცინულის კონუსები. კვების აუზის პროფილი შეზნეპილია და დანაპრალიანებული. მეტად საინტერესოა ცინვარის ზედაპირის მოკვანილობა იქ, სადაც ნაპრალები ჰყოფენ ცინულს რიგ განივ ნაკვეთებად; იქ განვითარებულია სერაკები, ხოლო ცინვარის ქვემო წელში, სადაც იგი იფარება სანაპირო და შუა მორენებით, ვითარდება ბორცვები.

იქ, სადაც დასავლეთის ცინვარის ტოტს უერთდება ჩრდილოეთიდან ჩამოსული ცინულვარდნილი, ძირითადი ცინვარის ზედაპირზე არსებობს სანაპირო და შუა მორენები. მორენული ზოლის სიმაღლე, განსაკუთრებით შუა მორენისა, 8—10 მეტრს აღწევს.

ზემოჩამოთვლილი სამივე ყინვარული ტოტის შეერთების ადგილი, წარმოადგენს არ მორენული მასალის შემკრებ აუზს და თავისებური რთული რელიეფით ხასიათდება. აქ ჩვენ ვხვდებით ყველა ზომის ლოდებს დაწყებული 0,5 მ-დან 4—5 მ-ის მქონე დიამეტრამდე. აქედან ყინვარის ენა, როგორც ზემოთ აღვნიშნავდით, უხვევს სამხრეთით და იხურავს საკმაოდ დიდი სისქის მქონე მორენულ საბანს.

ლეხზირის ყინვარის ენა განშტოებების შეერთების ადგილიდან ბოლომდის, შთელი მისი ყინვარის ფართობთან შედარებით, გამოირჩევა უმნიშვნელო განზომილებით. ეს ეშვება 4 კმ-ის სიგრძეზე და აქვს 0,5—0,7 კმ ვანი. ენის ზედაპირი დამსხვრეულია მრავალი ნაპრალებით, რომელთა ფორმა და ხასიათი ერთი შეგორისაგან განსხვავებულია. იქმნება ბევრი აზავებები, ყინვართა ქედები და ფარულია მორენებით და სხვა. საერთოდ იგი ქაოსის შთაბეჭდილებას ტოვებს, რომელშიაც გარკვევა სხვადასხვა ხასიათის მორენებისა შეუძლებელია.

ყინვარ ლეხზირის ენის ზედაპირის ინტენსიური დნობა ყველა ადგილზე ერთნაირი არ არის. ენის შუა ნაწილი ჩამონგრეულია და ოდნავ უკან არის დახეული, ვიდრე ნაპირები. ვერტიკალური სიმაღლე ამ ნაწილში 20 მ-დე აღწევს.

ყურადღების ღირსია ის მოვლენები, რომლებსაც მივყავართ ყინვარის შასის შემცირებისაკენ. კლება ხდება ყინვარის მთელ სხეულში, როგორც ფირნის ხაზს ზემოთ, ისევე ქვემოთ.

ლიტერატურაში არაერთხელ აღნიშნულა, რომ უკანასკნელ ხანში აღინიშნება კლიმატის შესამჩნევი დათბობა. ეს მტკიცდება მრავალი დაკვირვებების ანალიზით. ფინეთში კალევესიის ტბაზე, მდ. ნევაზე და დასავლეთ დვინაზე, სადაც ყინვიანობის ხანგრძლიობა უკანასკნელ ასეულ წელში, შედარებით წინმავალი 250 წლის პერიოდთან, 2—3 კვირით შემცირდა.

სავსებით ბუნებრივია, რომ კლიმატის დათბობა, რომელსაც ადგილი აქვს ამ ბოლო დროში, თავისებურად უნდა მოქმედებდეს ყინვარების უკანდახევის სიჩქარეზე, რის ბრწყინვალე მაგალითსაც იძლევა ყინვარი ლეხზირი. ქვემოთ მოგვყავს ენის სიმაღლის განმსაზღვრელი ცხრილი, აღებული სხვადასხვა წლებში რამდენიმე მკვლევრის მიერ.

ყინვარი	დამკვირვებელი	ყინვარის ენის სიმაღლე ზ. დ. მ-ში	წ ი ლ ი
ლეხზირი	ბოდოზერსკი კ.	1735	1911
	რუტკოვსკაია ვ.	1857	1933
	ბელიაშვილი ა.	1881	1933
	წერეთელი დ.	1870	1957
	გეოგრაფიის ინსტიტუტის გლაციოლოგიური ექსპედიცია	1950	1959

ა. ბელიაშვილის მონაცემიდან გამომდინარე ყინვარის ვერტიკალური გადასაცვლები, 26 წლის განმავლობაში (1933—1959 წწ.) 69—70 მ უდრის. თუ ყინვარის ენის 1933 წლის მდებარეობას შევადარებთ იმ მდგომარეობასთან, რომელიც მას ჰქონდა XIX საუკუნეში, 90 წლებში, ყინვარის შემცირება 40—45 წლის მანძილზე 1250 მ აღწევდა, ხოლო 1933 წლიდან 1959 წლამდე მას 450—500 მ-ით დაუხვევია უკან. 60—70 წლის მანძილზე ყინვარი შემცირდა 1700 მ-ით. ყინვა-

რის საშუალო წლიური უკან დახევა 1896 წლიდან 1933 წლამდე 16 მ აღწევს, ხოლო 1933 წლიდან 1959 წლამდე—22 მ (დ. წერეთელი).

სიჩქარის განსაზღვრასთან ერთად ყინვარ ლეხზირზე, რომელიც ზაფხულის სეზონში დაახლოებით 4—6 სმ-ით საშუალო დღელამური სიჩქარით ადგილდებოდა, ჩვენს მიერ სწარმოებდა აგრეთვე დაკვირვება მისი ენის უკან დახევაზე. ენის წინამდებარე ქვიდან გაზომილი მანძილი 1. 8. 59 წ. აღმოჩნდა 320 მ, ხოლო განმოერებითი მანძილი 20.8.59 წ. იყო 321 მ, ე. ი. 21 დღის განმავლობაში უკან დაუხევი 1 მეტრი, სადაც საუშუალო დღელამური უკან დახევა 5 სმ-ის ტოლია (რ. ჩეკურიშვილი).

დაკვირვებას ყველა ციფრობრივ მონაცემებზე რაც ზემოთ მოგვყავს, მიყვებით იმ დასკვნამდე, რომ ლეხზირის ყინვარი განიცდის მუდმივ უკან დახევას.

2. მეტეოროლოგიური და ატმონომეტრიული დაკვირვებებში ყინვარ ჰალაათზე და ლეხზირზე

1959 წლის ზაფხულში ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის გლაციოლოგიური ჯგუფის მიერ ჩატარებულ იქნა მეტეოროლოგიური დაკვირვებანი ზემო სვანეთის ყინვარებზე. ჯგუფი გაიყო ორ ნაწილად. ერთ ნაწილს დავალა დაკვირვებები ჩატარებინა ყინვარ ჰალაათზე, ხოლო მეორე ნაწილს — ყინვარ ლეხზირზე. ორივე ყინვართან მოწყობილ იქნა მეორე თანრიგის მეტეოროლოგიური სადგურები. ყინვარ ჰალაათთან სადგური მდებარეობდა 1800 მ, ხოლო ლეხზირზე 1874 მეტრის სიმაღლეზე ზღვის დონედან. აგვისტოს თვეში ლეხზირის სადგური გადატანილ იქნა მორენით დაფარულ ყინვარის ზედაპირზე (2020 მეტრი ზ. დ.). ჰალაათის ყინვარზე დაკვირვებებს აწარმოებდა თ. ლაშვი, ხოლო ლეხზირის ყინვარზე შ. ინაშვილი.

მეტეოროლოგიური დაკვირვებები სწარმოებდა 1, 7, 13 და 19 საათებში. ატმონომეტრიულ იარაღებზე დაკვირვება ტარდებოდა ყოველ 3 საათში: 7, 11, 13, 16 და 19 საათებში. დაკვირვებები წარმოებდა შემდეგ ელემენტებზე: ხილვადობა, ღრუბლიანობა (რაოდენობა, ფორმა და ქვედა საზღვრის სიმაღლე), ჰაერის წნევა, ქარის მიმართულება და სიჩქარე, ჰაერის და ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა და ატმოსფერული ნალექი.

სადგურ ჰალაათზე მზის პირდაპირ რადიაციაზე (S) დაკვირვება წარმოებდა სავინოვ-იანიშვესკის თერმომეტრიულ ატმონომეტრით, ხოლო გაბნეულ რადიაციაზე (D) და ჯამურ რადიაციაზე (Q) იანიშვესკის პირანომეტრით.

ლეხზირის ყინვარზე დაკვირვება ჩატარდა ბილოვა-იანიშვესკის საველე ალბედომეტრით — მზის გაბნეულ რადიაციაზე, მზის ჯამურ რადიაციაზე და მზის არეკლილ რადიაციაზე (R_κ). დაკვირვებას ვაწარმოებდით, როგორც მორენით დაფარულ ყინვარის ზედაპირზე, ისე მორენულ ნაშალ მასალაზე. ვარდა ამისა დაკვირვება წარმოებდა ყინვარის სუფთა ზედაპირზე (ცალკეულ შემთხვევებში).

ორივე სადგურზე დაკვირვებების შედეგად მიღებული მასალის მონაცემებიდან შევადგინეთ ქვემოთ მოცემული ცხრილები (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11) და ავგავთ სათანადო გრაფიკები (1, 2, 3).

ცხრილი 1

ჭაერის საშუალო ტემპერატურა (ჭალაათი)

თვეები	1 საათი	7 საათი	13 საათი	19 საათი	საშუალო 4 ვადიანი და- კვირვებიდან	საშუალო მაქსი- მუმი	საშუალო მინიმუმი
ივლისი	12 ^o ,6	14 ^o ,5	20 ^o ,1	17 ^o ,3	16 ^o ,1	21 ^o ,1	10 ^o ,5
აგვისტო	10 ^o ,7	9 ^o ,8	17 ^o ,3	14 ^o ,8	13 ^o ,1	18 ^o ,3	9 ^o ,0

ცხრილი 2

ექსტრემალური ტემპერატურა

თვეები	საშუალო თვიური				მაქსიმუმი ვადიანი დაკვირვე- ბიდან	თვის რიცხვი	აბსოლ. მაქს.	თვის რიცხვი	აბსოლ. მინიმ.	თვის რიცხვი
	მაქს.	თვის რიცხვი	მინ.	თვის რიცხვი						
ივლისი	20 ^o ,1	16	10 ^o ,3	11	26 ^o ,9	17	28 ^o ,0	17	7 ^o ,1	1
აგვისტო	17 ^o ,1	4	9 ^o ,8	23	22 ^o ,4	29	22 ^o ,4	4,29	6 ^o ,3	25

ცხრილი 3

დღეთა რიცხვები საშუალო დღელამური ტემპერატურებით (ჭალაათი)

თვეები	4 ^o ,1-დან 10 ^o ,0-მდე	10 ^o ,1-დან 15 ^o ,0-მდე	15 ^o ,1-დან 20 ^o ,0-მდე	20 ^o ,1-დან 25 ^o ,0-მდე
ივლისი	—	15	15	1
აგვისტო	2	24	5	—

გრაფიკ I-ზე მოცემულია ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების მსვლელობა სადგურ ჭალაათზე (1959 წ. ივლისი).

ჭაერის დღელამური მაქსიმალური ტემპერატურა ყველაზე მაღალ მაჩვენებელს აღწევს 17 ივლისს. აქ 10-დან 17 ივლისამდე მრუდი მკვეთრად იზრდება (ამპლიტუდი 15^o,2). 17 ივლისის შემდეგ, დაკვირვების მთელი პერიოდის მანძილზე, ტემპერატურის ასეთი მკვეთრი ზრდა არ ყოფილა. დღელამური მინიმალური ტემპერატურა უმცირესია მოღრუბლულ და ნალექიან დღეებში.

ლეხზირის სადგურზე საშუალო დღელამური ტემპერატურების ყველაზე მაღალი სიდიდე დაკვირვების მანძილზე 18 ივლისისაა 21^o,6, ხოლო ყველაზე დაბალი 3 სექტემბერს 5^o,8.

ბრის მონაცემები ზედ ყინვარზე მორენული ნაშალი მასალით დაფარულ ზედაპირზე.

აღნიშნულ სადგურზე ჰაერის დღელამური მაქსიმალური ტემპერატურების მსვლელობა 10-დან 18 ივლისამდე, ჭალაათის მსგავსად, მკვეთრად იზრდება (ამპლიტუდი დიდი და უდრის 17°,3).

ჰაერის დღელამური მინიმალური ტემპერატურა ენის წინ არსებულ სადგურზე უმცირესი იყო 26 ივლისს 6°,8.

აგვისტოს თვეში დაკვირვება წარმოებდა ლეხზირის ყინვარის მორენული ნაშალი მასალით დაფარულ ზედაპირზე. აღნიშნული თვის ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურის ყველაზე მაღალი სიდიდე 4 რიცხვში უდრის 15°,2, ხოლო ჰაერის დღელამური მაქსიმალური ტემპერატურა 3 აგვისტოს 22°,4. ჰაერის დღელამური მინიმალური ტემპერატურა 25 აგვისტოს უდრის 3°,4, ხოლო 4 სექტემბერს 2°,8.

ცხრილი 4

საშუალო თვიური ტემპერატურა, აგვისტო 1959

სადგური	1 საათი	7 საათი	13 საათი	19 საათი	საშუალო 4 ვადიანი და- კვირებიდან	საშუალო მაქსი- მუმი	საშუალო მინიმუმი
ჭალაათი	10°,7	9°,8	17°,3	14°,8	13°,1	18°,3	9°,0
ლეხზირი	9°,7	7°,2	15°,5	13°,2	11°,4	16°,9	7°,6

ცხრილი 5

ჰაერის ტემპერატურა, აგვისტო 1959 წ.

სადგურები	საშ. დღელამური				მაქსიმუმი ვადიანი და- კვირებე- ბიდან	თვის რი- ცვი	აბსოლ. მაქსიმუმი	თვის რი- ცვი	აბს. მინიმ.	თვის რი- ცვი
	მაქს.	თვის რი- ცვი	მინიმ.	თვის რი- ცვი						
ჭალაათი	17°,1	4	9°,8	23	22°,4	29	22°,4	4,29	6°,3	21
ლეხზირი	15°,2	3	8°,3	23	21°,2	4	22°,4	3	3°,4	2

როგორც ზევით აღვნიშნეთ, სადგურები სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარეობენ ზღვის დონედან. სიმაღლეთა შორის სხვაობა არის 220 მეტრი. საშუალოდ ყოველ 100 მეტრზე სიმაღლის ზრდასთან ერთად ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ეცემა 0°,6. 7 საათზე დაკვირვებების დროს სადგურებზე მიღებულ მონაცემებს შორის განსხვავება 2°.6. ეს განსხვავება გამოწვეულია ოროგრაფიული პირობებით, რაც ლეხზირის სადგურზე იწვევდა მზის მოგვიანებით ამოსვლას.

წნევის საშუალო თვიური სიდიდეები სადგურ ჭალაათზე ივლისის და აგვისტოს თვეში თანაბარია და უდრის 812,4 მილიბარს. ლეხზირზე ივლისის თვეში წნევის საშუალო თვიური სიდიდე 805,2 მილიბარია (სადგური ლეხზირი ზღვის დონედან 70 მეტრით მაღლა მდებარეობს ვიდრე ჭალაათი). აგვისტოს თვეში.

ლენხირის სადგური გადატანილ იქნა უფრო მაღლა (მოკუნულ ნაშალ მასალით დაფარულ ყინვარის ზედაპირზე), 2020 მეტრზე ზღვის დონიდან, სადაც წნევის საშუალო თვიური სიდიდე 791,6 მმ-ია.

ჭალაათის სადგურზე ივლისის თვეში ქარის საშუალო თვიური სიჩქარე უდრის 2,2 მეტრ/წამს, ხოლო აგვისტოში 1, 8 მეტრს/წამში. დაკვირვებათა მანძილზე ძირითადად ქროდა ჩრდილო-დასავლეთის ქარი.

სადგურ ლენხირზე ივლისის თვის ქარის საშუალო თვიური სიჩქარე უდრის 2.6 მეტრ/წამს, აგვისტოს თვეში 2,7 მეტრ/წამს.

ორივე სადგურზე ქარის მაქსიმალური სიჩქარე არ აღემატება, 6,5 მეტრ/წამს.

სადგურ ჭალაათზე დაკვირვებათა მანძილზე (1 ივლისიდან 5 სექტემბრამდე) გაზომილი ნალექის ჯამი 190,6 მმ-ია. სადგურ ლენხირზე 217,1 მმ-ია. ორივე სადგურზე ღამის საათებში მოსული ნალექების ჯამი ბევრად აღემატება დღის საათებში მოსული ნალექების ჯამს. მაგალითად, სადგურ ჭალაათზე ივლისის თვეში მოსული ნალექების რაოდენობა უდრის 64,3 მმ-ს, აქედან 49,1 მმ-ი ნალექი მოვიდა ღამის საათებში, ხოლო 15,2 მმ-ი ნალექი დღის საათებში.

აგვისტოს თვეში ღამის საათებში მოსული ნალექი 60,4 მმ-ია, ხოლო დღის საათებში 28,4 მმ-ია.

ივლისის თვეში ლენხირის სადგურზე მოსული ნალექის ჯამი უდრის 118,3 მმ-ს. ღამის საათებში მოვიდა 84,2 მმ-ი, ხოლო დღის საათებში 34.1 მმ-ია.

აგვისტოს თვის ნალექების ჯამი უდრის 102,8 მმ-ს. აქედან ღამე მოვიდა 66,2 მმ-ი, ხოლო დღე 36, 6 მმ-ია.

ცხრილი 6

ნიადაგის ზედაპირის საშუალო თვიური ტემპერატურა მორენულ ნაშალ მასალით დაფარულ ზედაპირზე (ჭალაათი)

თვეები	1 საათი	7 საათი	13 საათი	19 საათი	საშუალო	მაქსიმალური ვაღიანი დაკვირვებიდან.	მაქსიმალური	მინიმალური ვაღიანი დაკვირვებიდან
ივლისი	12,0	11,3	28,6	17,7	17,4	44,5 17/VII	46,0 17/VII	7,0 2/VII
აგვისტო	11,0	9,9	24,4	15,2	15,1	36,4 27/VIII	37,6 29/VIII	7,0 25/VIII

ცხრილი 7

ნიადაგის ზედაპირის საშუალო თვიური ტემპერატურა მორენულ ნაშალ მასალით დაფარულ ზედაპირზე (ლენხირი)

თ ვ ე	1 საათი	7 საათი	13 საათი	19 საათი	საშუალო	მაქსიმალური ვაღიანი დაკვირვებიდან	მინიმალური ვაღიანი დაკვირვებიდან
ივლისი	11,3	10,4	34,4	16,5	18,2	47,8 4/VII	4,3 22/VII

საშუალო თვიური ტემპერატურა ყინვარზე მორენულ ნაშალ მასალით დაფარულ ყინვარის ზედაპირზე (ლეხზირი)

თ ვ ე	7 საათი	13 საათი	19 საათი	მაქსიმალური ვადიანი დაკვი- რებებიდან
აგვისტო	4,5	18,4	8,1	29,3 26/VIII

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე (ორივე სადგურზე) დაკვირვებები ჩატარდა მაქსიმალური და ვადიანი თერმომეტრებით.

სადგურ ქალაათზე ივლისის და აგვისტოს თვეში დაკვირვება ჩატარდა ყინვარის ენის წინ არსებულ სადგურზე (1800 მ ზ. დ.), სადაც 17 ივლისს 13 საათზე ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა (ვადიანი თერმომეტრით) უდრიდა 44°,5, ხოლო ყველაზე დაბალი 7°,0-სი 2 ივლისს;

მაქსიმალური თერმომეტრით გაზომილი ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა 17 ივლისს უდრის 46°,0-ს.

აგვისტოს თვეში ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა (ვადიანი თერმომეტრით) 27 რიცხვში 36°,4-ია, ხოლო ყველაზე დაბალი 7°,0 25 რიცხვში.

მაქსიმალური თერმომეტრის ჩვენებით ამავე თვეში ყველაზე მაღალი ტემპერატურა იყო 29 აგვისტოს 37,6°. უფრო მაღალი ტემპერატურაა 1 სექტემბერს 38°,3.

სადგურ ლეხზირზე ივლისის თვეში ანათვლები აღებულ იქნა ენის წინ არსებულ სადგურზე (1870 მეტრი ზ. დ.), ხოლო აგვისტოს თვეში ორივე თერმომეტრი გადატანილ იქნა (2020 მ-რი ზ. დ.) ყინვარის ენაზე. მორენული ნაშალი მასალით დაფარულ ზედაპირზე.

ივლისის თვეში (ვადიანი თერმომეტრით) ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა 47,8 მივიღეთ 4 რიცხვში, ხოლო ყველაზე დაბალი ტემპერატურა 4,3 ივლისის 22-ში.

მაქსიმალურ თერმომეტრით გაზომილი ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა უდრის 48°,3 (17 ივლისს).

აგვისტოს თვეში ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა 26 რიცხვში (ვადიანი თერმომეტრით) უდრის 29,3, ხოლო ყველაზე დაბალი 25 აგვისტოს 1°,1.

მაქსიმალური თერმომეტრით გაზომილი ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა 26 აგვისტოს უდრის 33°,7, ხოლო ყველაზე დაბალი 25 აგვისტოს 1°,1.

სადგურ ქალაათზე მზის პირდაპირი რადიაცია (S) 14 ივლისს 13 საათზე უდრიდა 1,54 კალ/სმ². წუთში. ამის მახლობელ სიდიდეს ადგილი აქვს 15 ივლისს და უდრის 1,53 კალ/სმ². წუთში.

2 აგვისტოს მზის პირდაპირი რადიაციის სიდიდე 13 საათზე უდრის 1,48, 3 აგვისტოს 1,50 და 25 აგვისტოს 1,46 კალ/სმ². წუთში.



ჯამური რადიაციის (Q) მაღალი მაჩვენებლით ხასიათდება როგორც ივლისი, ასევე აგვისტო. მაგალითად: 1 ივლისს ჯამური რადიაციის მაჩვენებელი 13 საათზე უდრიდა 1,85 კალ/სმ² წუთში.

აგვისტოს თვეში ჯამური რადიაცია უფრო მაღალი მაჩვენებლებით ხასიათდება. 9 რიცხვში ჯამური რადიაცია 13 საათზე ტოლია 1,90 კალ/სმ² წუთში. ამავე თვის 1 აგვისტოს ტოლია 1,70; 2-ში 1,65 და 24 აგვისტოს 1,73 კალ/სმ² წუთში.

ქალაატის სადგურზე დაკვირვება სწარმოებდა აგრეთვე მზის გაბნეულ რადიაციაზე (D). ივლისის თვეში გაბნეული რადიაციის მაღალი მაჩვენებელი იქნა მიღებული 13 საათზე 31 რიცხვში. მისი სიდიდე უდრის 0,62 კალ/სმ² წუთში. გაბნეული რადიაციის უფრო მაღალი მაჩვენებლით აღინიშნა 9 აგვისტო—0,76 კალ/სმ² წუთში.

ცხრილი 9

სადგურ ქალაატის ივლისის და აგვისტოს საშუალო თვიური რადიაციული მაჩვენებლები (ვადიანი დაკვირვების მიხედვით)

თვეები	7 საათი				10 საათი				13 საათი				16 საათი				19 საათი			
	S	S'	D	Q	S	S'	D	Q	S	S'	D	Q	S	S'	D	Q	S	S'	D	Q
ივლისი	—	—	0,08	—	1,16	0,94	0,21	1,10	1,32	1,19	0,29	1,45	1,30	0,80	0,26	1,02	—	—	0,11	—
აგვისტო	—	—	0,04	—	1,24	0,95	0,27	1,17	1,34	1,12	0,36	1,44	1,23	0,65	0,26	0,95	—	—	0,04	—

სადგურ ლეხზირზე დაკვირვებები წარმოებდა მზის გაბნეულ, ჯამურ და არეკლილ რადიაციაზე: ივლისის თვეში დაკვირვება ჩატარდა ყინვარის ენის წინ არსებულ სადგურზე (1870 მეტრი ზღვის დონიდან), ხოლო აგვისტოს თვეში ყინვარის ენაზე (2020 მეტრი ზღვის დონიდან), რომელიც დაფარული იყო მორენული ნაშალი მასალით.

ლეხზირის სადგურზე ჯამური რადიაცია ყველაზე მაღალი იყო 12 ივლისს დღის 13 საათზე და უდრიდა 1,60 კალორია/სმ² წუთში, 16-ივლისს 1,58, ხოლო 18 ივლისს 1,56 კალ/სმ² წუთში.

აგვისტოს თვეში ჯამური რადიაცია 1,58 კალ/სმ² წუთში მივიღეთ 14 რიცხვში. მახლობელი სიდიდეები იქნა მიღებული 11 აგვისტოს 1,54 და 15 აგვისტოს 1,46 კალ/სმ² წუთში.

ლეხზირის სადგურზე ივლისის თვეში გაბნეულ რადიაციაზე დაკვირვება ჩატარდა მხოლოდ 7 და 19 საათებზე. ამიტომ აღნიშნული თვის დაკვირვებები არ მოგვეყავს.

აგვისტოს თვეში გაბნეული რადიაციის მაღალი მნიშვნელობებით გამოირჩევა 19 რიცხვი, როდესაც D-ს სიდიდე (13 საათზე) უდრის 0,43-ს, 24 რიცხვში 0,45-ს და 6 აგვისტოს 16 საათზე დაკვირვების დროს 0,43 კალორია/სმ² წუთში.

არეკლილ (R_რ) რადიაციაზე ივლისის თვეში დაკვირვება ჩატარდა ყინვარის ენის წინ მოწყობილ სადგურზე (1870 მეტრი ზ. დ.) აგვისტოს თვეში დაკვირვებები ტარდებოდა ყინვარის ენაზე (2020 მეტრი ზ. დ.), რომელიც დაფარული იყო მორენული ნაშალი მასალით.

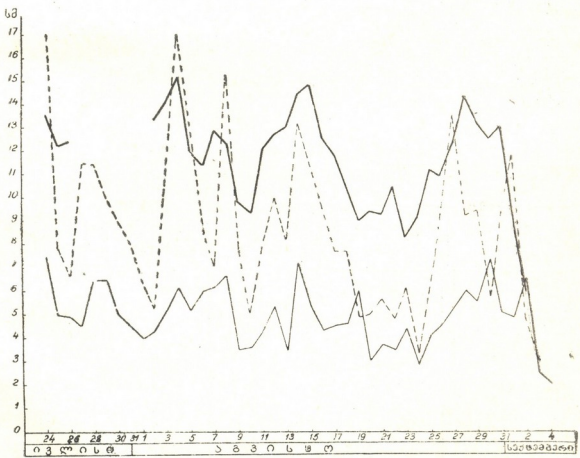
ივლისის თვეში არეკლილი რადიაციის ყველაზე მაღალი მაჩვენებელი აღინიშნა 12 რიცხვში, როდესაც $R_k = 0,37$ -ს. ჯამური რადიაცია 1,60-ს. აქედან ალბედო უდრის 23%-ს. მომდევნო სიდიდით ხასიათდება 20 ივლისი, სადაც R_k -სიდიდე 0,35-ია, ჯამური რადიაცია (Q) არის 1,60. ალბედო უდრის 22%-ს. 14 ივლისს $R_k = 0,33$ -ს, $Q = 1,44$ -ს, ალბედო უდრის 23%-ს.

აგვისტოს თვეში არეკლილი რადიაციის მაღალი მაჩვენებლებით გამოირჩევა 12 რიცხვი $R_k = 0,41$ ს. $Q = 1,44$. აქედან ალბედო უდრის 31%-ს. ეს დაკვირვება ჩატარდა ყინვარის სუფთა ზედაპირზე ზღვის დონიდან 2500 მეტრის სიმაღლეზე. 22 აგვისტოს $R_k = 0,33$ -ს, $Q = 1,12$ -ს, ალბედო უდრის 29%-ს.

ცხრილი 10

ლეხზირის საფეურის ივლისის და აგვისტოს სამუალო თვიური რადიაციული მაჩვენებლები (ვალდანი დაკვირვებების მიხედვით)

თვეები	7 საათი			10 საათი			13 საათი			16 საათი			19 საათი		
	D	Q	R_k	D	Q	R_k	D	Q	R_k	D	Q	R_k	D	Q	R_k
ივლისი	0,04	—	0,02	0,14	0,82	0,14	0,18	1,18	0,22	0,09	0,86	0,13	0,08	—	0,02
აგვისტო	0,04	—	0,03	0,18	0,85	0,15	0,21	1,13	0,19	0,19	0,82	0,08	0,05	0,02	0,20



გრაფიკი №3 ლეხზირის ყინვარის დღელაშური დრობა სმ-ში
 მასშტაბი 1სმ-10მმ
 1სმ-2 დღეს

- ყინვარის სუფთა ზედაპირი
- ჰაერის საშუალო ტემპერატურა (დღელაშური)
- მთლიანით დაფარული ყინვარის ზედაპირი

1 აგვისტოს $R_k = 0,33$ -ს, $Q = 1,31$ -ს, ალბედო უდრის 25%-ს. არეკლილი რადიაციის უკანასკნელი სიდიდე — 0,33 მიღებულია 10 საათზე დაკვირვების დროს, ხოლო წინ განხილული R_k -ს მაჩვენებლები 13 საათის დაკვირვების დროს.

მე-3 გრაფიკზე დატანილია ცინვარ ლეხზირის დღელამური აბლაცია, როგორც მორენული ნაშალი მასალით დაფარულ ცინვარის ზედაპირზე, ასევე მორენისაგან გასუფთავებულ ცინვარის ზედაპირზე. აგრეთვე დატანილია ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურის მსვლელობა.

ლეხზირის ცინვარზე 25 ივლისს ცინვარის სუფთა ზედაპირიდან მოდნა 17 სმ-რი სისქის ცინული. აღნიშნულ დღეს ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა იყო $13^{\circ},6$. 4 აგვისტოს ცინვარის სუფთა ზედაპირიდან მოდნა 17 სმ-რა სისქის ცინული, როდესაც ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა იყო, $15^{\circ},2$. 14 აგვისტოს, როდესაც ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა იყო $13^{\circ},2$, მოდნა 14,4 სმ-რი სისქის ცინულის ზედაპირი.

ზემით აღნიშნულ დღეებში მორენით დაფარულ ცინვარის ზედაპირზე მოდნობა არ არის ინტენსიური, როგორც სუფთა ზედაპირზე, მაგრამ ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურის მაღალი მაჩვენებლების პირობებში მორენით დაფარულ ცინვარის ზედაპირზე მოდნობა ინტენსიურად მიმდინარეობს. მაგალითად, 24 ივლისს ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა უდრიდა $13^{\circ},6$ -ს; ცინვარის მორენით დაფარული ზედაპირიდან მოდნა 7,5 სმ-რი სისქის ცინულის ზედაპირი. 14 აგვისტოს $14^{\circ},4$ -ის დროს მოდნა 7,2 სმ-რი სისქის ცინულის ზედაპირი.

მე-11 ცხრილში მოცემულია ლეხზირის ცინვარზე მოდნობასა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის დამოკიდებულება (ცხრილი შეადგინა გ. კურდღელიაძემ).

ცხრილი 11

ცინვარის მოდნობა მმ-ში

მოდნობა მორენისაგან თავისუფალ ზედაპირზე		მოდნობა მორენით დაფარულ ზედაპირზე		მოდნობის სხვაობა მმ-ში
ჰაერის t° ცინვარზე	მოდნობა მმ-ში	ჰარის t° ცინვარზე	მოდნობა მმ-ში	
1 $^{\circ}$	1	1 $^{\circ}$	0	1
2 $^{\circ}$	5	2 $^{\circ}$	2	3
3 $^{\circ}$	8	3 $^{\circ}$	4	4
4 $^{\circ}$	12	4 $^{\circ}$	8	4
5 $^{\circ}$	17	5 $^{\circ}$	12	5
6 $^{\circ}$	22	6 $^{\circ}$	16	6
7 $^{\circ}$	29	7 $^{\circ}$	21	8
8 $^{\circ}$	37	8 $^{\circ}$	28	9
9 $^{\circ}$	45	9 $^{\circ}$	34	11
10 $^{\circ}$	55	10 $^{\circ}$	39	16
11 $^{\circ}$	62	11 $^{\circ}$	46	16
12 $^{\circ}$	80	12 $^{\circ}$	53	27
13 $^{\circ}$	98	13 $^{\circ}$	61	37
14 $^{\circ}$	121	14 $^{\circ}$	71	50
15 $^{\circ}$	150	15 $^{\circ}$	83	67

3. ჰიდროგლაციოლოგიური დაკვირვებანი მდ. მდ. ზალაათის და ლეხჯირის აუზში

დაკვირვებანი ზალაათის ყინვარის მოძრაობაზე

ყინვარის მოძრაობა დამოკიდებულია: ყინვარის მასაზე, კალაპოტის დახრილობაზე და ჰაერის ტემპერატურაზე. ყინვარის მოძრაობა, თავისი ხასიათის მიხედვით, შეიძლება იყოს ორნაირი: თანაბარი და ბიძგობრივი. თანაბარი მოძრაობა ახასიათებთ ისეთ ყინვარებს, რომელთა კალაპოტი შედარებით ფართოა და ნაკლები დახრილობით ხასიათდება, ხოლო ბიძგობრივი მოძრაობა (გადაადგილება) ახასიათებთ ისეთ ყინვარებს, რომელთა კალაპოტი ხასიათდება დიდი დაქანებით, ყინულვარდნილებით. ბიძგობრივი მოძრაობა დამახასიათებელია ქალაათის ყინვარისათვის, რომელსაც აქვს სამი ყინულვარდნილი და კალაპოტის დიდი დახრილობა.

ყინვარის მოძრაობაზე დაკვირვება ხდებოდა ორ ადგილზე: 2500 მ და 2250 მ (ზ. დ.). ორივე ადგილზე დაკვირვება თეოდოლიტით ხდებოდა. ერთ ხაზზე ჩაეყვით მოზრდილი ქვები, რომელზედაც წითელი საღებავით გავაკეთეთ რიგითი ნომერი. ზემოთ აღნიშნული წერტილები შევამოწმეთ ჯარკვეული დროს შეკდეგ, რის შედეგად აღმოჩნდა, რომ ყინვარის საშუალო დღელამური სიჩქარე 38 სმ ტოლია.

1959 წ. ზაფხულში ქალაათის ყინვარზე ჩვენს მიერ მრავალჯერ იქნა შემჩნეული ყინვარის ბიძგობრივი გადაადგილება, იგი განსაკუთრებით შესამჩნევი იყო 14 აგვისტოს 7 ს. 30 წუთზე და 8 ს. 45 წუთზე. ყინვარი ამოძრავდა, ისმოდა ყინვარშიდა ხმაური, იგრძნობოდა ბიძგები, რომლის დროს შესამჩნევი გახდა ქვედა ყინულვარდნილის ძირში ნაპრალების შევიწროვება, ამან კი გამოიწვია ნაპრალებში ჩამდგარი წყლის გამოდენა. წყალმა, რომელიც ნაპრალშიდა სიცარიელებებში იყო ჩამდგარი, შადრევნების სახით ამოხეთქა.

შადრევნების დენა გაგრძელდა 5—10 წუთი, რომელიც თანდათანობით კლებულობდა და ბოლოს მთლიანად შეწყდა.

ბიძგობრივი გადაადგილების დროს ყინულვარდნილებში შესამჩნევი გახდა ახალი ფართო ნაპრალების გაჩენა, რომლის დროს წარმოიშვა ახალი სერაკები.

მოდნობა ზალაათის ყინვარზე

ყინვარის მოდნობაზე დაკვირვება დაწყებულ იქნა 9 ივლისს, რისთვისაც გავაკეთეთ ლარტყები. 8 ცალი ლარტყა ჩავსეთ მორენისაგან თავისუფალ ზედაპირზე, ყინვარის ცენტრალურ ნაწილში ერთ ხაზზე ქვევიდან ზევით. ლარტყებს შორის მანძილი უდრიდა 100 მ, ე. ი. ლარტყები განლაგებული იყო მკმ მ მანძილზე, რომელზედაც დაკვირვებას ვახდენდით, როგორც ყოველდღიურად, ასევე სამი-ხუთი დღის გამოშვებით. გარდა ზემოთ მოყვანილი ლარტყებისა, მოდნობაზე დაკვირვება ხდებოდა ფირფიცრებით, რომლის ფართი 2,25 მ² უდრიდა. ფირფიცრები დადგმული გვქონდა ორ ადგილზე, რომელთა შორის ვერ-



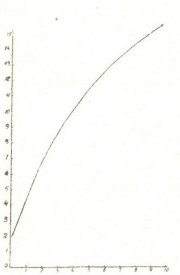
ტიკალური სხვაობა უდრიდა 25 მ (ანეროიდით). ფირფიცრებს ზევიდან დაეყარათ 0,5 მ სისქის ქვიშის ფენა.

ათვლა ლარტყეებზე ხდებოდა დილის 9 საათიდან 10 საათამდე. აგრეთვე ვახდენდით ყოველსაათობრივ დაკვირვებას ჰაერის ტემპერატურაზე და მოდნობაზე, რომლის შემდეგ დაკვირვებებმა გვიჩვენა შემდეგი: 9—10—11 ივლისს ქვედა ფირფიცარზე მოდნა 195 მმ, ხოლო ამავე დროს ზედა ფირფიცარზე მოდნობა უდრიდა 122 მმ. ლარტყეების მიხედვით იგივე დროში მოდნა 123 მმ. შემდეგი შემოწმება ფირფიცრებზე მოვახდინეთ 19 ივლისს, რომლის დროს საშუალო მოდნობა უდრიდა 944 მმ, ხოლო ლარტყეების მიხედვით საშუალო მოდნობა 19 ივლისამდე უდრიდა 914 მმ. როგორც ზემოთ მოყვანილი დაკვირვებებიდან ჩანს, მოდნობათა მონაცემებში სხვაობა დიდი არ არის და მათი საშუალო სიდიდე სარწმუნო უნდა იყოს.

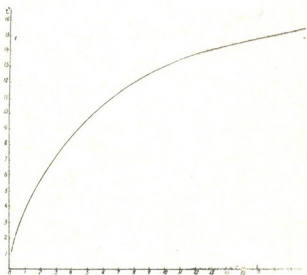
ჭალათის ყინვარზე ზედაპირული მოდნობა თვეების მიხედვით შემდეგ სურათს გვაძლევს:

9 ივლისიდან 1 აგვისტომდე მოდნობა	უდრიდა	1862 მმ
1 აგვისტოდან 1 სექტემბრამდე	"	" 2294 მმ
1 სექტემბრიდან 6 სექტემბრამდე	"	" 269 მმ
სულ მოდნობა 58 დღეში უდრიდა		4425 მმ

11—26 ივლისს მოვახდინეთ ყოველსაათობრივი დაკვირვება მოდნობაზე და ჰაერის ტემპერატურაზე, რომელმაც მოგვცა შემდეგი: 11 ივლისს რვა დაკვირვებიდან, რომლის დროს საშუალო ჰაერის ტემპერატურა უდრიდა 11°-ს,



ჰაერის ტემპერატურა და მოდნობის დამოკიდებულება. ჰაერული მასალის დადებითი ტემპერატურაზე 1959 წ.



მოდნობა და მოდნობის დამოკიდებულება. ჰაერის ტემპერატურა და მოდნობის დამოკიდებულება. ჰაერული მასალის დადებითი ტემპერატურაზე 1959 წ.

მოდნა 60 მმ, ხოლო 26 ივლისს 10°,8 ჰაერის ტემპერატურის დროს, მოდნა 56 მმ.

ზემოთ მოყვანილი დაკვირვებების მიხედვით აგებულია მოდნობისა და ჰაერის ტემპერატურას შორის დამოკიდებულების გრაფიკი.

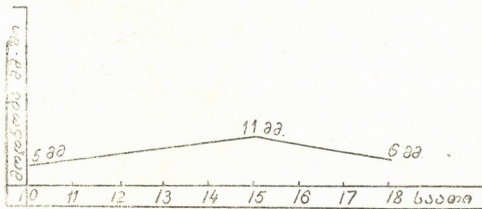
მოდნობა, თავისი ხასიათის მიხედვით, იყოფა ორ ნაწილად:

- ა) მოდნობა უშუალოდ ყინვარის ზედაპირიდან,
- ბ) მოდნობა წყლის ნაკადულების სადინარებში.

პირველში ივლისსმება ყინვარის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურისა და მზის რადიაციის გავლენით გარკვეული სისქის ფენის მოდნობა, აორთქლება. ზოლო მეორეში წყლის მიერ ყინვარის ზედაპირის ჩაჭრა, ჩახრამეა, რომელსაც ირც თუ ისე მცირე როლი ეკუთვნის ყინვარის ზედაპირის დანაწევრებაში. წყლის ნაკადი ყოველდღიურად ახდენს სიღრმით ჩაჭრას, ზოლო ზედაპირი რადიაციისა და სითბოს გავლენით კალაპოტის ორივე კედელზე განიცდის დნობას, რაც იწვევს მის ყოველდღიურ გაფართოებას მთელ სიგრძეზე.

ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ყინვარზე	მოდნობა მმ-ში	ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ყინვარზე	მოდნობა მმ-ში	შენიშვნა
1°	1 მმ	9°	45 მმ	ცბრილში მოცემულია საშუალო დღე-ღამური ჰაერის ტემპერატურები და მოდნობათა შესაბამისობა, ე. ი. თუ რა სისქის ფენი მოდნება ამა თუ ამ ტემპერატურაზე.
2°	3 "	10°	55 "	
3°	7 "	11°	62 "	
4°	11 "	12°	80 "	
5°	16 "	13°	98 "	
6°	22 "	14°	121 "	
7°	29 "	15°	150 "	
8°	37 "			

ყველაზე მეტი მოდნობა ყინვარის ენას აქვს სულ ქვედა ნაწილში. იქ, სადაც ყინვარის ენა მთავრდება და წარმოქმნის კედელს. აქაც მოდნობის ორ ჩახლიათან გვაქვს საქმე: გ) მოდნობა ჰაერის ტემპერატურისა და მზის პირდაპირი რადიაციის გავლენით.



მრუდზე გამოსახულია თუ როგორ იცვლება მოდნობა ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებასთან ერთად ქალაქის ყინვარზე 26.7.59 წ. გრაფიკი № 5

დ) მექანიკური მოდნობა, ანუ მექანიკური ხარჯი.

პირველი სახის მოდნობის დროს პროცესი მიმდინარეობს ჰაერის ტემპერატურისა და მზის პირდაპირი რადიაციის უშუალო ზემოქმედებით, რომლის დროსაც დამატებით მოდნობას იწვევს ენის წინ ქვაყოილების გახურება.

მექანიკური მოდნობა (მექანიკური ხარჯი) ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ფაქტორია ყინვარის უკან დახევაში. ეს უკანასკნელი კი დნობის დროს ყინვარის ქვედა ნაწილს უკან ახევიანებს, ზოლო ყინვარის ენის უკიდურეს ნაწილში

არსებული მორენული მასალა განუწყვეტლივ ცვივა ძირს, ჩამოცვენის დროს ლოდნარი სრიალებს ყინვარის ენის კედელზე და ჩამოფხეკს მას. ასეთი შლა-ჩამოფხეკა კედელზე განუწყვეტლივ მიმდინარეობს, რაც უფრო ზრდის ყინვარის ქვედა ნაწილში უკან დახევის პროცესს.

1959 წ. ივლისის თვეში მოვახდინეთ მოდნობაზე დაკვირვება ყინვარის ენის კედელზე, რომლის შედეგად ცხრილში მოყვანილი რიცხობრივი მონაცემებია შეიცავს ფაქტიურ მასალას, რომელშიაც შედის როგორც რადიაციის გავლენით მოდნობა, აგრეთვე მექანიკური ხარჯი.

დაკვირვების თარიღი	13 VII	14 VII	17 VII	21 VII	23 VII	27 VII	1 VIII
მოდნობა ჭალათის ყინვარის ენის შიდაფერეს კედელზე 1959 წ.	147 მმ	160 მმ	213 მმ	201 მმ	201 მმ	183 მმ	180 მმ

მოდნობა და მექანიკური ხარჯი ყინვარის ენის დასასრულს, კედელზე 7 დღეში უდრიდა 1285 მმ, ხოლო ამავე დროში ენაზე ზედაპირული მოდნობა უდრიდა 630 მმ. აქვე აღვნიშნავთ, რომ ვერტიკალურ სიმაღლეთა სხვაობა კედელსა და ლარტყებს შორის უდრიდა 300 მ (ანეროდიით).

თუ ჩვენ შევადარებთ მოდნობას ყინვარის ენის ზედაპირზე და ენის ქვედა კედელზე დავიანახავთ, რომ კედელზე მოდნობა ორჯერ აღემატება ზედაპირულ მოდნობას. ასეთი დიდი განსხვავება გამოწვეულია მექანიკური მოდნობის ხარჯზე.

ჰიდროლოგიური დაკვირვებები მდინარე პალაბაშო

ყინვარ ჭალათის ენა მთავრდება 1850 მ (ზ. დ.), საიდანაც გამოედინება მდინარე ჭალათი. უნდა აღინიშნოს, რომ მდინარე ჭალათის აუზი ძალიან დარბობა გრუნტის წყლებით. გრუნტის წყლების ნაკლებობა გამოწვეულია აუზის ფერდობების დიდი დახრილობით, გაშიშვლებული ქანებითა და ნაწილობრივ ყინვარის სიახლოვით, რის გამოც მდ. ჭალათს მარჯვენა მხრიდან უერთდება 3 ნაკადული, ხოლო მარცხენა მხრიდან 2. შემოხსენებული ნაკადულების წყლის ხარჯი მცირეა და შეიძლება ითქვას, რომ უმნიშვნელოც.

ცოცხალი კვეთი მდინარე ჭალათზე, სადაც ვახდენდით დაკვირვებას დონეებზე და ხარჯების გაზომვას, მდებარეობდა ყინვარის ენიდან 300 მ ქვევით, ხიდთან.

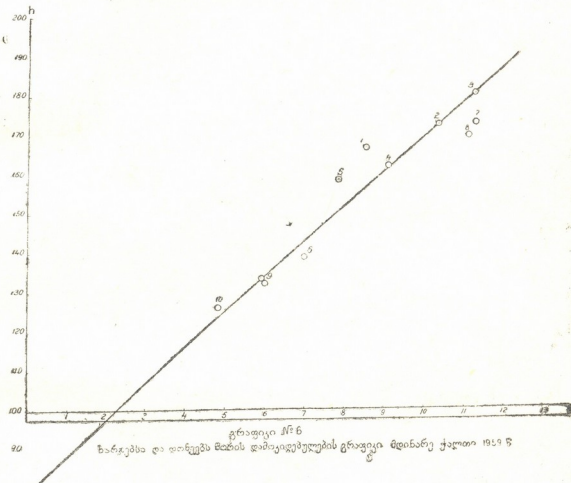
ხარჯების გაზომვა მდინარეზე ხდებოდა 7—8 ვერტიკალზე. ვერტიკალებს შორის მანძილი 0,5—1 მეტრია. თითოეულ ვერტიკალზე სიღრმითი გაზომვა ხდებოდა 3 წერტილზე 0,2; 0,6; 0,8 მ.

დონეებზე დაკვირვებას ვაწარმოებდით 69 დღის განმავლობაში, გაზომილია მხოლოდ 10 (ხარჯიტრიალების დაზიანების გამო).

მიღებული მასალების მიხედვით ავაგეთ დონეებისა და ხარჯების შორის დამოკიდებულების გრაფიკი, საიდანაც ჩამოვიღეთ ყველა დონის შესაბამისი ხარჯი, და შევადგინეთ ცხრილი, რომელიც თან ერთვის (იხ. ცხრილი № 1).

გრაფიკზე დატანილი წერტილები საკმაოდ გაფანტულია, რც გამოწვეულია ცოცხალ კვეთში კალაპოტის ცვლილებით. ეს უკანასკნელი კი შედეგია იმისა

რომ მდინარეს განუწყვეტლოვ მოაქვს ქვა-ქვიშა და ლოდნარი, რომლის დროს მდინარის კალაპოტი განიცდის დეფორმაციას.



დონეებისა და ჰაერის ტემპერატურის დამოკიდებულების გრაფიკზე კიდევ გამოიყოლა ტემპერატურის მატებით გამოწვეული მაქსიმალური დონე (15—20 ივლისი), რაც შეეხება ყველაზე მაქსიმალურ დონეს (9 აგვისტო), იგი გამოწვეულია ატმოსფერული ნალექებით; წვიმისაზომმა ამ დღეს გვიჩვენა 33,1 მმ.

ჩენის აზრით, 1959 წ. ზაფხულში, ივლისის თვეში, ჰაერის ტემპერატურისა და მზის პირდაპირი რადიაციის გავლენით დონეების მატება და ყინვარზე მაქსიმალური მოდნობა ივლისის თვეში გამართლებულად უნდა ჩაითვალოს, თუ ჩვენ შევადარებთ ივლისისა და აგვისტოს დღის ხანგრძლივობას:

15 ივლისის დღის სიდიდე უდრის 14 ს. 57 წუთს

15 აგვისტოს " " " 13 ს. 54 წუთს

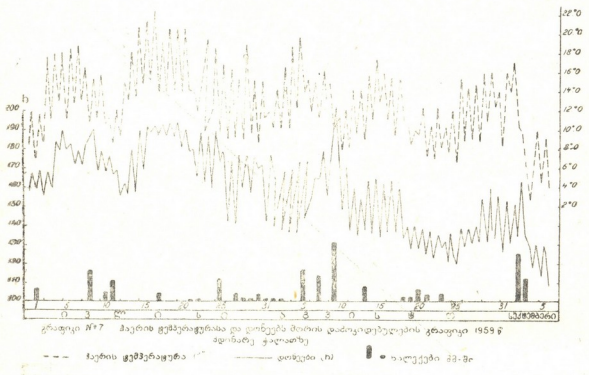
დღის სიდიდეთა სხვაობა უდრის 1 ს. 03 წუთს

ზემოთ მოყვანილი სხვაობა გვიჩვენებს, რომ რამდენადაც მცირდება დღის სიდიდე, იმდენად კლებულობს მზის რადიაციის ხანგრძლივობა, რაც იწვევს ჰაერის ტემპერატურის შემცირებას.

ზემოთ მოყვანილი ფაქტორები ახდენენ ყინვარის მოდნობის შემცირებას, რასაც თან სდევს წყლის დონეებისა და ხარჯების კლება.



აგვისტოს ბოლოს ტემპერატურამ საგრძნობლად დაიკლო, დონეც ყოველდღიურად ეცემოდა და 6 სექტემბერს იგი მინიმუმამდე დავიდა. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ დონეების კლებასთან ერთად კლებულობდა სიმღვრივე.



დაკვირვებები წარმოებდა 6 სექტემბრამდე, მთელი ექსპედიციის პერიოდში წყლის ტემპერატურა უდრიდა 0°,3—0°,5.

მდინარე ჭალათზე წყლის ხარჯები დეკადის მიხედვით, 1959 წელი № 1

თ ვ ვ	I დეკადა	II დეკადა	III დეკადა	სულ ხარჯი თვეში
ივლისი	8 985.600	10 036.400	8,380.800	27,402.800
აგვისტო	7,689.600	6,134.400	5,270.400	19,094,400
სექტემბერი 1—6	4 752.000			

ჰიდროლოგიური დაკვირვებანი მდინარე ლეხზირზე

მდ. ლეხზირი სათავეს იღებს ყინვარ ლეხზირიდან, რომელიც კავკასიონის სამხრეთი კალთის ერთ-ერთ უდიდეს ყინვარს წარმოადგენს. მდ. ლეხზირს (მდ. ჭალათის შეერთებამდე) მნიშვნელოვანი შენაკადები მარცხენა მხრიდან აქვს. რომლებიც ყინვარისა და თოვლის დნობის შედეგად წარმოიშობიან. მარცხენა შენაკადი მდ. ლეხზირის—ტვიბრაა (ლეხზირის ღელე), რომელიც ყინვარ მურყევიდან გამოედინება. ამ შენაკადის სახელი დაუზუსტებელია (ადგილობრივ მოსახლეობა ვადმოცემით მას ლეხზირის-ტვიბრა ჰქვია). მართებული იქნება

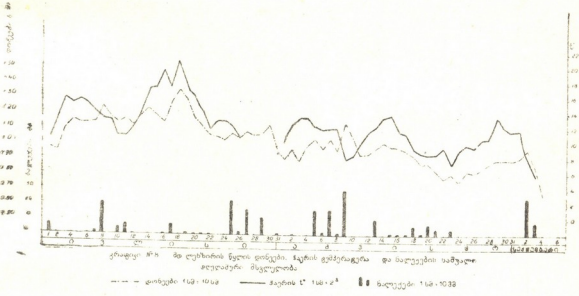
დაერქვა მას მდ. მურყვამი. რამდენადაც იგი ყინვარ მურყვამიდან გამოედინება. მდ. ჭალათის შეერთებამდე იგი ყველაზე დიდ შენაკადს წარმოადგენს. მდ. ლეხზირის სათავიდან მისი შეერთების ადგილი დაახლოებით 900—1000 მ დაშორებით მდებარეობს.

მდ. ლეხზირის პატარა ნაკადულები (მდ. ჭალათის შეერთებამდე) მეტწილად მარცხენა მხრიდან ერთვიან.

მდ. ლეხზირი მძლავრი ხაკადის სახით გამოედინება გამოქვაბულიდან (გროტიდან). გამოსვლისას იგი მიედინება კრისტალური ქანებით აგებულ ვიწრობაში. ამ ვიწრობაში მდ. ლეხზირი ქმნის სამ საფეხურს (კასკადს), რომელთა სიმაღლე დაახლოებით 2—2,5 მეტრია. შემდგომ მდინარის კალაპოტი თანდათან ფართოვდება და შედარებით ნაკლები დახრილობით ხასიათდება.

მდ. ლეხზირზე მთელი ექსპედიციის განმავლობაში (ივლისი-აგვისტო-სექტემბრის დასაწყისი) დაკვირვება წარმოებდა წყლის დონეებზე (7 და 19 საათზე).

დაკვირვებების საერთო სურათი ასეთია: ივლისის პირველი რიცხვებიდან წყლის დონეები განიცდიან თანდათანობით აწევას და მაქსიმუმს აღწევენ შუა რიცხვებში, კერძოდ 13-დან 20 ივლისამდე, რაც გამოწვეულია მაღალი ტემპერატურებით (იხილეთ გრაფიკი № 8). როდესაც ტემპერატურა დაბალია, მაშინ დონეთა აწევა წვიმებით არის გაპირობებული. მაგალითად: 1—7 ივლისამდე და 13—21 ივლისამდე დონეთა აწევა ტემპერატურის აწევასთან (ე. ი. ყინვარის



(დნობასთან) არის დაკავშირებული, 7-12 რიცხვებს შორის კი — ნალექებთან. ასეთივე სურათს აქვს ადგილი 22—27 ივლისს.

ივლისის თვეში წყლის საშუალო დღე-ღამური დონე 104 სმ უდრიდა. ივლისის თვეში დონის საშუალო დღე-ღამური მინიმუმი უწევს 2 ივლისს (80 სმ) და მაქსიმუმი — 18 ივლისს (135 სმ), ამასთან ტემპერატურის საშუალო დღე-ღამური მაქსიმუმი სწორედ ამ დღეებშია.

აგვისტოს თვის და სექტემბრის დასაწყისის (1—5-მდე) მონაცემების, ივლისის თვისთან შედარებით ჩანს, რომ აგვისტოს პირველ რიცხვებიდან



წყლის დონეები თანდათან კლებულობენ (ზოგიერთ დღეთა გამოკლებით). ინი-
ლეთ გრაფიკი № 8.

დონის საშუალო დღე-ღამური მაქსიმუმი გვაქვს 9 აგვისტოს (114 სმ), ხოლო ამ დღეს ემთხვევა ჰაერის დაბალი საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურა (7°,8). დონეების აწევის მიზეზი ნალექებია. ექსპედიციის განმავლობაში ყველაზე დიდი ნალექი სწორედ ამ დღეს არის აღრიცხული (27 მმ). აგვისტოსთვის საშუალო დონე 91 სმ. უდრიდა. მინიმალური დონე გვაქვს 24 აგვისტოს დილის 7 საათზე (დონე 69 სმ, ჰაერის ტემპერატურა 6°,5). საერთოდ, ამ თვე-ში, ჰაერის ტემპერატურის კლებასთან ერთად, შეიმჩნევა დონეების თანდათანობითი კლებაც.

სექტემბრის დასაწყისი (1—5 მ-მდე) ხასიათდება დონეების უფრო მკვეთრი შემცირებით. ამასთან დაბლა იწევს ჰაერის ტემპერატურებიც, იწყება უეცრა აცივება (თოვლი). ამ დღეებში აღრიცხულია ყველაზე დაბალი ტემპერატურები მთელი ექსპედიციის განმავლობაში. დონის საშუალო დღე-ღამური მინიმუმი გვაქვს 4 სექტემბერს (67 სმ.), მაქსიმუმი 2-ში (104 სმ.). უკანასკნელი გაპირობებულია არა მაღალი ტემპერატურით (6°,5), არამედ ნალექებით (27 სმ), რაც კარგადაა გამოხატული № 8 გრაფიკზე.

მდ. ლეხზირის წყლის ხარჯების გაზომვა წარმოებდა გამოქვაბულიდან (გროტიდან), დაახლოებით 700—750 მ დაშორებით, ერთ მუდმივ კვეთში. კვეთი შერჩეული იყო ისე, რომ გამოსასვლელიდან (გროტიდან) ცოცხალ კვეთამდე გვერდით შენაკადებს მდ. ლეხზირზე ნაკლები გავლენა მოეხდინა, შერჩეული იყო მდინარის შედარებით სწორი დინება და მდგრადი კალაპოტი. კვეთის სიგანე 7,5 მ უდრიდა. სიჩქარეთა გაზომვა წარმოებდა ხილიდან შტანგით 3 ვერტიკალზე მარცხენა ნაპირზე და ნაპირიდან ყოველ ერთ მეტრზე (Ж—4 ტიპის ტრიალით), ხოლო უკანასკნელ მეცხრე ვერტიკალზე (მარჯვენა ნაპირთან) იზომებოდა მარტო სიღრმე. სიჩქარეები ვერტიკალებზე იზომებოდა სამწერტილოვანი წესით (0,2, 0,6, 0,8). ორი შემთხვევაა, როცა სიჩქარეები გაიზომა მხოლოდ ორ და ერთ წერტილში. ხარჯების გაზომვისას ვარჩევდით განსხვავებულ დონეებს. აქედან გამომდინარე საშუალო სიჩქარეები ცოცხალ კვეთში მერყეობენ 1,57 მ/წამ-დან 2,2 მ/წმ-მდე. საერთოდ, მდ. ლეხზირის დინების სიჩქარე იმდ-

ცხრილი I

მდ. ლეხზირების ცხრილი

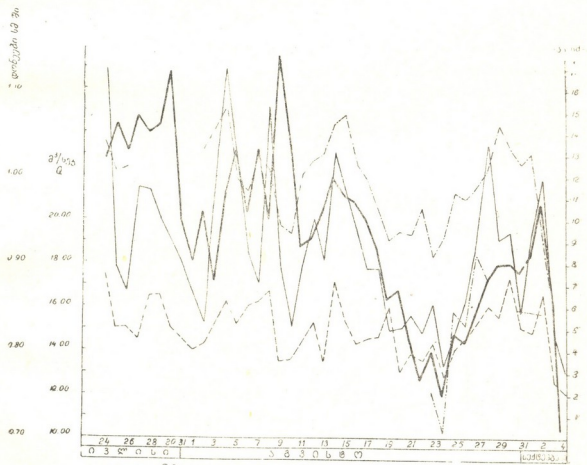
№№	თარიღი	დაკვირვების დონე	ცოცხალი კვეთის ფართობი მ ²	დონეები აღტყულ კვეთში სმ.	მაქსიმალური დონეები სმ.	მაქსიმალური დონეები სმ.	საშუალო სიჩქარეები მ/წამ.	ხარჯები მ/წამ.
1	23.VIII	15 30	6,65	0,81	0,80	1,00	1,80	12,04
2	24 "	10 20	6,23	0,71	0,80	0,82	1,64	10,24
3	25 "	15 45	7,66	0,87	1,00	1,05	2,06	15,78
4	26 "	9 20	6,83	0,76	0,90	0,98	1,57	10,74
5	26 "	15 40	7,92	0,87	1,00	1,20	1,91	15,17
6	27 "	12 20'	7,69	0,85	1,00	1,10	2,03	15,68
7	27 "	16 50	8,29	0,91	1,00	1,22	2,20	18,81
8	28 "	16 15	8,60	0,96	1,00	1,26	2,91	17,35
9	31 "	14 15	8,57	0,91	1,00	1,15	1,85	15,91
10	3.IX	10 10	7,12	0,84	0,90	1,02	2,21	15,75
11	3.IX	16 05	6,55	0,80	0,80	1,03	1,85	12,12

ნად დიდი, რომ იგი ხანდახან 30—35 სმ დიამეტრის ქვებსაც კი მოაგორებს.

მდ. ლეხზირის ხარჯების ილუსტრაციისათვის იხილეთ ცხრილი № 2. ამ ცხრილიდან ჩანს, რომ ხარჯებისა და განიკვეთის ფართობთა შედარებისას, ზოგ შემთხვევაში, ადგილი აქვს შეუსაბამობას, რაც გამოწვეული უნდა იყოს კალაოტის დეფორმაციით.

ერთ-ერთი მთავარი პროცესი, რომელიც განაპირობებს მდ. ლეხზირის ჩამონადენს, არის აბლაცია.

ჩვენი დაკვირვებებიდან ნათლად ჩანს, რომ დონეები და მასთან დაკავშირებული ხარჯები (იხილეთ გრაფიკი № 9) იზრდება აბლაციის გაზრდასთან ერთად (აბლაციაზე დაკვირვებას ატარებდა შ. ინაშვილი). თუ დავაკვირდებით რომელიმე მონაკვეთს; მაგალითად 11—17 აგვისტომდე, შევამჩნევთ, რომ წყლის დონეთა აწევა გაპირობებულია აბლაციით, რაც თავისთავად დაკავშირებულია ჰაერის ტემპერატურის გაზრდასთან. არის შემთხვევა (კერძოდ, 31 აგვისტოს), როცა ტემპერატურის შედარებით მაღალი მაჩვენებელი შეესაბამება



გრაფიკი № 9 ყინვარ ლეხზირის ენის დღულამური დონობა და მდინარე ლეხზირის წყლის დონეები და ხარჯები

- ყინვარის სუფთა ზედაპირი
- - - მთუნთი დაფარული ყინვარის ზედაპირი
- წყლის დონეები
- - - წყლის ხარჯები
- - - ჰაერის ხანმოკლე ტემპერატურა

მასშტაბი
1:25,000

დონისა და აბლაციის დაბალ მაჩვენებელს. ამის მიზეზი პირდაპირი რადიაციის შესუსტება უნდა იყოს.

ჰიდროლოგიური დაკვირვებანი ჩატარებულ იქნა, აგრეთვე, ყინვარ ლეხზირის შუა წელზე. ყინულვარდნილიდან 150—200 მ დაშორებით, გაზომილ იქნა ზედაპირზე ჩამონადენი წყლის ხარჯი, რისთვისაც გამოვიყენეთ ЗИВХ-ს ტიპის ტრიალა. კალაპოტის სიგანე აღებულ ცოცხალ კვეთში 1,30 მ იყო. სიჩქარეები გავზომეთ ოთხ ვერტიკალზე (0,6 წერტილში). ისანი მერყეობენ 0,55 მ/წამ. და 1,06 მ/წამ. შორის. განივკვეთის ფართობი 0,58 მ² ტოლია. ხოლო ხარჯი—0,44 მ³/წამ. ეს წყალი ყინულვარდნილიდან 250—300 მ დაშორებით მოზრდილ ქაში ჩაედინება.

ყინვარ ლეხზირის ენის შუა წელი დასერილია ნაკადულებით, რომელთა დებიტი (თვალზომით)—2—3 ლ/წამ არ აღემატება.

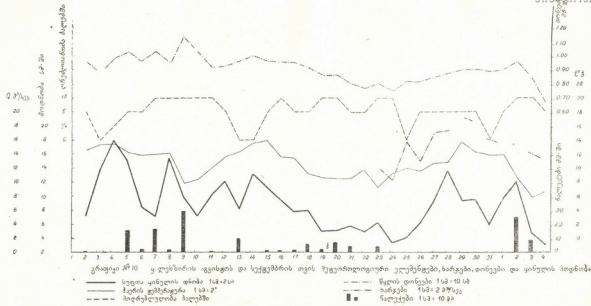
აღსანიშნავია, რომ ლეხზირის ენაზე (სამი ყინვარული ენის შეერთების ადგილას) შენიშნული იყო ორი პატარა ტბა (მოზრდილი 7 მ სიგრძის, პატარა—5 მ.), რომელთა გარეგნული სახე მეორე დღესვე საგრძნობლად შეცვლილი დავგვხვდა.

რაც შეეხება ყინვარული ნაკადულებისა და მდ. ლეხზირის წყლის ფერს, იგი ცვალებადია, განსაკუთრებით მდინარისა. ნაკადულები, ყინვარის შუა წელზე და საერთოდ მის ზედაპირზე სუფთაა და გამჭვირვალე. მდ. ლეხზირის ფერი დამოკიდებულია მეტეოროლოგიურ ფაქტორებზე. დიდი ნალექებისა და უეცარი წყალმოვარდნის შემთხვევაში მდინარე მღვრიე, ტალახის ფერს ატარებს. როდესაც ნალექებს ადგილი არა აქვს, მაშინ მდ. ლეხზირის წყლის ფერს შეიძლება „გლუტჩერული რქე“ ვუწოდოთ.

მდ. ლეხზირის წყლის ტემპერატურებზე დაკვირვება ტარდებოდა ყოველდღე 7 და 19 საათზე. როგორც № 2 გრაფიკიდან ჩანს, წყლის ტემპერატურები ნაკლებ მერყევეა და მეტწილად დამოკიდებულია ჰაერის ტემპერატურებზე. რადგან ჩვენი დაკვირვების ადგილი ახლო მდებარეობდა მდინარის გამოსასვლელიდან (გროტიდან), ამიტომ მასზე ნაკლებად მოქმედებდა შემდინარე წყლების ტემპერატურები. მდ. ლეხზირის წყლის ტემპერატურები მერყეობდნენ 0,2 და 0,8 შორის. მთელი ექსპედიციის განმავლობაში ტემპერატურა 1°-მდე არ ასულა.

დასასრულს შეიძლება ითქვას, რომ დონეები მთლიანად დამოკიდებულია ყინვართა და თოვლის დნობაზე, რომ ჰაერის ტემპერატურა ერთერთი მთავარი ფაქტორია, რაზედაც დამოკიდებულია ყინვარის დნობა და მის შედეგად წყლის დონეების აწევა მდ. ლეხზირზე (საერთოდ ყინვარულ მდინარეებზე). ამასთან, დონეები მჭიდროდა დაკავშირებული მეტეოროლოგიურ ელემენტებთან. კერძოდ, მზის რადიაციასთან, ღრუბლიანობასთან და სხვ. (იხილეთ გრაფიკი № 10).

აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ 1932—1933 წ. სვანეთის ექსპედიციის მონაწილე ს. ვ. კოზლიანინოვი (ამას იმეორებს გ. ა. პლატუნოვი და ვ. მ. სოკოლნიკოვიც) წერს: „...Май, июнь являются для горных рек временем первого паводка... период второго паводка наступает примерно в августе“, ჩვენი მონაცემები არ ეთანხმებიან ზევით მოყვანილ ავტორთა მონაცემებს:





წყალდიდობა გამოხატულია არა აგვისტოში, არამედ ივლისში (განსაკუთრებით 13-დან 21-მდე). ამასთან, ხაზგასმით უნდა აღინიშნოს, რომ ივლისის თვის წყალდიდობის პიკები ნალექებით არაა გამოწვეული, ხოლო აგვისტოს პიკები — პირიქით, მაგრამ ეს მაინც არ ცვლის სურათს — ივლისის წყლის დონეები უფორ მაღალი რჩება, ვიდრე აგვისტოსი, რაც გაპირობებულა ჰაერის მაღალი ტემპერატურებით ივლისის თვეში.

დ. ЦЕРТЕЛИ, Ш. ИНАШВИЛИ, Г. КАЛАНДАДЗЕ, Г. КУРДГЕЛАИДЗЕ,
Т. ЛАШХИ, Г. ЛОМТАТИДЗЕ, Р. ХАЗАРАДЗЕ

ГЛАЦИОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ЛЕД. ЛЕД. ЧАЛААТИ И ЛЕХЗЫРИ ЛЕТОМ В 1959 Г.

Резюме

1. В работе дан морфологический обзор двух, самых больших, ледников Ингурского бассейна Лехзыри и Чалаати.

Ледник Чалаати один из самых больших ледников Кавказиони, фирновое поле которого расположено на высоте 3250 м над уровнем моря, а язык ледника спускается до 1850 м. Ледник представлен ледопадами, где часты трещины, сераки и углубления, глубина которых часто измеряется десятками метров. Из абляционных форм встречаются: ледниковые мельницы, колодцы, воронки, столы и др. Чалаатский ледник с обеих сторон окаймлен хорошо выработанными боковыми моренами.

В настоящее время ледник Чалаати отступает. Среднегодовое вертикальное перемещение равняется 2—2,5 м.

Длина Лехзырского ледника 11,8 км. Фирновое поле расположено на высоте 3230 м. Ледник формируется из трех гигантских ледниковых притоков. После их слияния Лехзыри поворачивает на юг и спускается до 1950 м.

Среднегодовое отступление Лехзырского ледника с 1933 по 1959 гг. составляет 22 м, среднегодовое вертикальное перемещение за тот же период колеблется от 2 до 2,5 м. По трещиноватости и абляционным формам он аналогичен Чалаатскому леднику.

2. В статье даются результаты метеорологических и актинометрических наблюдений, полученных в период экспедиций на Сванетских ледниках (Лехзыри, Чалаати) летом 1959 года.

К статье прилагаются графики осадков, облачности, хода температуры воздуха за июль и август.

К статье рассматривается суточная абляция ледника Лехзыри как с чистой поверхности, так и с поверхности покрытой моренным чехлом.

3. Ледники Чалаати и Лехзыри являются одним из крупных ледников южного склона Кавказского хребта. Ледник Чалаати, по сравнению с Лехзыром, характеризуется большим уклоном ложа. Среднесуточные скорости на языке ледника Чалаат — 38 см, на Лехзыре они уменьшаются и = 4,6 см.

Значительную роль в уменьшении этих ледников играет абляция. Например, на языке ледника Чалаати с 9 июня по 1 августа поверх-

шестое таяние = 1862 мм, с 1 августа по 1 сентября — 2294 мм, с 1 сентября по 6 сентября — 269 мм. Всего — 4419 мм.

Таянию ледников способствует температура воздуха, солнечная радиация и испарение. Убыль массы ледников вызывают и механические причины. На отвесном конце ледника Чалаати за семь дней механический расход = 1285 мм, за тот же период поверхностная абляция ледника = 630 мм.

4. Реки Чалаати и Лехзыри (бассейн р. Ингури) берут начало из вышеупомянутых ледников. Они соединяются и текут под названием р. Местиачала. Живое сечение на р. Чалаати, где измерялись уровни и расходы воды, находилось на 300 м от конца ледника. На р. Лехзыри оно находилось на 700—750 м от конца ледника.

Один из важнейших процессов, формирующих сток с ледников Чалаати и Лехзыри, является абляция. Стоку этих рек так же способствуют метеорологические факторы (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, атмосферные осадки и др.).

В период наблюдений на р. Чалаати максимальный уровень = 192 см, минимальный — 108 см. На р. Лехзыри — 128 см и 66 см.

Реки Чалаати и Лехзыри характеризуются большими скоростями течения. Например, средние скорости на р. Лехзыри колеблются от 1,57 м/сек. до 2,2 м/сек.

Максимальный расход на р. Чалаати = 12,2 м³/сек., минимальный — 3,0 м³/сек., на р. Лехзыри максимальный измеренный расход = 18,81 м³/сек., минимальный — 10,24 м³/сек.

На языке ледника Лехзыри встречаются ручейки. Они начинаются ниже ледопада и текут в одном русле. Расход их = 0,44 м³/сек. Дебит маленьких ручейков по отдельности на языке ледника Лехзыри 2—3 л/сек. (глазомерно). На языке встречаются озера, которые часто меняют внешний облик.

Температура воды р. Чалаати колеблется от 0°,3 до 0°,5, р. Лехзыри — от 0°,2 до 0°8.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г., Исследование настоящих и древних ледников Кавказа, Сборник сведений о Кавказе, т. I, 1871.
2. Г о л у б е в Г. Н., Некоторые вопросы методики изучения процессов стока с ледников, Информационный сборник о работах географического фак. МГУ по МГГ, М., 1958, № 3.
3. «Кавказ», Ледниковые районы, Труды ледниковых экспедиций, вып. V под редакцией С. В. Калесникова, Л., 1936.
4. Калесник С. В., Горные ледниковые районы СССР, Л.—М., 1937.
5. Калесник С. В., Общая гляциология, Ленинград, 1939.
6. Калитин Н. Н., Основы физики атмосферы и применения к медицине.
7. Михайловский В. Г., Горные группы и ледники Центрального Кавказа, Землеведение, кн. I, 1894.
8. Мосидзе Ш. В., Радиационный и тепловой баланс Сухуми и его окрестностей.
9. Мосидзе Ш. В., Радиальный и тепловой баланс Тбилиси и его окрестностей.
10. Подозерский К. И., Ледники Кавказского хребта, Зап. Кавк. РГО, т. XXIX, вып. I, 1911.
11. Ремизов Н. А., Учебник медицинской метеорологии и климатологии. Биометгиз, 1934.

12. Руководство гидрометеорологических станциях по актинометрическим наблюдениям, Ленинград, 1957.
 13. წერეთელი დ. ბ. — ყინვარების ცვალებადობა კავკასიონის სამხრეთ კალთაზე უკანასკნელი 20—25 წლის განმავლობაში, „საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. XXII, 1959, № 6.
 14. წერეთელი დ. ბ. — თანამედროვე ყინვარები და ძველი გაყინვარების ნიშნები მდ. რიონის და ჭეჯორის აუზებში, „საქ. სახ. მუზეუმის მოამბე“ ტ. XII-ა, 1943.
-

შენიშვნები — СОДЕРЖАНИЕ

1. ლ. მარუაშვილი, გერმუხის ქედის ზედამეთხეული გამყინვარება	3
Л. И. Маруашвили, Верхнечетвертичное оледенение Гермухского хребта (Южная Осетия)	9
2. Н. Е. Астахов, К палеоморфологии и неотектонике полосы, примыкающей к восточно-грузинской дороге между Мухранской долиной и долиной Трусо	15
3. ს. ნემანიშვილი, მდ. მდ. ენგურისა და კოდორის ხეობათა ტერასები	25
С. Н. Неманишвили, Террасы речных долин Ингури и Кодори	36
4. ვ. ჩანგაშვილი, ღვარცოფებისა და მათთან ბრძოლის ღონისძიებების შესახებ მდ. ალაზნის აუზის მარცხენა მხარეში	42
Г. З. Чагашвили, О селях в левобережной части бассейна р. Алазани и мероприятиях по борьбе с ними	57
5. დ. უკლება, შიგნით კახეთის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისათვის	61
Д. Б. Уклеба, К физико-географическому районированию внутренней Кахетии	75
6. ქეთევან ყავრიშვილი, ლანდშაფტური ვერტიკალური ზონები მდ. მდ. კელასურისა და ამტყელის აუზებში	79
К. В. Кавришвили, Ландшафтная вертикальная зональность в бассейнах рек Келасури и Амткели	93
7. Е. В. Сохадзе и М. Е. Сохадзе, Очерк растительности Накеральского хребта	97
8. შ. ყოფიანი და ზ. ტინტილოზოვი, ქუთაის-ნავენახევის მიდამოების კარსტული გამოქვაბულები	107
Ш. Я. Кипиани и З. К. Тинтилозов, Карстовые пещеры окрестностей Кутаиси—Навенахеви	134
9. კ. გოგიშვილი, შ. კორძაბია, ჰაერის სინტივის დეფიციტის განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე	133
К. С. Гогиншвили, М. О. Кордзахия, О дефиците влажности воздуха в Грузии	159
10. კ. გოგიშვილი, შ. კორძაბია, საქართველოს ტერიტორიის დანესტანების საკითხისათვის	153
К. С. Гогиншвили, М. О. Кордзахия, К вопросу увлажнения территории Грузии	159
11. შ. კორძაბია, შ. ჯავახიშვილი, აორთქლებლობა საქართველოს ტერიტორიაზე	161
М. О. Кордзахия и Ш. И. Джавахишвили, Испаряемость на территории Грузии	167
12. ლ. ა. ვლადიმროვი, О карстовых водах Абхазии	169
13. ი. აფხაზაძე, მდინარეების კელასურისა და ბესლეთის ჰიდროგრაფია	171
И. Апхазава, Гидрография рек Келасури и Беслети	190
14. რ. შენგელია, მდ. მდ. კელასურისა და ბესლეთის საზრდობა	193
Р. Г. Шенгелия, Питание рек Келасури и Беслети	200
15. გ. გვიგინიშვილი, მდ. კელასურისა და მდ. ბესლეთის ჩამონადენის რეჟიმი	201



16. Г. Н. Гижийшвили, Режим стока рек Келасури и Бослети 213
16. А. А. Владимиров, О подземной связи между реками Келасури и Бослети 213
17. დ. წერეთელი, ბ. ხაზარაძე, გ. ლომთათიძე, შ. ინაშვილი, თ. ლაშვი, გ. პერდღელიძე, გ. კალანდაძე და ბ. ჩეკურიშვილი, გლაციოლოგიური დაკვირვებანი ქალაქისა და ლეზხისის ყინვარებზე (ზემო სენეთი) 1959 წ. ზაფხულზე 223
- Д. Церетели, Ш. Инашвили, Т. Каландадзе, Г. Курдгелайдзе, Т. Лашки, Г. Ломтатидзе, Р. Хазарадзе, Глациологические наблюдения на лед. лед. Чалаати и Лехыри летом в 1959 г. 254

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით

გამომცემლობის რედაქტორი შ. პაატაშვილი
ტექნორედაქტორი ნ. ბოკერია
კორექტორი ც. კახაბერიშვილი

გადაეცა წარმოებას 10.1.1962; ანაწყოების ზომა 7×12; ხელმოწერილია
დასაბეჭდად 18.7.1962; ქალაქის ზომა 70×106¹/₁₆;
ქალაქის ფურცელი 8,25; საბეჭდი ფურცელი 22,6; საავტორო
ფურცელი 18,24; სააღრიცხვო-საგამომცემლო ფურცელი 18,72;
შეკვეთა 45; უე 02918; ტირაჟი 600
ფასი 1 მან. 54 კაპ.

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა,
თბილისი, გ. ტაბიძის ქ., № 3/5

ფასი 1 მან. 54 კპ.



5.1/168