

აფხაზეთის მეცნიერებათა
ეროვნული აკადემია

მ. ალფენიძე, ზ. ლომთათიძე

შავი ღღვა
აბოტური და ბოტური
პროცესების დინამიკა



ათხაზეთის მეცნიერებათა ეროვნული აკადემია

მ. ალფენიძე, ზ. ლომთათიძე

შავი ზღვა: აბიოტური და ბიოტური პროცესების
დინამიკა

აბიოტური პროცესები

ნაწილი პირველი

(მეორე შესწორებული და გადამუშავებული გამოცემა)

თბილისი

2016

UDC (უკ) 551.41(262.5)

ა-535

მონოგრაფიაში (პირველი ნაწილი) განხილულია შავი ზღვის აქტუალური საკითხები - ქვაბულის გეოდინამიკური პირობები, მორფოლოგიური იერ-სახე, ზღვის წყლის ფიზიკურ-ქიმიური ასპექტები, სინოპტიკური და მეტეოროლოგიური, აუზის მდინარეთა ჰიდროლოგიური თავისებურებები... განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა შავი ზღვის ნაპირების (განსაკუთრებით საქართველოს) თანამედროვე მდგომარეობას, მისი ფორმირების ბუნებრივ, აბიოტურ (გეოლოგიურ-ტექტონიკური პირობები, ლითოლოგია და რელიეფი, სინოპტიკურ-მეტეოროლოგიური ნიშნები, ზღვისა და მდინარეების ჰიდროლოგია, ნაპირების მორფოდინამიკა) ფაქტორებს მათ მიერ გამოწვეულ ცვლილებებს. აუზის ანთროპოგენური (პორტების, ჰეს-ების მშენებლობა, ინერტული მასალის გაზიდვა, ნაპირდაცვის ავ-კარგიანობა) მონოგრაფიის მეორე ნაწილშია განსაზღვრული.

ნავარაუდევია მონოგრაფიის მეორე და მესამე ნაწილების შედგენა. მეორეში საინჟინრო პროექტების რეალიზაცია, მესამეში კი აბიოტური ფაქტორები და ეკოსისტემების პრობლემები იქნება გადმოცემული.

მონოგრაფიის მეორე შევსებული და გადამუშავებული ვარიანტი ელექტრონულ ვერსიას წარმოადგენს. მისი ძირითადი ტექსტი 239 გვერდზეა გადმოცემული. მას ოთხი დანართი აქვს: დანართი 1: ნახაზები, სქემები, რუკები - 85 გამოსახულება; ფოტოსურათები - 52; ცხრილები - 51; ტერმინების განმარტება - 186, მათ შორის - 54 მათგანს, კომენტართან ერთად, გრაფიკული გამოსახულება ახლავს.

რედაქტორები:

გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი, პროფ. ზურაბ სეფერთელაძე

გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი, პროფ. ელიზბარ ელიზბარაშვილი

რეცენზენტები:

გეოგრაფიის აკადემიური დოქტორი, გიორგი ლომინაძე

გეოგრაფიის აკადემიური დოქტორი, მერაბ გონგაძე

ნახაზების კომპიუტერული უზრუნველყოფა და დიზაინი - ილია გოროზია

მონოგრაფიის პირველი გამოცემა განხორციელდა აფხაზეთის ავტონომიური რესპუბლიკის მთავრობის - განათლებისა და კულტურის სამინისტროს ფინანსური (აფხაზეთის მეცნიერთა მხარდაჭერის პროგრამა) დახმარებით.

© მელორ ალფენიძე, ზაურ ლომთათიძე

ISBN: 978-9941-17-585-5

სარჩევი

დასახელება	83
შესავალი	5
თავი I. შავი ზღვის ქვაბულის გეოდინამიკა	10
§ 1. შავი ზღვა - პონტ ევქსინოსი	10
§ 2. შავი ზღვის ქვაბულის ტექტონიკა და გეოლოგიური აგებულება	15
2.1. გეოტექტონიკური ნიშნები	15
2.2. სეისმური მოვლენები	18
2.3. შავი ზღვის ქვაბული	23
2.4. მდინარეთა ხეობების (საქართველო) ამგებელი ქანები	35
2.5. შავი ზღვის ფსკერის ნალექები	38
2.6. შავი ზღვის აუზის პალეოგეოგრაფია	39
§ 3. რელიეფის თავისებურებანი	50
3.1. შავი ზღვის ტერასები	50
3.2. სანაპიროების მორფოლოგიური ნიშნები	56
3.3. წყალქვეშა რელიეფი	62
3.4. შავი ზღვის ნაპირები	85
3.5. საქართველოს შავი ზღვის პლაჟები და ნაპირები	101
3.6. შავი ზღვის სანაპიროს აკუმულაციური რელიეფი	127
მდ. გუმისთის დელტის განვითარება	129
კახაბერის ვაკე - მდ. ჭოროხის დელტა	142
ბიჭვინთის ვაკე - ბზიფის დელტა	144
სოხუმის ვაკე - გუმისთის დელტა	145
კოდორის დელტა და დრანდის ვაკე	146
3.7. შავი ზღვის ნაპირების დარაიონება	148
3.8. შავი ზღვის ნაპირების გენეტური კლასიფიკაცია	166
თავი II. შავი ზღვის ფიზიკურ-ქიმიური თავისებურებები	169
§ 4. ზღვის მეტეოროლოგიურ-სინოპტიკური ნიშნები	169
4.1. ჰავა და კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები.	169
4.2. მზის რადიაცია და ატმოსფეროს ცირკულაცია	171
4.3. ღრუბლიანობა, ნისლიანობა და ყინული შავ ზღვაზე	173
4.4. შავი ზღვის ზოგიერთი ჰიდროფიზიკური ნიშნები	175
4.5. ატმოსფერული წნევა	176
4.6. ქარები	178

4.7. ჰაერის ტემპერატურა	181
4.8. ატმოსფერული ნალექები	184
4.9. აორთქლება	186
4.10. შავი ზღვის წყლის თერმიკა	186
5. შავი ზღვის წყლის ქიმიური ასპექტები	190
5.1. მარილიანობა	190
5.2. გოგირდწყალბადი	191
თავი III. შავი ზღვის ჰიდროდინამიკა	199
6. წყლის დინამიკა	199
6.1. ზოგადი ცნობები.	199
6.2. ზღვის წყლის დონე	200
6.3. დინებები	202
6.4. წყლის მასები	204
6.5. ღელვის რეჟიმი	206
7. შავი ზღვის აუზის ჰიდროლოგიური ნიშნები	217
7.1. კონტინენტური ჩამონადენი	217
7.2. წყლის ბალანსი	223
7.3. მდინარეთა მყარი ჩამონადენი	227
დასკვნები	239
Conclusions	248
დანართი 1 ნახაზები, რუკები, სქემები	
დანართი 2 სურათები	
დანართი 3. ცხრილები	
დანართი 4. განმარტებები	251
დანართი 4. ტერმინების გარფიკა	
ლიტერატურა	281

შესავალი

„ყველაზე ლამაზი... ბუნების უხილავი კავშირებია...“

ა. ეინშტეინი

დედამიწის ბუნებრივი გარემო მუდმივ მოძრაობაში იმყოფება და, ამავე დროს, შესამჩნევ ცვლილებებს განიცდის. გარემოს ობიექტების მუდმივი ცვალებადობა მასზე მოქმედი პლანეტარული ფაქტორების ზეგავლენით ხორციელდება. ამის შედეგად, იგი განუწყვეტელ და მუდმივ განვითარებას განიცდის. მის მიერ გავლილი „გარდასული დღეები“ გეოლოგიური ეპოქების მიღმა იმალება. ცნობილია, რომ ჩვენს პლანეტაზე არაორგანული და ორგანული სისტემების ჩასახვა-ჩამოყალიბება და განვითარება მისი გაჩენა-შექმნისთანავე დაიწყო და დღემდე გრძელდება. ამ ბოლო 2 მილიონი წლის მანძილზე პლანეტა დედამიწამ და, ანსაკუთრებით, მის ლანდშაფტურმა გარსმა (სისტემამ) შესამჩნევი ცვლილება განიცადა. მისი უმთავრესი ნაწილი ადამიანთა საზოგადოების სამეურნეო საქმიანობას უკავშირდება. ბუნებრივი გარემოს გარდაქმნამ განსაკუთრებული თავის გამოჩენა ბოლო 2-3 საუკუნეში გამოავლინა.

დედამიწის სტაბილური ანუ კონსერვატორული ობიექტები (მთები და ქედები) გარეგანი ზემოქმედებების მიმართ საკმაოდ მტკიცედ დგანან და მხოლოდ უმნიშვნელო ცვლილებებს განიცდიან. შედარებით მობილური და არამდგრადი კომპონენტები (ოკეანეებისა და ზღვების სანაპიროები, რბილი ქანებით აგებული ფერდობები) ხშირად გარე ფაქტორების ზემოქმედებას თითქმის ვერ ეწინააღმდეგებიან ხანგრძლივი დროის მანძილზე, ხშირად კი საკმაოდ სწრაფად, შთამბეჭდავ სახეცვლილებებს განიცდიან. მათ მიეკუთვნება მდინარეთა ჭალები და შესართავები, ადვილად შლადი ქანებით აგებული სერები და გორაკები, არამდგრადი მენყრული ფერდობები, ზღვის პლაჟის ზოლები...

დედამიწის ერთ-ერთ ყველაზე მობილურ და შესამჩნევად დინამიურ სხეულებს - ზღვებისა და ოკეანეების ნაპირები წარმოადგენენ, სადაც აშკარად „ეფემერული“ და მუდამ ცვალებადი რელიეფის აკუმულაციური ფორმები - ქვიშებით ან კენჭებითა და ხრემის ნატანით აგებული ზღვის პლაჟები და გვინულები, დიუნები და დელტები, ნაზინები და ცელეზია წარმოდგენილი. ხმელეთისა და ზღვის საზღვარზე, სადაც მუდმივად მიმდინარეობს ნგრეული ნალექებით აგებული რელიეფის ფორმების გარდაქმნები, ან კიდევ შესაძლოა სანაპირომ, სრულიად მოკლე დროში, შთამბეჭდავი გარდაქმნა (ცვლილება) განიცადოს: წაიწიოს წინ და შექმნას ალუვიური დელტა ან სხვა აკუმულაციური სხეული; დაიხიოს უკან და ზღვის მიმდებარე სანაპიროს წალეკვა გამოიწვიოს და ა.შ. მსგავს მოვლენებს ხშირად თან სდევს სამეურნეო კომუნიკაციების - სანარმოო, სატრანსპორტო და ინდუსტრიული დანიშნულების ინფრასტრუქტურის მწყობრიდან გამოყვანა.

ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზონა ოდითგანვე ადამიანთა აქტიური სამეურნეო და კულტურული საქმიანობის არენას წარმოადგენდა. დღესაც, სოციალურ-

ეკონომიკური განვითარების თანამედროვე ეტაპზე, საზოგადოების მთავარი ყურადღება ზღვებისა და ოკეანეების სანაპიროებისაკენაა მიმართული, რაც „ზღვა-ნაპირი-ხმელეთის“ სისტემას ერთიან ტერიტორიულ, სოციალურ-ეკონომიკურ და გეოეკოლოგიურ მნიშვნელობას ანიჭებს, მის სტრატეგიულ პოტენციალს განსაზღვრავს და მდგრადი ეკონომიკური განვითარების საფუძველს წარმოადგენს. ამავე დროს, ნაპირის მიმდებარე ხმელეთის შედარებით ვიწრო (50 კმ) ზოლის ფარგლებში თავმოყრილია დედამიწის მოსახლეობის 60%-ზე მეტი. ზღვების სანაპიროებზეა განლაგებული მსოფლიოს უდიდესი სამრეწველო და სანავსადგურო ქალაქები: ნიუ-იორკი, ლონდონი, როტერდამი, მარსელი... სანაპიროები გამოიყენება დასვენებისა და რეკრეაციის ობიექტების განთავსების მიზნით, იქვე შენდება ნავსადგურები, გზები და ხიდები. ამავე დროს, თანამედროვე ეტაპზე, ნაპირები ძლიერ დეგრადაციასა და ნგრევას განიცდიან: სანაპიროები, ხშირად ზღვის შტორმულ შემოტევას ვერ უძლებენ, სტაბილურობას კარგავენ, ნგრევას განიცდიან და აქტიურად უკან იხევენ; ნადგურდება ბუნების უნიკალური ფენომენები, სატრანსპორტო-რეკრეაციული ინფრასტრუქტურა, სამეურნეო ობიექტები, ისტორიული და არქიტექტურის ძეგლები...

ზღვისპირეთი ადამიანთა საზოგადოების ერთ-ერთ ყველაზე მნიშვნელოვან საარსებო გარემოს წარმოადგენს. აქედან გამომდინარე, ზღვის სანაპირო ზონა მაღალი სამეურნეო ღირებულებისა და სტრატეგიული მნიშვნელობის ობიექტად ითვლება. ამავე დროს, აქ მიმდინარე რთული პროცესებით გამოწვეული ნეგატიური შედეგები მეცნიერების, ინჟინრების, სამეურნეო დაგეგმარების სპეციალისტებისა და რესურსების უშუალო მოსარგებლეთა, ასევე ზღვის ეკოლოგებისა და „აქვარემოს“ დამცველთა დაძაბულ ყურადღებას მოითხოვს. ეს პრობლემა განსაკუთრებით აქტუალურია ზღვის ნაპირების სამეურნეო ათვისებით დაკავებული (მრეწველობა, ტრანსპორტი, რეკრეაცია) საზოგადოებისათვის. ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო სისტემაში - „ზღვა-ნაპირი-მდინარე“, ნებისმიერი სამრეწველო ან ჰიდროტექნიკური ნაგებობის მშენებლობა, წინასწარი ექსპერტიზის ჩატარებას, მეცნიერულად დასაბუთებული და საჯაროდ განხილული პროექტების შემუშავებასა და მათ გონივრულ რეალიზაციას საჭიროებს, რომელთა შორის უმთავრესი - ნაპირების რაციონალური (გონივრული) ბუნებადაცვითი საქმიანობის წარმართვაა.

თანამედროვე ეპოქა - მეცნიერებისა და ტექნიკის მძლავრი განვითარების უამრავი დროა. თუმცა, საზოგადოებამ თავისი აღმოჩენების ნაწილი ისევ საკუთარი დედა-ბუნების საწინააღმდეგოდ მიმართა. მისი სამეურნეო საქმიანობა ხშირად აბიოტური გარემოს დეგრადაციის აშკარა გამოწვევას ახდენს, რაც საბოლოო ჯამში ეკოსისტემების რღვევისაკენაა მიმართული. ამიტომაც, საზოგადოება ალამრისტულ მდგომარეობაშია ჩავარდნილი. მისი შიში, გლობალური კატასტროფის მოახლოებისა და რეალური კრიზისის შესახებ, არც თუ უსაფუძლოა.

ადამიანთა საზოგადოების ერთ-ერთი უმთავრესი მიზანი რეგიონების მდგრადი ეკონომიკური განვითარების კონცეფციის საფუძველში დევს. გარემოს დაცვისა და რეგიონების მდგრადი განვითარების შესახებ გაეროს კონვენციის (რიო-დე-ჟანეირო, 1992 წ) მიხედვით და რიგი ადგილობრივი საკანონმდებლო აქტების საფუძველზე (საქართველოს კანონი ზღვის... 27.12.2006 წ) დადასტურებულია შავი ზღვის ნაპირების აღდგენისა და დაცვის, სანაპირო ხმელეთის ზოლის რაციონალური ათვისების სტრატეგიული მიზანშეწონილობა.

ბუნებრივი გარემოს აღდგენა-დაცვა და მომავალი თაობებისათვის შეუცვლელი (ასათვისებლად ვარგისი) სახით უანგარო გადაცემაში მდგომარეობს. გარემოს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ბუნებრივ კომპონენტს - ზღვის (ოკეანის) აკვატორია და მისი სანაპირო წარმოადგენს. თუმცა, ზღვის სანაპიროებზე ცხოვრება ყველას როდი არგუნა ღმერთმა. ამ მხრივ, საქართველო გამორჩეულთა შორისაა. ის საზღვაო ქვეყანაა. მისი 315 კმ-იანი სახელმწიფო საზღვარი სწორედ შავი ზღვის სანაპირო ხაზზე გადის. ზღვისპირეთი -ქვეყნის სავიზიტო ბარათია, რომლის მოვლა-პატრონობა, აღდგენა-დაცვა და ქვეყნის სასარგებლოდ ათვისება-გამოყენება, ჩვენი სახელმწიფო სტრატეგიული მნიშვნელობის ამოცანაა.

ზღვა, ჩვენი ქვეყნის სიმბოლოა, ჩვენი სიამაყეა. ამიტომ, მისი ყოველი გოჭი მონაკვეთის დაცვა და შენარჩუნება, მისი კეთილდღეობისთვის ყოველდღიური ზრუნვა, ოკუპაციის შედეგად დროებით მითვისებული სანაპიროსა და მიმდებარე ტერიტორიის დაბრუნება სახელმწიფოებრივი საქმიანობაა, ქვეყნის საშვილიშვილო ქმედებაა, სამშობლოს დამოუკიდებლობის დამკვიდრებისათვის ბრძოლის წმინდათა-წმინდა მოვალეობაა.

შავი ზღვის უმნიშვნელოვანესი ბუნებრივი რესურსი - პლაჟის ვიწრო ზოლი, ძირითადად მდინარეთა ალუვიური მასალითაა შექმნილი. ამ მასალის დეფიციტი, ზღვისპირა გარემოს აშკარა ნგრევითა და განადგურებით ემუქრება. აქედან გამომდინარე, დაუშვებელია პლაჟის მასალის ხელოვნური შემცირება - დამუშავება, გაზიდვა და ა.შ. გასული საუკუნის 40-იან წლებში, მსგავს, სამეურნეო „საქმიანობას“ საკმაოდ ფართო ხასიათი ჰქონდა. მაშინ პლაჟის მასალის დამუშავებისა და გაზიდვის პრაქტიკამ ფართო მასშტაბები მიიღო. იმ დროს, შავი ზღვის სანაპირო ზოლიდან 30 მლნ მ³ პლაჟის მასალა გაზიდეს და სამშენებლო ინდუსტრიას მოახმარეს. მომდევნო წლებში ნათლად წარმოჩინდა ამ არაგონივრული საქმიანობის აშკარად ნეგატიური მხარე: მნიშვნელოვნად განადგურდა სანაპირო და წაირეცხა პლაჟის ზოლი, დაინგრა ზღვისპირეთის მიმდებარე სატრანსპორტო (გზები და ხიდები), სამრეწველო და საკურორტო ინფრასტრუქტურა, მწყობრიდან გამოვიდა სამოქალაქო ნავებობანი, მიწის სავარგულები...

იმავე დროს, საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების აბრაზიისა შესუსტების, მენყრების შენელებისა და პლაჟების წარეცხვის სტაბილიზაციის მიზნით, აქტიური

ნაპირგამაგრების სამუშაო ჩატარდა, რომელმაც დიდი მატერიალური და ადამიანური რესურსი მოითხოვა. მხოლოდ აფხაზეთის შავი ზღვის ნაპირებზე, გასული საუკუნის 60-იან და 70-იან წლებში 364 ბეტონის ბუნა (თითოეულის ღირებულება 75-80 \$ ათასი) და ტალღაამრიდი კედელი, ასევე ორი ათეული ტალღასაჭრელი (თითოეული 2,5 - 3,0 \$ მლნ) ნაგებობა აიგო; აბრაზიულ ნაპირებზე, მეწყრების აქტივიზაციის შეჩერების მიზნით, ათეულობით კმ-ის სიგრძის მეწყრსაწინააღმდეგო კედელი (1 გრძივი/მ კედლის ღირებულება 1,5 \$ ათასი) ააგეს, რამაც დაახლოებით სამ ასეულზე მეტი მლნ. აშშ დოლარი შეადგინა.

მსგავსი ნეგატიური პროცესები ძლიერ განვითარებულ ქვეყნებშიც მძვინვარებდა, სადაც ნაპირების ნგრევის საწინააღმდეგოდ ძვირადღირებული ბეტონის ნაპირსამაგრი ნაგებობების აგების პრაქტიკას მიმართავდნენ. იაპონიის სანაპიროებზე ნაპირსამაგრი (Зенкович, 1987) კედლების ჯამურმა სიგრძემ ასეულობით კილომეტრი შეადგინა. აღიარებულია ჰოლანდიის ნაპირდაცვის პრაქტიკაც. სანაპიროების დაცვის ამ ხერხებს მიმართავდნენ ბრიტანეთში, გერმანიასა და იტალიაში, აშშ-ში.

შავი ზღვის სანაპიროების მდგრადობის პრობლემა სახელმწიფო სტრატეგიად იქცა და საერთაშორისო ხასიათი მიიღო. გასული საუკუნის 70-იან წლებში ყოფილი საკავშირო და საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოგრაფიის ინსტიტუტებისა და თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ოკეანოლოგიის კათედრის მეცნიერთა გაერთიანებული ექსპედიციის მიერ ჩატარებული ერთობლივი ძალისხმევის შედეგად მოხერხდა სანაპიროების ათვისების გონივრული და მეცნიერულად დადასტურებული პრინციპების შემუშავება, რომელთა გათვალისწინებით აღიკვეთა სანაპიროებიდან პლაჟისა და ალუვიური მასალის გაზიდვა.

მოგვიანებით (1976 წელი) ჩატარებულ XXIII საერთაშორისო გეოგრაფიულ კონგრესზე საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების კვლევისა და რაციონალური ათვისების პრობლემამ საყოველთაო ყურადღება, ხოლო სანაპიროების მოვლისა და დაცვა-აღდგენის მეცნიერულად დასაბუთებული თანამედროვე მეთოდების შემუშავებამ საერთაშორისო აღიარება დაიმსახურა. შემდგომში, ამ მეთოდების პრაქტიკაში დანერგვა საქართველოში შექმნილი (1981 წელი) სამეცნიერო-სანარმოო გაერთიანების - „საქშავზღვანაპირდაცვის“ მიერ განხორციელდა და საკმაოდ ეფექტური შედეგები მოგვცა. ამჟამად გახდა ნაპირების თვითაღდგენისა და მათი ღინამიური წონასწორობის შენარჩუნების უნარი.

აღნიშნულის მიუხედავად, შავი ზღვის ნაპირები გეოეკოლოგიური საფრთხის წინაშე აღმოჩნდა. სოჭის 1914 წლის ზამთრის ოლიმპიადის ჩატარებასთან დაკავშირებით ფართო ინფრასტრუქტურის შექმნის მიზნით, რუსეთის ფედერაციის მთავრობამ, აფხაზეთის შავი ზღვის სანაპირო ზოლისა და მდინარეთა კალაპოტებიდან ინერტული მასალის ინტენსიური გაზიდვის გადანაცვტილება მიიღო. სანაპირო ზონაში მსგავსი სახის არაგონივრულ ჩარევას

საკმაოდ ძლიერი ნეგატიური ცვლილების გამოწვევა შეუძლია. ინერტული მასალის აუხაზეთის მდინარეებიდან (ფსოუ, ბზიფი, გუმისთა, კოდორი, მოქვი, ლალიძგა, ენგური) და პლაჟის ფრაგმენტებიდან გაზიდვას სანაპირო ზონაში ნატანი მასალის დეფიციტი და „ქვედა წარეცხვების“ შეუქცევადი პროცესის კიდევ უფრო გაძლიერება მოსდევს. უკვე სახეზეა მათი ნეგატიური შედეგები - ნაპირების ნგრევა, ეკოსისტემების რღვევა და სხვ.

წინამდებარე მონოგრაფიის ავტორები აღნიშნულ მოვლენათა „უხილავი კავშირების“ სანაპირო ზონის სისტემაში გამოვლინების მეცნიერული წარმოდგენის, დიაგნოზისა და პროგნოზის, პრევენციის ღონისძიებათა შემუშავებისა და მათი პრაქტიკაში რეალიზაციის საკითხების გარკვევას ცდილობენ. მონოგრაფიის შინაარსი ტრადიციულისაგან მეტ-ნაკლებად განსხვავებულია. დიდი ყურადღება ეთმობა ზღვის ნაპირების მორფოდინამიკას, ნაპირების ანთროპოგენური გარდაქმნებისა და ნაპირდაცვის მსოფლიო გამოცდილების ანალიზს, ბიოტური კომპონენტებისა და ეკოსისტემის მდგომარეობათა ნეგატიური ცვლილებების გამოვლენას.

მონოგრაფიის დეტალური შინაარსი საკმაოდ ვრცელია. მისი სამი ნაწილიდან ამჯერად დღის სინათლეზე მხოლოდ პირველი ტომის შედგენა მოხერხდა, რომელიც მოიცავს შავი ზღვის აბიოტური ფაქტორების (ქვაბულისა და მიმდებარე ზოლის გეოდინამიკური, სინოპტიკური და ჰიდრო-ლითოდინამიკური პროცესები) მიმოხილვას. აქვე დართულია მონოგრაფიაში მოტანილი ტერმინების განმარტებების მოკლე ცნობარი.

მეორე ნაწილში განხილული იქნება შავი ზღვის (განსაკუთრებით საქართველოს სექტორი) სანაპირო ზონის ნაპირების ნგრევის მიზეზებისა და შედეგების, აღდგენისა და დაცვის, ასევე რესურსების რაციონალური ათვისების პრობლემები.

მესამე ნაწილი კი მიეძღვნება ბიოტურ ფაქტორებსა და ეკოსისტემების მდგომარეობის პრობლემებს, მოსალოდნელი ცვლილებების ტენდენციებსა და განვითარების პროგნოზირებას.

ინტერდისციპლინარული კვლევა და მისი შინაარსის გადმოცემა, ავტორების განსხვავებული შეხედულებების გამო, რიგ სიძნელეებთანაა დაკავშირებული. ამდენად, ნაშრომი არ იქნება დაზღვეული ხარვეზებისაგან. მის აღმოსაფხვრელად გამოთქმულ შენიშვნებსა და წინადადებებს ჩვენ დიდი მადლიერებით მივიღებთ.

თავი I. შავი ზღვის ქვაბულის გეოდინამიკა

§ 1. შავი ზღვა – პონტ ევქსინოსი

შავი ზღვა, ანუ ძველი პონტ ევქსინოსი, უძველესი ცივილიზაციის ერთ-ერთი აკვანია. სანაპიროს გასწვრივი ზოლისა და მიმდებარე რეგიონების (ნახ. 1. დანართი, 1) მოსახლეობა მჭიდროდაა დაკავშირებული ევრაზიური სივრცის კულტურასა და მთელი მსოფლიოს კაცობრიობის ისტორიასთან. ის ყოველთვის იზიდავდა მოგზაურებსა და იქცეოდა მკვლევარების ყურადღებას. ზღვისპირა მხარე და იქ მოსახლე ერები, მეზობელი

თუ შორეული იმპერიების ხანგრძლივი და გადამეტებული „ზრუნვის“ ქვეშ იყო მოქცეული. რეგიონის განსაკუთრებული სტრატეგიული მდებარეობა, ბუნების მრავალფეროვნება და რესურსების სიმდიდრე, აქ დასახლებული ერების უნიკალური კულტურა და მორალურ-ზნეობრივი კატეგორიები - შავი ზღვის მოსაზღვრე ტერიტორიებს ხშირი შემოსევებისა და თარეშის არენად აქცევდნენ. ამიტომ, ამ მეზობლების „სტუმრობას“ ომი და თარეში თან სდევდა მუდამ, ხოლო ჩვენ ქვეყანას ბატონობის უღლის ტარება და თავისუფლების მოპოვების უინი არგუნა განგებამ.

უძველესი დროის პონტ ევქსინოსი კარგად ყოფილა ცნობილი აღმოსავლეთი ხმელთაშუა ზღვის სანაპიროებზე მოსახლე ერებისათვის. მას ადასტურებს მითი არგონავტების შესახებ, რომელიც ჩვ.წ.აღ-მდე XIV-XII სს-ის მიჯნაზე შექმნილი. ის საკმაოდ სარწმუნოდ გადმოსცემს იასონის მიერ შავ ზღვაზე ჩატარებულ ნაოსნობასა და მოგზაურობას კოლხეთის მდიდარ ქვეყანაში. პირველი დოკუმენტური ცნობები შავი ზღვის - პონტ ევქსინოსის შესახებ მოცემულია ჩვ.წ.აღ-მდე VIII საუკუნის ჰომეროსის „ოდისეაში“. მოგვიანებით, შავი ზღვისა და მისი სანაპიროების შესახებ მოთხრობილია ჰეროდოტეს, სკილაქს კარიანდელის, სტრაბონის, პტოლომეოსის შრომებში.

შავი ზღვის შესახებ მათ მდიდარი ფაქტობრივი მასალა დაგვტოვებს. სტრაბონის მიერ აღნიშნული რამდენიმე პრეისტორიული დეტალი მიუთითებს შავი და კასპიის ზღვების აუზების ურთიერთდაკავშირების, შავი ზღვიდან ჩაკეტილობის ანუ ზღვის აკვატორიის ოკეანის სივრცეში უშუალო გასასვლელის არ არსებობის, ან კიდევ, შავი ზღვის დონის აწევის შემთხვევაში მისი წყლის პროპონტიდასა და გელლესპონტში (მარმარილოსა და დარდანელის ზღვები) გადაღინების, ზღვის ფსკერზე შლამის დაღეჭვისა და სხვ. შესახებ.

მოგვიანებით, წარმატებით მოხერხდა ამ შეხედულებათა დიდი ნაწილის მეცნიერული დადასტურება. ძველი ბერძნების (არიანე, პლინიუსი, პტოლომეოსი) მიერ აღწერილია დიოსკურია (სოხუმი), პიტიუნტი (ბიჭვინთა), ფაზისი (ფოთი, რიონი). ჩვენ დრომდე შემონახული არც თუ მდიდარი ფაქტობრივი მასალა შავი ზღვის აუზის უძველესი დროის უნიკალურ მათიანეს წარმოადგენს. ამდენად, განუზომლად დიდია ამ ისტორიული და გეოგრაფიული ფაქტების მეცნიერული ღირებულება.

ჩვ.წ.აღ-მდე IV ს-ში, შავი ზღვის აღმოსავლეთი სანაპიროებზე, ბერძნების მიერ ნაოსნობისა და თავისი კოლონიების დაარსებასთან ერთად, მიმდინარეობდა შავი ზღვის სანაპიროების აღწერა და ლოცეების შედგენა, ხოლო მაშინდელი ვაჭრებისა და მოგზაურების მიერ - დოკუმენტური ჩანაწერების გაკეთება. მოგვიანებით, შავი ზღვის კვლევას უფრო მიზანდასახული სახე მიეცა. ასე, ზღვის სანაპიროს (აზოვიდან კონსტანტინეპოლამდე) კარტოგრაფიული აღწერა (1696 წ) რუსეთის ჰიდროგრაფიული ხომალდის - „ციხე-სიმაგრეს“ ექსპედიციას დაევალა. შავი ზღვის უფრო სერიოზული კვლევების ჩატარება XVIII ს-ის ბოლოს დაიწყო. მაშინ, ზღვის ნაპირების ზუსტი რუკები კაპიტან ე. მანგანარმა შეადგინა. მოგვიანებით (1816 წ) კი სანაპიროები ფ. ბელინსჰაუზენმა

აღწერა. შავი ზღვის პირველი რუკა 1817 წელს შეიქმნა, XIX ს-ის შუა წლებში (1842 წ) კი პირველი ატლასი, ხოლო 1851 წელს დაიბეჭდა ზღვის ლოცია.

შავი ზღვის წყლის თვისებებისა და ფაუნის კვლევა პ. პალლასმა და ა. მიდენდორფმა ჩაატარეს. XIX ს-ის მეორე ნახევრიდან ზღვის კვლევას სისტემატიური ხასიათი მიეცა. ასე, მაგალითად, 1871 წლიდან მოქმედებს შავი ზღვის ბიოლოგიური სადგური (სევასტოპოლი), რომელიც ამჟამად (ზღვის ბიოლოგიის ინსტიტუტი) განაგრძობს ცოცხალი სამყაროს შესწავლას. მოგვიანებით დაიწყო ბოსფორის ღინების (1881-1882 წწ) შესწავლა, მოენყო ოკეანოგრაფიული ექსპედიცია შავი ზღვის სიღრმეების გაზომვითი სამუშაოები ჩატარების მიზნით, გამოვლინდა (ი. შპინდლერი) შავი ზღვის წყალში გოგირდწყალბადის (H_2S) არსებობა, რომლის წარმოშობას ნ. ზელინსკის სპეციალური გამოკვლევა მიეძღვნა. XIX ს-ის დასაწყისში კი შავი ზღვის კვლევა გეგმაზომიერად წარმომართა - ჩამოყალიბდა საკვლევო სადგურები, ლაბორატორიები და ინსტიტუტები.

შავი ზღვის ბუნების უნიკალური წარმონაქმნების – პლაჟის ზოლისა და ნაპირების, ასევე სანაპიროები წგრევა-დეგრადაციის თავიდან აცილების მიზნით, ჩვენ ქვეყანაში, 1981 წელს შეიქმნა ზღვის სანაპირო ზონის სტაციონარული დაკვირვებების, კვლევის შედეგების სისტემატიკის, ღონისძიებათა შემუშავებისა და მათი პრაქტიკული რეალიზაციის, ნაპირსამაგრი ნაგებობებთან „მუშაობის“ ეფექტურობის გამოვლენა-კონტროლის სისტემური სამეცნიერო-საწარმოო სამსახური, რომლის მთავარი დანიშნულება ბუნებისმცოდნეობის საკითხების გარკვევასთან ერთად, რაციონალურ-გონივრული ბუნებისარგებლობის მეთოდების შემუშავება და დანერგვა-რეალიზაცია წარმოადგენდა. მისი მრავალმხრივი ფუნქციიდან (კვლევა, ანალიზი, განზოგადება, დაგეგმარება, პროექტირება, ნაპირდაცვა, კონტროლი) და სანაპირო პროცესების მონიტორინგის სისტემის რეალიზაციიდან გამომდინარე, პოზიტიური შედეგები სწრაფად გამოჩნდა: ნაპირდაცვის ტრადიციული ბეტონური პოლიტიკისაგან თავის შეკავება და სანაპირო ზონის რეგულირების სისტემის ამოქმედება; პლაჟის დაცვის ახალი გონივრულ-რაციონალური მეთოდის – ნატანის ხელოვნური მობილიზაცია და ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადების დეფიციტის შევსება; სანაპირო ზონაში მიმდინარე პროცესების რეგულირება-მართვის ბერკეტების გამოყენება-რეალიზაცია.

ამჟამად, შავი ზღვა ჩვენი პლანეტის ერთ-ერთი ყველაზე შესწავლილი აკვატორიაა. თუმცა, რიგი ბუნებრივ-ანთროპოგენური პროცესების მიმდინარეობა და ზღვის ფიზიკური თუ ქიმიურ-ბიოლოგიური პარამეტრების დაზუსტება, ჯერ კიდევ, მოითხოვს კვლევების ჩატარებას. მათ შორის აღსანიშნავია, კვლევების თანამედროვე ეტაპზე მეცნიერებათა დარგების მიჯნაზე (მაგ., გეოგრაფიისა და ბიოლოგიის, ჰიდროლოგიისა და საინჟინრო დარგების), ახალი მეთოდების გამოყენებით, სანაპირო

ზონის მორფო-ჰიდრო-ლითოლოგიაში და, განსაკუთრებით კი - ზღვის აკვატორიის ეკოსისტემური შესწავლა.

შავი ზღვის ძველი სახელწოდების - პონტ ექვსინოსის (აზოვის ზღვა - მეოტის პალუსი) წარმოშობა უცნობია. უძველესი დროის ირანული ტექსტებიდან შავი ზღვის სახელწოდება „აშქინა“ - მუქი, გაუმჭვირვალე, შავის ფერის აღსანიშნავად იხმარებოდა, რომელიც თანდათან დავიწყებას მიეცა. თუმცა, რამდენიმე საუკუნის შემდგომ, ისტორიულ-გეოგრაფიულ დოკუმენტებში „შავი ზღვის“ სახელწოდებასთან ერთად, მის გვერდით, რამდენიმე ათეული დასახელებაც ფიგურირებს. ამ რეგიონის ბერძნული კოლონიზაციის ეპოქის (ძვ.წ.აღ. IX-VIII სს-დან ახ.წ.აღ-ის შემოღებამდე) წერილობით წყაროებში შავი ზღვის შესახებ ცნობებს საკმაოდ ხშირად იყენებდნენ.

ადრე, მას არასტუმართმოყვარე (ბერძნ. „აქსეინოს“) ზღვა ერქვა, რაც ხშირი პტორმებითა და სანაპიროზე ველური ტომების დასახლებით ყოფილა ნაკარნახევი. მოგვიანებით, ძველმა ბერძნებმა მოახდინეს რა შავი ზღვის სანაპიროს კოლონიზაცია, დაარსეს კოლონიები (ხერსონესი, დიოსკურია, ოლვია, სებასტოპოლისი), გაერკვნენ მოსახლეობის უნიკალურ კულტურასა და მდიდარ ტრადიციებში, მათ შესახებ წარმოდგენა შეეცვალათ, სახელწოდებაც გადაარქვეს და სტუმართმოყვარე (ბერძნ. „ექსეინოს“) ზღვა შეარქვეს. ასეთი სახელწოდება მოხსენიებულია ჰეროდოტეს (ძვ.წ.აღ. V ს) მიერ. პონტ ექვსინოსი ჩანს პტოლომეოსის (ჩვ.წ.აღ. II ს) რუკაზეც. სხვა შეხედულებით, ზღვის სახელწოდებას ფსკერის შლამის ფერთან (გემების ღუზას მუქი ფერის შლამი ამქონდა) აკავშირებენ. სტრაბონის მითითებით, მას უბრალოდ „ზღვას“ (პონტოს) უწოდებდნენ.

უდიდესი მოგზაური - მარკო პოლო (XII ს) შავი ზღვის აკვატორიას დიდ ზღვას უწოდებდა. აღმოსავლელი ავტორები მას სუდაკის ანუ სუროუჟის ზღვას ეძახდნენ. ა. ნიკიტინის მიხედვით კი შავი ზღვა - სტამბოლის ზღვადაა მოხსენიებული.

შავი ზღვა ისტორიულ წყაროებში 30-ზე მეტი დასახელებით (ალფენიძე და სხვ., 1999) მოიხსენიება: კავკასიის, საქართველოს (იბერიის), კოლხეთის, ეგრისის, იმერეთის, აფხაზეთის, რუსეთის, თურქეთის, პონტოს, სტამბოლის, სპერისა და სხვ. გვერდით ფიგურირებენ კიმერიული, ტავრიული, ყირიმის, სლავიანური, ბერძნული და სომხური სახელწოდებებიც კი. შავი ზღვის თანამედროვე სახელწოდება „შავი ზღვა“ შესაბამისად აისახა მრავალ (ბერძნ. Μαύρη θάλασσα, ბულგ. Черно море, რუმ. Marea Neagră, ინგლ. Black Sea, თურქ. Karadeniz, უკრ. Чорне море, რუს. Чёрное море) ენაზე. ყოველ ენაზე ზღვის სახელწოდებაში ყურადღება მის შავ ან მუქ შეფერილობაზეა გადატანილი.

შავი ზღვა მდებარეობს ჩრდილოეთი განედის 40°55' - 46°32' -სა და აღმოსავლეთი გრძედის 27° 27' - 41° 42' -ს შორის. იგი ბოსფორის სრუტით უკავშირდება მარმარილოს, დარდანელის სრუტით კი ხმელთაშუა ზღვებს, ხოლო გიბრალტარის სრუტით - ატლანტის ოკეანეს. შავი ზღვა განედური მიმართულებით 1148 კმ-ზე, ხოლო მერიდიანულად - 615 კმ-ზეა გადაჭიმული. სანაპირო ხაზის სიგრძე 4125 კმ შეადგენს (<http://anapacity.com/chernoe->

more/razmery-chernogo-morya.html). შავი ზღვისპირეთის გასწვრივ განლაგებულ ქვეყნებს სხვადასხვა სიღიდის სანაპირო პერიმეტრი უკავიათ: მათ შორის - ბულგარეთს - 380 კმ, თურქეთს - 1450 კმ, რუსეთს - 410, რუმინეთს - 240 კმ, საქართველოს - 315 კმ, უკრაინას - 1330 კმ. ელიფსური ფორმის შავი ზღვის ფართობი 422 ათასი კმ²-ია. ზღვის წყლის მოცულობა 547 ათასი კმ³ შეადგენს. წყალმემკრები აუზის ფართობი 2,3 მლნ კმ² აღწევს.

შავი ზღვის საშუალო სიღრმე 1271 მ, მაქსიმალური კი 2245 მ-ია. მის ფსკერზე, რუსეთსა და თურქეთს შორის, გაყვანილია 396 კმ-ის სიგრძის (Черное море, 2005) გაზსადენი - „ცისფერი ნაკადი“. შავი ზღვა მდ. დონით (ვოლგა-დონის არხი) კასპიის ზღვას უკავშირდება, ვოლგა-ბალტიისა და ბელომორ-ბალტიის არხებით - ბალტიისა და თეთრ ზღვებს, მდ. დუნაის მეშვეობით - ჩრდილოეთის ზღვას.

შავი ზღვის სანაპიროზე კუნძულები იშვიათია. სანაპირო ხაზთან მხოლოდ რამდენიმე პატარა კუნძული თუ შეინიშნება. კუნძული ზმეინი (1,5 კმ²) მდ. დუნაის დელტის წინ, ნაპირიდან 35 კმ-ის დაშორებით მდებარეობს. ბერეზანის ლიმანის შესასვლელთან - კუნძული ბერეზანი, ხოლო ზღვის სამხრეთი ნაპირთან, ბოსფორის სრუტიდან 92 კმ-ის დაშორებით, კუნძული ქეფქენი მდებარეობს. ორივე მათგანი კ. ზმეინის სიდიდეს ვერ შეედრება. რამდენიმე პატარა კუნძულია აგრეთვე ბურგასის უბეში. მათ გარდა, სანაპიროების გასწვრივ, განსაკუთრებით ყირიმის ნახევარკუნძულის სამხრეთი ნაპირის მიდამოებსა და ანატოლიის სანაპიროზე ხშირად წყალქვეშა ლოდებისა და ზედაპირზე ამოშვერილი კლდეებია (აბრაზიული შთენილი, კეკური) ფორმირებული, რომლებსაც ადგილობრივმა მოსახლეობამ კუნძულები შეარქვა.

დღეს, შავი ზღვა და მისი სანაპირო ზოლი ჩვენი ქვეყნის მომავლის ერთ-ერთი იმედია. მისგან დიდი წარმატებების მიღწევა შეიძლება ქვეყნის როგორც სამეურნეო, ისე კულტურული და ისტორიული მემკვიდრეობის შენარჩუნების, ასევე ესთეტიკური და მორალურ-ზნეობრივი კატეგორიების აღიარების საქმეში. კოლოსალურია შავი ზღვის სამეურნეო პოტენციალი, რომელთა შორისაა რეკრეაციული რესურსების ათვისება, ზღვის მიმდებარე სამეურნეო ფრაგმენტებისა და ტურისტულ-რეკრეაციული ტერიტორიის გონივრული ათვისება. საქართველოს, როგორც დამოუკიდებელი ქვეყნის, მომავალი - სწორედ მისი „აქვარეგიონის“ რესურსების გონივრულ ათვისებაში მდგომარეობს. საქართველოს მეურნეობის დარგების ათვისების პრიორიტეტთა შორის სწორედ რეკრეაციული და ტურიზმის განვითარებაა აღიარებული.

შავი ზღვის სანაპირო ზონის, მიმდებარე ხმელეთისა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის რელიეფის ფორმირების ფაქტორების, მისი გარეგანი (ფიზიონომიური) იერ-სახის თანამედროვე მდგომარეობისა და გარდაქმნის კავშირები გეოდინამიკური პროცესების მსვლელობას უკავშირდება. მათი ნიშნებიდან გამომდინარეობს ზღვის ნაპირების მორფოლოგიის, განვითარებისა და თანამედროვე დინამიკის, დიაგნოსტიკა-პროგნოზის საკითხები. ცხადია, რომ აღნიშნული პარამეტრების სივრცე-დროითი

ანალიზის შედეგები ნაპირების რაციონალური ათვისების ღონისძიებების შემუშავებასა და მათი პრაქტიკაში რეალური დანერგვას განსაზღვრავენ.

ამ მეცნიერული მნიშვნელობის პრობლემების ყოველმხრივი შესწავლა მოითხოვს როგორც მიწის ქერქის დინამიკური ნიშნების, ისე ჰიდრო- და ლითოლდინამიკური გარდაქმნების რაოდენობრივ-თვისებრივი პარამეტრების წარმოდგენას. მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი მიწის წიაღში (ტექტონიკა, მაგმატიზმი) მიმდინარეობს, მეორე დიდი ნაწილი - ატმოსფეროში (სითბო, ტენიანობა, ქარები) ყალიბდება, ხოლო მესამე - ორგანიზმების (მცენარეულობა და ცხოველები) მონაწილეობით მიმდინარეობს.

ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზონის გენეზისი, ფორმირება და განვითარება წარმართება რა ატმოსფეროს, ჰიდროსფეროს, ლითოსფეროსა და ბიოსფეროს შეხების, მოქმედებისა და შელწევადობის არეალში - ყალიბდება განსაკუთრებულად აქტიური, მაღალი ინტენსიურობის ფიზიკურ-ქიმიური და ბიოლოგიური ნიშნების წარმონაქმნი - სანაპირო ზონა. უნდა ვივარაუდოთ, რომ სანაპირო ზონისა და მიმდებარე ხმელეთის მორფოლოგიური და დინამიკური ასპექტების მიმდინარეობას განსაზღვრავენ ჰიდრო-ლითო და ბიოსისტემური კავშირები, რომლებიც გეოლოგიური, პრეისტორიული და ისტორიული ნიშნებითაა განსაზღვრული.

აშკარაა, რომ რელიეფის იერ-სახესა და ფიზიონომიას სისტემურ გარდაქმნასთან ერთად წარსულის ანაბეჭდებიც ატყვია. აწინდელი რელიეფი მჭიდროდ უკავშირდება მის გავლილ „ცხოვრებას“, ხოლო მომავლის პროგნოზი - წარსულისა და აწინდელის სინთეზიდან გამომდინარეობს. სანაპირო ზოლის ობიექტების (რელიეფი, ქანები, ნიადაგები) ფორმირების ფაქტორები (ლითოგენური საფუძველი, ჰაერის სინოპტიკური ნიშნები, ტალღების პარამეტრები და ენერგია, რელიეფი) ან მათი ურთიერთობების შედეგები (ეკოსისტემა) და გარდაქმნის ნეკატივიზმი (ანთროპოგენური გარემო) - სისტემური მეტამორფოზის ერთობლიობას ჰქმნის, რომელიც საზოგადოებრივი თეზის ანალოგიურად მიმდინარეობს. ქართველი გამოჩენილი მოაზროვნე და ერის მამად წოდებული ი. ჭავჭავაძე აღნიშნავდა კიდევაც: „წარსული მკვიდრი საძირკველია აწმოსი, როგორც აწმყო მომავლისა“.

მონოგრაფიის შინაარსი აღნიშნული თეზის „გავლენის ქვეშაა“ მოქცეული. ამიტომაც, მასალის შინაარსი მოიცავს როგორც შავი ზღვის ღრმულისა და მიმდებარე რეგიონის წიაღის აგებულების, ლითოლოგიის, ტექტონიკისა და განვითარების ისტორიის, ისე სანაპირო ზონის მომიჯნავე ხმელეთის, წყალქვეშა ფერდობისა და პლაჟის ზოლის სისტემური ბუნებრივ-ანთროპოგენურ ნიშნების განხილვას.

§ 2. შავი ზღვის ქვაბულის ტექტონიკა და გეოლოგიური აგებულება

შავი ზღვის სანაპირო ზონის, მიმდებარე ხმელეთისა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის რელიეფის ფორმირების ფაქტორების, მისი გარეგანი (ფიზიონომიური) იერ-სახის თანამედროვე მდგომარეობა და გარდაქმნები გეოლინამიკური პროცესების მსვლელობას უკავშირდება. მათი ნიშნები განსაზღვრავენ ნაპირების მორფოლოგიისა და დინამიკის, ასევე აწინდელი მდგომარეობისა და პროგნოზის ასპექტებს. ცხადია, რომ აღნიშნული პარამეტრების სივრცე-დროითი ანალიზის შედეგები ნაპირების რაციონალური ათვისების ღონისძიებების შემუშავებასა და მათი პრაქტიკაში რეალური დანერგვას განსაზღვრავენ.

ამ პრობლემების შესწავლა მოითხოვს მიწის ქერქის დინამიკის, ეგზოგენური წარმოშობის გარედინამიკური გარდაქმნების შესწავლას. ცხადია, რომ მათი ნაწილი მიწის წიაღის ტექტონიკური ასპექტებით განისაზღვრება, მეორე დიდი ნაწილი - ჰაერის გარსში (სითბო, ტენიანობა, ქარი), ხოლო მესამე - ბიოსფეროში მიმდინარეობს.

ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზონის გენეზისი, განვითარება და თანამედროვე დინამიკური პროცესები მიმდინარეობენ რა ჰაერის, წყლის, მიწისა და ორგანიზმების შეხების, ურთიერთმოქმედებისა და შეღწევადობის სივრცეში - საკმაოდ აქტიური, მაღალი ინტენსიურობის წარმონაქმნი - სანაპირო ზონა ჩამოყალიბებას აქვს ადგილი. ცხადია, რომ სანაპირო მორფოლოგიურ-დინამიკური ასპექტები ამ ფაქტორების ერთდროული და სისტემური კავშირების არსებობითაა განსაზღვრული, რომელსაც წარსულის ფიზიკურ-გეოგრაფიული თავისებურებები უდევთ საფუძვლად.

რელიეფის თანამედროვე მდგომარეობა და დინამიკა კავშირშია მის გავლილ „ცხოვრებასთან“, ხოლო მომავალი - წარსულისა და დღევანდელობის სინთეზის შედეგია. აშკარაა, რომ სანაპიროს ფაქტორები საბოლოო ჯამში ეკოსისტემისა და ანთროპოგენური გარემოს ერთობლიობას ქმნის. ამიტომ, მონოგრაფია ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორების ფართო და სისტემურ განხილვას მოიცავს: ზღვის ღრმული და წიაღი, ხმელეთის ზოლი და წყალქვეშა ფერდობი, პლაჟი და სხვ.

2.1. გეოტექტონიკური ნიშნები. გეოტექტონიკური თვალსაზრისით, შავი ზღვა ევროპისა და აზიის გზაგასაყარზე მდებარეობს. ზღვის აკვატორიის შუა ნაწილი კი შიდაკონტინენტური ზღვის ოკეანური ტიპის ქერქს აქვს დაკავებული. ღრმანწყლიანი ქვაბულის (ნახ. 2. დანართი, 1) შუა ნაწილის ფსკერი (სქემის ლეგენდა აღნიშვნები)¹ ოდნავ

¹ პირობითი ნიშნები: 1 - ანტიკლინორიუმი; 2 - ღრმულები და სინკლინორიუმები; 3- შიდა ზონების სინკლინორიუმები; 4 - ღრმულების აზევებული უბნები; 5- რუსეთის (პროტერო-ზოული) ბაქანი; 6 - რუსეთის ბაქნის განაპირა ღრმულების ნეოგენური დაძირვის უბნები; 7 - ჰერცინული ნაოჭა სტრუქტურების (ღრმულის ფარგლებში) აზევებული უბნები; 8 - ახალგაზრდა ეფუზივები.

დამრეცი (სიღრმე 2,2 კმ) ხასიათისაა. განაპირა ზოლი კი ალპიურ-ხმელთაშუაზღვიური ნაოჭა სარტყლის ტექტონიკურ სტრუქტურებს აქვს დაკავებული. შავი ზღვის ტექტონიკური ნიშნები ორგანულადაა დაკავშირებული ევრაზიის ტექტონიკურ პირობებთან. შავი ზღვის აუზის ჩრდილოეთი ნაწილი ზედა პალეოზოურამდელი ასაკის (პერციინული დანაოჭება) ბაქნურ ლოდა ფუნდამენტის (>1600 მლნ. წელი) სტრუქტურას ესაზღვრება, ხოლო აღმოსავლური (ყირიმი, კავკასიისა და საქართველოს დასავლეთი პერიფერია), სამხრული (თურქეთის შავი ზღვისპირეთი) და დასავლური ნაწილები კაინოზოური ნაოჭა (ალპურ ოროგენეზისი) სისტემის ფარგლებშია წარმოდგენილი. რუმინეთის ზღვის სანაპირო ზოლი გვიანდელი პალეოზოური და კემბრიული დანაოჭების (1200 მლნ-დან 500 მლნ-მდე წლები) არეებშია გავრცელებული.

შავი ზღვის ჩრდილოეთი პერიფერიის მიმდებარე ხმელეთი სკვითურ ფილაქანს აქვს დაკავებული, რომლის გვიანპერციინულმა ფუნდამენტმა მოგვიანებით (ზედა ტრიასი) ძლიერი დეფორმაცია განიცადა. იურულის დასაწყისში კი სამხრეთი ყირიმის რეგიონმა დეფორმაციის მთავარი ფაზები ბაიოსისწინა და წინაკელევიური აზეგების დროს განიცადა. კავკასიონის ოროგენული ფაზას კი გვიან კაინოზოურში ქონდა ადგილი. შავი ზღვის ქვაბულის დასავლეთი პერიფერიის მეზოზოურ ფილაქნის საფუძველში კემბრიუმამდელი ასაკის ქანებია წარმოდგენილი.

ამ ორ ფილაქნებს შორის პერციინული ფუნდამენტის ჩრდილო დობრუჯის ზონაა გავრცელებული. შავი ზღვის ქვაბულის სამხრეთ ნაწილი დასავლურ, ცენტრალურ და აღმოსავლურ პონტიდებს უკავია. დასავლური პონტიდის ფუნდამენტი ფილაქნის მსგავსი წარმონაქმნია, ხოლო მისი ცენტრალური ნაწილის საფუძველი ადრეტრიასული კომპლექსებითა და ტრიასულ-შუა იურული ფლიშებითაა აგებული, რომელმაც თავის მხრივ, წინარეკელოვიურ ფაზაში ნაოჭა-ლოდა დეფორმაცია განიცადა. აღმოსავლური პონტიდების გვიანპალეოზოური საფუძვლის გარშემო ცარცული და პალეოგენური მაგმატური გენეზისის რკალების არშია არტყავს. ამ რკალებთანაა დაკავშირებული შავი ზღვის ღრმანწყლიანი ქვაბულის (Хаин, Лимонов, 2004) ფორმირება. აკი, ქვაბულის განევა რკალის განაპირა ზოლის სპრედიტის² პირობებში უნდა წარმართულიყო.

შავი ზღვის ქვაბულის აღმოსავლეთ ნაწილში მცირე კავკასიონის აჭარა-თრიალეთის ზონას უკავია, რომლის გვიანპალეოზოური ფუნდამენტზე განვითარებულ ცარცულ ვულკანურ რკალს წარმოადგენს. მის გასწვრივ ეოცენურ ხანაში გენერირებული

საზღვრები: I - გვერდითი ღრმულების; II - შავი ზღვის ღრმულის; III - რუსეთის ბაქნის კემბრიუმამდელი საფუძვლების.

² ლათ. განევა. რიფტული არეალის შუალედური-ოკეანური მყარი ლითოსფერული ფილების განევის პროცესი, რომელიც დაკავშირებულია ლავის ქვემოდან მოწოლასთან

რიფტი (იხ. დანართი 4. დასახელება, 137) ოლიგოცენურ დროში განამარხდა. მეცნიერების ვარაუდით, შავი ზღვის ქვაბულის ორივე ნაწილი სინქრონული გენეზისაა, თუმცა დასავლური უფრო ძველია. მათი წარმოშობის დროის ინტერვალი ზედა ცარცულიდან ნეოგენამდე გრძელდება. მათი ზედაპირი კი მიოცენ-მეოთხეული ასაკის თიხებითა და შლამებითაა გადაფარული.

შავი ზღვის უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური პერიფერიი ხმელეთის ფართო ზოლი - მდ. დუნაის დელტიდან ყირიმის ნახევარკუნძულამდე, ნეოგენური სისტემის მიოპლიოცენური ასაკის ნალექებითაა აგებული. მათი ცალკეული ფრაგმენტები მეოთხეული ასაკის ალუვიური და დელუვიური ნგრეული მასალითაა გადაფარული. ამ, შედარებით ადვილადშლადი და აბრაზიის მიმართ მდგრადობის თვალსაზრისით, არც თუ სტაბილური გრუნტების გავრცელება ყირიმის ნახევარკუნძულის დასავლური პერიფერიის შუა ნაწილამდე ფიქსირდება. რაც შეეხება სანაპირო პლაჟების ვიწრო ზოლსა და ცალკეულ ფრაგმენტებს - ისინი თანამედროვე კენჭნარ-ქვიშნარი და ნიჟარებიანი ნატანი მასალითაა აგებული.

საქართველოს გეოტექტონიკური დარაიონების მიხედვით (Гамკрелидзе, 1957) შავი ზღვის აღმოსავლური კიდეის სანაპირო ზოლი სამი გეოტექტონიკური ერთეულის უკიდურეს აღმოსავლურ პერიფერიაზეა მოქცეული: 1. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ნაოჭა სისტემა; 2. საქართველოს ბელტი (მთათაშუეთი); 3. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემა. პირველი მათგანის ფარგლებში, შავი ზღვის სანაპიროს უკიდურესი დასავლური პერიფერია - სოჭისა და აფხაზეთის ზედა იურა-ცარცის კირქვების (გაგრა-ჭავის ზონა) ქვეზონებია წარმოდგენილი. გაგრის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილიდან მდ. სუფსის შესართავამდე - სანაპიროს საკმაოდ დიდ მანძილზე (220 კმ) მოსაზღვრე - საქართველოს ბელტის დასავლური ნაწილი, მთლიანად დაძირვის ტენდენციისაა. შავი ზღვის საქართველოს სექტორის უკიდურესი სახრეთი პერიფერია აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის ჩრდილოეთი ზონის გურიისა და ჩაქვის ქვეზონებს უკავია.

საქართველოს ბელტის ზღვის სანაპირო პერიფერიული ზოლის ფარგლებში ტექტონიკური დანაწევრება შემდეგ სურათს იძლევა: გაგრის სამხრეთ-აღმოსავლური განაპირა ნაწილზე ზღვის კიდეზე (გაგრიდან მდ. კელასურისამდე) გუდაუთის ტექტონიკური აზეგების ქვეზონაა წარმოდგენილი; მდ.მდ. კოდორი-რიონის შესართავებს შორის მოქცეული სანაპიროს ფართო ზოლი, კოლხიდა-შავზღვიური გრაბენ-სინკლინორიუმშია მოქცეული (Астахов, 1973) და სამურზაყანოს ტექტონიკური დაძირვის ქვეზონაში ვრცელდება; ზღვის სანაპიროს (მდ.მდ. რიონი-სუფსა) შედარებით მოკლე (22-25 კმ) მანძილზე კოლხეთის ტექტონიკური დაძირვის ზონას გამოყოფენ. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის დასავლურ პერიფერია (ჩრდილოეთის ზონა) გურიისა და ჩაქვის ქვეზონებშია გავრცელებული. ორივე მათგანი ერთმანეთისაგან ტექტონიკური

საზღვრებითაა გამოყოფილი, რომლებიც მიწის ქერქში ღრმა ანაბეჭედებს (რღვევის ხაზებს) ტოვებენ.

როგორც ჩანს, საქართველოს შავი ზღვისპირა ზოლი სამი განსხვავებული ტექტონიკური ერთეულების ფარგლებშია მოქცეული, რომელთა შორი ორი მათგანი - კავკასიონისა და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემები ალპური ოროგენეზისის შედეგად ჩამოყალიბდა, საქართველოს ბელტის აგებულებაში კი ძველი და კონსოლიდირებული, ძირითადად, ჰერცინული სტრუქტურები მონაწილეობენ, რომლებიც ალპურმა მოძრაობამ საგრძნობლად გარდაქმნა.

2.2. სეისმური მოვლენები. დედამიწის სეისმური მოვლენების ისტორიის, როგორც მისი გეოლოგიური წარსულის მათიანეს, უხსოვარ დროში (ასეული მილიონობით წლები) გადავყავართ. ეს დასტურდება დიდ მანძილზე (ათეული და ასეული კილომეტრი) და სიღრმეზე (2-3 კმ) რღვევის ხაზების არსებობით. ძლიერი სეისმური ძვრები უძველეს გეოლოგიურ დროსაც მიმდინარეობდა. პლანეტის ერთიანი კონტინენტის (ჰანგეა) გახლეჩვას 200 მლნ. წლის წინ ქონდა ადგილი. მას შემდეგ, ყოველი კონტინენტი საკუთარი ტექტონიკური თავისებურებებით ხასიათდებოდა. თუმცა, პლანეტის გეოტექტონიკური პროცესების მიმდინარეობა არ შეწყვეტილა. სეისმურ ზონებში დღესაც იგრძნობა ძლიერი მიწისქვეშა ბიძგები. მათ შორის, ყველაზე ძლიერი რყევები, მიწის ზედაპირზე, თავიანთ შთამბეჭდავ ანაბეჭედებს ტოვებენ. მათი გამოვლინებები მიწის ამგებელი შრეების გეოლოგიურ „ოპერატიულ მესხიერებაში“ ჩანერილი და ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ინახება.

სეისმური რეგიონების ძლიერი მიწისქვეშა ბიძგები ზღვებისა და, უმთავრესად, ოკეანეების ფსკერზეც მიმდინარეობს. მათი „გამოძახილი“ სანაპიროზეც ვრცელდება. ცხადია, რომ ზღვისპირა დასახლებები და ზღვებთან მოსაზღვრე ქვეყნები ხშირად სეისმურად აქტიურ რეგიონებს წარმოადგენენ. სეისმურ აქტივობას კი ძლიერი ტალღების (ცუნამი) გენერირება შეუძლია.

სტატისტიკის მიხედვით, ბოლო 2500 წლის განმავლობაში, ჩვენ პლანეტაზე დაახლოებით 400 დამანგრეველი ცუნამია აღნუსხული. მათ შორის, სამ ათეულზე მეტი წყალქვეშა ვულკანებითა და სეისმური მოვლენებითაა გამოწვეული. ფსკერული მიწისძვრის ეპიცენტრში ოკეანის წყლის ფენის მკვეთრი შეშფოთების შედეგად, მის ზედაპირზე უმნიშვნელო, მხოლოდ რამოდენიმე მმ-ის დანევა ან ამოწევა შეინიშნება.

ცუნამების მკვლევარები აღნიშნავენ, რომ ამ კატასტროფული ხასიათის წარმოშობის უბანზე (სიღრმე დაახლოებით 4 კმ), ტალღის სიმაღლე (**ნახ. 3. დანართი, 1**) უმნიშვნელოდ მცირეა (რამდენიმე ათეული სმ), თუმცა სიჩქარე 200 მ/წმ (720 კმ/სთ) აღწევს, ხოლო პერიოდი 15-დან 60-მდე წუთის ფარგლებში მერყეობს. შესაბამისად, ცუნამის ტალღის სიგრძე საკმაოდ მნიშვნელოვან (100-300 კმ) სიდიდეს შეადგენს.

აღნიშნულიდან გამომდინარე, ღია ზღვაში მიწისძვრის ეპიცენტრთანაც კი ცუნამი არავითარ საშიშროებას არ წარმოადგენს. ნაპირთან მოახლოებისას კი, ცუნამის ტალღის მარჩბი აკვატორიის ფსკერზე გავლისას, ძლიერი ტრანსფორმაციის გამო, მათი სიგრძე სწრაფად მცირდება. მართლაც, წინა მცირე სიმაღლის ტალღა, ფსკერზე ხახუნის გამო, სიჩქარეს კარგავს და უკანა ტალღაც მას სწრაფად ეწევა, რაც პირველი მათგანის სიმაღლის ზრდასა და მის მოქცევით მოძრაობაში გადაყვანას იწვევს. ამის გამო, ზღვის წყლის სანაპიროზე ინტენსიურ შემოდინებას აქვს ადგილი. მისი დამანგრეველი მოქმედება დიდ მატერიალურ ზარალს იწვევს (ჰიდროტექნიკური და ნაპირსამაგრი ნაგებობების, ასევე სანაპირო დასახლებების ნგრევა-დატბორვა) და, რაც მთავარია, მოაქვს დიდი მსხვერპლი. ამის მაგალითი საკმაოდ მრავალია. მათ შორისაა აზიის (ინდოეთის ოკეანის) მიწისძვრა, რომლის შედეგად ფორმირებულმა ცუნამის (25 XII, 2004 წ) ტალღებმა 270 ათასი ადამიანის სიცოცხლე შეიწირა.

სპეციალისტების აზრით, მსგავსი მიწისძვრა დედამიწაზე ყოველ 200 წელიწადში ერთხელ მეორდება. თუმცა, აზიის მიწისძვრიდან (25 XII, 2004 წ) რამდენიმე წლის შემდეგ (მარტი, 2011 წ), წყნარ ოკეანეში, იაპონიის კუნძულ ჰონსიუს აღმოსავლეთით, ქ. სენდაიდან 130 კმ-სა და ქ. ტოკიოდან 373 კმ-ის მანძილზე, დაფიქსირებული მიწისძვრის მაგნიტუდამ 9,0-9,1 შეადგინა, რომლის მიერ გამოწვეული ცუნამი იაპონიის ისტორიაში უძლიერესი სეისმური გამოვლინებადაა მიჩნეული. მიწისძვრისა და ცუნამის შედეგად იაპონიამ დიდი მატერიალური ზარალი (\$ 312 მლრდ) და ადამიანთა მსხვერპლი განიცადა: დაიღუპა 15 731 კაცი, უგზოუკვლოდ დაიკარგა 4 532 კაცი, დასახიჩრდა 5 719 კაცი, 26 000 დროებით თავშესაფარში განთავსდა 530 000 კაცი.

მეცნიერების აზრით (Рогачко, 2010), თუ ეპიცენტრიდან დასახლებულ ნაპირამდე მანძილი 100 კმ-ია, ხოლო ზღვის საშუალო სიღრმე 1 კმ-ს შეადგენს (შავი ზღვის საშუალო პარამეტრები), მაშინ ამ პირობებში ცუნამის ტალღების გავრცელების სიჩქარის (0,1 კმ/წმ) მიხედვით, რაიმე მოცემულ ნაპირზე, ცუნამის ტალღის მოსალოდნელი შემოსვლა მხოლოდ 15-20 წუთით ადრე შეიძლება შევითვლოთ. ცხადია, რომ ეს არც თუ ისე დიდი დროა მოსახლეობის გაფრთხილებისა და უსფრთხო უბნებში ევაკუაციის მისაღწევად.

ცნობილია, რომ ცუნამის ტალღების 80 %-ის ჩასახვა წყნარი ოკეანის სეისმურად აქტიურ ზოლში მიმდინარეობს, თუმცა ასეთ ტალღებს სხვა ოკეანეებისა და ზღვების აკვატორიებშიც ვხვდებით. შავი ზღვა გამონაკლისი არაა. კავკასიისა და ანატოლიის მთები, ასევე შავი ზღვის აუზი ძლიერი ალპური დანაოჭების გავრცელების არეალს წარმოადგენს, რომელიც ჯერ კიდევ საკმაოდ ღრმად „სუნთქავს“ და სეისმური „ციებ-ცხელების“ ქვეშ იმყოფება.

შავი ზღვის აუზისა და მიმდებარე ხმელეთის სეისმური ისტორია ძლიერი მიწისქვეშა ბიძგების გამოვლინებებით ხასიათდება. მათ მიერ ზღვის ნაპირებზე დატოვებული მიწისძვრათა „ნაიარევების“ მიხედვით უნდა ვივარაუდოთ, რომ ზოგიერთი მათგანი

კატასტროფული ხასიათის უნდა ყოფილიყო. მართლაც, თანამედროვე სოხუმის ზღვისპირა პერიმეტრზე ძველი ბერძნების მიერ 2500 წლის წინ გაშენებული ქალაქი დიოსკურია ჩვ.წ.აღ. I საუკუნეში ძლიერი მიწისძვრებმა ბიძგების მიერ (Хромовских и др., 1984) დანგრეულა. მსგავსი ბიძგები აქ ხშირად მეორდებოდა და ძველ ნანგრევებზე აგებული (რომალების მიერ) ახალი ციხე-სიმაგრეც (სებასტოპოლისი) მიწისძვრის (IV-VI სს) „მსხვერპლი“ გამხდარა.

ქ. სოხუმის სეისმური „ეპოპეა“ მხოლოდ ანტიკური დროით არ შემოსაზღვრულა. ზღვის მიერ სოხუმის მიდამოების დატბორვა XVII-XIX სს-იც აქტუალური ყოფილა, რაზედაც ზოგი მკვლევარი (Чернявский, 1877) მიუთითებდა კიდევაც. არქეოლოგმა ი. ვორონოვმა (Воронов, 1974, 1980) რიგი ჰიპოთეზისა და ფაქტების ანალიზის შედეგად მსგავსი მოვლენის სანაპირომდე დასკვნა გამოიტანა. ჩვენი შეხედულებით, სანაპიროს ამ უბანზე, ტექტონიკურ მოძრაობებსა და შესაბამის სეისმურ ბიძგებს აშკარად ქონდა ადგილი, რომელთა მიერ გამოწვეულ ერთეულ დიდ ტალღებს უდავოდ შეეძლოთ სანაპიროსა და მისი მიმდებარე ნაგებობებისა თუ კომუნიკაციის ნგრევა. ამავე დროს, მხედველობაში მისაღებია ზღვის ქარული ძლიერი (>5 ბალი, ტალღების სიმაღლე > 3-4 მ) შტორმების მოქმედებით გამოწვეული ნაგებობათა მწყობრიდან გამოყვანა და ნგრევა, ან კიდევ, სანაპირო ხმელეთის უკან დახევა და ისტორიული დროის ციხე-სიმაგრეების ზღვის ფსკერზე ჩაძირვა.

შავი ზღვის სანაპიროს მიმდებარე ვაკეებისა და, განსაკუთრებით, მთიანი რეგიონების ძლიერ მიწისძვრებს გასულ საუკუნეშიც ქონდა ადგილი. მათ შორის, გეოფიზიკოსების დაკვირვებებით დაფიქსირებულია ჩხალთის (16 ივლისი, 1963 წ) მიწისძვრა, რომლის ეპიცენტრში 6,5 მაგნიტუდის ბიძგები იგრძნობოდა. მისი გამოძახილი შავი ზღვის სანაპირომდეც აღწევდა. ძველი მიწისძვრის გამოძახილი ჩანს აგრეთვე შავი ზღვის სანაპიროზე - აბრაუ-ლაზარევსკის პერიმეტრზე. აქ, უძველეს დროს, კლდოვანი ზედა ცარცული ფლიშის წყებებით (ქვიშაქვები გადაფარულია არგილიტებით, ალევროლითებითა და მერგელებით) აგებული მასივის, მეწყრული ფერდობების ზედაპირებზე, ცოცვის განსაკუთრებული („პონტური ფენომენი“) უნარი (გრუნტის ჩამოცოცება მაიკოპის წყების თიხების ზედაპირზე) შეიმჩნევა და, ხანგრძლივი სეისმური რყევების პირობებში (Хромовских и др., 1984), სახეზეა ზღვის სანაპიროს ამგებელი ქანების ნგრევის ნიშნები.

ეფექტური ზვავურ-მეწყრული დეფორმაციები შეინიშნება დიდი უტრიშის ზღვისპირა მონაკვეთზეც. მას საკმაოდ განიერი (3,0 კმ) და გრძელი (5,0 კმ) ზღვისპირა ზოლი უკავია. აღნიშნული დეფორმაცია მეცნიერმა ა. ოსტროვსკიმ შეისწავლა და დაადგინა, რომ მისი ფორმირება ძლიერ (9 ბალამდე) მიწისძვრას (Островский, 1970) უკავშირდება. ამას ადასტურებს სხვა (Хромовских и др., 1984) გამოკვლევებიც. დასახელებულ ავტორთა ვარაუდით შავი ზღვის სანაპირო მეწყრების დიდი ნაწილის ფორმირება სეისმურ აქტივობას

უკავშირდება. ასე, სოჭის მიწისძვრას (4-12 დეკემბერი, 1970 წ) უნდა გამოეწვია მიმდებარე უბნების (დასახლებები ლოო, მდ. ხეროტა) მეწყრული ნაკადების გააქტიურება, რომელთა სიმძლავრე 6-7 მ შეადგენდა და არგილიტების პაკეტისაგან შედგებოდა.

სანაპირო მეწყრული მოვლენები და მათ მიერ გამოწვეული ძლიერი დეფორმაციები ჩანს აგრეთვე საქართველოს შავი ზღვისპირა სექტორშიც. მათი ლოკალიზაცია განსაკუთრებით გამორჩეულია აფხაზეთის ზღვისპირა ზოლში. ამ მხრივ, აღსანიშნავია ზღვისპირა პერიმეტრი მიუსერასა და ეშერის გორაკ-ბორცვიან მასივებს (ამბარის, პეტროპავლოვსკის, ახალი ათონის, ეშერის მეწყრული უბნები) შორის. მათ შორის დეტალური საუბარი ქვემოთ გვექნება.

როგორც ჩანს, ისტორიულ დროში, ბოლო 1500-2000 წლის მანძილზე ძლიერი მიწისძვრები შავი ზღვის აუზში იშვიათი არ ყოფილა. შავი ზღვის აკვატორიისა და მიმდებარე სანაპირო ხმელეთის სეისმოლოგიური მონაცემების, გამეორებითი ნიველირებისა და ზღვის დონის რყევის, ასევე არქეოლოგიური მონაცემების ანალიზის საფუძველზე მეცნიერებს (Колхидская низменность..., 1990) აქვთ საფუძველი ამტკიცონ, რომ შავი ზღვისა და, განსაკუთრებით, საქართველოს სექტორი მაღალი ტექტონიკურ-სეისმური აქტივობით გამოირჩევა, რომელსაც შესამჩნევი დიფერენციებისა და აშკარა კონტრასტულობის ნიშნებთან ერთად მიწის ქერქის ცალკეული ბლოკების მოძრაობის მაღალი ტემპი გააჩნია.

ვერტიკალური მოძრაობის აბსოლუტური სიჩქარეები - 6,2-დან +13 მმ/წმ-მდე (წლიური გრადიენტი 20 მმ/წმ-მდე) მერყეობს. ამავე დროს, სანაპიროს მიმდებარე მთიანი რეგიონებისათვის დამახასიათებელი აზეგების საერთო ფონთან შედარებით ზღვისპირა ზოლი საერთო დაძირვის ტენდენციას ამჟღავნებს, რომლის უმნიშვნელო (-0,5-1,0 მმ/წმ) მაჩვენებლები (ზღვის სანაპიროს უკიდურესი ჩრდილოეთი და სამხრეთი ნაწილები) საკმაოდ მაღალ მნიშვნელობას (-6,5 მმ/წმ) მის შუა (ფოთის მიდამოები) ნაწილში იძენენ.

ძლიერი მიწისძვრები მიწის ზედაპირზე საკმაოდ შთამბეჭდავ „ნაიარევებს“ ტოვებენ. ამასობაში კი, ამა თუ იმ რეგიონში, მიწისძვრების გამოვლინებათა წარსულის შემთხვევები, მოსალოდნელი (ნახ. 4, დანართი, 1) სეისმური ხიფათის შეფასების საკმაოდ სარწმუნო მასალას წარმოადგენენ. მართლაც, მიწისძვრები ხშირად მეორდებიან იმ რეგიონებში, სადაც ისინი ოდესმე გამოვლენილან. სამწუხაროდ, მათ შესახებ სტატისტიკა უკიდურესად მწირი და უაღრესად არაღამაჯერებელია. მიწისძვრების ინსტრუმენტული დაკვირვებები ხომ მსოფლიოში მხოლოდ XIX-XX სს მიჯნაზე დაიწყო. მათ შესახებ სრულყოფილი მონაცემები არც ამჟერად მოგვეპოვება. თუმცა, საუკუნეების მიღმა მომხდარი მძლავრი მიწისძვრების მიერ „შეტორტმანებული“ მიწის ზედაპირი თუ მისი ამგებელი ქანები დღესაც ინახვენ „გარდასულ დღეთა ნაიარევებს“, რაც მომავალში მათი აშკარა გამეორებების შესახებ მიგვანიშნებს.

შავი ზღვა ცუნამებით განებივრებული არაა. მეცნიერთა მიერ (Доценко, 1994; Никонова, 1994; Доценко, 1995) ინსტრუმენტული დაკვირვებებით რეგისტრირებული და

დადასტურებულია ოთხი (26 ივნისი, 1927 წ; 12 სექტემბერი, 1927 წ; 26 დეკემბერი, 1939 წ; 12 ივლისი, 1966 წ) ცუნამი, რომელთაც სეისმური გენეზისი ჰქონდათ. ცუნამის ტალღის სიმაღლე დაკვირვების პუნქტში 0,53 მ შეადგენდა. ამავე დროს, არსებობს ისტორიულად საკმაოდ დამაჯერებელი ფაქტები (Никонова, 1994) იმის შესახებ, რომ ჩვ.წ.ალ-ის დაწყებიდან ორი ათეული წლის შემდეგ თანამედროვე სოხუმის სანაპირო უბანზე, ასევე სევასტოპოლის (ჩვ.წ.ალ-ის 101 წ), ვარნის (ჩვ.წ.ალ-ის 543 წ), ყირიმის სამხრეთი ნაპირის (1341 წელს, ასევე XV ს-ში, 1869-1875 და 1927 წლები) ნაპირების მიდამოებში კატასტროფული ცუნამის გამოვლინებას ქონია ადგილი, როცა ტალღის სიმაღლე 4 მ აღემატებოდა.

შავი ზღვის ცუნამის მკვლევარები (Доценко, 1995) მიუთითებენ, რომ მსგავსი მოვლენის გამეორებას შედარებით დიდი ალბათობა გააჩნია შავი ზღვის შელფურ ზოლში - ყირიმის, ანაპის, საქართველოსა (აფხაზეთი) და თურქეთის მიდამოებში. რაც შეეხება სოხუმის ზღვისპირა სანაპიროზე ცუნამის გამოწვევას, უნდა ვივარაუდოთ, რომ აქ სეისმური გენერაციის ტალღების წარმოშობა შესაძლებელი უნდა ყოფილიყო როგორც წყალქვეშა, ისე მიმდებარე ხმელეთის მიწისძვრების მიერ.

სპეციალისტების მიერ (Developing Tsunami..., 2001) შედგენილია ცუნამის ტალღების სიმაღლეთა და ზვირთცემის ნაკადის გავრცელების პროგნოზული (ნახ. 4, დანართი, 1) რუკა, სადაც გათვალისწინებულია აუზის ფსკერის რელიეფი, სანაპირო ხაზის კონფიგურაცია და ნაპირების ტოპოგრაფია. ამ რუკაზე გათვალისწინებულია ბოლო 300 წლის დაკვირვების შედეგები. ფრჩხილებში ჩასმული ციფრები გვიჩვენებენ ცუნამის ტალღების სიჩქარეებს, სხვა ციფრები კი ზვირთცემის ნაკადის სიმაღლეებს აღნიშნავენ. წყვეტილი ხაზები - იზობათებია, ხოლო მსხვილი ხაზები - ცუნამის სანაპირო ხმელეთზე შემოჭრის არეალს გვიჩვენებს.

პროგნოზულ რუკაზე ჩანს, რომ სავარაუდო ცუნამის მიერ შავი ზღვის დაბალი სანაპიროს საკმაოდ ფართო ზოლის დატბორვას ექნება ადგილი, ხოლო კლდოვანი და მაღალი კლიფების გავრცელების რაიონები მსგავსი მოვლენისაგან დაცული იქნება. თუმცა, ცუნამის ტალღისა და ზღვისპირა ფლატეზე (კლიფზე) ზვირთცემის ნაკადის ძლიერი ზემოქმედება ხელს შეუწყობდა პლაჟის აქტიურ წარეცხვას, ნაპირების შთამბეჭდავ ნგრევას, კლიფის აბრაზიასა და უკან დახევას.

როგორც ჩანს, შავი ზღვის პროგნოზული ცუნამის ტალღების მიერ ძლიერი ზემოქმედების ქვეშ მოქცეულია ძირითადად უკრაინის (ოდესის რეგიონი), რუსეთის, საქართველოს (კოლხეთის დაბლობი), რუმინეთისა და ბულგარეთის დაბალი სანაპირო უბნები, აგრეთვე მდინარეთა (დუნაი, დნესტრი, დნეპრი, ფსოუ, ბზიფი, ჰიფსთა, აფსთა, გუმისთა, კოდორი, რიონი, ჭოროხი) შესართავები. აღნიშნული ნაპირები ქარული შტორმების შეტევებსაც კი ვერ უმკლავდებიან და, ამ მხრივ, საკმაოდ სუსტ უბნებს (ნახ. 5,

დანართი, 1) წარმოადგენენ. აქედან გამომდინარე, მიზანშეწონილია ამ უბნების ნაპირების ცუნამის ექსტრემალური შტორმული ზემოქმედებისაგან დაცვის ღონისძიებების შემუშავება.

შემდეგ სურათზე (**ნახ. 6, დანართი, 1**) ნაჩვენებია შავი ზღვის სანაპიროს უბნები, რომლებზეც მოსალოდნელია ცუნამის ექსტრემალური (5 მ-ზე მეტი) ტალღების გავრცელება. პროგნოზის ავტორის (Фортученко, 2010) მიერ ნავარაუდევია ყირიმის, გავრა-ბიჭვინთის, ქობულეთის, ბათუმის სანაპიროების სახიფათო მდგომარეობა.

ამასთან ერთად უნდა ვივარაუდოთ, რომ თუკი რაიმე მიზეზით, შავი ზღვის შუა ნაწილში (სიღრმე 2000 მ) ცუნამის 2 მ სიმაღლის ტალღის წარმოქმნას ეწეება ადგილი, მაშინ ფსკერის ტოპოგრაფიისა და ტალღის ტრანსფორმაციის, კერძოდ რეფრაქციის გათვალისწინებით, სანაპირო ზონაში ცუნამის ტალღის სიმაღლემ 10 მ უნდა (Рогачко, 2010) შეადგინოს. მსგავსი პარამეტრის ქარული ექსტრემალური ტალღების ნაპირზე მუშაობა გასულ საუკუნეში დაფიქსირდა ბიჭვინთის (60-იანი წლები), გავრის (1975 წ), იალტისა და მასანდრას (80-იანი წლები) სანაპიროებზე, როცა მათი სიმაღლეები ამ კრიტიკულ სიდიდეს (9-10 მ) აღწევდნენ. მაშინ, დამკვირვებლების მიერ ამ ტალღების დამანგრეველ მოქმედება ფიქსირდებოდა. ასე, რომ მოსალოდნელი ცუნამის ერთეული ტალღების სანაპიროზე ნგრევის მოქმედების კატასტროფული გამოვლინების ხასიათი იმის საფუძველს გვაძლევს, რომ ცუნამის ექსტრემალური ტალღები სანაპიროებს კარგს არაფერს უქადის.

ამგვარად, შავი ზღვის აუზის თანამედროვე ტექტონიკა და, მასთან დაკავშირებული ცუნამის ტალღების მიერ გამოწვეული შთამბეჭდავი ნგრევა საკმაოდ დამაჯერებელ ფაქტებს ემყარება. ამავე დროს, სეისმური აქტივობის შედეგად მიწისქვეშა ბიძგებით გამოწვეული ნაპირების დეფორმაციები ხშირად სანაპირო ზოლის რელიეფის ფორმების ძლიერ გარდაქმნასა და მისი ახალი იერ-სახის ფორმირებას განაპირობებს. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ცუნამის მოქმედების რეჟიმში, სანაპირო რელიეფის გარდაქმნისა და პროგნოზული ტენდენციის ჩამოყალიბებას ეწეება ადგილი. ამ მხრივ, გასათვალისწინებელია უძველესი დროის მიწისძვრების აქტიური გამოვლინებათა შესახებ არსებული ფაქტები, რომლებიც ზღვისპირა რეგიონის სეისმური პროგნოზის საშუალებას იძლევა.

ამდენად, რეგიონის თანამედროვე ტექტონიკური პროცესებისა და სეისმური მოვლენების აწინდელი სურათის მიხედვით უნდა ვივარაუდოთ, რომ შავი ზღვის სანაპიროს განვითარების არა მარტო თანამედროვე ფაზა, არამედ მისი მომავალი დრო საკმაოდ აქტიური სეისმური პროცესების მსვლელობას უკავშირდება და, ძლიერი ანთროპოგენური დატვირთვების გამო - მისი შენელების ტენდენციაზე არ მეტყველებს.

2.3. შავი ზღვის ქვაბული. შავი ზღვის აკვატორია მოქცეულია ღრმა და ჯამისებრ ქვაბულში, რომლის განაპირა ფერდობი საკმაოდ ციცაბო მოყვანილობისაა. შავი ზღვისპირა ხმელეთის წყალქვეშა გავრცელების ანუ შელფის საზღვარი ზღვის კიდეა და კონტინენტური კალთის ხაზზე გადის. შელფის ზედაპირს ხმელეთიდან მემკვიდრეობით

მიღებული რელიეფის ნიშნები გააჩნია და ზღვის კალაპოტისაკენ (ფსკერისაკენ) გარდამავალ ზონას ქმნის. მისი ზედაპირი 1^0 - 12^0 -იდან 12^0 - 15^0 -მდე, საშუალოდ კი 4^0 - 5^0 დახრილობით ხასიათდება. წყალქვეშა კანიონების ფარგლებში ფსკერის დახრილობა 18^0 - 20^0 -ზე მეტია.

შავი ზღვის შეღვის ფართობი 108 ათასი კმ², კონტინენტური ფერდობისა კი 100 ათას კმ² აღწევს (ნახ. 7. დანართი, 1) და (ნახ. 8. დანართი, 1). ზღვის ზედა, შეღფურ ნაწილში ნგრეული მასალის მოძრაობას აქვს ადგილი, რომელსაც წყალქვეშა მენყრები და სუსპენზიური (მღვრიე) ნაკადები იწვევენ. ნგრეული მასალის მოძრავი ნაკადების გამოზიდვის კონუსები კი ქვაბულის ფსკერზე ილექება, რომელიც ზღვის ყველაზე ღრმა ნაწილს წარმოადგენს. იგი მორფოლოგიურად ბრტყელძირიანი, ჯამისებრი მოყვანილობისა და ტექტონიკური გენეზისისაა.

შავი ზღვის გეოლოგიური ისტორია საკმაოდ რთულია. მან (მის ადგილზე მყოფმა ტერიტორიამ) ამ ბოლო 7-8 მლნ წლის მანძილზე სივრცე-დროითი ცვლის ხანგრძლივი კასკადი განიცადა. ჯერ კიდევ, ტრიასულ და იურულ პერიოდებს შორის (250 მლნ. წელი) შუა მესამეულამდე (40 მლნ. წლის წინ) თანამედროვე ხმელთაშუა, მარმარილოს, შავი, აზოვის, კასპიისა და არალის ზღვების ადგილზე ძველი უზარმაზარი ტეთისის (ნახ. 9, დანართი, 1) ოკეანე (ზღვის ქალღმერთის, ნეპტუნის ქალიშვილის ფეტიდის ანუ თეტიდის სახელწოდების მიხედვით) მდებარეობდა.

ამდენად, შავი ზღვის გეოლოგიური (მესამეული დროის დაწყებამდე, 65,5 მლნ. წლის წინ) განვითარების ისტორია უძველესი ტეთისის ოკეანის დიდი აუზის არსებობას უკავშირდება, რომელიც მაშინ ალპურ გეოსინკლინის წარმოადგენდა და საკმაოდ ვრცელ (ატლანტის ოკეანის აღმოსავლეთი სანაპიროდან, დასავლეთი ევროპისა და შავი-კასპიის აუზების გავლით, ინდოეთის ოკეანემდე) ზოლს (12 ათასი კმ) მოიცავდა. შავი ზღვა კი ალპური დანაოჭების ორ შტოს (პონტოს მთები და კავკასიონი) შორის იყო მოქცეული.

ამ ოკეანის უძველესი დროის ისტორიის დეტალების აღდგენა ამჟამად საკმაოდ ძნელია. შეიძლება ითქვას, რომ ტეთისის ყოფილი დიდი ოკეანე, ალპური დანაოჭების შედეგად თანდათან შემცირდა და ზღვების ცალკეულ აკვატორიებად დანაწილდა.

ტეთისის ოკეანის ერთ-ერთ მცირე უბეს, შუა მიოცენში (26-27 მლნ. წლის წინ), შავი ზღვაც წარმოადგენდა. კავკასიონის ქედისა და სამხრეთი კავკასიის ზეგნის აზეგებითი მოძრაობების შედეგად პლიოცენის ეპოქაში კასპიისა და შავი ზღვის აუზები ერთმანეთისაგან იზოლირებულ აუზებად ჩამოყალბდნენ. თავის მხრივ, შავი ზღვა შიდა კონტინენტურ დახშულ აუზს წარმოადგენდა, რომელიც მაშინაც სამხრეთი კავკასიის დასავლეთი ნაწილის ეროზიის ბაზისის როლს ასრულებდა.

ამდენად, 13-10 მლნ წლის წინ, ალპური ოროგენეზისის მსვლელობასთან ერთად, ტეთისის ოკეანის (ზღვის) დასახელებულ ორ უბეებს შორის კავშირი გაწყდა და მის აღმოსავლურ ნაწილზე შავი, კასპიისა და არალის ზღვებმა სარმატული ზღვა შექმნეს,

ხოლო ტეთისის ოკეანის დასავლური აკვატორია, მლაშე წყლიან, ხმელთაშუა ზღვას ეკავა. აღმოსავლური – დანარჩენი აკვატორია (სარმატული ზღვა) კი მტკნარი წყლისაგან შედგებოდა.

გვიანდელი სარმატის (ნახ. 10, დანართი, 1) დასასრულს, შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლური ნაწილის მიმდებარე ხმელეთი - იმიერკავკასია (ჩრდილოეთი კავკასიის მთისწინები და ვაკეები) ზღვის წყლის მცირე აკვატორიების ნარჩენების დაშრობით ხასიათდებოდა. აქვე, ყუბანის უბის ფსკერზე მიმდინარე ალუვიური მასალის დაღეჭვისა და თანდათან ამოვსების შედეგად, ყუბანისპირა აკუმულაციური ვაკის ფორმირება მიმდინარეობდა.

ამავე დროს, ტეთისის ოკეანის ფსკერიდან ყირიმისა და კავკასიის ქედების ცალკეული მწვერვალები ამოიზიდნენ. მომდევნო სამი მილიონი წლის მანძილზე აკვატორიის ევოლუციური ცვლილებები კიდევ უფრო შემცირდა, ხოლო მისი მარილიანობა რამდენადმე (<http://blacksea-education.ru/2-3.shtml>) გაიზარდა კიდევაც. ცხადია, რომ წყლის ქიმიური შედგენილობის ცვლილებასთან ერთად აუზის ბინადარი ცოცხალი ორგანიზმების მასიურ გადაშენებას ჰქონდა ადგილი.

შავი ზღვის აუზში, დაახლოებით 8 მლნ წლის წინ (მეოტის-პონტის ფაზის აზევება), პონტური მტკნარი ზღვის გაჩენა დაფიქსირდა, რომელიც აწინდელი შავი და კასპიის ზღვებს მოიცავდა. კავკასიონისა და ყირიმის მთების ცალკეული მწვერვალები კი კუნძულების სახით იყვნენ წარმოდგენილი. მეოტისისა და პონტის განმავლობაში, ზღვის მცირე ტრანსგრესიის მიუხედავად, შავი ზღვის აუზის რეგრესიული ფაზის განვითარებას ჰქონდა ადგილი. მისი საწყისი ეტაპი გვიანდელ სარმატულ დროს მოიცავდა.

პონტური დროის მეორე ნახევარში მანიჩის სრუტესა და მის მიმდებარე ხმელეთზე აუზების „დაშრობა“ დაფიქსირდა. მას კი, თავის მხრივ, ისევ აზევება და ხმელეთის ნიშნულების აწევა მოყვა, რომელმაც შავი და კასპიის ზღვების აუზების ერთმანეთისაგან ხანგრძლივი იზოლაცია მოახდინა. ამის გამო, შუა პლიოცენში, ამ ზღვების აკვატორიაზე კლიმატის არაერთფეროვანი სურათი ჩამოყალიბდა. ასე, მაგალითად, გვიანდელი პონტის დროს კასპიის ზღვის აუზში არიდული ან სემიარიდული ჰავის გავრცელებას ჰქონია ადგილი, რასაც მიუთითებს ამ რეგიონში შუა პლიოცენური ლაგუნური-მლაშე წყლის პირობში ნალექების დაგროვების (Общая характеристика..., 1977) მრავალი შემთხვევა. განსაკუთრებით კი, მას კავკასიონის სამხრეთი-დასავლეთ ნაწილში ქონდა ადგილი.

აღმოსავლეთი შავი ზღვისპირა ნაწილში კი, შუაპლიოცენური (კიმერიული) დროის მანძილზე, ცხელი და შედარებით ნოტიო ჰავა ბატონობდა. მდ. რიონის მიერ შექმნილ საკმაოდ ვრცელ - კოლხეთის ალუვიურ ვაკეზე მარადმწვანე მცენარეულობა იყო გავრცელებული. შავი ზღვის მიმდებარე ხმელეთის დასავლურ პერიფერიაზე ჰავა ასევე თბილი, თუმცა ნოტიო ხასიათის მატარებელი იყო. ამ დროს ფორმირებული

წითელმიწების გადარეცხვისა და გადალექვის გამო, ჭრელი თიხების ფორმირებას ქონდა ადგილი, რომლებიც ამჟამად აზოვ-ყუბანის ქვაბულის მიდამოებში გვხვდება.

შავი ზღვის აუზის განვითარების შემდგომი ისტორია მისი ზედაპირის დონის ცვლილებებითა და მეზობელი კასპიის ზღვის აკვატორიასთან კავშირების დაკარგვა-აღდგენის მორიგეობით ხასიათდებოდა. ასე, შავი ზღვის აღმოსავლეთი პერიფერიის კიმერიული ზღვა-ტბის კონტური, პონტური აუზის სანაპირო ხაზთან შედარებით, მხოლოდ უმნიშვნელოდ შემცირებულა. შავი ზღვის კიმერიული აუზი სუსტი მლაშე მარილიანობით ხასიათდებოდა, ხოლო მისი დონე ოკეანის დონეს ნიშნულს მიახლოებული ან რამდენადმე უფრო მაღალი (Общая характеристика..., 1977) ყოფილა. ამ დროს კი (შუა პლიოცენის დასასრული) კასპიის ზღვის დონე ოკეანესთან შედარებით მკვეთრად (-500 მ) დაეცა, ხოლო მისი ფართობი (ზღვა მხოლოდ მის სამხრეთ ნაწილში ფიქსირდება) თანამედროვე არალის ზღვის ტოლი უნდა ყოფილიყო.

კოლხეთის დაბლობის (რიონის დეპრესია) ფარგლებში მიმდინარე ხანგრძლივი აკუმულაციის გამო, შუა პლიოცენურ დაბალ ვაკეებზე საკმაოდ მძლავრი ფენები (500-1000 მ) დაილექა. ამ ორი (შავი და კასპიის ზღვების) აუზის არაერთგვაროვანი რეჟიმები გვან პლიოცენშიც გაგრძელებულა. ეს შეეხება მათი ფართობებისა და წყლის მასების მოცულობების პარამეტრებს: თუკი, შავი ზღვის აუზი პლიოცენში (განსაკუთრებით კუილნიკურ და გურიულ დროს) თანდათან მცირდებოდა, კასპიის აუზში ეს პროცესი დიამეტრალურად სანინალმდეგო ხასიათს ღებულობდა.

კასპიის ზღვის აღჩაგილურმა ტრანსგრესიამ (Общая характеристика..., 1977) მისი წყლის ყუბან-აზოვის დეპრესიაში შემოსვლა განაპირობა. ამ მოვლენაზე მიუთითებს ტამანის ფენებში კასპიის ზღვის ფაუნის არსებობა. ამ დროს, შავი ზღვის წყლის კასპიურ აუზში შემოსვლას მეცნიერები არ ადასტურებენ. ამ შეხედულების დამამტკიცებელ ფაქტად მოჰყავთ მაშინდელ ჩრდილოეთ კავკასიასა და მთიან ყირიმს შორის ზღუდის (ბარიერის) არსებობა, რომელიც აქ, ჯერ კიდევ, კიმერიულ დროს უნდა (Милановский, 1968) გაჩენილიყო.

შუა და გვიანდელი პლიოცენის დასასრულს შავი ზღვის აუზი ძლიერ მტკნარი წყლის არსებობით ხასიათდებოდა, რაც რეგრესიის (ზღვის დაბალი დონე) მსვლელობით ყოფილა გამოწვეული. მოგვიანებით (აფშერონული დრო) კი, პალეომდინარეების (დონი, ყუბანი და სხვ) მიერ შავი ზღვის აუზში წყლის დიდი მოცულობის შემოტანამ, მისი დონის აწევა და კასპიის აუზთან დაკავშირება გამოიწვია. აფშერონის მეორე ნახევარში შავი ზღვა გურიულ ტრანსგრესიას განიცდის და კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე მთისწინების ზოლის დაკავებას „ახერხებს“.

ამდენად, შავი ზღვის ქვაბული შუა მიოცენში (14-15 მლნ წლის წინ) ჩამოყალიბდა (Леонов, 1960). პლიოცენის დასაწყისში (4,5-5,2 მლნ წლის წინ) კი ხმელეთის დაძირვამ ზღვის ტრანსგრესია გამოიწვია და შავი ზღვის აუზმაც საკმაოდ ვრცელი არეალი (ზღვის

მიმდებარე სტეპები) დაიკავა. ამ აუზის ჩრდილო პერიფერია ღრმა წყლით დაიფარა, რომლის გაყოლებით შავი და კასპიის ზღვები ერთმანეთს დაუკავშირდნენ კიდევაც. კიმერიულ ეპოქაში კი ეს კავშირი განყდა და, შავი და კასპიის ზღვებმა, ერთმანეთთან კავშირი განწყიტეს. ამ დროს, შავი ზღვის აუზმა თითქმის თანამედროვე მოხაზულობა მიიღო. ამ აკვატორიის მიმდებარე ფრაგმენტებზე, კუიალნიკური დროის ლიმანური ნალექების არსებობა, აღნიშნული სტეპების დაძირვასა და ამ აუზებს შორის კავშირის აღდგენაზე მიუთითებს.

5-7 მლნ წლის წინ კი (სარმატული დრო) გამოცალკევებული მტკნარი შავი ზღვა არსებობდა, რომელიც 2-3 მლნ წლის წინ მლაშე ოკეანური წყლისაგან (მეოტური ზღვა) შედგებოდა. მის წყალში ზღვის მცენარეები და ცხოველები ბინადრობდნენ. იმ დროს, ზღვის წყალი უზარმაზარი ვეშაპების საბინადრო ყოფილა. ამჟამად, პალეონტოლოგები მათი ჩონჩხის განამარხებულ ნარჩენებს პოულობენ კიდევ. ამავე დროს, ხმელეთის აზვევება გრძელდებოდა და ერთი მილიონი წლის წინ შავი და კასპიის ზღვები ერთმანეთს საბოლოოდ გამოეყვნენ. შავი ზღვა მლაშე (ოკეანური) ნიშნების გახდა, კასპიის ზღვა კი მტკნარი წყლის მატარებლად დარჩა.

პლეისტოცენში მიმდინარე შავი ზღვის აუზის დონის ცვლილებები, უმთავრესად, მისი აუზის კლიმატური რეჟიმის ცვლილებებთანაა დაკავშირებული. დახშული კასპიისა და ნახევრად დახშული შავი ზღვის აუზების ჰავა არათანაბრად და არაერთგვაროვნად იყო გამოვლენილი. შუა პლეისტოცენიდან დაწყებული შავი და კასპიის ზღვების დონეების რყევის რიტმები, შავი ზღვის ხმელთაშუაზღვიურ აუზთან კავშირის აღდგენის გამო, ერთმანეთს არ ემთხვეოდნენ. კერძოდ, მათი ტრანსგრესიული თუ რეგრესიული დონეების რეჟიმები ასინქრონული ხასიათის მატარებელი იყო.

მართლაც, შავი ზღვის ტრანსგრესიული დონეების ფორმირება (უზუნლარული, კარანგატული, შავზღვიური) ოკეანის დონის ევსტატიური ცვლილებებით იყო გამოწვეული. ცხადია, რომ შავი ზღვის დონის ეს ცვლილებები ევროპის ხმელეთის კონტინენტური გამყინვარებისა და გამყინვარებათშორისი პერიოდების მორიგეობას უკავშირდება. არიდული ჰავის პირობებისა და დახშული აუზის არეალში მოქცეული კასპიის ზღვის ტრანსგრესიები (ბაქოური, ხაზარული, ხვალისკური) კონტინენტური მყინვარების მასიური დნობის პოსტგლაციალურ ფაზებს უკავშირდებოდა და, ცხადია მყინვარული ეპოქების მეორე ნახევარში ვლინდებოდა.

კასპიის ზღვის რეგრესიები კი გამყინვარებათშორისი (ზღვის ზედაპირიდან ძლიერი აორთქლება) და გამყინვარების დაწყების (რუსეთის ვაკეზე მყინვარების ფორმირების შედეგად მდინარეთა ჩამონადენის შემცირება) ეტაპებს ემთხვევა. შავი ზღვის შემდგომი ისტორია შუა და გვიან პლეისტოცენში მიმდინარეობდა. ამ 100-70 ათასი (ზოგი ავტორის მიხედვით 185 ათასი) წლის წინ კავკასიასა და მიმდებარე ხმელეთზე პლეისტოცენური

გამყინვარების ბოლო ვიურმული ეპოქა დაიწყო, რომელმაც ოკეანის დონე 100-105 მ-ით დაბლა დაწია.

შავი ზღვის ამ საკმაოდ დაბალი დონე და მისი აკვატორიის თითქმის მტკნარი რეჟიმი (ახალევქსინური ტბა-ზღვა) დიდხანს (ნახ. 11. დანართი, 1) გაგრძელდა. ვიურმული მყინვარების აქტიური აბლაცია ამ 18-20 ათასი წლის წინ დაიწყო და 10-11 ათასი წლის წინ დამთავრდა. შავი და მიმდებარე ზღვების, ასევე ოკეანის წყლის ბალანსიც შეიცვალა. მათი დონის მაღლა აწევს გამო, დაახლოებით 6-8 ათასი წლის წინ, ხმელთაშუა ზღვის წყალმა, მიწისძვრის შედეგად წინასწარ „გამზადებული“, ბოსფორის სრუტის გავლით, შავ ზღვაში გადმოსვლა დაიწყო. ამდენად, შავი და ხმელთაშუა ზღვები, ასევე ატლანტის ოკეანე - საბოლოოდ დაუკავშირდნენ.

ამჟამად კი, შავი ზღვის აუზში ტექტონიკურ ბუნებას „ტაიმ-აუტი“ აქვს აღებული. მთების აზეცება უმნიშვნელო (0,45 მმ/წწ) სიდიდისაა. მთები იზრდება, თუმცა ზღვის დონე მაღლა კიდევ უფრო სწრაფად (2,0-2,5 მმ/წწ) მიიწევს. შავი ზღვის სანაპიროს ძველი ბერძნული ნაგებობათა (დიოსკურია) ნაწილი უკვე ზღვის სანაპირო ფსკერზე „განისვენებენ“.

შავი ზღვის ღრმულის გეოლოგიური განვითარების რთული ისტორიის წყალობით, საბოლოოდ, შავი ზღვის ქვაბულის ზოგადი ნიშნები ჩამოყალიბდა. მისი აწინდელი იერ-სახე რეგიონის განვითარების ნიშნებს უკავშირდება და ამ ასპექტების მიხედვით წარსულის სურათის აღდგენაც სირთულეს არ წარმოადგენს.

ამგვარად, შავი ზღვის წარმოშობისა და განვითარების პროცესი საკმაოდ რთული ხასიათისაა. შავი ზღვის აკვატორიის საბოლოო ჩამოყალიბების შესახებ ერთი, ფრიად გავრცელებული ჰიპოთეზის, მათ შორის, საერთაშორისო ოკეანოგრაფიული კომისიის (1993 წ) თანახმად, ამ 7500 წლის წინ ზღვა პლანეტის ყველაზე ღრმა და მტკნარ ტბას წარმოადგენდა, რომლის დონე თანამედროვესთან შედარებით, 100 მ-ზე რამდენადმე უფრო ღრმად მდებარეობდა.

ცხადია, რომ პლეისტოცენური გამყინვარების ბოლო ვიურმული ფაზის დასასრულს, მსოფლიო ოკეანის დონის საგრძნობლად აწევისა და მისი წყლის ბოსფორის ყელის გავლით, ამ უკანასკნელის გარღვევა და აღნიშნული მტკნარი ტბის აუზში გადმოღინება გახდა შესაძლებელი. ტბის დონის სწრაფი აწევის პირობებში, სანაპირო ვაკე-დაბლობების დატბორვა და უკვე დასახლებული - მეურნეობრივად ათვისებული ნაყოფიერი მიწები ზღვის წყლის ქვეშ მოექცა³. ცხადია, რომ ამ ჰიპოთეზის თანახმად, შავი ზღვის დონის სწრაფი აწევისა და ფართო სანაპირო ზოლის დატბორვის გამო, იქ მოხინაღრე მტკნარი წყლის ცოცხალი ორგანიზმების მასიურ განადგურებას უნდა ქონოდა

³ შესაძლოა, რომ ამ ბუნებრივ მოვლენასთანაა დაკავშირებული მითი საყოველთაო წარღვნის შესახებ.

ადგილი. სწორედ, მათი გახრწნის პროდუქტის მეშვეობით შესაძლო იყო გოგირდწყალბადის წარმოქმნა, რომელიც ამჟამად ზღვის ღრმა წყლებში მაღალ კონცენტრაციას აღწევს.

ამდენად, როგორც შავი ზღვის ქვაბულის განვითარების ისტორიის ძირითადი ნიშნების, ისე თანამედროვე რელიეფის ზოგადი თავისებურებების მიხედვით ირკვევა, რომ შავი ზღვის ქვაბულში შესაძლებელია ორი განსხვავებული ნაწილების გამოყოფა: 1. შავი ზღვის ჩრდილოეთი აკვატორიის მარჩხი ფსკერი, რომლის სიღრმეები 100-200 მ-ის ფარგლებში მერყეობს; 2. შავი ზღვის სამხრული - ღრმანწყლიანი (2000 მ-ზე მეტი) აუზი. ორივე ნაწილი განედური მიმართულებითაა განოლილი. პირველი მათგანის (ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილი) გავრცელება რუსეთის ბაქნის განაპირა პერიფერიას ემთხვევა, რომელიც ნეოგენისა და მეოთხეული პერიოდების მანძილზე მხოლოდ ნელი დაძირვისა და აზეგების მორიგეობით ხასიათდებოდა. მის ფარგლებში არა თუ დიზუნქტიური (რღვევები, ნაწევები, ნაწყვეტები), არამედ პლიკატური (შრეების გაღუნვითი) დისლოკაციის შემთხვევებიც კი არ ფიქსირდება. ზღვის ამ ნაწილში სანაპიროების დაჭაობების, ზღვის კიდეზე მცირე კუნძულების, ლიმანების, ნაზინებისა და ცელების არსებობა ამ რეგიონის თანამედროვე ნელი დაძირვის ტენდენციაზე მიუთითებს. ზღვის ღრმანწყლიანი სამხრული ნაწილი, რუსეთის ბაქნის განაპირა (ეპიბაქური) ზოლი, მიმდებარე ხმელეთისაგან მძლავრი ჩანაქცევითაა გამოყოფილი.

შავი ზღვის კონტინენტური მეჩეჩი (შელფი) მეტად არათანაბარი სიგანის (**ნახ. 12. დანართი, 1**) ბუნებრივი წარმონაქმნია. იგი, მაქსიმალურ სიგანეს ზღვის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში აღწევს, სადაც 200 მ-იანი იზობათი ნაპირიდან 180 კილომეტრითაა დაშორებული. ზღვის დასავლურ ნაწილში შელფი 50 კმ-მდე ვიწროვდება, ხოლო სამხრეთი (თურქეთი) და აღმოსავლეთი (საქართველო) ნაწილების შელფური ზოლი (კოლხეთის გარდა) საკმაოდ შესამჩნევ შევიწროებას განიცდის და ნაპირიდან მხოლოდ რამდენიმე ასეული (ზოგან რამდენიმე ათეული) მეტრითაა დაშორებული.

თავთხელის (შელფის) დახრილობა შედარებით მცირეა და 1^0-2^0 -დან 4^0-5^0 -მდე მერყეობს. მისი ზედაპირის საერთო დახრის კუთხეებიც შედარებით უმნიშვნელო სიდიდისაა. კონტინენტურ ფერდობის (კალთაზე) დახრილობა შესამჩნევად მატულობს, თუმცა არაერთგვაროვანია. ასე, მაგალითად, ყირიმის სამხრეთი ნაწილის ზღვის კონტინენტური კალთის დახრილობა 5^0-6^0 -ის ფარგლებში, კავკასიონის მისადგომებთან 13^0-15^0 -ის, ხოლო ნოვოროსიისკთან მაქსიმალურ 50^0 -იან სიდიდესაც კი აღწევს. ამავე დროს, სიღრმის ზრდასთან ერთად, განსაკუთრებით კი ქვაბულის ფსკერზე, დახრილობები ძალზე უმნიშვნელოა.

კონტინენტური მეჩეჩის მიღმა ფსკერის სიღრმეები (**ნახ. 12. დანართი, 1**) სწრაფად იზრდება. ეს მოვლენა განსაკუთრებით შავი ზღვის აკვატორიის სამხრეთ ნაწილში შეიმჩნევა, სადაც 2000 მ-იანი იზობათი ნაპირიდან 45-60 კმ-ის მანძილზე მდებარეობს. შავი

ზღვის ფსკერის დახრილობაც საკმაოდ არათანაბარია. ზღვის ფსკერის შუა ნაწილი თითქმის ისეალებად ბრტყელი ზედაპირის დიდ სივრცეს უკავია, სადაც სიღრმეთა ცვლილებები ფაქტობრივად არც კი შეიმჩნევა. შავი ზღვის ყველაზე ღრმა ნიშნული 2245 მ-ზე მდებარეობს, ხოლო საშუალო სიღრმე 1282 მ-ს შეადგენს.

შავი ზღვის აკვატორია და მიმდებარე სანაპირო მოქცეულია როგორც არაერთგვაროვანი გეოტექტონიკურად დანაწევრებული ერთეულების, ისე საკმაოდ ჭრელი მრავალფეროვანი გეოლოგიური აგებულების ფარგლებში. შავი ზღვის ღრმული ალპური გეოსინკლინური ნასხლეტებით შემოსაზღვრულ უზარმაზარ გრაბენშია გაშლილი. მისი ჩრდილო წყალმარჩხი ნაწილი რუსეთის ბაქნის განაპირა პერიფერიაზე მდებარეობს. დანარჩენი ნაწილები ნაოჭა სტრუქტურების არეალშია მოქცეული.

შავი ზღვის გეოლოგიური განვითარების ისტორია მჭიდროდ უკავშირდება კასპიისა და არალის ზღვა-ტბების მიერ გავლილ ისტორიებს. მართლაც, მეზობურ და კაინოზოური ეონების განმავლობაში და მესამეულ პერიოდში ამ ზღვების გავრცელების ადგილას, ჯერ კიდევ, ერთიანი ვრცელი აუზი (ტეთისის ზღვა-ოკეანე) მდებარეობდა, რომელსაც კავშირი ჰქონდა როგორც ატლანტის, ისე წყნარ ოკეანეებთან.

შავი ზღვის, ბოლო 10 მლნ წლის, გეოლოგიური ისტორიის მსვლელობა წინა პარაგრაფში დეტალურადაა განხილული. შუა მესამეულიდან დღემდე, ტეთისის ოკეანეში შემავალი ზღვები და ზღვა-ტბები, საკმაოდ შთამბეჭდავ ცვლილებებს განიცდიდნენ. ამ ვრცელი წყლის აუზში და თვით წყნარ ოკეანეს შორის კავშირების დაკარგვისა თუ აღდგენის მრავალჯერად მონაცვლეობას ჰქონდა ადგილი. მის მიხედვით მიმდინარეობდა როგორც წყლის ფიზიკურ-ქიმიური თავისებურებების (წყლის ტემპერატურა, მარილიანობა და სხვ), ისე წყლის მასებისა და კლიმატური პირობების აშკარა ცვლილებები.

შავი ზღვის აკვატორიის სარმატული მტკნარი ტბის მარილიანობა დაბალი იყო, რასაც ოკეანესთან პირდაპირი კავშირის უქონლობა განაპირობებდა. მიოცენში ზღვის ფართობი გაიზარდა და ღია ოკეანესთან კავშირიც აღდგა. შესაბამისად, მეოტისის აუზში მარილიანობაც გაიზარდა, თუმცა მოგვიანებით (ქვედა პლიოცენი) მის ადგილას მტკნარი პონტოს ტბა-ზღვა გაჩნდა, ცალკე გამოყოფილი შავი ზღვის აუზი კი შესამჩნევად შემცირდა.

შავი ზღვის გეოლოგიურ ისტორიაში მომდევნო - ერთმანეთის მონაცვლე კიმერიულ, კუილნიკურ და ჩაუდურ აუზებს უფრო მცირე ფართობი ეკავათ, ვიდრე დღევანდელ შავ ზღვას. როგორც ირკვევა შავი ზღვის ღრმულის კონტური ოლიგოცენში ჩაისახა. მაშინ, მცირე აზიის ტერიტორიაზე მიმდინარე ტექტონიკურმა აზეგებებმა შავი და კასპიის ზღვები ღია ოკეანისაგან გამოყვეს.

შავი ზღვის მეოთხეულ ისტორიას ოთხ სტადიად ყოფენ. პირველ სტადიაში ე. წ. ძველევქსინური აუზი, თანამედროვე შავი ზღვის მსგავსი, მაგრამ უფრო მტკნარი იყო და თან კასპიის აუზს უერთდებოდა. მეორე სტადიისათვის წყლის დამლაშება და ხმელთაშუა ზღვის ფაუნის გავრცელება იყო დამახასიათებელი. მესამე სტადიაში, ახალევქსინური

რეგრესიული აუზის ფართობი შემცირდა, რაც სანაპირო ზოლის აზეგების შედეგად გახდა შესაძლებელი. ამ ზღვის წყალი ძლიერ მტკნარი იყო და ფაუნაც კასპიის ფორმების სიჭარბით ხასიათდება. ძველშავზღვიური მლაშე აუზის ფაუნა დღევანდელი შავი ზღვის ფაუნას ემსგავსება. მეოთხეულ პერიოდში შავი ზღვა არაერთხელ შეერთებია კასპიის ზღვას კუმა-მანიჩის ღრმულის მეშვეობით, რასაც თან სდევდა როგორც წყლის, ისე ფაუნის გაცვლა-გამოცვლა.

გეოლოგიური თვალსაზრისით, შავი ზღვის ქვაბულის თანამედროვე ფსკერი საკმაოდ არაერთგვაროვანია და სხვადასხვა ასაკის ქანების გავრცელების უბნებისაგან შედგება. შავი ზღვის ღრმულის დიდი ნაწილი ალპური დანაოჭების სისტემაშია მოქცეულია. ქვაბულის ქვეშ დედამიწის ქერქი შედგება დანალექი და ბაზალტური ფენებისაგან, ხოლო გრანიტული ფენა მხოლოდ ზღვის პერიფერიაზე ვრცელდება. შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი აღმოსავლეთი ევროპის ბაქნისა და პალეოზოური სკვითური ბაქნის სამხრეთ კიდეს მოიცავს. შავი ზღვის ღრმულის წარმოშობას ზოგიერთი მკვლევარი დედამიწის კონტინენტური ქერქის „ოკეანიზაციის“ პროცესებს უკავშირებს. ზოგი მეცნიერი კი თვლის, რომ ღრმული ძველი ტეთისის ოკეანის აუზის ნაშთს წარმოადგენს.

როგორც ტექტონიკური გენეზისის ზღვის ქვაბული სეისმური აქტიურობით ხასიათდება. მიწისძვრების ეპიცენტრები ღრმულის პერიფერიაზე მდებარეობს. ამიტომაც, სეისმურად აქტიურ ზოლში, სანაპირო ზონაში, ტლანქმონატეხი ნალექები (ხრეში, კენჭნარი, ქვიშები) ჭარბობს. ნაპირიდან დაშორებით მათ წვრილმარცვლიანი ქვიშები და ალევრიტი ცვლის. ზღვის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში ნიუარიანი კირქვები და თანამედროვე ნიუარების მარჩხოვებია გავრცელებული. ღრმულის კალთასა და ფსკერზე დალექილია პელიტური ლამი, რომლის კარბონატულობა ზღვისაგან შუა ნაწილისაგან მატულობს და ზოგან 50 % აღწევს. სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში (2000 მ სიღრმემდე) მღვრიე (სუსპენზიური) ნაკადების მიერ ჩატანილი ალევრიტებისა და ქვიშის ნალექების დალექვას აქვს ადგილი.

1996 წლის დეკემბერში პირველად „The New York Times“-ში გაშუქდა შავი ზღვის დატბორვის თეორია, რომლის თანახმად ჩვ.წ.აღ-მდე დაახლოებით 5600 წელს ადგილი უნდა ჰქონოდა შავი ზღვის დონის კატასტროფულ მასშტაბურ აწევას. ეს მოვლენა ატლანტის ოკეანის დონის აწევას უკავშირდება. პლეისტოცენური გამყინვარების მეოთხე - ბოლო, ვიურმულ სტადიაში, რომლის მაქსიმუმი ამ 18-20 ათასი წლის წინ დაფიქსირდა, კონტინენტური მყინვარული საფარების აბლაციის მსვლელობამ (დამთავრდა 10-11 ათასი წლის წინ) მსოფლიო ოკეანის დონის სწრაფი აწევა და, შესაბამისად მისი წყლის ხმელთაშუა და შავ ზღვაში გადმოღინება გამოიწვია.

შავი ზღვის სანაპიროს უკიდურეს ჩრდილო-დასავლური პერიფერიის გეოლოგიურ აგებულებას სწორედ მითითებული ნაწილის გეოტექტონიკური ბუნება და განვითარების ისტორია განაპირობებს. აუზის ამ რეგიონში წარმოდგენილ სკვითურ ფილას

გვიანპერცინული საძირკველი გააჩნია, რომელმაც ტრიასულ და იურულ პერიოდებში ძლიერი ტექტონიკური დეფორმაცია, მოგვიანებით (პლიოცენ-პლეისტოცენი) კი ოროგენული აზეცება განიცადეს. კავკასიონის ოროგენული დეფორმაცია გვიან კაინოზოურში გაფორმდა.

შავი ზღვის ქვაბულის დასავლეთ ნაწილში გავრცელებულ მეზინის ფილას კემბრიუმამდელი ასაკი აქვს. სკვითურ და მეზინის ფილებს შორის წარმოდგენილ ჩრდილოეთი დობრუჯის ზონის საფუძველს შერცინული საფუძველი გააჩნია. შავი ზღვის ქვაბულის სამხრულ ჩარჩოს გასწვრივ სამი არშია - დასავლური, ცენტრალური და აღმოსავლური პონტიდები გაუყვება. მათ შორის, დასავლური პონტიდის საფუძველს - მეზინის მსგავსი აგებულება გააჩნია, ცენტრალური პონტიდები კი ტრიასული და ტრიასულ-იურული კომპლექსებითაა აგებული, ხოლო აღმოსავლური - გვიანპალეოზოური (ცარცულ-ადრეპალეოგენური) მაგმური ქანებითაა წარმოდგენილი. ამ უკანასკნელში ვულკანურ-მაგმატური რკალისებრი სტრუქტურის როლი შავი ზღვის ღრმანწყლიანი ქვაბულის წარმოქმნაში საკმაოდ დიდია. აკი, ქვაბულის განწევის პროცესი სწორედ რკალის პერიფერიის ტიპური სპრედიנגის პირობებში უნდა წარმართულიყო.

ბუნებრივი პირობების სირთულისა და რეგიონის ათვისების თვალსაზრისით - შავი ზღვის აუზში, ერთ-ერთი გამორჩეულ რეგიონს, ყირიმის ნახევარკუნძული წარმოადგენს. ამ რეგიონის, შავი ზღვის აკვატორიაში საკმაოდ ღრმად შეჭრილი ხმელეთის, დიდი ნაწილი სწორედ შავი ზღვის წყლებითაა გარშემორტყმული, თუმცა, ყირიმის ჩრდილო-აღმოსავლეთი პერიფერია აზოვის ზღვაზეც გადის. ყირიმის ნახევარკუნძულის სანაპირო ხაზის ჯამური სიგრძე 2500 კმ-ს აჭარბებს. მაგრამ, შავი ზღვის წყლებთან ყირიმის ტერიტორიას უშუალო კონტაქტი მხოლოდ 750 კმ-ზე ფიქსირდება, რაც მხოლოდ 30 % შეადგენს. მნიშვნელოვანი ნაწილი კი (თითქმის 50 %) სივამისპირეთზე მოდის, დანარჩენი (დაახლოებით 500 კმ) აზოვის ზღვის სანაპიროს წარმოადგენს. ყირიმის ჩრდილოეთი ნაწილი (ნახ. 13. დანართი, 1)⁴ სახმელეთოა და ვრცელ კონტინენტს ვიწრო (8 კმ-მდე) პერეკოპის ყელით უერთდება. ყირიმის ნახევარკუნძულის ფართობი 26 860 კმ²-ია, რომლის 72 % ვაკეს, 20 % - მთებს და 8 % - ტბებსა და წყლების სხვა ობიექტებს უკავია.

⁴ ციფრები აღნიშნავენ სტრუქტურებს, მათ შორის: თხემებს: 1. სივამი; 2. დონუზლაგ-ვოიკოვსკი; 3. კალინოვსკი. ზვინულებს: 4. თარხანკუტი; 5. ნოვოსელოვსკი; 6. სიმფეროპოლი; 7. ნოვოცარიცინი. აზეცებებს: 8. კაჩინსკი; 9. იუჟნობერეჟსკოე; 10. ტუაფსკოე. როფებს: 11. ინდოლო-ლუბანსკის კილური როფი; 12. ალმინსკის ღრმული; 13. სამხრეთ-დასავლური; 14. აღმოსავლეთი-ყირიმის; 15. სუდაყის; 16. მთიანი ყირიმის თაღოვანი აზეცების ჩრდილო მონოკლინალური ფრთას; 17. თალური აზეცების აღმოსავლური პერიკლინალური დაძირვის ზოლს.

აღმოსავლეთი ევროპის (რუსეთის) ბაქნის უკრაინის კრისტალური ფარის სამხრეთი პერიფერიის სკვითურ ფილასა და ყირიმის ნაოჭა სისტემის ფარგლებში მოქცეული ყირიმის რელიეფი სამ ნაწილად იყოფა: ჩრდილო-ყირიმის ვაკე და ტარხანკუტის მაღლობი (ყირიმის 70%), ქერჩის ნახევარკუნძულის სერებიან-ბორცვიანი ვაკე ტალახის ვულკანების გამოვლინებითა და მთიანი ყირიმი - სამი ერთმანეთისაკენ გრძივი ვაკეებით გამოცალკევებული სერებით: მთავარი (სამხრეთი), შიდა და გარე (ჩრდილოეთი). ყირიმის მთიანი ნაგებობა ალპიური ნაოჭა სისტემის გეოსინკლინის ნაწილს წარმოადგენს, რომლის მსხვილი ლოდა სტრუქტურული აზეგების სამხრული პერიფერია შავი ზღვის დონეზე დაბლაა დაძირული. ეს მსხვილი ტექტონიკური სტრუქტურა აგებულია ტრიასულ-იურული ფლიშებით, ზედა იურული კარბონატული ნალექებით, ცარცულ-პალეოგენურ-ნეოგენური ქვიშიან-თიხიანი ფენებით. მათთანაა დაკავშირებული რკინის მადნების, სხვადასხვა მარილების, მდნობი (ფლუსი) კირქვების საბადოები.

ყირიმის მთების ყველაზე მაღალი წერტილი მთ. რომან-კოშია (1545 მ), რომელიც კირქველი მასივების (იაილების) ჯაჭვისაგან შედგება. ისინი ყველგან ღრმა კანინოებითაა ერთმანეთისაგან გამოყოფილი. ყირიმის სამხრული ციცაბო ფერდობი სუბხმელთაშუაზღვიურ ოროგრაფიულ ერთეულს წარმოადგენს.

ყირიმის სამხრული უკიდურესი შავ ზღვაში ყველაზე ღრმად შეჭრილი წერტილი - ნიკოლაის კონცხია, უკიდურესი დასავლური კი ყარა-მრუნის კონცხი, აღმოსავლური - ქერჩის ნახევარკუნძულის უკიდურესი კონცხი ფარანი. ყირიმი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 326 კმ, ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ - 205 კმ შეადგენს.

ყირიმის ნახევარკუნძულის ნაპირების დიდი ნაწილი (76 %) აბრაზიულია. დანარჩენ აკუმულაციურ ნაპირებს, უმთავრესად, სტაბილური პლაჟის ზოლი აკრავს. ამ ნაპირების პლაჟები ფორმირებულია შავი ზღვიპირეთის ყურეების (კარკინიტის, კალამიტის, ფეოდოსიისა და სხვ) გასწვრივ.

ყირიმის უმთავრესი გეოლოგიური სტრუქტურების ზოგადი ნიშნებიდანაც კი აშკარად ჩანს ამ რეგიონის საკმაოდ ჭრელი სურათი. მის ფარგლებში გამოყოფენ: **(ნახ. 13. დანართი, 1)** სკვითური ეპიპალეოზოურ ფილას, რომელიც სამი მკვეთრად გამოხატული ვრცელი აზეგებული ფრაგმენტებისაგან შედგება: 1. პალეოზოური საფუძვლის უბანი; 2. ფუნდამენტის (1 კმ სიღრმემდე დაღეჭილი) უბნები; 3. ფუნდამენტის (1 კმ მეტ სიღრმეზე დაღეჭილი) უბნები.

მეორე ერთეულს მთიანი ყირიმის თალოვანი აზეგების ზოლი წარმოადგენს, რომელიც შემდეგი ნალექებითაა წარმოდგენილი: 4. ზედა ტრიასული, შუა იურული ფლიშური ტერიგენული ნალექები; 5. ზედა იურული (ქვედა ალბური) კარბონატულ-ტერიგენული ნალექები; 6. ზედა ალბური - ქვედა მიოცენური კარბონატულ-ტერიგენული ნალექები; 7. შუა მიოცენური და პლიოცენური ქვიშიან-თიხივანი ნალექები; 8. შუა იურული

ასაკის ინტრუზიები; 9. მთიანი ყირიმისა და სკვითური ფილების გამყოფი ღრმა რღვევა; 10. სავარაუდო რღვევის ხაზები; 11. სხვადასხვა რღვევები; 12. ანტიკლინალები;

ყირიმის ნახევარკუნძულის უკიდურეს ჩრდილოეთი, დასავლეთი და ჩრდილო-აღმოსავლეთი ვრცელი ზოლი, მდ. ჩატირლიკისა და მდ. სალგირის ქვემო დინებების შემაერთებელი ხმელეთის ფართო ტერიტორია და ქერჩის ნახევარკუნძულის ჩრდილო-დასავლური შედარებით ვიწრო ზოლი ზედა ნეოგენური ასაკის კირქვებს, თიხებსა და ქვიშებს აქვთ დაკავებული (**ნახ.14. დანართი, 1**). მსგავსი ნალექებია გავრცელებული ასევე ყირიმის სამხრული მთიანი ნაწილის ჩრდილოეთ პერიფერიაზე.

რეგიონის აღნიშნული გეოლოგიური წარმონაქმნების სამხრეთ ნაწილში - ყირიმის ჩრდილოეთი მთიანი ზოლის მთისწინეთებს ქვედა, შუა და ზედა პალეოგენური ასაკის კირქვები, მერგელები, ქვიშაქვები და ქვიშები აგებენ. აქვე, წარმოდგენილი ქვედა პალეოგენური ნალექები პალეოცენ-ეოცენური მერგელები და კირქვებია, რომლებიც შედარებით მცირე ფრაგმენტებს ქმნიან.

რაც შეეხება მეზოზოური ასაკის ქანების გავრცელებას, აღსანიშნავია, რომ ქვედა და ზედა ცარცული ნალექები აქ თიხების, ქვიშაქვების, კირქვებისა და კონგლომერატების გავრცელებას ქმნიან. ამ ნალექებს საკმაოდ ფართო ფრაგმენტები უკავიათ და ძირითადად მთიანი ყირიმის ჩრდილო ფერდობებზე ვრცელდებიან.

ყირიმის მთების თხემური ნაწილი და მათი ჩრდილოეთი და სამხრეთი ფერდობები იურული ასაკის ქვიშაქვებით, გრაველითებით, კონგლომერატებით, ქვიშაქვებით, ლავებითა და ტუფებით (შუა და იურული ვულკანოგენური წარმონაქმნები) არიან აგებული. ქვედა პალეოზოური - ტრიასული ქანები ქვიშაქვების, ალევროლითების, ფლიშებისა და არგილიტების გავრცელებით ხასიათდება.

ყირიმის სამხრული ნაწილის აშკარად ციცაბო ფერდობზე იურული და ტრიასული ასაკის ქანებთან ერთად კარბონულ-პერმული კირქვების გავრცელებას აქვს ადგილი. მათ შორის, ხშირია მეტამორფული ქანების, საკმაოდ ფართო გრძელუდად განოლილი ზოლების გავრცელება, ასევე გრანიტ-დიორიტების ცალკეული ჩანართების არსებობა.

ფეოდოსიის განედის აღმოსავლეთით რელიეფი შედარებით დაბალი ჰიფსომეტრიული განვითარებით ხასიათდება, რომლის აგებულებაში ახალგაზრდა ნალექები (ზედა ნეოგენური თიხები, კირქვები, ქვიშები და ქვედა ნეოგენური თიხნარები, კენჭნარები) მონაწილეობენ.

ამგვარად, ყირიმის ნახევარკუნძული და, განსაკუთრებით კი, მისი მთიანი ნაწილი საკმაოდ რთული გეოლოგიური აღნაგობით ხასიათდება და მის აგებულებაში მონაწილე ქანები შესამჩნევი ტექტონიკური რღვევის ხაზებითა და დიდი ნაპრალებითაა დანაწევრებული, რაც აქ ფართოდ გავრცელებული კარბონატული ქანების დანაპრალიანებას იწვევს. მსგავს პირობებში კი, როგორც წესი, ქიმიური გამოფიტვა მთამბეჭდავ სიდიდეს აღწევს, რაც კარსტული რელიეფის განვითარებას უწყობს ხელს.

ამავე დროს, ყირიმის ნახევარკუნძულის სამხრეთი ციცაბო არშია სანაპიროზე ალუვიური მასალის შემოტანის ხელშემშლელ ფაქტორს წარმოადგენს. ცხადია, რომ პლაჟის ზოლიც მინიმუმადეა დაყვანილი, რაც აბრაზიული ნაპირების ფორმირების განაპირობებს. ამიტომაც, ყირიმის ნაპირების 76 % აბრაზიული ტიპისაა და გაბატონებულ მნიშვნელობას იკავებს.

შავი ზღვის ქვაბულის აღმოსავლეთი ნაწილი მცირე კავკასიონის აჭარა-თრიალეთის ზონას უკავია, რომელიც ცარცულ ვულკანურ რკალს წარმოადგენს და გვიანპალეოზოურ საფუძველზე დევს. სწორედ, მის გასწვრივ ეოცენის ტექტონიკური პროცესების მსვლელობამ დიდი რიფტის წარმოშობას შეუწყო ხელი, რომელიც ოლიგოცენში თანდათანობით ამოივსო და დაიხურა.

სანაპიროს უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური (მდ. ფსოუს შესართავი) პერიფერია მეოთხეული ასაკის ნალექებს (რიყნარი, ქვიშები, თიხები) აქვთ დაკავებული. მის აღმოსავლეთით კი, რამდენიმე კილომეტრის მანძილზე, ზედა ცარცული კირქვები, მერგელები, ქვიშაქვები და ვულკანური წარმონაქმნები ვრცელდება. აქედან უფრო შორ (25 კმ) მანძილზე (კურორტ გაგრის მისადგომები) ქვედა ცარცული კირქვები, მერგელები და ქვიშაქვები სანაპიროს მაღალ და ციცაბო ფერდობებშია გაშიშვლებული.

კურორტ გაგრის ზღვისპირა პერიმეტრისა და მის აღმოსავლეთით - მდ. ბზიფის დელტის გასწვრივ, ასევე ბიჭვინთის აკუმულაციური კონცხის შემორკალვის ფარგლებში მეოთხეული ასაკის რიყნარების, ქვიშებისა და თიხების გავრცელებას აქვს ადგილი. ბიჭვინთის ყურეს სანაპირო ზოლის შუა ნაწილი ზედა მიოცენური თიხებით, მერგელებით, ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებითაა აგებული. აქედან მიუსერის მიმართულებით სანაპიროზე კონგლომერატების საკმაოდ სქელი ფენები მაღალი კლიფების ლოკალურ ფრაგმენტებს აგებენ, რომლებიც ქვიშაქვებისა და თიხების მორიგეობით ხასიათდებიან.

გუდაუთის ყურეს სანაპირო პერიმეტრი ზედა მიოცენური თიხებით, მერგელებით, ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებითაა აგებული, ხოლო მდ. აფსთას შესართავის მიმდებარე სანაპირო უბანზე ზედა მიოცენური ქვიშაქვები, თიხები, კირქვები და კონგლომერატის ფენებია წარმოდგენილი. მდ. აფსთასა და მდ. გუმისთის შესართავებს შორის ზღვისპირა პერიმეტრზე, თითქმის ყველგან, ოლიგოცენური თიხები (მაიკოპური წყება) და ქვედა მიოცენური ქვიშაქვებია წარმოდგენილი, რომელთანაც მძლავრი მენყრული პროცესების გამოვლინებაა დაკავშირებული.

სოხუმის ალუვიურ-დელტური კონცხის სანაპირო პერიმეტრიდან მდ. ჭოროხის შესართავამდე ზღვისპირა ზოლი მეოთხეული რიყნარების, ქვიშებისა და თიხების ფენებშია გამოუმუშავებული. ეს ნალექები აფხაზეთისა და აჭარის სანაპიროებზე შედარებით ვიწრო ზოლს ქმნიან, ხოლო მიმდებარე ხმელეთის ფრაგმენტებზე პლიოცენური ქვიშაქვების გავრცელებას (სოხუმისა და კინდლის მიდამოები) აქვს ადგილი. ქობულეთი-ბათუმის სანაპირო მონაკვეთზე მეოთხეული ნალექების ვიწრო ზოლის მიმდებარე ხმელეთი და მდ.

ჭოროხის შესართავის მარცხენა სანაპირო (კახაბერის ვაკე) უბანი ზედა ეოცენური თიხებით, მერგელებით, ქვიშაქვებით, იშვიათად ვულკანოგენი სხეულებითა (ეფუზივები) და მათი პიროკლასტოლითებითაა აგებული.

თურქეთის შავი ზღვისპირა ზოლის გეოლოგიური აგებულება საკმაოდ რთული და მრავალფეროვანია. მდ. ჭოროხის შესართავიდან თურქეთის მიმართულებით ზღვის სანაპირო ახალგაზრდა ნალექებითაა აგებული, რომელზედაც კახაბრის ვრცელი ვაკეა წარმოდგენილი. სარფის მიდამოებსა და მისგან დასავლეთით - ჰოთა-ბათუმის სანაპირო მონაკვეთის გეოლოგიურ აგებულებაში ეოცენური ასაკის მასიური ქანები მონაწილეობს. იმავე მიმართულებით, დაახლოებით 45-50 კმ-ის მანძილზე მსგავსი სახის არადიფერენცირებული ნალექებია წარმოდგენილი.

აქედან რიზეს მიდამოებამდე, სანაპიროზე 20-25 კმ-ის სიგანეზე ზედა ცარცულ-პალეოცენ-ეოცენური ასაკის ვულკანური ქანები ვრცელდება. მის დასავლეთით კი ისევ ეოცენური მასიური ქანებია წარმოდგენილი. მსგავსი ხასიათის ნალექების მორიგეობას ვხვდებით ორდუ-სამსუნი-სინოპის საკმაოდ დიდ მანძილზე. თვით სინოპის ფარგლებში, ძირითადი ნაპირიდან 8-10 კმ-ის მანძილზე, ზღვაში ღრმად შეჭრილი საკმაოდ მაღალი (500-660 მ) სამკუთხედისებრი კონცხი პლიოცენ-ქვედა მეოთხეული ასაკის მასალითაა აგებული. მის დასავლეთით ქ. ზონგულდაქამდე ცარცული ასაკის დანალექი კარბონატული ნალექების გავრცელებას აქვს ადგილი. ამ პუნქტიდან ბოსფორის სრუტემდე სანაპირო აგებულია პალეოგენური (ეოცენი), ზოგან კი პერმული და ზედა ცარცული კარბონატული ნალექებით. ბოსფორის სრუტიდან თურქეთის სახელმწიფო საზღვრამდე შავი ზღვის სანაპირო ხმელეთის აღნაგობაში მონაწილეობენ პალეოგენური (ეოცენური) ქანები, რომლებიც სწრაფად მეთამორფულ ცარცული ფიქლებით იცვლებიან. ზოგან კი ქვედა პალეოზოური მაგმური წარმონაქმნების (პერიდოტიტი, პიროქსენები, გაბრო, დიაბაზი და სხვ) მცირე ფრაგმენტების გავრცელებას აქვს ადგილი.

2.4. მდინარეთა ხეობების (საქართველო) ამგებელი ქანები. ზღვის სანაპირო ზონის ამგებელი ნგრეული მასალა ნაპირის აბრაზიის პროდუქტებითა და, ძირითადად, მდინარეთა ალუვიონითაა წარმოდგენილი. ყოველი მდინარის მყარი ჩამონადენი მხოლოდ მისი აუზის დამახასიათებელ, ერთი ან რამდენიმე, ნივთიერი (პეტროგრაფიული) შემადგენლობის მასალას შეიცავს, რომელსაც მხოლოდ საკუთარი ნიშნები ახასიათებს. ასეთი, მარკირებული (ბუნებრივად ნიშანდამსმული) ქანებისაგან შემდგარი ნატანის ნაპირისგასწვრივი გავრცელების მიხედვით შესაძლებელია ნაპირზე მისი მიგრაციის მასშტაბების განსაზღვრა, რაც რიგი პრაქტიკული ღონისძიების (პლაჟის მასალის ბალანსის ხელოვნური შევსება) რეალიზაციის აუცილებელ ამოცანას წარმოადგენს. წყლის არტერიებს მთიანეთებში ეროდირებული ქანების ნგრეული მასალა შესართავის უბანზე ჩამოაქვთ, ხოლო მისი ნაპირის გასწვრივ მიგრაციას ტალღური რეჟიმი განაპირობებს. ცხადია, რომ ნაპირისგასწვრივი ნაკადების სივრცებრივი განაწილების ნათელი სურათის

მიღების პრაქტიკული მნიშვნელობიდან გამომდინარე, ალუვიური მასალის ნივთიერი შედგენილობის ცოდნა სანაპირო პროცესების აღქმის უცილებელ მომენტს წარმოადგენს.

შავი ზღვის სანაპიროსა და, ძირითადად, პლაჟის ზოლების ფორმირებაში მონაწილე საქართველოს უმთავრესი მდინარეებიდან აღსანიშნავია: ფსოუ, ბზიფი, მჭიმთა, ხიფსთა, ააფსთა, გუმისთა, კელასური, მაჭარა, კოდორი, მოქვი, ლალიძგა, ოქუმი, გაგიდა, ენგური, ხობი, რიონი, სუფსა, ნატანები, კინტრიში, ჭოროხი. მათი ნაწილი სათავეებს კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის სამხრეთი ფერდობიდან ან მესხეთის ქედიდან, ხოლო მდ. ჭოროხის მთავარი არტერია ლაზისტანისა და ჭოროხის ქედებს შორის (თურქეთი) გაედინება. ისინი რეცხავენ რა მეორე რიგის ქედების სტრუქტურებსა და მათ განშტოებებს, სანაპირო ზოლში სწორედ ამ ხეობებში გავრცელებული ქანების ნგრეული მასალა შემოაქვთ.

მდ. ფსოუს ალუვიონში შუა (პორფირიტები, ფიქლები) და ზედა (კირქვები, მერგელები, ქვიშაქვები) იურული და ოლიგოცენ-ქვედა მიოცენური (ქვიშაქვები) ასაკის ნალექები ჭარბობს.

მდ. ბზიფის მიერ ზღვისპირზე შემოტანილ მასალაში შუა და ზედა იურულ ნალექებთან ერთად ქვემო იურული თიხა-ფიქლები, ქვიშაქვები და კირქვები ფიქსირდება, რომელთა გამოშვლებებს ეს მდინარე მაღალ მთებში რეცხავს. ამავე დროს, მდ. ბზიფის შუა დინების ხეობა გამომუშავებულია რა ზედა ცარცული ნალექების გავრცელების არეალში – მისი ნატანი მასალა კირქვებს, მერგელებს, ქვიშაქვებსა და ვულკანურ წარმონაქმნებს შეიცავს. სწორედ, ეს ვულკანური მასალა განსაზღვრავს მდ. ბზიფის შესასრთავთან ფორმირებული ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის საკუთარ პეტროგრაფიულ ნიშანს, რომელიც მიუსერის ბორცვებამდე ვრცელდება.

გუდაუთის გავაკებაზე ზღვას ორი პარალელური მდინარე – მჭიმთა და ხიფსთა ერთვის. მათ ალუვიონში (უმთავრესად მდ. ხიფსთას მყარ ნატანში) ქვედა ცარცული კირქვები, მერგელები და ქვიშაქვები, ასევე შუა და ზედა იურული (კირქვები, მერგელები, ქვიშაქვები, პორფირიტები) ნალექები ჭარბობენ. ამ მდინარეთა მიერ, ქვემო დინების ფარგლებში, პალეოგენურ-ნეოგენური ასაკის (ოლიგოცენი, მიოცენი) ქვიშაქვების, კირქვების, მერგელების, კონგლომერატების გადაკვეთას აქვს ადგილი. პლაჟზეც კირქვებისა და პორფირიტების გავრცელება შეინიშნება.

მდ. პალეობზიფის ალუვიონის შეცემენტებული კონგლომერატი აგებული პალეოდელტის წინ (ზღვის ფსკერზე) კირქვებში გამომუშავებული კონგლომერატის ფილა (ბენჩი) გამოშვლებული. ცხადია, რომ პლაჟის შემადგენლობაში ამ მასალის ხვედრითი წილიც მნიშვნელოვან როლს ასრულებს.

მდ. გუმისთის დასავლეთი და აღმოსავლეთი მდგენელების ხეობები ძირითადად (შუა დინება) ქვედა იურული თიხა-ფიქლების, ქვიშაქვებისა და კირქვების გავრცელების არეალებშია გამომუშავებული, ზემო დინების მოკლე ნაწილზე (სათავეების მიდამოები)

მდინარეები შუა იურული პორფირიტებითა და მათი პიროკლასტოლითებით აგებულ ქანებს ამუშავებენ. მდ. გუმისთის გაერთიანებული ხეობა თავის ქვემო დინებაში პალეოცენ-ეოცენური და ოლიგოცენ-მიოცენური ანდეზიტებს, მერგელებს, ქვიშაქვებსა და კონგლომერატს რეცხავს. ამ მდინარის შესართავთან და სოხუმის კონცხის მიდამოებში, სწორედ აღნიშნული ქანებია გავრცელებული.

მდ. კელასურის შესართავთან ალუვიური მასალის პეტროგრაფიული სურათი ძირეულ ცვლილებას განიცდის. ამ მდინარის ზემო წელის წყლის ნაკადი შუა იურული ვარდისფერი გრანიტოიდების გავრცელების საკმაოდ ფართო არეალზე გაედინება. მდ. კელასურის შესართავთან შემოტანილი ვარდისფერი გრანიტისაგან შემდგარი ალუვიონი სოხუმის ყურეში არსად ჩანს. ამიტომ, ახალი ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის საწყის წერტილად, სწორედ მდ. კელასურის შესართავის უბანია მიღებული, რომელიც მდ. კოდორის დელტამდე ვრცელდება.

მდ. კოდორის ორი მდგენელი (გვანდრა-საკენი და ჩხალთა) სათავეს იღებენ კავკასიონის წყალგამყოფი ქედის თხემური ნაწილის სამხრეთ ფერდობზე. მისი აუზი გავრცელებულია ერთი მხრივ, კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობზე და, მეორეც - კოდორის, ჩხალთისა და სხაპაჭის ქედებს შორის. მდ. კოდორი და მისი შემდინარეები კვეთავენ კამბრიუმამდელი და პალეოზოური ასაკის კრისტალურ ფიქლებს, ტრიასულ თიხა-ფიქლებსა და კვარციტებს, ქვედა იურულ თიხა-ფიქლებსა და ქვიშაქვებს, შუა იურულ პორფირიტებს, ცარცულ კირქვებს, მერგელებსა და ვულკანოგენურ წარმონაქმნებს, ეოცენ-მიოცენურ (ქვიშაქვები, კირქვები, მერგელები) და პლიოცენურ კონგლომერატებსა და ქვიშაქვებს. ამ ქანების ნგრეული მასალისაგან შემდგარი ნაპირისგასწვრივი ნაკადი საკმაოდ დიდ მანძილზე - მდ. ენგურის შესართავამდე (სიგრძე 67 კმ) ვრცელდება. ამჟამად, ეს ნაკადი ოჩამჩირის პორტის მოლის მიერ გადაკეტილია, დისკრეტულ მდგომარეობაში იმყოფება და მდ. კოდორის ალუვიონიც კოლხეთის ზღვისპირა შუა ნაწილისაკენ ვერ ვრცელდება.

მდ. ენგურის აუზი გარშემორტყმულია კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი, სვანეთის, კოდორისა და ოდიშის (დასავლეთი ნაწილი) ქედებით. ამ მდინარისა და მისი მარჯვენა შენაკადების (ჰადიშჭალა, მულხრა, დოღრა, ნაკრა) სათავეები მართალია მხოლოდ კამბრიუმამდელი და პალეოზოური კრისტალური ფიქლების გავრცელების სამხრეთ პერიფერიამდე აღწევენ, თუმცა ამ ზოლში აღნიშნული ქანების ნგრეული მასალის (მორენები) ტრანსპორტირება თანამედროვე მყინვარების მიერ ხორციელდება. რაც შეეხება მდ. ნენსკრას ზემო დინებას, რომელიც პალეოზოური გრანიტოიდების მასიური გავრცელების ფრაგმენტზე გაედინება - ამ ვულკანური წარმონაქმნების ეროდირებასა და მდ. კოდორის ხეობაში ტრანსპორტირებას თვითონ ახდენს. მდ. კოდორის ქვემო დინებისა და ზღვისპირის გამოზიდვის დელტური კონუსის აგებულებაში პალეოზოური გრანიტოიდების შემადგენლობის ალუვიური მასალა იშვიათი არაა.

მდ. რიონის სათავეს ფარგლებამდე პალეოზოური ასაკის გრანიტოიდების ტრანსპორტირება თანამედროვე მყინვარები ახდენენ, რომელიც ამ მდინარის მიერ შუა და ქვემო დინებისაკენ გადაიტანება. მთავარი მდინარისა და მისი შენაკადების მიერ ზემო დინებაში გავრცელებული იურული და ცარცული ქანების ნგრეული მასალის დრენირებას აქვს ადგილი. თუმცა, მათი მნიშვნელოვანი ნაწილის აკუმულირება მთისწინეთების, გორაკ-ბორცვების ფრაგმენტებსა და მათი პერიფერიული ვაკეების ფარგლებში მიმდინარეობს. შესართავთან კი მხოლოდ ქვიშისა და თიხის ფრაქციის მასალა გროვდება.

მდ. ჭოროხის აუზის (22100 კმ²) დიდი ნაწილი თურქეთის ტერიტორიაზე იურული და პალეოგენური ასაკის ნალექებსა და ვულკანოგენურ ქანებს რეცხავს. ამ მასალის ნატანი ალუვიონი სანაპიროზე 53 კმ-ის მანძილზეა გავრცელებული და მდ. ნატანების შესართავამდე აღწევს.

ამგვარად, შავი ზღვის ქვაბულისა და მიმდებარე აუზის ნივთიერი აგებულების, გეოლოგიური განვითარების ისტორიისა და ტექტონიკური პირობების განხილვამ აჩვენა, რომ რეგიონის იერ-სახის თანამედროვე მდგომარეობა მის ხანგრძლივი წარსულის გეოლოგიურ აღნაგობასა და ტექტონიკური პირობების მიმდინარეობასთანაა დაკავშირებული. ამაზე მიუთითებს ორი (ენდოგენური და ეგზოგენური) ძალის ჭიდილში ჩამოყალიბებული შავი ზღვის აუზის იერ-სახე.

2.5. შავი ზღვის ფსკერის ნალექები. შავი ზღვის გეოტექტონიკური პირობების შესაბამისად, მისი ჩრდილოეთი ნაწილის ფსკერული ნალექები ბაქური, ხოლო სამხრული პერიფერიის ფსკერზე გეოსინკლინური არეალების შესაბამისი ნალექებია გავრცელებული. აქედან გამომდინარე, შავი ზღვის ფსკერი ორ მსხვილ - მარჩხი წყლისა და ღრმანწყლიან ნაწილებად იყოფა. პირველი მათგანი კონტინენტური თავთხელის ფარგლებშია გავრცელებული და ჟანგბადიან არეალს ემთხვევა. მეორე კი ღრმანწყლიანი, ამავე დროს, გოგირდწყალბადიანი არეალის ფარგლებშია წარმოდგენილი.

მარჩხწყლიანი ნალექები იყოფა ლიტორალური (ზღვის სანაპირო ზონა) და შლამების გავრცელების ნაწილებად. ლიტორალური ზონა მოიცავს კლდოვანი, ქვიშიანი და ქვიშიან-თიხოვანი გრუნტების გავრცელების ფრაგმენტებს. მათ შორის, კლდოვანი ფსკერი ძირითადი ქანების გავრცელებასთანაა დაკავშირებული. მათი უმეტესობა, უმთავრესად, ზღვის ძირითადი ნაპირის აქტიურ აბრაზიას უკავშირდება და მტკიცე ქანების ნგრევის შედეგადაა ფორმირებული, რომელთა პროდუქცია - მსხვილ ნგრეულ (ლოდნარ-კაჭარიანი) მასალას, ან უფრო წვრილ (ნახ. 15. დანართი, 1) კენჭებს წარმოადგენს.

ქვიშიანი გრუნტების გავრცელება იწყება უშუალოდ სანაპიროს კიდეზე ან კლდოვან-ვენჭოვანი მასალის გაბნევის ქვემო საზღვარზე. მათი გავრცელების ქვედა საზღვარი 25-30 მ-ს, ხოლო ზოგჯერ 40-50 მ-ს აღწევს. ქვიშიანი გრუნტები ზომებისა (ნგრეული ნიჟარებიანი, თეთრი ან რუხი ქვიშები, წვრილი ფრაქციის თიხებიანი ქვიშები) და

ლითოლოგიური შედგენლობის მიხედვით (კვარციანი, მუსკოვიტიანი, სილიმანიტიანი, რქატყუარიანი, სტავროლითიანი) საკმაოდ არაერთგვაროვანი იერ-სახის მატარებელია.

ფაუნისტური ნიშნების მიხედვით შლამები ორ ნაწილად იყოფა: ა. მიდიების შემცველი; ბ. ფაზეოლინური (*Modiola phaseolina*) გრუნტები. პირველი მათგანი მდებარეობს 30-65 მ-ის სიღრმემდე, ხოლო მეორე 65 მ-ზე უფრო ღრმად, სანამდეც შავი ზღვის წყალში სიცოცხლის შენარჩუნება შესაძლებელია.

შავი ზღვის ღრმა წყლის ნალექები 4 ტიპად იყოფა: 1. ღრმა წყლის რუხი თიხები; 2. გარდამავალი თიხოვან-კირიანი შლამი; 3. კირიანი შლამი; 4. ღრმა წყლების ქვიშები. ღრმა წყლის რუხი თიხები უმთავრესად ზღვის სამხრეთი და აღმოსავლეთი არეალების ღრმა ნაწილებშია გავრცელებული. იგი უმთავრესად ერთგვაროვანი აგებულებისაა, თუმცა, ხშირად ქვიშის ფრაქციებს (ლინზებს) შეიცავს, რაც დალექვის პროცესის არაერთგვაროვნებაზე მიუთითებს. გარდამავალი თიხოვან-კირიანი შლამების 150-200 კმ სიგანის ზოლის გავრცელება 200-1500 მ-ის სიღრმეების ფარგლებს ემთხვევა. კირიანი შლამები ზღვის შუა ნაწილის ღრმა ნაწილებშია გავრცელებული. მის შემადგენლობაში (3,7%) ორგანული ნახშირბადის შემცველობაც კი (Леонов, 1960) შეიმჩნევა. ღრმა წყლების ქვიშების ცალკეული ფრაგმენტები ზღვის ჯამისებრ ფსკერზე ფიქსირდება.

შავი ზღვის ფსკერული ნალექები უმთავრესად კალციტების (მარცვლების დიამეტრი 0,01 მმ), ასევე ორგანული ნივთიერებების შემცველი გრუნტებია. მარჩხი წყლების მიდიებისა და ფაზეოლინების შემცველი შლამები უმთავრესად კალციუმის კარბონატებისაგან შედგება, რომელთა წარმოშობა ნიჟარების განამარხებასთანაა დაკავშირებული. ამ სიღრმეებზე კალციუმის კარბონატის წარმოშობას სულფატებისა და ნიტრატების წარმოქმნელი ბაქტერიების მოქმედებას, ამავე დროს, გოგირდწყალბადის პროდუქციებას უკავშირებენ.

შავი ზღვის ფსკერზე ორგანული ნივთიერებების დალექვის ინტენსიურობა ძალიან დიდია. გამოთვლილია, რომ 1 მ-ის სისქის რუხი თიხების დალექვას დაახლოებით 5000 წელიწადი უნდა (Леонов, 1960) დაჭირდეს. ასევე დადგენილია, რომ ორგანული ნივთიერების ფსკერზე დალექვის მაჩვენებელი ყოველ კვადრატულ კილომეტრზე 6 ტონას შეადგენს. ჩანს, რომ შავი ზღვის ფსკერული თიხებისა და ქვიშების მარაგი საკმაოდ დიდია და მისი შევსების მაჩვენებელიც შთამბეჭდავად გამოიყურება. ამ მასალის ათვისება, ჯერ კიდევ, ტექნოლოგიურად ძალიან ძვირი სიამოვნებაა. მომავალში კი მათ ათვისებას მიზმიღველი პერსპექტივაც გააჩნია.

2.6. შავი ზღვის აუზის პალეოგეოგრაფია. იქ, სადაც დღეს შავი ზღვაა გაწოლილი - გეოლოგიურ წარსულის ისტორია საკმაოდ რთული და მშფოთვარე ყოფილა. ჯერ კიდევ მესამეულის დაწყებამდე, ანუ ამ 30-40 მლნ წლის წინ, თანამედროვე სამხრეთი ევროპისა შუა აზიის სივრცეზე, ატლანტისა და წყნარი ოკეანეებს შორის, ვრცელი ოკეანის - ტეთისის მლაშე უზარმაზარი აკვატორია ვრცელდებოდა. შუა მესამეულში მიწის ქერქის აზევებისა და

დაძირვის მორიგეობათა შედეგად ტეთისის ოკეანე ჯერ წყანარ ოკეანეს გამოეყო, ხოლო მოგვიანებით ატლანტის ოკეანესაგან გამოცალკევდა.

მიოცენში (7-დან 3-მდე მლნ წლების წინ) მნიშვნელოვანი ოროგენეტიკული მოძრაობების გამო წარმოიქმნენ ალპები, კარპატები, ბალკანები, კავკასიის მთები. ცხადია, ამის გამო, ტეთისის ოკეანის ფართობი საგრძნობლად შემცირდა და რამდენიმე მომლაშო ზღვის აუზებად დაიყო. ერთ-ერთი მათგანი - სარმატის ზღვა (ნახ. 16. დანართი, 1) აწინდელი ავსტრიიდან ტიან-შანამდე გავრცელდა და, თავის მხრივ, თანამედროვე შავი, აზოვის, კასპიისა და არალის ზღვების აკვატორიები მოიცვა. ოკეანისაგან იზოლირებული სარმატის ზღვა, მასში შემდინარე წყლის არტერიების მიერ, თანდათანობით გამტკნარებას განიცდიდა. ყოფილი ოკეანის ზღვის ფაუნა გადაშენების გზას დაადგა. თუმცა, მას დიდხანს შემორჩა ოკეანური ვეშაპი და სელაპი, რომლებიც მოგვიანებით მაინც გადაშენდა.

მიოცენის დასასრულსა და პლიოცენის დასაწყისში (3-2 მლნ წ. წინ) სარმატული აუზი შთამბეჭდავად შემცირდა და მეოტური ზღვის (ნახ. 17. დანართი, 1) ფარგლებში აღმოჩნდა. ამ დროს ოკეანესთან კავშირი ისევ აღდგენილია და ოკეანური ფაუნისა და ფლორის მომრავლებაც სახეზეა. პლიოცენში (2,0-1,5 მლნ. წ. წინ) ოკეანესთან კავშირი ისევ გაწყდა და მეოტური მლაშე ზღვის ნაცვლად თითქმის მტკნარი პონტური ზღვა-ტბის (ნახ. 18. დანართი, 1) გაჩენა გახდა შესაძლებელი. მეოტური ზღვის ფარგლებში, კავკასიონის თანამედროვე ჩრდილოეთი ფერდობის მიღმა გავრცელებულ შედარებით დაბალ ვაკეზე, შავი და კასპიის ზღვები ერთმანეთთან საკმაოდ განიერი სრუტით იყვნენ დაკავშირებული. ამის გამო, პონტურ ზღვა-ტბაში მლაშე წყლის ორგანიზმების მომრავლებას ქონდა ადგილი, რომელთა რელიქტები დღესაც ბინადრობენ კასპიისა და აზოვის ზღვებში.

პლიოცენის დასასრულსა და მეოთხეულის დასაწყისში (2 მლნ წლის წინ) შავი ზღვის სანაპირო ხაზი თითქმის თანამედროვე მოხაზულობას ღებულობს. მის შემდგომ პლეისტოცენამდე შავ ზღვას მხოლოდ უმნიშვნელო ცვლილება უნდა განეცადა. თუმცა, მეოთხეულ პერიოდში ზღვის აუზის განვითარების ისტორიის შესახებ მეცნიერებაში უფრო დეტალური ცნობები გაჩნდა. ამ დროის მანძილზე, შავი ზღვის დონისა და აუზის სივრცებრივმა ცვლილებებმა (Мамаладзе, 1975) თავისი ანაბეჭდები უმთავრესად სანაპიროზე დატოვეს.

პონტური პერიოდის დასასრულს, ჩრდილოეთი კავკასიონის ფარგლებში მიწის ქერქის აზევების გამო, პონტო-კასპიის აუზის ისტორიაში მნიშვნელოვანი ცვლილება მოხდა: კასპიისა და პონტოს ზღვები ერთმანეთს გამოეყვნენ. ამის შემდგომ, კასპიისა და შავი-აზოვის ზღვების აუზების განვითარება ცალ-ცალკე წარიმართა, თუმცა მათ შორის მცირე ხანგრძლივობის კავშირების აღდგენას შემდგომშიც ქონდა ადგილი.

მეცნიერული პერიოდების დადგომასთან ერთად, ზღვების აუზებში, წყლების ჰიდროლოგიური რეჟიმისა და მობინადრე ორგანიზმების ცვლილებების კვალდაკვალ, სანაპიროების მოხაზულობის ცვლილებებიც შეიმჩნევა. პლიოცენის დასასრულს (1,0-0,8

მლნ წლის წინ) პონტური ზღვა-ტბის ფართობი რამდენადმე შემცირდა და ჩაუდურ, ძლიერ გამტკნარებულ, ოკეანისაგან იზოლირებულ, ზღვა-ტბად (ნახ. 19. დანართი, 1) გადაიქცა. ამ დროს, აზოვის ზღვა ჯერ კიდევ არ იყო ფორმირებული.

შავი ზღვის ჩაუდური აუზის ფორმირების ეპოქიდან დღემდე, მეცნიერთა მიერ ზღვის კიდის სივრცეებრივი გავრცელების სურათი ზედმინევნით კარგადაა შესწავლილი. ამიტომ, ადვილია ძველი და თანამედროვე სანაპირო ხაზების სივრცე-დროითი მდებარეობათა შედარება (Мамаладзе, 1975), რომლის შესახებ მასალის გადმოცემას ვაპირებთ საქართველოს შავი ზღვისპირეთის ფარგლებში.

ჩაუდური აუზის (ეოპლეისტოცენის დასასრული და ქვედა პლეისტოცენი, 1,5 მლნ-დან 600 ათასი წლები), სანაპირო ხაზი მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს მიდამოებში აწინდელი სანაპიროდან ხმელეთში 4-5 კმ-ით იყო შეჭრილი. კურორტ გავრის მისადგომებთან (თხემი - მდ. ჟოეკვარა) კი ზღვა როგორც დღეს, ისე მაშინაც არაბიკას კირქვული მასივის სამხრულ პერიფერიას რეცხავდა, რომელიც საკმაოდ შორს იყო ზღვაში გამოშვერილი. გავრის მიდამოებში კი ზღვის სანაპირო ხაზი თანდათანობით სამხრეთ-დასავლურ ორიენტირებას ღებულობდა, ხოლო მდ. ბზიფის შესართავთან ხმელეთში 8-12 კმ-ის სიღრმეში იყო შეჭრილი. აქედან, სამხრეთ-დასავლეთით (მდ.მდ. რიაბში-ამბარა) ძველი სანაპირო ხაზი, ჯერ კიდევ, შორს (1-2 კმ) იყო თანამედროვესთან შედარებით.

ჩაუდური აუზის სანაპირო ხაზი გუდაუთის მიდამოებში თანამედროვე ზღვიდან 3-4 კმ-ით იყო დაშორებული, თუმცა მდინარეთა შესართავებთან ის ხმელეთში 8-10 კმ-ით იყო შეჭრილი. ახალ ათონთან ეს ზოლი რამდენადმე (1-1,5 კმ) ვიწროვდებოდა, ხოლო ემერის მიმართულებით ზღვაში შეჭრილი შვერილი (Алпенидзе, 1983; Алпенидзе, 2014) არსებობდა, რომელსაც მაშინაც კი (როგორც დღესაც) ზღვის ტალღები აქტიურად რეცხავდა. მდ. გუმისთის ხეობაში კი ზღვა ხმელეთში 5-7 კმ-ით იჭრებოდა და რიასული ტიპის ნაპირს ჰქმნიდა. სამხრეთ-აღმოსავლეთით - მდ. კელასურისკენ (თანამედროვე სოხუმის ყურე) ზღვის კიდე ხმელეთისკენ მხოლოდ 1,5-2 კმ-ით იყო გადანეული.

მდ. კელასურის შესართავიდან სამხრეთით ჩაუდური ზღვის სანაპირო ხაზი, თანამედროვესთან შედარებით, ხმელეთში ღრმად იჭრებოდა და თავის მაქსიმუმს (8-15 კმ) მდ.მდ. კოდორი-ღალიძგის ფარგლებში აღწევდა. მდ. ენგურის შესართავიდან კი ჩაუდური ზღვის აუზს, აწინდელი ზუგდიდისა და სენაკის მიდამოები ჰქონდა დაკავებული, ხოლო მისი სანაპირო ხაზი მთების - სათანჯოს, ნაქალაქევისმთის, აბედათისმთის, ეკისმთის, ურთის სამხრეთი ფერდობების ძირზე გადიოდა. უფრო აღმოსავლეთით, ზღვის ძველი აუზი მიმდებარე ხმელეთში ღრმად (100-115 კმ) იყო შეჭრილი და დღევანდელი მათხოჯის, წყალტუბოს, ქუთაისის, ზესტაფონის მისადგომები ჰქონდა დაკავებული.

ხმელეთში შეჭრილი ჩაუდური ზღვა აჭარა-იმერეთის ქედის ჩრდილო ფერდობების ძირს რეცხავდა, ხოლო მდ. სუფსის მიდამოებში - სამხრეთისაკენ მკვეთრად უხევდა და თანამედროვე ზღვისპირა ზოლზე მიემართებოდა. ამავე დროს, ზღვა მდ. ნატანების

შესართავთან ხმელეთში ღრმად (20-25 კმ) იჭრებოდა და გურიის ვიწრო ყურეს ჰქმნიდა. ბათუმის მიდამოებში ჩაუდური ზღვის სანაპირო თითქმის შავი ზღვის თანამედროვე მოხაზულობას იღებდა.

ამდენად, შავი ზღვის ძველი - ჩაუდური აუზის სანაპირო ხაზი აწინდელი ზღვის კიდიდან საკმაოდ დაშორებული ყოფილა, ხოლო მისი ღონე აწინდელზე 90-100 მ-დან 100-140 მ-ით მაღლა იმყოფებოდა. ჩაუდური ზღვის მიერ დაკავებული აკვატორიის კონტურს საკმაოდ შესამჩნევი კლაკნილობა ახასიათებდა, ხოლო აუზის ფართობი ყველა მომდევნო ეპოქათა აკვატორიებს რამდენადმე აჭარბებდა.

შავი ზღვის ძველევქსინური აუზი წინა ეპოქის ზღვის ღონის დანევის შედეგად წარმოიქმნა. მინდელური გამყინვარების სტადიის დასასრულს (დაახლოებით 400-500 ათასი წლის წინ) ჩაუდური ზღვის (ნახ. 20. დანართი, 1) აკვატორიამ, მდინარეთა გაზრდილი ჩამონადენის მიერ, სწრაფი ამოვსება განიცადა, რამაც ძველევქსინური აუზის ფორმირება გამოიწვია. თავისი მოხაზულობით ის თანამედროვე შავი და აზოვის ზღვების ფორმას წაგავდა. ზღვის ჩრდილო-დასავლეთით, კუმა-მანიჩის ღრმულის გავლით, შავი ზღვის აუზი კასპიის ზღვას, ხოლო სამხრეთ-დასავლეთით ბოსფორის სრუტით, მარმარილოს ზღვას უერთდებოდა. ეს უკანასკნელი, მაშინ ხმელთაშუა ზღვისაგან გამოყოფილი იყო და, შავ ზღვასთან ერთად, ძლიერი გამტკნარების პროცესს განიცდიდა. ძველევქსინური აუზის ფაუნა კი პონტური ზღვის ტიპის ანალოგიური ხასიათის ყოფილა. ამ მომლამო ზღვა-ტბის ფორმირებასა და გავრცელებას ქვედა პლეისტოცენში ქონდა ადგილი.

ძველევქსინური ზღვის სანაპირო ხაზი შავი ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილის ზღვის თანამედროვე კიდის მოხაზულობას დაემსგავსა, თუმცა მათ შორის ჯერ კიდევ დიდი სხვაობა შეიმჩნეოდა. ასე, მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს სანაპირო პერიმეტრზე ნაპირის ხაზი, თანამედროვესთან შედარებით, ხმელეთისკენ 2-3 კმ-ით იყო გადაწეული, თუმცა მდ. ფსოუს ხეობაში 5 კმ-ზეც იჭრებოდა.

გაგრის კირქვული მასივის ფარგლებში ძველევქსინური ზღვის კიდე აწინდელი სანაპირო ხაზს ემთხვეოდა და შემდგომშიც უცვლელი დარჩა. მდ. ბზიფის შესართავისაკენ ზღვის აუზი სოფ. ლიძავას მიდამოებს იკავებდა, მდ. ჰიფსთის ხეობაში კი 7-8 კმ-ის სიღრმეში იყო შეჭრილი. ახალი ათონის მიდამოებში სანაპირომ 1,2-2 კმ-ის ხმელეთის ზოლი დაიკავა. ეშერის მასივის ნაპირი, ზღვაში (2-2,5 კმ) შეჭრილი შვერილის (Алпенидзе, 1983) გასწვრივ, ინტენსიურ აბრაზიას განიცდიდა და, ფაქტობრივად, უკან იხევდა.

ეშერის თავთხელის მიმდებარე უბანზე - მდ. გუმისთის ქვემო ღინებაში, ზღვა საკმაოდ შორს (3-5 კმ) იჭრებოდა და სანაპიროს რიასული ტიპის (Алпенидзе, 1983) არსებობა ჯერ კიდევ ძალაში რჩებოდა. ამ მდინარის მარჩხი შესართავის ფარგლებში ძველი თიხების დალექვას ჰქონდა ადგილი. სამხრეთით კი (აწინდელი სოხუმის მიდამოები) ზღვა, რკინიგზის სადგური-ბარათაშვილის ბაქნის პერიმეტრზე, გორაკ-ბორცვებს რეცხავდა. მდ. კელასურის შესართავთან სანაპირო თითქმის თანამედროვე

მოხაზულობას ინარჩუნებდა, აღმოსავლეთით კი თანდათან „ხმელეთური“ ხდებოდა და აჩივარის, გალის, ჭუბურხინჯის (მთა სათანჯო) პერიმეტრზე გადიოდა, ასევე მთების ურთის, ეკისა და აბედათის ფერდობებს რეცხავდა, ზუგდიდი-ქუთაისის სამხრული პერიფერია ჰქონდა დაკავებული.

აჭარა-იმერეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე ძველევქსინური სანაპირო ხაზი ბორცვებისა და ზვინულების კალთებს (ვანი, შუამთა, საჯავახო, ლანჩხუთი, ნიგვზიანი) მიუყვებოდა, ხოლო მდ.მდ. სუფსა-ნატანების ხაზზე (დაბა ურეკი, სოფ.სოფ. წყალწმინდა, წვერმაღალა) პერიმეტრზე გადიოდა. მდ. ნატანების ხეობაში აუზი 10-12 კმ-ზე (Мамаладзе, 1975), ხოლო ქობულეთის მიდამოებში მხოლოდ 4-5 კმ-ით იყო შეჭრილი.

შავი ზღვის უზუნლარული აუზის ფორმირება ძველევქსინური და ხმელთაშუა ზღვების შეერთებას უკავშირდება. მას, წინამორბედ აუზთან შედარებით, საკმაოდ მაღალი მარილიანობა გააჩნდა. ამ ზღვის არსებობის დრო ლიხვიზურ-დნებურულ გამყინვარებათაშორის ეპოქას უკავშირდება. ძველევქსინური აუზი შედარებით მცირე დროის არსებობით განისაზღვრა. აკი, 175 ათასი წლის წინ ბოსფორის გავლით ხმელთაშუა ზღვის მლაშე წყლებმა შავი ზღვის მაშინდელ აუზში იწყეს შემოსვლა. ამ აუზს უზუნლარული ზღვა ეწოდა. იმ პერიოდის, კავკასიის გასწვრივ ფორმირებული, ზღვიური ტერასები, ამჟამად, შავი ზღვის თანამედროვე დონესთან შედარებით, 40-45 მ-ით მაღლა არიან აწეული, ხოლო ბულგარეთის ზღვისპირეთზე ოდნავ დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა (30-40 მ) აქვთ შენარჩუნებული. ამასთან, უზუნლარული ზღვის ჩრდილოეთი აკვატორია რამდენადმე დაბალი მარილიანობით ხასიათდებოდა, რაზედაც მეტყველებს იქ მტკნარი წყლის ორგანიზმების ბინადრობა, მაშინ როცა ზღვის სამხრეთ ნაწილში, ხმელთაშუა ზღვის მლაშე წყლების მუდმივად შემოღინების გამო, ოკეანის წყლების ბინადარი ორგანიზმები ფიქსირდება. დაახლოებით 115 ათასი წლის წინ ბოსფორის ზღუდარის ამოწევის გამო, შავი და ხმელთაშუა ზღვები ისევ გამოეყვნენ ერთმანეთს, რომელიც 15 ათასი წელიწადი გაგრძელდა.

ძველევქსინურთან შედარებით უზუნლარული ზღვის დონე რამდენადმე დაბალი (30-40 მ) ყოფილა (Мамаладзе, 1975). აფხაზეთში - ლესელიძე-განთიადის მიდამოებში, აუზის სანაპირო ხაზი ზღვის მიმდებარე განიერი პირველი ტერასის ჩრდილო პერიფერიაზე გადიოდა. მისი კვალი შეიმჩნევა გავრის მიდამოებშიც. ძველევქსინური ზღვის კიდე მდ. ბზიფის შესართავში 7 კმ-ის მანძილზე ყოფილა შეჭრილი. გუდაუთის მიდამოებში, ახალი ათონისა და ეშერის მისდგომებთან ძველი სანაპირო ხაზი, თანამედროვესთან შედარებით, ხმელეთისკენ 1-1,5 კმ-ით იყო გადაწეული. სხვა მდინარეთა (ჰიფსთა, აფსთა, გუმისთა, კოდორი, ლალიძგა, ენგური) შესართავებში ზღვა ღრმად (3-5 კმ) იჭრებოდა. საკუთრივ ეშერის მასივის ფარგლებში სანაპირო ხაზი, ჯერ კიდევ, ზღვაში ღრმად შეჭრილ (Алпенидзе, 1983; Алпенидзе, 2014) აბრაზიულ კონცხს ჰქმნიდა და აქტიურად უკან იხევდა.

მდ. კოდორის ხეობაში უზუნლარული ზღვის აუზი საკმაოდ ღრმად (3-4 კმ) ყოფილა შეჭრილი. მდ.მდ. ღალიძგა-ენგურის შესართავებს შორის ზღვის სანაპირო ხაზი დიდი ბეგესირის ტბის ფარგლებამდე აღწევდა, მის აღმოსავლეთით კი გორაკ-ბორცვების ძირზე გადიოდა. მდ. ენგურის შესართავის მარცხენა მხარეს უზუნლარული აუზი საკმაოდ განიერ უბეს ჰქმნიდა, რომელიც მაშინ აწინდელ ქ. სამტრედიაამდეც კი აღწევდა. აქედან კი, ძველი სანაპირო ხაზის ანაბეჭდები ქ. ლანჩხუთის, სოფ. სოფ. ნიგვზიანის, ახალსოფლის, წყალწმინდის, დაბა ურეკის, წვერმაღალას მიდამოებამდე შეიმჩნევა.

მდ. ნატანების შესართავთან უზუნლარული ზღვა ხმელეთში ღრმად (9-10 კმ) იჭრებოდა და ვიწრო უბეს ჰქმნიდა. ბათუმის მიმართულებით, ზღვის ნაპირი აწინდელს 1-1,2-დან 3-4-მდე კმ-ით შორდებოდა. ამდენად, უზუნლარული აუზი ძველევქსინურ ზღვას რამდენადმე ჩამორჩება, სანაპირო ხაზის კლაკნილობაც შედარებით ნაზია, თუმცა ფართობით, ჯერ კიდევ, დღევანდელზე უფრო დიდია.

რის-ვიურმული გამყივარებათაშორის ეპოქაში, ამ დაახლოებით 100-150 ათასი წლის წინ, შავი ზღვის აუზის განვითარებაში ახალი ეტაპი ჩნდება. პირველად, ტეთისის ისტორიის მანძილზე, დარდანელის სრუტის გაჩენის შედეგად, შავი და ხმელთაშუა ზღვების შეერთება და ოკეანესთან კავშირის დამყარება გახდა შესაძლებელი. ამის გამო, ახალი - **კარანგატის აუზის** ფორმირებას ჩაეყარა საფუძველი. ამ ზღვის მარილიანობა, თანამედროვესთან შედარებით, უფრო მაღალი იყო. აკი, მის აკვატორიაში ოკეანის მლაშე წყლების შემოსვლასთან ერთად, შავი ზღვის ფაუნისა და ფლორის არსებობა დაფიქსირდა. მათ მოახდინეს წყლის აუზის შევსება, რითაც პონტური მლაშე წყლის ფაუნის „შევიწროება“ გახდა შესაძლებელი.

კარანგატულ ზღვის აუზის (**ნახ. 21. დანართი, 1**) ორი საფეხური (20-25 მ და 10-15 მ) გააჩნდა. აფხაზეთში, მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს შორის, ზღვის კიდე თანამედროვე სანაპიროს პარალელურად იყო განოლილი. მდ. ბზიფის შესართავში კი 6-7 კმ-ის სიღრმეში, ხოლო მდ.მდ. ჰიფსთა-აფსთას ხეობებში 3-4 კმ-ზე იყო შეჭრილი. ახალი ათონისა და ეშერის მიდამოების სანაპიროზე, ზღვაში შეჭრილი ეშერის აბრაზიული შვერილი, ინტენსიურ აბრაზიას განიცდიდა და აქტიურად უკან იხევდა. ამ პროცესის მოქმედების პროდუქტს წარმოადგენს ალევრიტური ნგრეული მასალა, რომელიც მდ. გუმისთის შესართავის მიმდებარე ვიწრო უბის (Алпенидзе, 1983; Алпенидзе, 2014) მარჯვ აკვატორიაში ილექებოდა.

მდ. კელასურის შესართავის მიმართულებით კარანგატული ზღვის სანაპირო ხაზი თანამედროვე ნაპირის პარალელურ კონფიგურაციას ინარჩუნებს, თუმცა ხეობებში ღრმად შეჭრილ უბეებს, ხოლო ბორცვიან-გორაკიან ზოლზე აწინდელი ზღვის კიდეც ემთხვევა. აღმოსავლეთით, მდ. ენგურის მიმართულებით, სანაპირო ხაზი ხმელეთში ღრმად იჭრება და ზუგდიდის სამხრეთ პერიფერიაზე სოფ. ახალი კახათის მიდამოებს იკავებს.

აჭარა-იმერეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე კარანგატული სანაპირო ხაზი ქ. ლანჩხუთის (ს. შუხუთი) მიდამოებში, ასევე სუფსა-ნატანების მდინარეთა შორის გორაკ-ბორცვების ზოლის ძირში გადიოდა და ხმელეთში 3-4 კმ-ის (ზოგან 8-9 კმ) სიღრმეში იყო შეჭრილი. ბათუმის მიმართულებით კი ძველი ნაპირი გორაკებიან ზოლში თანამედროვე ზღვის ნაპირის სიახლოვეს გაუყვებოდა და მის პარალელურ სანაპირო ხაზს ჰქმნიდა.

კარანგატული აუზის შემდგომი, ახალევექსინურამდელი აუზის არსებობის შესახებ მიუთითებს ჭ. ჯანელიძე (1977), რომლის თანახმად ამ 70-25 ათასი წლის წინ შავი ზღვის სუროუული აუზის გავრცელება ნავარაუდევია. მის შემდგომ დროს კი, დასახელებული ავტორის აზრით, საყოველთაოდ აღიარებული, ზედაფიურმული გამყინვარების შესაბამისი ღრმა ახალევექსინური რეგრესია იყო გამეფებული.

წინა აუზის (კარანგატული ტრანსგრესია) შემდგომი ახალევექსინური აუზი (30-9 ათასი წლის წინ) ღრმა რეგრესიით ხასიათდება. ამის გამო, მან ჩაკეტილი, მლაშე ტბის წარმოშობა (ნახ. 11. დანართი, 1) განაპირობა. თავდაპირველად ზღვის დონემ ძლიერი დაწევა, ხოლო შემდეგ პირიქით – აქტიური აწევა განიცადა. ახალევექსინური ზღვის სანაპირო ხაზი თანამედროვე ზღვის კიდის შიგნით მდებარეობდა. სხვადასხვა ავტორების შეხედულებით ამ აუზის დონე აწინდელთან შედარებით 40-50 მ-დან (Зенкович, 1958) 60-70 მ-ისა (Фёдоров, 1969; 1969) და 100 მ-ზე დაბლაყა (Мамаладзе, 1975) ნავარაუდევია. ამ დროს, მდინარეთა შესართავების ფარგლებში საკმაოდ დაბალი (-100 მ) ეროზიის ბაზისი შეიქმნა. ცხადია, ამ პირობებში, მდინარეთა ქვემო დინებების ხეობებში, განსაკუთრებით კი მათი შესართავისპირა ფარგმენტების კალაპოტებში, ძლიერი სიღრმითი ეროზია უნდა გამეფებულიყო, რასაც ხეობების გადალრავება უნდა გამოეწვია. ბურღის მასალებზე დაყრდნობით, ამ მდინარეთა დელტების ფარგლებში მაშინდელი ალუვიონის მძლავრი ნაფენები (Островский и др., 1977) ფიქსირდება, რაც ჩაჭრილ ხეობებში რეგრესიის შემდგომი დროის (დონის აწევის შემთხვევაში) ძლიერ აკუმულაციამე მიუთითებს.

ახალევექსინური აუზის არსებობა ვიურმულ გამყინვარებას დაემთხვა. მისი მაქსიმუმი ამ 18-20 ათასი წლის წინ დაფიქსირდა. ასე გავრძელდა დაახლოებით 10 ათასი წელიწადი. აქედან დაწყებული, გამყინვარების ბოლო სტადიამდე (10-12 ათასი წლის წინ), მყინვარების ინტენსიური ღნობის პროცესში, ზღვა მდინარეთა უხვი ჩამონადენის წყალობით, თანდათან ამოვსებას განიცდიდა.

ახალევექსინური რეგრესიული აუზი, მოგვიანებით ძველშავზღვიური (ფლანდრული) ტრანსგრესიით (10-15-დან 6-მდე ათასი წლის წინ) შეიცვალა და ზღვის თანამედროვე დონეს მიაღწია. სანაპიროზე ფორმირებული რელიეფის აკუმულაციური ფორმები ყველაზე ახალგაზრდაა და, ამიტომ, შემდგომი გარდაქმნებით ნაკლებადაა შეცვლილი. მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს შესართავებს შორის ძველშავზღვიური აუზის სანაპირო ხაზი ხმელეთში 1-1,5 კმ-ით, ხოლო მდინარეთა შესართავებში რამდენადმე ღრმადაა

შეჭრილი. გაგრის მიდამოებში ეს ხაზი კირქვული მასივის კიდეს მიუყვება, ხოლო მდ. ბზიფის შესართავთან ხმელეთში 1,5-2,0 კმ-ით იჭრება.

ახალი ათონი-ეშერას სანაპირო პერიმეტრზე ძველშავზღვიური სანაპირო ხაზი გორაკების ძირზე გადიოდა, ეშერის მიდამოებში კი თანამედროვე ნაპირიდან ზღვაში შორს იყო შეჭრილი, თუმცა სანაპირო ხაზს აქტიური უკან დახევის ტენდენცია გააჩნდა. მდ. მოქვის შესართავის მიმართულებით სანაპირო ხაზის ხმელეთში შესამჩნევი შეჭრა ფიქსირდება, თუმცა ქ. ოჩამჩირესთან თანამედროვე სანაპიროს უახლოვდება.

კოლხეთის დაბლობის სანაპირო პერიმეტრზე ძველშავზღვიური ზღვის კიდე რამდენადმე ხმელეთში იჭრება და სოფ. სოფ. გუდავასა და ბარლების მიდამოებამდე აღწევს. კოლხეთის შუა ნაწილში კი 12-15 კმ-ითაა ხმელეთში (ჭალადიდი) შეწეული. გურიაში ზღვის უბე (მდ. ნატანების ხეობაში) ხმელეთში 2-3 კმ-ით შეჭრილ აკვატორიას ქმნიდა.

შავი ზღვის სანაპიროს თანამედროვე მორფოლოგიური ნიშნების მიხედვით, არა თუ ძველშავზღვიური აუზის, არამედ უფრო ძველი ზღვის კიდეებს რთული მოხაზულობა უნდა ჰქონოდათ. წყალქვეშა ფერდობის მარჩხოვები (ყოფ-კვარას, გუდაუთის, ოჩამჩირის, ცივწყალას, ამბარა-მჭიმთას, ეშერის, ციხისძირის) და ხმელეთში შეჭრილი ყურეები, აღნიშნული ვარაუდის დამამტკიცებელ საბუთად გამოდგება.

შავი ზღვის შემდგომი განვითარების ეტაპზე კალამიტის ნახევრადზღვიური აუზი შეიქმნა (ნახ. 22. დანართი, 1). ადრეულ და შუა პოლოცენში შავი ზღვის ქვაბული ხმელთაშუა ზღვის მარილიანი (მლაშე) წყლით ივსებოდა. ეს მოვლენა ოკეანის დონის ტრანსგრესიით იყო გამოწვეული. ამ დროს, ოკეანის დონე ბოსფორის სრუტის ფსკერის ზღურბლზე მაღლა აღმოჩნდა და ახალევექსინურ მტკნარი ზღვის აუზში მარილიანი წყლების შემოჭრა განაპირობა. ამის გამო, ზღვის წყლებმა თანამედროვე შელფის მნიშვნელოვანი ნაწილის დატბორვა მოახდინეს და ისევ წარმოქმნეს აზოვის ზღვა. ზღვამ არა თუ თანამედროვე დონეს მიაღწია, არამედ აშკარად გადააჭარბა მას და მდინარეთა ქვემო დინების კალაპოტებში ათეულ კილომეტრებზეც კი შეიჭრა. ამ მოვლენას ხელს უწყობდა გამყინვარების შემდგომი დროის მდინარეთა ხეობების გადალრმავება, რომლებიც ამჟამად მნიშვნელოვნად პოლოცენური ასაკის ალუვიურ-ზღვიური მასალითაა აგებული.

განსაკუთრებით დიდი ცვლილებები კი ზღვიურმა ბიოტამ განიცადა. მტკნარი წყლის ორგანიზმები აკვატორიის დიდ ნაწილში ზღვის ტრანსგრესიის შედეგად განადგურდა, მათ ნაწილმა კი, თავის გადარჩენის მიზნით, მტკნარ ესტუარებსა და ლიმანებს მიაშურეს. შელფის ძირითადი აკვატორია ზღვის წყალმა და ხმელთაშუა ზღვის მობინადრე ორგანიზმებმა დაიკავეს. ნახევრადზღვიური აკვატორიისა და მდ. დნეპრის შესართავის ფარგლებში, ასევე მარჩხწყლიან აზოვის ზღვა მტკნარი წყლის ბიოცენოზმა (*Chione gallina*) დაიკავა.

ზღვის უფრო ღრმა აკვატორიაში (150-200 მ-ზე ღრმად), გოგირდწყალბადით მონამულ სივრცეში, ანაერობულ წყლის მასების უსისცოცხლო ფსკერზე პლამის ნალექები გროვდებოდა. ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილის კონტინენტურ ფერდობზე (<http://geographyofrussia.com/morskie-bassejny/>) ფერდობრივი პროცესების გააქტიურებას ქონდა ადგილი, რაც ნგრეული მასალის ჩამოცურება-ჩამოცოცებას (მეწყრული მოვლენები), სუსპენზიური ნაკადების - ტურბიდიტების (მღვრიე ნაკადების ნალექები) მიერ რიტმული ხასიათის შრის ფენების დაგროვებას იწვევდა.

ძველშავზღვიური (პ. ფიოდოროვი, ახალშავზღვიური) აუზის დონის დაცემას ნიმფეური აუზის ფორმირება მოჰყვა. ამ დროს (2500-1600 წლის წინ), სანაპირო ხმელეთზე ტორფისა თიხის ფენების (კონტინენტური გენეზისი) ფორმირებას ჰქონდა ადგილი. ზღვის დონის დაწევას ფანაგორიულ რეგრესიას უწოდებენ. სწორედ მაშინ, ზღვისპირზე, ძველი კოლონიზაციები და დასახლებები გაჩნდა. მომდევნო ეტაპზე ნიმფეური ტრანსგრესიით (დ. წერეთელი, ლაზური) სანაპიროს წარეცხვები და ტორფის ზედაპირზე ზღვიური კენჭნარ-ქვიშნარის დალექვა მოჰყვა.

ნიმფეური ტრანსგრესია (დონე +1-2 მ) ისევ მცირე რეგრესიით შეიცვალა და სანაპირო ზოლში ყველაზე ახალგაზრდა ტერასაც გაფორმდა. ნიმფეური აუზის სანაპირო ხაზის მოხაზულობა თითქმის თანამედროვეს დაემთხვა. ამ რეგრესიას ზღვის დონის მცირე აწევა (ანტიკური ტრანსგრესია) და თიხის ფენის ქვიშებით დაფარვა უნდა გამოენვია. ანტიკური ტრანსგრესია დღესაც გრძელდება და ზღვის დონეც მალლა (1,5-2,0 მმ/წწ) იწევს.

კოლხეთის დაბლობის ზღვისპირა პერიმეტრზე ზღვის დონის ცვლილებათა ფაზების შესახებ ლაპარაკობენ დაძირული (-36 მ) ტორფის ჰორიზონტები, რომელიც გვიანდელი შავზღვიური ნალექებითაა დაფარული. მომდევნო, პონტური რეგრესიის დროს ფორმირებული ტორფის ფენები კი ამჟამად 18 მ-ის სიღრმეზე მდებარეობს. პონტურ რეგრესიას ზედა ძველშავზღვიური ტრანსგრესია მოჰყოლია. უახლესი ზღვიური და ალუვიური ნალექების ქვეშ (8-10 მ) განამარხებული ისტორიული (ყულევი, ოჩამჩირე, სოხუმი) ძეგლები გვიჩვენებენ, რომ ატლანტიკური კლიმატური ოპტიმუმის (ზღვის დონის აწევა) შემდგომ რეგრესიული ფაზის დადგომას ჰქონდა ადგილი. ამ აუზის (5-4 ათასწლეული ჩვ. წ. აღ-მდე) დონე 5-6 მ-ით დაბლა უნდა ყოფილიყო.

ამ (ეგრისის) რეგრესიის მომდევნო ეტაპზე, ზღვის დონის აწევას, არა თუ პლაჟის ზოლების წარეცხვები, ასევე გვიანენეოლითური და ადრებრინჯაოს ადამიანის დასახლებების, არამედ ძველქართული და ბერძნული კულტურის ძეგლების (დიოსკურია ქ. სოხუმთან) განადგურება უნდა მოჰყოლოდა.

ცნობილია, რომ ჩვ.წ.აღ-მდე VII-VI სს-ში ძველი ბერძნების მიერ შავი ზღვის სანაპიროების კოლონიზაციას ჰქონდა ადგილი. მოგვიანებით (ჩვ.წ.აღ-მდე I ს), შავი ზღვის სანაპიროზე მსგავსი დასახლებები უკვე მრავლად იყო ბულგარეთსა (აპოლონია, მესამბრია, ოდესოსი და რუმინეთში (კალატისი, ტომისი, ისტროსი), სამხრეთ უკრაინაში

(ოლვია, ტირასი), ყირიმში (ხერსონესი, თეოდოსისი, პანტიკაპევა), ტამანის ნახევარკუნძულზე (ფანაგორია), საქართველოში (პიტიოსი, დიოსკურია, ფაზისი). ისტორიულ დროში, ამ ნაგებობების უმრავლესობა ზღვის სანაპიროებზე იყო აგებული. მომდევნო ტრანსგრესიებმა კი მათ „ძირი გამოუთხარეს“ და ნაწილობრივ დაანგრის კიდევაც. მათი აგებისა და ექსპლოატაციის პირველ ხანებში (I ათასწლეული ჩვ.წ.ალ-მდე) შავი ზღვის ღონე, აწინდელთან შედარებით, 3-4 მ-ით დაბლა (Фёдоров, 1963) უნდა ყოფილიყო. მის შემდგომ აწევას კი არა მარტო სანაპიროს დატბორვა, არამედ ტალღური აქტივაციის პირობებში, ძველი ციხე-სიმაგრეების ნგრევა უნდა გამოენჯია.

ამჟამად, შავი ზღვის რეჟიმი ბუნებრივ-ანთროპოგენური განვითარების გზით მიმდინარეობს. ბუნებრივი განვითარების გზა შთამბეჭდავ ცვლილებებს განიცდის და „დაჩაგრულ“ მდგომარეობაშია. მართლაც, ზღვის ღონის აწევისა და ხმელეთის დაძირვის ალგებრული ჯამების (0,3-0,5 სმ/წწ) წლიური უმნიშვნელო სიდიდეები საზოგადოების მიერ განხორციელებულ სამეურნეო საქმიანობასთან (გლობალური დათბობის გამოწვევა და ზღვის ღონის აწევის ზრდა, ოზონის ეკრანის დაშლის შესაძენევი ტენდენცია და ფონური რადიაციის მატება, ინერტული პლაჟური მასალის გაზიდვა, სანაპირო ზონის ნატანის ბალანსის ხელოვნური დარღვევა და ა.შ) შედარებით ათეულ- და ასეულჯერ ნაკლებია. თუმცა, მისი ხანგრძლივი და ერთმხრივ მიმართული პროცესი და, აქედან გამომდინარე, ბუნებრივი პროცესის განვითარების ტენდენცია, დროთა განმავლობაში, საკმაოდ შესაძენევი და აშკარა ცვლილებებს იძლევა. აქედან აშკარაა, რომ სანაპიროების შენარჩუნების მიზნით აუცილებელია ბუნებრივი რეჟიმის ამჟამად „დამორჩილებული“ და ანთროპოგენური „გაბატონებული“ ფაქტორების მიერ ძლიერი ნეგატიური შედეგების გათვალისწინება.

ამგვარად, შავი ზღვის ისტორიის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მისი თანამედროვე ფაზა გრანდიოზული გარდაქმნების მხოლოდ ერთი ეპიზოდია, აუზის ცვლილების ხანგრძლივი პროცესი კი აბიოტური და ბიოტური ფაქტორების რთული გარდაქმნათა და მონაცვლეობათა მიმდინარეობით ხასიათდებოდა. მათი გამომწვევი მიზეზები მიწის ქერქის ტექტონიკური და კლიმატური ფაქტორების (გამყინვარებები და დათბობები) მორიგეობით გამოწვეულ ჰიდროკრატიულ წონასწორობასა თუ წყლის ბალანსის დარღვევაში უნდა ვეძებოთ.

ცხადია, რომ კონტინენტურ გამყინვარებას ზღვიდან ხმელეთზე გადმოტანილი წყლის „განამახება“ მოსდევდა და, როგორც წესი, ზღვის რეგრესიის ფორმირებას ქონდა ადგილი. ამ უკანასკნელს კი წყლის გამტკნარება და ტბიური რეჟიმის ჩამოყალიბება მოსდევდა, რაც, თავის მხრივ, მტკნარი წყლის ფაუნისა და ფლორის ბინადართა გაჩენასა და გაბატონებას იწვევდა. გამყინვარების შემდგომ ეტაპზე, დათბობის ეპოქაში - პირიქით, მდინარეთა ჩამონადენის ზრდისა და ზღვის ღონის სწრაფი აწევის (ტრანსგრესიის) ფაზაში, ოკეანური მლაშე წყლის მასებისა და შესაბამისი ბიოტის შემოჭრა ხორციელდებოდა.

შავი ზღვის აუზის ცვლილების აღწერილი რეჟიმის აღქმის შედეგად უნდა ვივარაუდოთ, რომ მისი სამომავლო განვითარება (პროგნოზი) სწორედ მსგავსი სცენარით წარიმართება. ამ მჯელობას შეიძლება სრულიად დავეთანხმოთ. თუმცა, არსებობს ერთი, ფრიად საყურადღებო გარემოება, რომლის აშკარა გათვალისწინების მიზანშეწონილობა სახეზეა: შავი ზღვის აღმოსავლეთი სექტორის სანაპიროზე ადამიანის წარმოშობა და საზოგადოების ჩამოყალიბება უძველეს ისტორიულ წარსულს მოიცავს. თუმცა, აქ ადამიანის გამოჩენა იმ დროს (0,5 მლნ წელიწადი) უკავშირდება, როცა შავი ზღვა ძველევქსინურ აუზს წარმოადგენდა. მაგრამ, ადამიანთა საზოგადოებამ ევოლუციის ძალზე სწრაფი პროცესი გაიარა. დღეს კი საზოგადოება ბუნების საკმაოდ შთამბეჭდავ ძალას წარმოადგენს. მას შეუძლია სტიქიასთან შეჭიდება და კატასტროფულ მოლენებთან გამკლავება, შეუძლია გადაკეტოს ან პირიქით, გაათავოთვოს შავი ზღვის კავშირი მიმდებარე წყალსატევებთან, შეამციროს ან სრულიად „დააშროს“ მდინარეები, გაზარდოს მათი ჩამონადენი ან მოახდინოს მისი სეზონური რეჟიმის რეგულირება, გააჩინოს წყალსატევები ან ააგოს ჰეს-ები და სანახსადგურო ინფრასტრუქტურა და ა.შ.

აქედან გამომდინარე, შავი ზღვა (ისე, როგორც სხვა დანარჩენი ზღვები) ადამიანთა საზოგადოების სულ უფრო მზარდი სამეურნეო ზემოქმედებისა და აშკარად დიდი წნეხის ქვეშ იმყოფება. ამის შესაბამისად, ზღვის ბუნებრივი რეჟიმის მიმდინარეობაში სრულიად ცხადად ჩანს ძლიერი ანთროპოგენური დატვირთვები და მისი ნეგატიური შედეგები - მარილიანობის თუ ფაუნისა და ფლორის ან სანაპირო ზოლის დეგრადაცია, ეკოლოგიური მდგომარეობის გაუარესება და სხვ. ცხადია, რომ შავი ზღვის წყალსატევის რესურსების გონივრული ათვისების ღონისძიებების შემუშავების პროცესში, მკვლევარებსა და პრაქტიკოსებს აშკარად მოუწევთ ამ ფაქტორების გათვალისწინება. აქედან გამომდინარე, წინამდებარე მონოგრაფიის მეორე ტომში „ადამიანი-ზღვა“ სისტემის ტექნიკურ-ტექნოლოგიური მიზეზების, მათი შედეგებისა და პერსპექტივების შესახებ გვექნება დეტალური საუბარი.

§ 3. რელიეფის თავისებურებანი

3.1. შავი ზღვის ტერასები. ზღვიური ტერასების შესახებ ინფორმაციის შეგროვება და მეცნიერული ანალიზის ჩატარება საკმაოდ რთული, თუმცა აუცილებელი და მიზანშეწონილი მეცნიერული საქმიანობაა. იმასთან დაკავშირებით, რომ შავი ზღვის დონე მეოთხეულში, გლაციალური და ინტერგლაციალური პერიოდების მორიგების პირობებში, განუწყვეტლივ ევსტატიკურ ცვლილებას განიცდიდა, ამავე დროს ალპური ოროგენეზისის მსვლელობაში, მთიან ქვეყნები უახლესი და თანამედროვე ვერტიკალური ტექტონიკური მოძრაობების გავლენის ქვეშ იმყოფებოდნენ - ზღვის სანაპიროები, ცხადია - შესამჩნევ გარდაქმნებს განიცდიდნენ. აქედან გამომდინარე, თანამედროვე ზღვის სანაპიროების

მორფოლოგიური ნიშნების გვერდით ყოველთვის შეიმჩნევა ძველი (მათ შორის, დაძირული) სანაპირო ხაზები და კლიფები, რელიქტური აკუმულაციური თუ აბრაზიული რელიეფის ფორმები. ამჟამად, მათი არსებობა ხმელეთის ზედაპირზე ადვილად დასტურდება. ისინი მიუთითებენ ზღვის დონის სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ დონეებზე არსებობას. ხშირად, ძველი სანაპირო ხაზები წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზეა „დაძირული“. ამ შემთხვევაში, ასეთი რელიქტები ზღვის ტრანსგრესიით დაიფარნენ და, ამჟამად, წყალქვეშა რელიეფის „განამარხებულ“ ფორმებს ან მათ ელემენტებს წარმოადგენენ.

სანაპიროს გასწვრივ გავრცელებული და მაღალ ჰიფსომეტრიულ საფეხურებზე დაფიქსირებული სანაპირო ხაზები ფაქტობრივად ძველი ზღვიური ტერასებია. მათი მორფოლოგიური ნიშნების (აკუმულაციური, ცოკოლური, აბრაზიული) მიხედვით შეიძლება მსჯელობა სანაპიროს განვითარების მსვლელობის (ნეოტექტონიკური და ახალგაზრდა ტექტონიკური მოძრაობები, დონის ევსტატიკური ცვლილებები) მიზეზების შესახებ.

შავი ზღვის ტერასების კვლევას მრავალი მეცნიერი აწარმოებდა. მათ შორისაა დ. წერეთელი, პ. ფიოდოროვი, ლ. მარუაშვილი, ნ. ასტახოვი, ა. ცაგარელი, ჯ. მამალაძე, ჯ. ჯანელიძე და სხვ. ამ მეცნიერთა გამოკვლევების შედეგად შეიძლება ითქვას, რომ საქართველოს შავი ზღვისპირეთი, ტერასთგაჩენის თვალსაზრისით, ერთ-ერთი უნიკალური რეგიონია მსოფლიოში. აქ წარმოდგენილია ზღვიური ნალექების ყველა ძირითადი სტრატეგრაფიული ჰორიზონტი და მათი სინქრონული ზღვიური (ნახ. 22. 1. დანართი, 1) ტერასები. გამონაკლისს შეადგენს მხოლოდ ახალევექსინური ეპოქის სანაპირო ხაზი, რომელიც ამჟამად მხოლოდ ზღვის წყალქვეშა ფერდობზე (სიღრმე, დაახლოებით 100 მ) ფიქსირდება. ამავდროს, ზღვიური და მდინარეული ტერასული საფეხურების ასაკობრივ და ჰიფსომეტრიულ კორელაციაში სინქრონულ შესაბამისობას აქვს ადგილი.

შავი ზღვისპირეთის ლიტორალური (სანაპირო) ფაციესების ფორმირების ტექტონიკური პირობების სხვადასხვაობის მიუხედავად, მკვლევართა დიდი ნაწილი, შავი ზღვის სანაპიროზე, ზღვიური ტერასების გავრცელებაში ქრონოლოგიურად ნორმალური თანამიმდევრობის შესახებ მიუთითებენ. დადასტურებულია, რომ უფრო ძველი სანაპირო ხაზები აწინდელი ნაპირიდან ხმელეთში მეტ-ნაკლებად შორს იყო შეჭრილი (ახალევექსინურის გარდა) და ზღვის თანამედროვე დონეზე უფრო მაღალი საფეხურების ფორმირებას განაპირობებდა.

შავი ზღვის ყველაზე ძველი ტერასული საფეხური 160-180 მ-ის სიმაღლის ფრაგმენტებითაა წარმოდგენილი და ზედა პლიოცენურ-ქვედა პლეისტოცენური ასაკისაა. შავი ზღვისპირეთის აფხაზეთის სანაპიროზე ადრეჩაუდური ტერასები კი უფრო დაბალ საფეხურზეა (120-130 მ) გავრცელებული (Мамаладзе, 1975). გვიანჩაუდური ასაკის ტერასები

გვხვდება აგრეთვე 100-110 მ-ის სიმაღლეზე. ორივე საფეხური კენჭნარი თიხებითა და ქვიშნარებითაა აგებული. მაღალი ზღვიური ტერასები გვხვდება ლესელიძის, განთიადის, გაგრის მიდამოებში, სოფლების კოლხიდის, იფნარის, ლიძავას, ყულანურხვას, აბლარხუქის, არსაულის, ეშერას, იაშთხვას მიდამოებში. ჩაუდური ტერასი წარმოდგენილია ქ. სოხუმის საავტომობილო მაგისტრალის (მე-16 საშ. სკოლის ეზო) გასწვრივ, რომელიც ქვედაპალეოლითური (1,2-2,6 მლნ წ) ასაკისაა.

ჩაუდური ტერასის ფრაგმენტები შეინიშნება მდ. კელასურის მარჯვენა ფერდობზე, მდინარეების კოდორი-ლალიძგასა და მდ.მდ. ერისწყალი-ენგურის ქვემო დინებებს შორის. ამ მხრივ, აღსანიშნავია სოფ. ჭუბურხინჯის (სათანჯოს მასივი) მიდამოები, სადაც არა მარტო ძველი - ჩაუდური ტერასების, არამედ უფრო მაღალი (250-270 მ-დან 300-320 მ-მდე) მოსწორებული (Мамаладзе, 1975) ზედაპირების არსებობაც დასტურდება. ამ ზედაპირების გავრელება შემჩნეულია მდ. ენგურის მარცხენა სანაპიროზე, სოფ. რუხის, ქ. ზუგდიდის ფარგლებში, მ. ურთასა და ნიგოეთის სერის ფერდობებზე, ლანჩხუთის, ქობულეთის, ურეკის, ბობოყვათისა და ციხისძირის მიდამოებში.

ქვედა პლეისტოცენში (500 ათასი წლის წინ) შავი ზღვის (ძველევქსინური) აუზი მომლაშოწყლიან გამდინარე ტბა-ზღვას წარმოადგენდა. ზღვისპირეთზე კი კენჭებითა და ქვიშებით აგებული ტერასების ფორმირებას ჰქონდა ადგილი. ძველევქსინური ტერასები ორსაფეხურიანია (70-80 მ და 50-60 მ). მათი ფრაგმენტები გავრცელებულია მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს ხეობს შორის - ქ. გაგრის, სოფლების კოლხიდისა და ლიძავას მიდამოებში. ქ. გუდაუთაში ძველევქსინური ტერასი დაბალ (50-60 მ) საფეხურზეა შეფენილი. ასევე, ორი ზღვიური ტერასი ფორმირებულია მდ. გუმისთის მარცხენა ნაპირზე და ქ. სოხუმის (რკინიგზის სადგურთან) მიდამოებში. მდ. კელასურის შესართავიდან მდ. ენგურამდე კი ძველევქსინური ტერასი უწყვეტი ზოლის სახეს ღებულობს.

ძველევქსინური ტერასის სივრცებრივ განფენილობაში ერთი კანონზომიერება შეინიშნება: კოლხეთის დაბლობის მიმართულებით ტერასი ზღვიდან თანდათან დაშორებულია. ასე, მაგალითად, ძველევქსინური ტერასული საფეხურის ზღვიდან დაშორება მდ. კელასურთან 3 კმ-ს, მდ. კოდორთან - 10-11 კმ-ს, მდ. ენგურთან - 28-30 კმ-ს, ხოლო კოლხეთის შუა ნაწილში - 80-100 კმ-ს შეადგენს. ამ საფეხურს ვხვდებით კურორტ ურეკის, სოფ. მუხაესტატეს, ქობულეთის, ციხისძირის, ჩაქვის, ხუცუბნის მიდამოებში. აჭარის ზღვისპირეთზე ამ ტერასის ზედაპირი მოწითალო-მოყვითალო თიხნარების საკმაოდ მძლავრი გამოფიტვის ქერქითაა დაფარული.

შავი ზღვის უზუნლარული აუზი სანაპირო დაბლობის მხოლოდ მდინარეთა (ფსოუ, ბზიფი, მჭიმთა, პიფსთა, ააფსთა, გუმისთა, სუფსა და ნატანები) შესართავების ფრაგმენტებზეა წარმოდგენილი. სოხუმის მიდამოებში (მდ. გუმისთის მარცხენა ნაპირი, რკინიგზის სადგური) ფართო ტერასი კენჭოვანი შემადგენლობისაა. კოლხეთის დაბლობის შუა (მდ.მდ. კოდორი-სუფსა) ნაწილში უზუნლარული ზღვის აუზის სანაპირო ხაზი

თანამედროვე ზღვის კიდიდან ხმელეთისაკენ 5-6 კმ-დან (მდ.მდ. კოდორი-ღალიძგა) 60-65 კმ-მდე (მდ.მდ. ენგური-სუფსა) შეჭრას ადასტურებს. ამ აუზის სანაპიროზე ძირითადად მსხვილმარცვლოვანი (კენჭნარი, მსხვილი ქვიშა) მასალა ილექებოდა. აფხაზეთის გორაკ-ბორცვიან ზღვისპირა ზოლში კი აღნიშნულ ნალექებთან ერთად მკვერივად შეცემენტებული წვრილკენჭნარიანი კონგლომერატების ფენებიცაა დაფიქსირებული. შავი ზღვის ნაპირზე ფართოდ გავრცელებული და მეზობელი საფეხურებისაგან მკვეთრად გამოყოფილი ფლატის მქონე უზუნლარული ტერასის სიმაღლე 30-40 მ-ის ფარგლებში მერყეობს.

მომდევნო, უფრო დაბალი (20-25 მ და 10-15 მ) ტერასის საფეხური კარანგატული (ქერჩის ნახევარკუნძულის ერთ-ერთი კონცხი - კარანგატი) აუზთანაა დაკავშირებული. ამ ზღვის აუზი წინასთან (უზუნლარული) შედარებით ნაკლებადაა დაკლავნილი, ხოლო მაქსიმალური ღონე 25 მ-ს არ აღემატება. ცხადია, რომ ზღვის წყალი ხმელეთში (მდინარეთა ხეობების სიღრმეში) უფრო ღრმად იჭრებოდა. ასე, მაგალითად, თუკი მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს სანაპირო მონაკვეთზე ზღვა ხმელეთში 2-4 კმ-ით იყო შეჭრილი, მდ. ბზიფის შესართავთან იგი 6-7 კმ-ის სიღრმეში შედიოდა. მდ.მდ. ჰიფსთა-გუმისთას შესართავებს შორის კარანგატული ზღვა მხოლოდ მდინარეთა შესართავებს ფარავდა, ხოლო მათ შორის სანაპირო პერიმეტრზე ზღვის კიდე ხმელეთში მხოლოდ 0,5 კმ-ით იყო შეწეული. რაც შეეხება ეშერის გორაკ-ბორცვიანი მასივის წინ მდებარე ნაპირს - აქ, ზღვაში ღრმად შეჭრილი შვერილი აქტიურ აბრაზიას განიცდიდა (Алпенидзе, 1983; Алпенидзе, 2014) და ინტენსიურად უკან იხევდა.

მდ. გუმისთის მარცხენა ნაპირზე, ქ. სოხუმის ფარგლებში, ძველი სანაპირო ხაზი ხმელეთის გორაკების ფერდობებს რეცხავდა და 3-3,5 კმ-ის სიღრმეში იყო შეჭრილი. მდ. კელასური-ენგურის ზღვისპირა მონაკვეთზე კარანგატული, შედარებით ნაზი კონფიგურაციის, ზღვის კიდე თანდათანობით ხმელეთისაკენ იხრებოდა და მდ. ენგურის ხეობაში ღრმად იჭრებოდა. აქ სანაპირო ხაზი მდინარის შესართავიდან 25 კმ-ის დაშორებით გადიოდა.

კოლხეთის ვაკის ფარგლებში კარანგატული ზღვის აუზის ხმელეთში შეჭრის მაჩვენებელი უფრო მნიშვნელოვან (50 კმ-მდე) სიდიდეს აღწევდა. რაც შეეხება აჭარა-გურიის სანაპიროს - აქ კარანგატული ზღვის სანაპირო ხაზი მდ.მდ. ნატანებისა და ჭოროხის ქვემო დინებებში 10-12 კმ-ის მანძილზე იყო შეჭრილი, ხოლო ზღვისპირეთის დანარჩენ მონაკვეთზე გორაკ-ბორცვების პერიფერიული ზოლი, თითქმის თანამედროვე სანაპირო ხაზის გასწვრივ ირეცხებოდა.

საქართველოს შავი ზღვისპირეთის კარანგატული ტერასების ორი საფეხური ამჟამად დასახლებებს უკავია. მათ შორისაა მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს ზღვისპირა ზოლის ქალაქების (გაგრა და გუდაუთა), აგრეთვე სოფლების ალახაძის, ლიძავას მიდამოები. კარანგატული ტერასი წარმოდგენილია თანამედროვე ქ. სოხუმის ფარგლებში, ქალაქის სამხრეთი პერიფერიის ნაწილში - ლეჩქოფის, რკინიგზის სადგურის, ბოტანიკური ბაღის

მიმდებარე ბორცვების ძირზე და მდ. კელასურის შესართავთან. აქვეა წარმოდგენილი 10-15 მ-ის სიმაღლის კარანგატული ტერასის ფრაგმენტები. ქალაქის დანარჩენი - სამხრული შემოგარენი მაშინდელი (კარანგატული) ზღვის ნაპირს წარმოადგენდა. აღნიშნული სიმაღლისაა სოფ. ახალი კინდლის მეზობლად მდებარე ბრტყელი და თიხნარებით გადაფარული კენჭნარი აგებულების ოდნავ ტალღოვანი ზედაპირი, რომელიც ზღვისპირზე 3-4 მ-ის სიმაღლის აბრაზიულ ფლატეს ქმნის.

ზღვისგან ოდნავ მოშორებით კი დასახლებების კინდლის, ანუარხუს, ლაბრას, კვითოულისა და ქ. ოჩამჩირის ფარგლებში 20-25 მ-ის სიმაღლის კარანგატული ტერასია განვითარებული. აღნიშნული ტერასები ფართოდაა გავრცელებული კოლხეთის ვაკის ჩრდილო და სამხრეთი გორაკ-ბორცვიანი ზოლის დაბალ ნაწილებში, რომელიც თითქმის შეუმჩნევლად და თანდათანობით ზღვისპირა დაბლობის ზოლში გადადის.

გურიაში კარანგატული ტერასის ორივე საფეხური გვხვდება ქ. ლანჩხუთის დასავლეთით - სოფ. ახალსოფლის მიდამოებში. უფრო მაღალი ტერასი კი წარმოდგენილია ნატანების რკინიგზის სადგურის, სოფლების ოჩხამურისა და მუხანესტატეს ფარგლებში. მისი ზედაპირი, არც თუ იშვიათად, ეროზიული პროცესების შედეგად მცირე ფრაგმენტებადაა დასერილი. უფრო დაბალი (სიმაღლე 10-15 მ), მეორე - გვიანკარანგატული საფეხური ზღვისპირეთზე თითქმის ყველგან ვრცელდება. მის ზედაპირზეა გაყვანილი ნატანები-ურეკის საავტომობილო გზა.

უფრო სამხრეთით - ხუცუბნის, ბუენარის, ჩაქვის, მახინჯაურის, მწვანე კონცხის მიდამოებში აღნიშნული საფეხურების მცირე ფრაგმენტები ინარჩუნებენ რა თავიანთ მორფოლოგიურ თავისთავადობას - თანდათან, ზღვისპირა დაბალ ზოლს უერთდებიან.

შავი ზღვის აუზის კარანგატულის შემდგომი ახალევექსინური აუზი (30-9 ათასი წლის წინ) ღრმა რეგრესიას განიცდიდა. ამის გამო, ზღვის სანაპირო კიდეის კონტური, თანამედროვესთან შედარებით, აუზის შიგნით მდებარეობდა და საქართველოს სექტორის ყოფილი წყალქვეშა ფერდობის (შელფის) დიდი ნაწილი (დაახლოებით 3100 კმ²) ხმელეთს „შეეზარდა“. შავი ზღვის ორი საკმაოდ დიდი - გუდაუთისა და ოჩამჩირის მარჩხოვები ახალევექსინურ დროს ზღვაში ღრმად (25-30 კმ) შეჭრილ უზარმაზარ აბრაზიულ კონცხებს წარმოადგენდნენ. ასევე, აქტიურ აბრაზიას განიცდიდნენ ეშერისა და კინდლის ძირითადი ნაპირები. მათ შორის მოქცეულ სანაპირო ფრაგმენტებზე ზღვა ხმელეთში ღრმად შეჭრილ უბეებს (მდინარეთა შესართავებში კი რიასებს) ჰქმნიდა. ეშერის (ზღვაში 2-3 კმ-ით შეჭრილი) აბრაზიულმა კონცხმა, სოხუმის ყურეს აკვატორია დასავლური ტალღების ეკრანირებას ახდენდა და, ამდენად, „ჩრდილში“ იყო მოქცეული. ამიტომ, სანაპიროს ეს ფრაგმენტი ლაგუნას წარმოადგენდა და გადიოდა რა ზღვისგან გამოცალკევებული აკვატორიის სტადიებს - საბოლოო ჯამში ტორფისა და დელუვიური თიხებით ამოივსო და, ცხადია ხმელეთს „შეეზარდა“.

ახალევექსინური ზღვის წყალი საკმაოდ მტკნარი (6 ‰) უნდა ყოფილიყო. აუზის მდინარეების შემონატან წყლებთან ერთად მას კვებავდა აგრეთვე მანიჩის სრუტით შემომავალი კასპიის ზღვის წყალიც. ზღვისპირეთის ზოლში ამ ღრმა რეგრესიის გეოგრაფიული შედეგები მრავალია. მათგან შეიძლება აღინიშნოს დიდი მდინარეების შესართავისპირა უბნების შესაძლო ჩაჭრისა და გადაღრმავების პროცესის წარმართვა. მდინარეთა ეროზიის ბაზისის ზღვის დონის ნიშნულებამდე დასვლა და მდინარეების (ბზიფი, გუმისთა, კოდორი, ენგური, ნატანები, ჭოროხი) დელტებში ფართო (10-15 კმ²) და მძლავრი (20-30 მ) ალუვიონის დაგროვება (Геоморфология Грузии, 1971) გამოიწვია.

ახალშავზღვიურ აუზში (9-8 ათასი წლის წინ) ზღვის დონემ თანამედროვეს მიაღწია. შავ ზღვაში ოკეანის წყალი შემოვიდა და ზღვის ფაუნა ოკეანური წყლის მარილიანობის შესაბამისად შეიცვალა კიდევაც. სანაპიროზე კი ნგრეული მასალა (მსხვილი ქვიშები და კენჭნარი) ილექებოდა. მათი შესაბამისი ახალშავზღვიური უწყვეტი ტერასი 3-5 მ-ის სიმაღლეზე მდებარეობს. მისი სიგანე ფართო დიაპაზონში (30-40 მ-დან 1,5-2 კმ-მდე) მერყეობს. თუკი, ახალი გაგრის სანაპიროზე ტერასის სიგანე მხოლოდ რამდენიმე ათეული მეტრია, მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუფსეს შესართავებს შორის იგი სანაპიროზე 1 კმ-ის, ხოლო სოფ. ალახაძეში (მდ. ბზიფის დელტა) 2 კმ-ის სიგანეს აღწევს.

მდ. ბზიფის ხეობის მარცხენა მხარეზე ახალშავზღვიური ტერასი თითქმის ყველგან საშუალო და წვრილი კაჭართაა აგებული, რომელიც თიხნარებითა და ქვიშნარებითაა გადაფარული. ეს ზღვიური ტერასი ბიჭვინთის აღმოსავლეთით - ქ. გუდაუთის მიდამოებში, ასევე მდინარეების ჰიფსთისა და აატსთის შესართავისპირა უბნებში, მდ. გუმისთის მარცხენა სანაპიროზე - სოხუმის (რკინიგზის სადგურთან) ფარგლებშია წარმოდგენილი. კიდეც უფრო აღმოსავლეთით, აღნიშნული ტერასი, უწყვეტი ზოლის სახით, კოლხეთის დაბლობში შემოდის და, ქ. ხობის მერედიანზე, დაბლობში უჩინარდება.

შავი ზღვის აჭარა-გურიის სანაპირო ზოლზე ახალშავზღვიური ტერასი წარმოდგენილია დაბა ურეკის, სოფლების შეკვეთილის, ფიჭვნარის, ციხისძირის, კვირიკეს მიდამოებში. ამ ტერასის ზოლი მხოლოდ მწვანე კონცხის მიდამოებშია განწყვეტილი, დაბა მახინჯაურის მიმართულებით კი ისევ განიცდის გაფართოებას, ხოლო ბათუმისაკენ თანდათან ვიწროვდება. როგორც ჩანს, ახალშავზღვიური ტერასი ზღვისპირეთზე უწყვეტ ზოლს ქმნის. სანაპირო რელიეფი აქ „შეულახავი“ იერ-სახისაა და მხოლოდ ზღვაში შეჭრილი აბრაზიული კონცხების მიდამოებშია „განწყვეტილი“.

შავი ზღვის ყველაზე გვიანდელმა ნიმფეურმა (დ. წერეთელის მიხედვით, ლაზურმა) ტრანსგრესიამ სანაპიროზე ძველებერძული კოლონიზაციის ქალაქები დაფარა. ამ აუზის ზღვის კიდეზე ქვიშები, კენჭნარი და თიხნარები ილექებოდა. მათი დიდი ნაწილი (სოფლებში ახალი კინდლი, დიხაგუძა, ბუკნარი, დაბა ჩაქვი) 1,5-2,2 მ-ის სიმაღლეს იკავებენ. სოხუმისა და ოჩამჩირის მიდამოების ზღვისპირა 3-4 მ-ის სიმაღლის კენჭნარიან

ზვინულების გენერაციებში, ხშირად არქეოლოგიური ნაშთები შეინიშნება, რაც მათი დათარიღების საშუალებას იძლევა.

აღნიშნული აუზის ფორმირებას წინ უძღოდა ფანაგორიული (დ. წერეთელის მიხედვით - ეგრისის) რეგრესია, რომლის შემდგომ - ნიმფეური ფაზაში ზღვისპირეთზე, კონტინენტური თიხების ზედაპირზე, კენჭნარი ზვინულების ფორმირება იწყება. ნიმფეური აუზში ისევ ზღვის დონის დაწვევას (ანტიკური რეგრესია) ჰქონია ადგილი. მან სანაპიროზე ყველაზე ახალგაზრდა - ნიმფეური ტერასი დატოვა.

ყველაზე დაბალი (1-2 მ) ზღვიური ტერასი თითქმის მთელ ზღვისპირა პერიმეტრზეა წარმოდგენილი. მას ვხვდებით სოფლების გაგიდის, დიხაგუძბას, ბორსვის, ნაჭკადუს მიდამოებში. ნიმფეური ტერასა ყველგან ყვითელი თიხებითაა აგებული, რომლის ზედაპირებზე ტორფის ფენაა დალექილი, ხოლო მათი ზედაპირი აკუმულაციური ზვინულების მასალითაა გადაფარული. აჭარის სანაპიროზე სოფ. ბუკნარისა და დაბა ჩაქვის მიდამოებში აღნიშნული ტერასის სიმაღლე 2,2-2,5 მ აღწევს.

კოლხეთის განიერი ზოლის ზღვისპირა პერიფერიის პოლოცენური განვითარების შესახებ ნათელ წარმოდგენას განამარხებული ტორფის ფენების შესწავლა იძლევა. ხანგრძლივი გამოკვლევების (Церетели, 1966; Маруашвили, 1971; Мамаладзе, 1975; Фёдоров, 1978; Джанелидзе, 1980) საფუძველზე ზღვისპირა ხმელეთის ზოლის ღრმა ფენებში ტორფის ჰორიზონტების გამოვლენა დასტურდება. ცხადია, რომ ზღვისპირა ხმელეთის ზოლში ტორფის ღრმა ჰორიზონტების არსებობა ზღვის რეგრესიული დონის არსებობას უკავშირდება. ჭაბურღილების მასალების მიხედვით ჩანს, რომ ტორფის ფენები ზღვიური ნალექებითაა გადაფარული, რაც მომდევნო ტრანსგრესიული ფაზის დადგომაზე მიუთითებს.

რეგრესიის მეორე - პონტურ ფაზაში, 18 მ-ის სიღრმეზე, ტორფის ჰორიზონტი დალექილა, რომელიც, თავის მხრივ, ზედა ძველშავზღვიური ტრანსგრესიის გამო ზღვიური ნალექებით გადაფარულა. ყულევის, ოჩამჩირისა და სოხუმის მიდამოებში უახლესი ზღვიური და ალუვიური ნალექების ქვეშ, 8-10 მ-ის სიღრმეზე, ძველი ისტორიული ძეგლებიც კი აღმოჩნდა. მათი განამარხების მიხედვით შეიძლება მივეუთითოთ შავი ზღვის დაბალი დონის (5-4 ათასი წლის წინ) არსებობა.

აღნიშნული ეგრისის რეგრესიული ფაზის დასასრულს, ლაზურ ტრანსგრესიულ ეტაპზე, ზღვის ძლიერი „იერიშის“ გამო, ზღვისპირა უძველესი არა მარტო გვიანენეოლითური და ადრებრინჯაოს ხანის, არამედ ძველქართული და ბერძნული კულტურის ძეგლები (მდ. სუფსის ქვემო დინება, დიოსკურია სოხუმთან) თითქმის მთლიანად განადგურდა.

როგორც ჩანს, შავი ზღვის სანაპირო ზოლის ბერძნული კოლონიზაცია ჯერ კიდევ ძვ. წ. აღ-ის VII-VI სს-ში დაიწყო, ხოლო ჩვ. წ. აღ-მდე V-I სს-ში უკვე რიგი დასახლებები არსებობდა. მათი გაშენება მხოლოდ ზღვის დაბალი დონის შემთხვევაში იყო

შესაძლებელი, რომელსაც ძვ. წ. აღ-ის I ათასწლეულის მეორე ნახევრამდე უნდა ჰქონოდა ადგილი. ამ ბოლო ორი ათასი წლის წინათ კი, აღნიშნული დასახლებები შავი ზღვისპირეთის (ბულგარეთი, რუმინეთი, უკრაინა, განსაკუთრებით კი ყირიმი) რიგ უბნებში, ზღვის შტორმების შემოტევის გამო, ყველგან დანგრეულა.

კოლხეთის შავი ზღვისპირა პერიმეტრის ტორფის ჰორიზონტებისა და ზღვიური ქვიშების მორიგეობამ, ჯერ კიდევ XX ს-ის 60-იანი წლების დასაწყისში, მეცნიერთა (Зенкович, 1952; 1958; 1960; 1962) თეორიული წინასწარმეტყველების წინაპირობა გახდა, რომლის მიხედვით, მსგავს პირობებში, ლაგუნის ფორმირების მექანიზმი დამუშავდა. ამ მექანიზმის დადასტურება მოგვიანებით (Алпенидзе, 1985), ბურღვის მასალის მოძიებისა და მათი ანალიზის საფუძველზე გახდა შესაძლებელი. მაშინ, ავტორის მიერ სანაპიროს აგებულების შესახებ მოძიებული ფაქტობრივი მასალა, ქ. სოხუმის სამშენებლო (საცხოვრებელი, სამრეწველო) ინდუსტრიის დაგეგმარება-დაპროექტების მიზნით, საპროექტო ინსტიტუტების ბურღვით სამუშაოთა ჩატარების შედეგებს ეყრდნობა. ამ ასეულობით ჭაბურღილის მონაცემის საფუძველზე გამოირკვა, რომ თანამედროვე სოხუმის ტერიტორია ტორფის ჰორიზონტებსა და თიხების სქელ ფენებზე დგას, რომლებსაც საფუძვლად ზღვიური ქვიშები უდევთ და, ამავე დროს, ასეთივე მასალითაა გადაფარული.

3.2. სანაპიროების მორფოლოგიური ნიშნები. ზღვებისა და ოკეანეების ნაპირები საკმაოდ დინამიური სხეულებია. მათი ფორმირება და განვითარება რიგი ფაქტორების უშუალო მონაწილეობით მიმდინარეობს, რომელთა შორის უმთავრესია: გეოლოგიურ-ტექტონიკური, სინოპტიკური, ჰიდროლოგიური, ბიოლოგიური და სხვ. ამ მხრივ, გამონაკლისს არც შავი ზღვა წარმოადგენს. მისი სანაპირო ხაზი შედარებით სუსტი დანაწევრებისაა. ყველაზე მეტი დანაწევრებით ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი და ჩრდილოეთი სანაპიროები ხასიათდებიან, სადაც ზღვის კიდე ხმელეთში ღრმად შეჭრილ უბნებს (ოდესის, იაგორლიცკის, ტენდროვსკის, კარკინიტსკის, კალამიტის, ფეოდოსიის, პერეკოპის, დნეპრ-ბუგის, დნესტრის) ქმნის.

აკვასიის სანაპიროზე ყველაზე დიდი ნოვოროსიისკის უბე, ხოლო თურქეთის შავი ზღვისპირეთში სინოპისა და ბონას უბნები, აგრეთვე სამსუნის ყურეა ფორმირებული. ევროპის შავი ზღვისპირეთის ფარგლებში იგნეადას, ვარნისა და ბურგასის უბნებია წარმოდგენილი. აკვატორიის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში ზღვა დიდ მდინარეთა შესართავებშია შეჭრილი და ლიმანებს წარმოშობს. ზღვისპირზე რამდენიმე (ბერეზანი, კეფკენი, ზმინი) კუნძული და ნახევარკუნძულია (ყირიმი, ტამანი, ინჯებურუნი, იასუნი) ფორმირებული.

საქართველოს შავი ზღვის უკიდურესი ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში, აფხაზეთის ზღვისპირა სანაპიროს ჩრდილო-დასავლური ორიენტირება გააჩნია. შუა (მდ. მდ. ენგური-სუფსას შესართავების ფარგლები) ნაწილი მერედიანული, ხოლო აჭარის ზღვისპირა ხაზი სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულებისაა.

საქართველოს შავი ზღვისპირა დელტურ წარმონაქმნებს შორისაა მზიმთა-ფსოუს, სოუკ-სუს, ბიჭვინთის, სოხუმის, დრანდის, კახაბრის ალუვიურ-ზღვიური გენეზისის რელიეფის ფორმები. სანაპიროზე ფორმირებულია ასიმეტრიული ფსოუს, სერა-ბაბას, სოუკ-სუს, ბიჭვინთის, სოხუმის, კოდორის, ბურუნ-ტაბიეს კონცხები, ტოლსტისა და მწვანე კონცხის აბრაზიული შვერილები; ხმელეთში შეჭრილია ბიჭვინთის, გუდაუთის, სოხუმის, წყურგილის, ბათუმის ყურეები, ბომბორისა და გავრის რეიდები.

ზღვისპირა ხმელეთზე (მდინარეთა დელტების ფარგლები) ქვიშისა და კენჭნარი მასალის მიერ შექმნილი ზვინულებია გავრცელებული. მათი სიმაღლეები 1-3 მ-ის (იშვიათად 5-6 მ) ფარგლებში მერყეობს და სანაპირო პერიმეტრის პარალელური გენერაციები აქვთ შენარჩუნებული. ამასთან, ზღვისკენ მიმართული ფერდობები და თხემები ხშირად ზღვის პრეისტორიული და გვიანდელი დროის ტალღების აბრაზიული მოქმედებითაა ჩამოჭრილი. ამ დელტების სხეულების აღნაგობაში ლაგუნური თიხებისა და ტორფის შრეების მონაწილეობა მათ ჰოლოცენურ (პრეისტორიული დრო) და გვიანდელი (ისტორიული დრო) დაჭაობებაზე მიუთითებს. ცხადია, რომ ეს ადგილები უნინ რელიქტურ ტბებს ეკავა. ჭაობის ლოკალური ფრაგმენტები აქ, ნაზვინებით გამოცალკევებული (ზღვის ყოფილი აკვატორია) ლაგუნის აკვატორიის ფსკერზე წარმოიშვნენ. ზოგიერთი, ამგვარი ტბის რელიქტები (ინკითი, პალიასტომი, დიდი და მცირე ბებესირი, უსახელო ტბა (შუქურა) სოხუმში, წყურგილი და სხვ) ამჟამადაც შენარჩუნებულია.

სანაპიროებზე ხშირად (ათხაზეთი, აჭარა) მეწყრული პროცესების განვითარებას აქვს ადგილი. ზოგან მათი ენები წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე (სიღრმე, 4-5 მ) ვრცელდება (Зарва, 1957). მეწყრების გენეზისი აქ ზღვიური აბრაზიის საკმაოდ ინტენსიურ მიმდინარეობას უკავშირდება. მართლაც, ნაპირების ნგრევა XX-ის მეორე ნახევარში საკმაოდ გავრცელებულ მოვლენას წარმოადგენდა. მის გამომწვევ მიზეზებს შორის უმთავრესი ანთროპოგენური ფაქტორია, რაც ადამიანის არაგონივრულ საქმიანობას (პლაჟებისა და მდინარეების კალაპოტების ინერტული მასალის გაზიდვა, ემერისა და ახალი ათონის სანაპირო ზოლში რკინიგზის გაყვანა და სხვ) უკავშირდება.

სანაპიროზე ფორმირებული მეწყრული სხეული (ენის ფარგლები) ზღვის დონეზე დაბლა - ფსკერზე მოძრაობისას ხშირად შეკუმშვას განიცდის და ამობურცვის ზვინულებს წარმოქმნის. ამ, არც თუ იშვიათი, მოვლენის გამო, მეწყრული სხეულის თიხოვანი მასალის წყლის ზედაპირზე ამობურცვა ხშირად ეფემერულ „კუნძულებს“ წარმოქმნის. წყალქვეშა მეწყრის „კუნძულოვანი ზვინული“ ტალღების მოქმედების არეში საკმაოდ სწრაფ ნგრევასა და გაქრობას განიცდის. მსგავსი ფაქტები, აფხაზეთის შავი ზღვისპირა სანაპიროზე, ავტორის მიერ საკმაოდ ხშირად (1971-1990 წლები) დაფიქსირებულა. ამჟამად, ემერისა და ახალი ათონის მეწყრული ფრაგმენტების მოძრაობის ნაწილობრივი სტაბილიზაცია ნაპირსამაგრი კაპიტალური (ბუნა, ტალღასაჭრელი, საბრჯენი კედლები) და ფასონური (ლარსენის ბლოკები, დიპოდები, ტეტრაპოდები) ტიპის ნაგებობებითაა შეჩერებული.

ნაპირების მორფოლოგიის დეტალების წარმოდგენისათვის მიზანშეწონილად მიგვაჩნია რელიეფის ფართო ზოლის ზოგადი ასპექტების განხილვა. ამ მხრივ, საქართველოს გეომორფოლოგიური დარაიონების (Геоморфология Грузии, 1977) შესაბამისად, შავი ზღვისპირეთის მიმდებარე ხმელეთის შედარებით ვიწრო ზოლი საქართველოს მთიანეთშორისი დადაბლების ოლქის ზღვის პერიფერიულ განაპირა ნაწილს მოიცავს. საქართველოს უკიდურესი სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილის მცირე უბანი (გონიო-სარფის ზღვისპირა ფრაგმენტი) შედის მცირე კავკასიონის გეომორფოლოგიური ოლქის შუაეოცენური ვულკანოგენური ნალექების გავრცელების რაიონში.

შავი ზღვისპირეთის მნიშვნელოვანი ნაწილი დასავლეთი საქართველოს ყველაზე დაბალ, მთიანეთშორისი დადაბლების გეომორფოლოგიური ოლქის ზღვის პერიფერიულ განაპირა ფრაგმენტშია მოქცეული. იგი ცნობილია, როგორც კოლხეთის აკუმულაციური (ალუვიური) დაბლობი და, ჰიფსომეტრიულად, ყველაზე დაბალია. მის ფარგლებში, ალუვიური რელიეფის ფორმირება მდინარეთა (ბზიფი, გუმისთა, კელასური, ღალიძგა, ენგური, რიონი) აქტიური აკუმულაციის შედეგია. კოლხეთის ალუვიური დაბლობის ზღვისპირა რელიეფი ბრტყელი და ოდნავ ტალღობრივი (ალფენიძე და დავითაია, 2003) ხასიათისაა, აგებულია კავკასიონისა და აჭარა-იმერეთის ქედების კალთებიდან გადარეცხილი მყარი ნატანი ალუვიური მასალით. მდინარეთა შესართავებთან ბიჭვინთის (მდ. ბზიფის), სოხუმისა (მდ. გუმისთის) და კახაბრის (მდ. ჭოროხის) პალეოდელტებია ფორმირებული.

მთიანეთშორისი დადაბლების მეორე გეომორფოლოგიური ერთეულს ჩრდილო კოლხეთის ბორცვების ზოლი წარმოადგენს, რომლის შემადგენლობაში მოქცეულია აფხაზეთის ზღვისპირა (მდ.მდ. ფსოუ-კელასური) ნაწილი. კოლხეთის სანაპირო ბორცვების რელიეფი მდინარეული და ზღვიური ტერასების სერიის მორიგეობით, ასევე კარსტული რელიეფის ფართო გავრცელებით ხასიათდება. რელიეფის ნიშნების მიხედვით აფხაზეთის ზღვისპირა მონაკვეთი მთისწინეთების ვიწრო ზოლს წარმოადგენს, რომლის უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური ნაწილი ზღვის პარალელურ გავრცელებას ღებულობს, ხოლო ზოგჯერ კლდოვანი კლიფები (გაგრა, მიუსერა, ახალი ათონი), ან კიდევ, მკვრივი თიხების (ემერა, კინდლი, ოჩამჩირე) ფერდობები, უშუალოდ ზღვის სანაპირო კიდეზე გამოდიან. დანარჩენ ზოლში მხოლოდ დაბალი და ოდნავ ტალღობრივი რელიეფია შენარჩუნებული. შავი ზღვის უკიდურეს ჩრდილო-დასავლური პერიფერიის ზღვისპირა ბორცვები განთიადი-ლესელიძის სანაპირო პერიმეტრზე ბრტყელ ვაკეს ქმნის.

მთიანეთშორის დადაბლების მესამე რაიონი - სამხრეთ-კოლხეთის ბორცვები აჭარა-იმერეთის ქედის დასავლურ (ზღვისპირა) პერიფერიას მოიცავს. ზღვისპირეთის რელიეფი აჭარის ვულკანოგენურ საფუძველზეა განვითარებული. მისი მარტივი მოხაზულობის ეროზიული რელიეფი წითელმიწა გამოფიტვის ქერქითაა დაფარული. აქვე

(გურიის სანაპირო) შემოდის მესამეული (ნეოგენური ნალექები) სერების ეროზიული რელიეფის დასავლური პერიფერია, რომელიც ზღვიური ტერასების გავრცელებით ხასიათდება. საქართველოს სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილის მცირე უბანი (გონიო-სარფის ზღვისპირეთი), მცირე კავკასიონის დასავლური ზოლი, შუა ეოცენის ვულკანოგენური ნალექებითაა აგებული. ზღვისპირა ზოლში კი შედარებით ნაზი მოყვანილობის რელიეფი სინკლინური სტრუქტურის (აჭარის ქვაბული) საფუძველზეა ფორმირებული.

ზღვიური ფაქტორებით გენერირებული რელიეფის (კლიფები, პლაჟები) უწყვეტი ზოლი თითქმის ყველგანაა შენარჩუნებული. შავი ზღვისპირეთის უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური პერიფერია - კოლხეთის ბორცვიან-დაბალმთიან რელიეფს, მთიანეთების სამხრულ განშტოებებსა და მთისწინეთების ზღვისპირა ზოლს უკავია. ამავე დროს, თუკი მდ.მდ. ფსოუ-ხაშუსეს შესართავებს შორის სანაპირო ვაკე შედარებით განიერ და ტალღობრივ ხასიათს ატარებს, მდ.მდ. ხაშუსე-გაგრიფშის მონაკვეთზე კავკასიონის მთავარი ქედის ერთ-ერთი მაღალი განშტოება - არაბიკის მასივი, ზღვისპირზე უშუალოდ ეშვება (**სურ. 1. დანართი, 2**) და სანაპიროზე ციცაბო ფერდობებს ქმნის.

ახალი გაგრის მიდამოებიდან სოფ. ლიძავამდე ზღვის სანაპიროზე ბზიფის (ბიჭვინთის) ვაკეა წარმოდგენილი, რომლის ფორმირებაში ძირითადად ამ მდინარის აკუმულაციურ მუშაობას უნდა ვუმაღლოდეთ. აღმოსავლეთით კი სანაპიროზე მიუსერის (**სურ. 2, დანართი, 2**) ბორცვიანი (300 მ-მდე სიმაღლის) მასივი (სერი) შემოდის, რომელიც მდ. მჭიმთის ხეობამდე ვრცელდება. მისი სამხრული ფერდობი ზღვის მიერ ჩამოჭრილია, სადაც საკმაოდ მაღალი (100 მ) და აქტიური კლიფი ჩანს. მიუსერის სერის რელიეფი ნეოგენის ქვიშაქვების კონგლომერატებშია გამოუმუშავებული. მისი ზედაპირი ხრამ-ხეობების მიერ ძლიერ ეროდირებულ რელიეფს ქმნის.

მდ. მჭიმთას სამხრეთით 12-13 კმ-ის სიგანის სანაპირო ბორცვიანი ვაკე დასერილია მდინარეების ჰიფსთის, გუდაუს, დოხვართას, ააფსთას მიერ. სანაპირო ზოლში განვითარებული მდ. პალეობზიფის (**სურ. 3. დანართი, 2**) ალუვიონის კონგლომერატების (კონცხი სერა-ბაბას მიდამოები) ზღვის ტალღებით ჩამოჭრამ 5-7 მ-ის კლიფის ფორმირება გამოიწვია.

სოფ. არსაულიდან ახალი ათონის მისადგომებამდე (სოფ. ფსირცხა) შავი ზღვის სანაპიროზე, ახალი-ათონის მეზობლად, დაბალი (300-325 მ) ივერიის სერია წარმოდგენილი. მსგავსი ბორცვიანი გორაკები (სერები) გვხვდება აგრეთვე დასახლებების - არსაულის, ახალი ათონისა და ეშერის სანაპიროებზე. ისინი, ოლიგოცენური და მიოცენური ნალექებითაა აგებული, რომლებშიც წვრილი ფრაქციის, მკვრივი იისფერი თიხები (მაიკოპის წყება) ჭარბობს. მათი სამხრული ფერდობები ზღვის ტალღების მიერ უშუალოდ ჩამოჭრილია და ზღვის კიდეზე ციცაბო კლიფებია გამოუმუშავებული. მაიკოპის თიხების გამოსასვლელებს უკავშირდება სანაპირო მენყრების განვითარება, რომლებსაც აქ საკმაოდ ფართო გავრცელება აქვთ.

აღნიშნული სერების ზედაპირი ღროებითი ნაკადებისა და მიწისქვეშა წყლების მიერაა დრენირებული. მათთანაა დაკავშირებული მეწყრული (სურ. 4. დანართი 2) მოვლენების განვითარება, რომლებსაც ზღვისპირა ფერდობებზე როგორც თიხოვანი, ისე ალუვიური მასალით (კენჭნარი, ქვიშები, ზოგჯერ კაჭარი) აგებული (Алпенидзе, 1988) ტერასებიც კი მოყავთ მოძრაობაში.

შავი ზღვის სანაპიროს აფხაზეთის მონაკვეთზე ბორცვიან-გორაკიან სერებს შორის გუდაუთის, სოხუმისა და დრანდის დაბალი ვაკეებია ფორმირებული. მათი ზღვისპირა ზოლი (სიგანე 6-10 კმ) ალუვიურ-ზღვიური მასალითაა აგებული და სუსტად ტალღობრივი ხასიათისაა. ალუვიური რელიეფის ფორმები განიერი მდინარეული ხეობების, ზღვიური ტერასების ფრაგმენტებისა და ძველი ასაკის ზვინულების მორიგეობით (Табидзе и др., 1975) ხასიათდება. ზღვისპირა ზოლის პარალელურად, მდინარეების გუმისთისა და კელასურს შორის, დაბალი (400-450 მ) სერი რამდენიმე მასივადაა (ახიუკი, ბირცი, გვარდა) დანაწევრებული. უფრო აღმოსავლეთით - მდ. კოდორის ხეობის მიმართულებით, დრანდის ზღვისპირა ვაკეს წებელდის ქვაბული ესაზღვრება, რომელიც ახუპაჩი-პირხას, ბატ-ფშოუ-შალისა და ჩიჟოუშ-აპიანჩა-ადაგუას ქედებითაა გარშემორტყმული.

მდინარეების კოდორისა (სურ. 5. დანართი, 2) და ენგურის ხეობებს შორის სამურზაყანოს ზღვისპირა დაბლობი პატარა მდინარეთა ხეობების - თუმუშის, დღამიშის, ცხენისწყლის, მოქვის, ოტაფის, დუაბის, ოხურეის, ოხოჯეს, ჩხორთოლის, ოქუმის, რეჩხის, ერისწყლის, ილორის მიერ საკამოდ შესამჩნევადაა დანაწევრებული. ამ დაბლობის ზედაპირი მარტივი დანაწევრებით ხასიათდება და, ცხადია, ცალკეული სერების მორიგეობაც არ შეიმჩნევა. თუმცა, მდ.მდ. ერისწყალსა და ენგურს შორის სათანჯოს მთის რელიეფში გამოკვეთა ამ უბანზე გამონაკლისია, რომლის უმაღლესი მწვერვალი 495 მ-ს აღწევს.

უშუალოდ ზღვისპირა ზოლში, მდ. ენგურის ქვემო დინებისა და შესართავის მარცხენა ნაპირიდან ჭოროხის დელტამდე, კოლხეთის დაბალი და ვრცელი ვაკეა წარმოდგენილი. დაბლობი მდინარეებითაა დრენირებული, რომელთა შორის უმეტესი აჭარა-იმერეთის ქედის ფერდობიდან (ხანისწყალი, ყოროლისწყალი, სულორი, ყუმური, ხევისწყალი, სუფსა, ნატანები, კინტრიში, ჩაქვისწყალი, აჭარისწყალი) ჩამოედინებიან.

კოლხეთის დაბლობის ზღვისპირა ზოლის გასწვრივ პარალელური გენერაციის დიუნების მიერ სახეზეა დაბლობის მდინარეთა წყლების ზღვაში ჩადინების შეფერხება. ამის გამო, ამ დიუნებს შორის ხშირად მცირე ზომის ტბები და ფართო დაჭაობებული ფრაგმენტების ფორმირებას აქვს ადგილი. უშუალოდ სანაპირო ზოლში კი ჩრდილო-დასავლეთიდან გავრცელებული სანაპირო ნაკადების გასწვრივ მდინარეთა (სუფსა, ჭურია, კაპარჭა) შესართავისპირა უბნები სამხრეთი-აღმოსავლეთის მიმართულებითაა გადახრილი. ამ უბნების მეზობელი რელიეფის ზედაპირი თითქმის ჰორიზონტული მოყვანილობისაა და ალუვიურ-აკუმულაციური გენეზისის ნიშნები გააჩნია. აქვე, შეინიშნება

მცირე რელიქტური ტბების (პალიასტომი, იმნათი, ბებესირი) გავრცელებაც, რომელთა ნაწილი ზღვისგან გამოყოფილი აკვატორიის - ძველი ლაგუნების ნარჩენებს წარმოადგენენ და მომავალში ევტროფიკაციის სტადიის უცხოვრებელი გავლა მოუწევთ.

სანაპირო დაბალი ზოლის ფარგლებში, სამურზაყანოს სამხრული ნაწილის გარდა, ოდიში-გურიისა და ჭალადიდის, ასევე სუფსა-ქობულეთის (სურ. 6. დანართი, 2) დაბლობების დასავლური პერიფერიები გამოდიან. რელიეფის დადებით ოროგრაფიულ (სიმაღლე 500 მ) ელემენტებს შორის გურია-იმერეთის (სუფსა-ნატანების ზღვისპირა მონაკვეთი) გორაკები გამოირჩევა, რომლის დასავლური დაბოლოება ზოგან ზღვის კიდის მიერაა ჩამოჭრილი. მდ. სუფსის მარცხენა სანაპიროდან 2 კმ-ის დაშორებით გორაკ-ბორცვების განშტოებები ზღვის კიდეზე გამოდის, ხოლო ნატანები-ქობულეთის მონაკვეთზე ზღვისპირა ზოლი საკმაოდ შევიწროებულია. აქედან კი ზღვისპირა დაბლობი ქრება და თავის ადგილს ნაპირზე დაშვებულ „ქარაფებს“ უთმობს.

ქობულეთის ზღვისპირა ვიწრო ზოლის აღმოსავლეთით, დაახლოებით 10 კილომეტრის მანძილზე, სოფ. წყავროკას მიდამოებში წითელმიწების გამოფიტვის ქერქი (Terra Rossa) თითქმის ყველგან გვხვდება და მათი ეროზიის შედეგად წარმოქმნილი გაშიშვლებების ფრაგმენტებიც საკმაოდ ფართო გავრცელებისაა.

უფრო სამხრეთით, ციხისძირის ბორცვიანი რელიეფი (სურ. 7, დანართი 2) მაღალ (120-130 მ) ჰისომეტრიულ დონეს აღწევს, ხოლო მკვრივი ქანებით აგებული ცალკეული ბორცვები ზედ ზღვის კიდეზე ეშვება, რომელთა სანაპირო პერიმეტრზე ტალღებს ციცაბო კლიფები აქვთ გამომუშავებული. ციხისძირის მიდამოების გორაკების რელიეფი საკმაოდ ეროდირებულია და ოვალური მოყვანილობის ცალკეული სერების გამომუშავებაც სახეშა. მათი დასავლური პერიფერიის ზღვის კილით ჩამოჭრამ ციცაბო კლიფები გააჩინა.

მდ. ჩაქვისწყლის მიმართულებით, შედარებით დაბალი (30-35 მ) ჩაქვის ზღვისპირა პერიმეტრზე, საავტომობილო გზა ზღვის კიდიდან ერთი კილომეტრის დაშორებით (სიმაღლე 8-10 მ) გადის. აქედან, სამხრეთი მიმართულებით, ერთი კმ-ის მანძილზე, შემალლებულ (სიმაღლე 300 მ) სერზე ბათუმის ბოტანიკური ბაღია (სურ. 8. დანართი, 2) გაშენებული. მისი დასავლური პერიფერია ზღვისკენ ციცაბოდ ეშვება.

ბათუმის ბოტანიკური ბაღი (მწვანე კონცხი) ბათუმიდან 9 კმ-ის დაშორებით მდებარეობს და 111 ჰა ფართობი უკავია. მისი განაშენიანება ჯერ კიდევ XIX ს-ში დაწყებულია აგრონომ-დოქტორატორის - მ. დალფონსის მიერ. ბაღის პროექტი კი ა. კრასნოვს შეუმუშავებია, მისი შესრულება მთავრი მებაღის (1912 წ) იასონ გორდემიანის უშუალო ხელმძღვანელობით წარმართულა. ბოტანიკური ბაღის რელიეფი გორაკ-ბორცვიანია, ჭარბობს წითელმიწა, ყომრალი და ალუვიური ნიადაგები. ბაღის მცენარეთა კოლექცია 5000-ზე მეტ სახეობას მოიცავს, გააჩნია მდიდარი ბიბლიოთეკა და 48 ათასი ფურცელზე მეტი ჰერბარიუმი.

ბათუმის ბოტანიკური ბაღიდან სამხრეთით (3,5-4,0 კმ) ზღვის სანაპირო თანდათანობით ფართოვდება და მდ. ყოროლისწყლის შესართავთან უკვე განიერ დაბლობს ქმნის. ზღვისპირა დაბლობის წინ რელიეფში ძველი სანაპირო ხაზი ფიქსირდება. ბათუმის მიმართულებით ზღვის სანაპირო და მთისწინების ზოლი ერთმანეთს შორდება. ზღვის კიდე, ვიურმული გამყინვარების შემდგომი ტრანსგრესიის პირობებში, სწორედ ამ გორაკების წინ გადიოდა და მისი პერიფერიის აქტიურ ჩამოჭრას ახორციელებდა. ამ გორაკების წინ ძველი სანაპირო ხაზის მიერ აბრაზიული საქმიანობის კვალი ყველგან ჩანს. რელიეფის აკუმულაციური ფორმების მორფოლოგიურად დასრულებული იერ-სახე კი არსადაა, ხოლო აბრაზიული მოქმედების კვალი (ფლატე, ჩამოჭრილი ზვინული) ფართოდაა გავრცელებული.

აღნიშნული ზღვისპირა ალუვიური დაბლობი, მდ. ყოროლისწყლის მარცხენა ნაპირებიდან, ბათუმის ქალაქის ინფრასტრუქტურის სამხრეთ-დასავლური პერიფერიის გავლით, სანაპიროს ფართო ზოლი მდ. ჭოროხის ქვემო დინებისა და შესართავისპირა უბნის ფარგლებში გადადის.

ბათუმიდან მდ. ჭოროხის ხეობისაკენ დაბალი ვაკე კიდეც უფრო განიერდება და საკმაოდ ფართო ზოლს ქმნის. კოსმოსური სურათიდან (სურ. 9, დანართი, 2) ჩანს, რომ აქ მდ. ჭოროხის მიერ საკმაოდ ფართო დელტა ფორმირებული, რომელიც ზღვის სანაპირო ხაზის გასწვრივ 4-4,5 კმ-ზე ვრცელდება. ის მდინარის ხეობამდე ღრმად (6,0-6,5 კმ) იჭრება. ამიტომაც, შთამბეჭდავია (13-13,5 კმ²) დელტის ფართობი. ჭოროხის ალუვიური სხეულის - დელტის ზურგის მხარეზე გავრცელებული გორაკებისა და მთისწინების ზოლის დასავლურ პერიფერიაზე მკვეთრად გამოხატული ფლატე (მაღალი კლიფი) შეიმჩნევა, რაც ამ გორაკების დასავლური ფერდობების ჰოლოცენური ტრანსგრესიული ზღვის აბრაზიით ჩამოჭრას უკავშირდება.

თვით მდ. ჭოროხის შესართავი განიერი ნაკადის იერ-სახეს ღებულობს. ჩანს, რომ ამ მდინარის ატივანარებული მასალა ზღვაში საკმაოდ ფართო აკვატორიაზე ვრცელდება, თუმცა ეს მოვლენა, როგორც წესი, წყალდიდობის პიკის გავლას უკავშირდება და მხოლოდ რამდენიმე დღის განმავლობაში გრძელდება. მომდევნო ანალოგიური (მღვრიე წყლის) სურათის ფორმირება თავსხმა წვიმებსა და ეპიზოდურ წყალმოვარდნებს უკავშირდება, რომელიც რეგიონში არაიმუდმილოდ მოვლენაა.

მდ. ჭოროხის შესართავიდან - გონიოს მიმართულებით, ჭოროხის დელტის ზღვისპირა დაბალი ვაკე შესამჩნევად ვიწროვდება და ზღვის კიდეზე დაშვებული მთისწინეთების ძირში იკარგება. იქვე, მთისწინეთების ფერდობებზე შეფენილი სოფ. კვარიათის მიდამოებში, რელიეფი საერთო აღმოსავლური ორიენტირებისაა და შედარებით სუსტი დახრილობით ხასიათდება. სარფისაკენ გზა ვიწრო სანაპიროზე გადის. მთისწინების განშტოებები პირდაპირ ზღვის კიდეზე ეშვებიან. საქართველო-თურქეთის სახელმწიფო საზღვარი სწორედ ამ უბანზე გადის.

ამგვარად, საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო ზოლის რელიეფი სამი ერთმანეთისაგან განსხვავებული მორფოლოგიური იერ-სახით გამოირჩევა. უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური ზღვისპირა პერიმეტრი (გაგრა-სოხუმის სანაპირო) და სამხრეთ-აღმოსავლეთი ზღვისპირა ნაწილი ქედების განშტოებებისა და სერებიანი გორაკ-ბორცვების მიერ, კონგლომერატებსა და თიხებში გამოშუშავებული, ციცაბო კლიფებით (სიმაღლე 5-10 მ-დან 80-100 მ-მდე), მენყრული ფრაგმენტებით, ალუვიური თუ აბრაზიული ნგრეული მასალისაგან შექმნილი მდინარეული დელტებით, პლაჟის ზოლებითა და ზღვიური გენერაციის ზვინულებითაა წარმოდგენილი. მათ შორის კი, კოლხეთის დაბალი ვაკისა და დაბლობის ფარგლებში (სოხუმი-ქობულეთი), შედარებით ნაზი სანაპიროს გავრცელებას აქვს ადგილი.

3.3. წყალქვეშა რელიეფი. ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზოლის მიმდებარე ფერდობის შედარებით ბრტყელი ზედაპირი, კონტინენტის წყალქვეშა განაპირა ნაწილი ანუ შელფი, მეზობელი ხმელეთის ანალოგიური გეოლოგიური აგებულებით ხასიათდება და სუბაერალური ნიშნების მატარებელია. შელფის საზღვარი ზღვის სანაპირო ხაზს ემთხვევა, ზღვიურ მხარეზე კი ფსკერის (**ნახ. 23. დანართი, 1**) ზედაპირის მკვეთრი გადაღუნვის (შელფის წარბი) ანუ კონტინენტურ კალთაში გადასვლის ხაზზე გადის. წარბის ხაზის სიღრმე 100-200 მ-ის ფარგლებში მერყეობს.

შავი ზღვის შელფი, კონტინენტის წყალქვეშა გაგრძელება, საკმაოდ ვიწრო ზოლს ჰქმნის, თუმცა ზოგან ფართო მარჩხობები (თავთხელი) იშვიათი არაა. მთების გასწვრივ შელფის კიდე (წარბი) ხშირად სანაპირო ხაზთან ახლოს მდებარეობს და ნაპირის გასწვრივ ვიწრო (რამდენიმე ასეული, ზოგჯერ ათეული მეტრი) ფერდობზეა განოლილი. შავი ზღვის შელფის საერთო ფართობი 108 ათასი კმ² შეადგენს. შელფის მეზობლად დახრილი კონტინენტური კალთა ვრცელდება. შავ ზღვაში მას 100 ათასი კმ² ფართობი უკავია. ფსკერის დანარჩენი (212 ათასი კმ²) ნაწილი ზღვის ღრმა ქვაბულს უჭირავს.

შავი ზღვის შელფის შესამჩნევი ზოლი (**ნახ. 24. დანართი, 1**) მხოლოდ მისი დასავლეთი და, განსაკუთრებით, ჩრდილოეთი ნაწილების პერიფერიულ ფრაგმენტებზე ფიქსირდება და მცირე დანაწევრების ნიშნებს ამჟღავნებს. შავი ზღვის დასავლურ ნაწილში, ბოსფორის სრუტის წინ, შელფური ზოლის სიგანე 30-35 კმ-ს, ხოლო ბულგარეთისა და რუმინეთის ზღვისპირეთზე 60-65 კმ-ს აღწევს. ბულგარეთის შავი ზღვისპირა ცალკეულ უბნებზე (კურორტი “ოქროს ნაპირი”) შელფი კიდევ უფრო ფართოდაა (70-75 კმ) გაშლილი. ამ კურორტიდან რამდენიმე კილომეტრის დაშორებით კი (კონცხი კალიაკრა) შელფი უფრო შესამჩნევად ფართოვდება და უკვე კურ. კონსტანცას მერიდიანზე 100 კმ-მდე განიერდება, მდ. დუნაის შესართავთან კი 120-125 კმ-ის სიგანეზეა განფენილი.

შელფის განსაკუთრებული გაფართოება შავი ზღვის ჩრდილო (შავი ზღვისპირა დაბლობის გასწვრივ) პერიფერიაზე შეინიშნება. იქ, ოდესის მერიდიანზე, შავი ზღვის ოდნავ დახრილი შელფის სიგანე 210-220 კმ-ს შეადგენს. უმნიშვნელო სიღრმეები შეინიშნება

ოდესის სანაპირო აკვატორიისა და კარკინიტსკის უბის, ღნეპრ-ბუგის ხმელეთში შეჭრილი ლიმანის ფრაგმენტებზე. ყირიმის მიმართულებით შელფი თანდათან კარგავს თავის გრანდიოზულობას. ტარხანკუტის კონცხთან შელფის სიგანე უკვე 40 კმ-მდე კლებულობს, თუმცა კალამიტსკის უბის სანაპირო ხაზის გასწვრივ ისევ 50 კმ-მდე იშლება, ხოლო სევასტოპოლიდან (კონცხი ხერსონესი) კურ. ალუპკამდე მხოლოდ 10-12 კმ-ს შეადგენს. ყირიმის ნახევარკუნძულის სამხრეთი სანაპიროს გასწვრივ წყალქვეშა ფერდობი საკმაოდ ვიწროა, შელფის წარბიც ნაპირს უახლოვდება (**ნახ. 24. დანართი, 1**) და ზღვის კიდის მოხაზულობას იმეორებს.

შავი ზღვის სამხრეთ სანაპიროზე ახალგაზრდა პონტოს ნაოჭა მთების ზღვისპირა მონაკვეთზე განვითარებული შელფური ზოლი, კონტინენტის წყალქვეშა გაგრძელება, როგორც წესი, საკმაოდ ვიწროა და შესამჩნევი დანაწევრებით ხასიათდება. ბათუმი-რიზეს ზღვისპირა შელფურ პერიმეტრზე წყალქვეშა ფერდობის გარდატეხის ხაზი (შელფის წარბი) ზღვის კიდიდან მხოლოდ რამდენიმე ათეული მეტრის დაშორებით (100-150 მ, ზოგან 50-70 მ) მდებარეობს და შელფის ზოლი თავისთავადობას ფაქტობრივად კარგავს კიდევაც.

აქედან, დასავლური მიმართულებით, რიზე-ორდუს სანაპირო მონაკვეთზე, შელფის წარბი სანაპირო ხაზიდან 200-300 მ-ის დაშორებით ფიქსირდება, ხოლო სამსუენის ყურესა და სინოპის უბის ზღვისპირა აკვატორიაში ზღვის კიდეს რამდენადმე (5-7-დან 10-12 კმ-მდე) შორდება და განიერი წყალქვეშა სანაპირო ფერდობიც შედარებით დაუნაწევრებელი რელიეფის იერ-სახეს ღებულობს. ქ. სინოპისა და კონცხი ინჯებურუნის სანაპიროზე, ზღვაში შეჭრილი შვერილის წინ, შელფი ფაქტობრივად არ შეიმჩნევა და 200 მ-იანი იზობათი ზედ ზღვის კიდეზე გადის. კონცხი ინჯებურუნის დასავლეთით, კერემპებურუნეს კონცხის მიმართულებით, რამდენიმე ათეული კილომეტრის მანძილზე შელფი ისევ განიერდება, თუმცა კონცხების კერემპებურუნე-ბარაბურუნეს მონაკვეთზე, ზღვის კიდის გასწვრივ, სანაპირო ფერდობის დახრილობა საკმაოდ შესამჩნევ სიდიდეს ღებულობს და შელფის ზოლის სიგანე რამდენიმე ათეული მეტრის ფარგლებში მერყეობს.

შავი ზღვის სამხრეთი სანაპიროს უკიდურესი დასავლური დაბოლოება კონცხების ბაბაბურუნეს, ყიზილთოფრაქისა და ინეადას პერიმეტრზეა გაწოლილი და შელფიც რამდენადმე განიერია (25-30 კმ). ბაბაბურუნესა და ყიზილთოფრაქის კონცხების პერიმეტრზე, ასევე ბოსფორის სრუტის პერიფერიულ ნაწილში, შელფი რამდენადმე ვიწროვდება და სიგანეც შედარებით უმნიშვნელოა.

შავი ზღვის ღრმულის აღმოსავლური პერიფერია კავკასიის ოროგენულ მასივს ესაზღვრება. მისი კონტინენტური ფერდობის იერ-სახე და მორფოლოგიური ხასიათი ნაოჭა-მთიანი რეგიონის მიერ გავლილი გეოლოგიური განვითარებისა და ტექტონიკური პირობების ისტორიით, ამგებელი ქანების ლითოლოგიური ნიშნებით, თანამედროვე ტექტონიკისა და რელიეფის დინამიური თავისებურებებითაა განპირობებული. შავი ზღვის

შელფის მორფოლოგიური ნიშნებიც ამ მოვლენებთან ერთად თალასოგენური პროცესებითაა შეპირობებული და, ცხადია, საკმაოდ დიდი სირთულით ხასიათდება. კავკასიონის მთიანი მხარის მიმდებარე შელფის იერ-სახის აღწერისას უპირატესობა სწორედ შავი ზღვის აღმოსავლეთი სექტორის რეგიონს მიენიჭა. რადგან ზღვის შელფის ნოვოროსიისკი-სოჭისა და, განსაკუთრებით, მდ.მდ. ფსოუ-ჭოროხის პერიმეტრი შედარებით დეტალურადაა შესწავლილი.

აღნიშნული რეგიონის ფარგლებში მსხვილი გეოლოგიური სტრუქტურული ერთეულების ნიშნები მკვეთრად აისახება მიმდებარე შელფის იერ-სახის ჩამოყალიბებაში. შავი ზღვის შელფის აღმოსავლურ ნაწილს, კავკასიონის ნაოჭა სისტემასთან ერთად, სამხრეთი კავკასიის მთიანეთშორისი ღრმული (საქართველოს ბელტი) და მცირე კავკასიონის მეგანტიკლინოროიუმი ესაზღვრება. ამასთან, გეოლოგიურ-სტრუქტურული პრინციპების გათვალისწინებით, შავი ზღვის შელფის (კავკასიისა და საქართველოს სექტორი) ფარგლებში, მათი გენეზისისა და თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესების მიხედვით გამოიყოფა: 1. გეოსინკლინური - აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის შელფის ტიპი; 2. გეოსინკლინური - კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის შელფის ტიპი; 3. მთიანეთშორისი - კოლხეთის ღრმულის შელფის ტიპი.

პირველი მათგანი 100 მ იზობათითაა შემოსაზღვრული და მეზო-კაინოზოური ვულკანურ-დანალექი ქანებითაა აგებული. შელფის გენეზისი ტექტონიკურ-აბრაზიულ პროცესების მსვლელობას უკავშირდება და, უმთავრესად, აბრაზიული პროცესებით ფორმირებული ნაპირების გავრცელებით, ასევე მდინარეთა შესართავების ფარგლებში პლაჟების შედარებით ფართო ზოლების შენარჩუნებით ხასიათდება. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის გეოსინკლინური ზონის შელფი დიფერენცირებულ-ნეო- და თანამედროვე ტექტონიკურ მოძრაობას განიცდის და როგორც აზეგების (გუდაუთის, ოჩამჩირის მარჩხოვები), ისე დაძირვის (კოლხეთი) ტენდენციით ხასიათდება. ამ შელფური საფეხურების ასაკი ჰოლოცენურამდელ დროს ემთხვევა, თუმცა ზოგან (ბიჭვინთა-გუდაუთის მონაკვეთი) თვით ჰოლოცენური ტერასებიც კი ნეოტექტონიკურ დეფორმაციებს განიცდიან. კოლხეთის დაძირვის შელფი მძლავრი (600 მ) მეოთხეული ნალექებითაა აგებული და ნეოტექტონიკური დაძირვის გენეტურ ტიპს მიეკუთვნება. კოლხეთის შუა ნაწილის შელფი წყალქვეშა კანიონებითაა დასერილი, რომელთა სათავეები დიდი მდინარეების შესართავებს (რიონი, ენგური) უკავშირდება.

კავკასიის ოროგენის ფარგლებში შავი ზღვის შელფი სტრუქტურულ ბლოკებად იყოფა, რომლებიც ერთმანეთისაგან ტექტონიკური რღვევებითაა გამოყოფილი და დიფერენცირებული მოძრაობებით (Джганджгава, 1979) ხასიათდება. ამ ნიშნების მიხედვით გამოყოფენ სტრუქტურულ ბლოკებს, რომლებიც აღნიშნულ მოძრაობებს უახლეს გეოლოგიურ დროში განიცდიან. მათ შორისაა: ა). მდგრადი აზეგების (გაგრის ანტიკლინი, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის ანტიკლინური ნაოჭები, გუდაუთის მარჩხოვი); ბ).

შეფარდებითი აზრების (ოჩამჩირის მარჩხობი, მთისწინა ქვაბულები); გ). შეფარდებითი დაძირვის (აღლერის, ბიჭვინთის, გუდაუთის, ჭოროხის შესართავის მიდამოები); დ). მდგრადი დაძირვის (კოლხეთი).

სტრუქტურული ბლოკებისა და ნეოტექტონიკური ტიპების ფარგლებში, შელფის თანამედროვე განვითარების ტენდენციები დამოკიდებულია შელფისა და სანაპირო ზონის ლითოვანების ხასიათზე, მეოთხეული ნალექების სიმძლავრეზე, გეომორფოლოგიური პროცესების მიმდინარეობაზე, ლითოვანამიკური ნიშნების (ტერიგენული მყარი ჩამონადენი, ძირითადი ნაპირის აბრაზიის ნატანი მასალა, ნაპირებისა და პლაჟის გარდაქმნა) გამოვლინებებზე, ასევე იმ ფაქტორებზე, რომელთა მსვლელობა ტალღური (ღელვის) რეჟიმითაა შეპირობებული. ამ ასპექტების მიხედვით მსხვილი რაიონები უფრო დაბალი რანგის (ქვერაიონი) ერთეულებად იყოფა:

- 1). მდინარეთა ალუვიონით (მზიმთა, ფსოუ, კოდორი, ჭოროხი) მკვებავი ნატანის სტაბილური ნაპირისგასწვრივი ნაკადები;
- 2). ლოკალური (შესართავები) ალუვიონით (გუდაუთის, ქობულეთის სანაპიროები) კვების ფრაგმენტები;
- 3). სუსტი კვებისა და ლოკალური ბუნებრივი (კონცხი, წყალქვეშა კანიონი) ან ხელოვნური (გაგრის, ოჩამჩირის, ბათუმის) ნაგებობებით ან სხვა დაბრკოლებით გამოწვეული ნაპირისგასწვრივი ნაკადების დისკრეტულობა;
4. უმთავრესად აბრაზიული კვების ფრაგმენტები (ნოვოროსიისკის, ტუაფსის, მიუსერის, ციხისძირის ნაპირები).

აღნიშნული ქვერაიონების ფარგლებში, ფსკერის ხასიათისა და ნატანის დალექვის ნიშნების მიხედვით, შეიძლება გამოიყოს შედარებით მცირე ფრაგმენტები, რომლებსაც ხშირად ზონებს (Джганджгава, 1979) უწოდებენ: ა). წყალქვეშა კანიონები (ბზიფის, გუმისთის, კოდორის, ენგურის, რიონის, ჭოროხის შესართავები); ბ). კონცხების დისტალური ციცაბო ღარები (გაგრა, სოხუმი, მწვანე კონცხი); გ). ბრტყელი ან ოდნავ დახრილი მარჩხობები (გუდაუთისა და ოჩამჩირის თავთხელები); დ). მეწყრული პროცესების ნაპირები (სოჭი, გუდაუთა-პეტროპავლოვსკის მეწყრები, ახალი ათონი, ეშერა-სოხუმის ზღვისპირა მეწყრული ფრაგმენტები). თითოეული მათგანის ფარგლებში, მორფოდინამიკური პროცესების მიმდინარეობის მიხედვით (აბრაზია, წარეცხვა, აკუმულაცია, წყალქვეშა ეროზია, მეწყრები, შლამის ზვავები) შეიძლება გამოიყოს ნაპირების კიდევ უფრო პატარა უბნები.

კავკასიონის ნაოჭა სისტემის დასავლური ნაწილის (ნოვოროსიისკი-აღლერი) მიმდებარე შელფის განხილვისას ავტორები მხოლოდ მსხვილი გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური ერთეულების (რაიონები) შესახებ ინფორმაციის გადმოცემით შემოიფარგლნენ, ხოლო საქართველოს სექტორის წყალქვეშა ფერდობის ფარგლებში

ქვერაიონებისა და, ზოგჯერ, ცალკეული ფრაგმენტების (უბნების) მიმოხილვასაც აქვს ადგილი.

ნოვოროსიისკის სინკლინორიუმის რაიონი ნოვოროსიისკი-ტუაფსის ზღვისპირა პერიმეტრი 260 კმ-ზე ვრცელდება. მისი შელფი საკმაოდ ვიწროა (საშუალოდ 6 კმ), დიდი დახრილობით (0,06-მდე) ხასიათდება და ამჟამად დაძირვას (1 მმ/წწ) განიცდის (Земная кора, 1975). წყალქვეშა ფერდობი გენეტურად აბრაზიული წარმონაქმნია და ფსკერზე გაშიშვლებული ბენჩი ძირითად ფლიშურ ქანებშია გამოშუშავებული. მეოთხეული ასაკის ნალექები (სიმძლავრე 3-4 მ) ზღვის კიდის წყალქვეშა ზოლშია წარმოდგენილი, ხოლო უბეებისა და მდინარეთა გადარმავებული შესართავების ფარგლებში ზღვიური ნაფენების სიმძლავრე 50 მ აღწევს.

ლაზარესკის სტრუქტურული ბლოკის რაიონის დაახლოებით 5 კმ-ის სიგანის შელფი 100 მ იზობათითაა შემოსაზღვრული და ცარცულ-პალეოგენის ფლიშებითაა აგებული. შელფის ზედაპირი, თავის მხრივ, მეოთხეული ალუვიურ-ზღვიური ნალექებითაა (სიმძლავრე 70 მ) გადაფარული.

სოჭი-ფსოუს სტრუქტურული ბლოკის რაიონი სოჭის სინკლინორიუმის ფარგლებშია წარმოდგენილი და თანამედროვე დაძირვის ტენდენციით (1-2 მმ/წწ) ხასიათდება. მისი საკმაოდ ვიწრო შელფი ძლიერ დანაწევრებული ზედაპირისაა, რომლის დახრილობა 0,07-0,08 ფარგლებშია, ხოლო ზოგან (წყალქვეშა კანიონების სათავეების უბნები) 0,09-0,095 აღწევს. მდ. ფსოუს შესართავთან წყალქვეშა კანიონის სათავე სანაპირო ხაზს რამდენადმე უახლოვდება და წყალქვეშა ფერდობიც უფრო დანაწევრებული ხდება.

საქართველოს შელფი საკმაოდ ვიწრო წყალქვეშა ზოლს წარმოადგენს. შედარებით განიერი შელფი გუდაუთისა და ოჩამჩირის მარჩხოვების (თავთხელი) მიდამოებში, ასევე კოლხეთის მიმდებარე წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზეა წარმოდგენილი. თითოეული მათგანის მცირედ დახრილი ზედაპირის ფართობი 200-250 კმ² აღემატება. შელფი, ხშირად (მდინარეთა შესართავებისა და დელტური კონცხების ფარგლები) შევიწროებულია (სიგანე ასეულობით მეტრი), ხოლო ზოგჯერ მხოლოდ რამდენიმე ათეული მეტრით შემოიფარგლება. ამ მონაკვეთებში ისინი კონცხების შვერილებით შევიწროებული ან წყალქვეშა კანიონებითაა გადაკეტილი. ამ უკანასკნელთა გავრცელება დიდი მდინარეების (ბზიფი, გუმისთა, კელასური, კოდორი, ენგური, რიონი, ჭოროხი) შესართავებისპირა წყალქვეშა არეალზეა დაკავშირებული და, თავიანთი მორფოლოგიურ-მორფომეტრიული მაჩვენებლებით, მათ ანალოგიურ სუბაერალურ (ხმელეთურ) წარმონაქმნებს არ ჩამოუვარდებათ.

საქართველოს შავი ზღვის შელფის უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური ნაწილი გავრის სტრუქტურული ბლოკის რაიონს ემთხვევა და მთლიანად იმავე სახელწოდების ანტიკლინური აზეგების ზონის ფარგლებშია მოქცეული, რომელიც ზღვის ფსკერზე დაძირვას, ხოლო მიმდებარე ხმელეთის ზოლში აზეგებას (2 მმ/წწ) განიცდის, სანაპიროზე

კი უმნიშვნელო აწევის (0,1 მმ/წწ) ტენდენციას იწარჩენებს. გავრის აბრაზიული მასივის ფასადზე წყალქვეშა ფერდობი საკმაოდ დახრილია (0,1-0,15) და ძირითადი ქანები მეოთხეული კირქვების წგრეული მასალით (კენჭნარი და მსხვილი ქვიშები), ასევე წვრილი ქვიშებით, თიხებითა და შლამითაა (25 მ-ის სიღრმეზე მეტი) გადაფარული. მდ. გავრიფშის შესართავთან, გავრის წყალქვეშა ფერდობზე შეღფის ზედაპირი წყალქვეშა კანიონის მიერაა დანაწევრებული. ღრმა წყალქვეშა ხეობების წარმოქმნას ამ მდინარის მიერ წარსულ (ახალეცესინური რეგრესიის ეპოქა) დროში ფსკერულ-ეროზიულ მოქმედებას (Джганджгава, 1979) უკავშირებენ.

ბიჭვინთის სტრუქტურული ბლოკის რაიონი გავრცელებულია მდ. ბზიფის შესართავსა და მიუსერის ბორცვებს შორის, რომელიც ჩრდილო-დასავლეთი მხრიდან გავრის ანტიკლინით, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთით გუდაუთის მარჩხობითაა შემოსაზღვრული. სტრუქტურული ბლოკი თანამედროვე დაძირვის ტენდენციას (1-2 მმ/წწ) იწარჩენებს. შეღფის ფორმირება ბიჭვინთის ალუვიურ-ზღვიური გენეზისის დელტური წარმონაქმნისა და წყალქვეშა ფერდობის ურთიერთმოქმედებითაა განსაზღვრული. ბიჭვინთის ალუვიურ-ზღვიური დელტური სხეულის საფუძველი პლიოცენის მძლავრი (1000 მ) კონგლომერატებითაა აგებული. იგივე ნალექები აქვთ საფუძვლად როგორც გუდაუთის მარჩხობის ფართო შეღფს, ისე მიუსერის კონგლომერატული აგებულების ბორცვებს. ცხადია, რომ აღნიშნული მასალის სანაპირო ზოლში ტრანსპორტირება მდ. პალეობზიფის (Джганджгава, 1979; Алпенидзе, 1988) მოქმედებას უკავშირდება, რომელიც მაშინ შავ ზღვას აწინდელი მიუსერის ბორცვების გავრცელების უბანზე ერთვოდა. შემდგომმა ოროგენულმა მოძრაობებმა „ბიჭვინთის კონგლომერატები“ დაანოჭეს, მაღლა აზიდეს და მიუსერის ბორცვები წარმოქმნეს, ხოლო მდ. ბზიფის შესართავმა ახალი „ბინა“ თანამედროვე ბიჭვინთის კონცხის დასავლურ უბანზე დაიდო და, მოგვიანებით, ალუვიური დელტის ფორმირებასაც შეუდგა.

ბიჭვინთის კონცხისა და გუდაუთის მარჩხობის შეღფის აბსოლუტური აზევება ქვედა და შუა პლეისტოცენშიც მიმდინარეობდა. ხმელეთის ზოლში კი, ამ დროს ფორმირებული ნალექების გავრცელება არც კი შეინიშნება. შუა პლეისტოცენის ხმელეთის აზევებამ და ზღვის რეგრესიამ მდ. ბზიფის შესართავის გადალრმავება გამოიწვია, რომელსაც (Джганджгава, 1979) ბიჭვინთის წყალქვეშა კანიონების რთული სისტემის წარმოშობის დაწყებას უკავშირებენ. მომდევნო, კარანგატული ტრანსგრესიის შედეგად კი სანაპირო ხმელეთი ზღვის წყლით დაიფარა და შეღფის ფართო ზოლის წარმოქმნასაც ხელს არაფერი უშლიდა. მდ. ბზიფის მძლავრი ნატანი მასალა კი მისი შესართავის სიახლოვეს (აღმოსავლეთ ნაწილში) გროვდებოდა და თანდათან ზღვისკენ (საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით) გადაადგილდებოდა განიცდიდა. ამ ნატანის მასალის დალექვამ, შეღფის სანაპიროსკენ მდებარე ზოლი ამოავსო და მისი წარბის (წყალქვეშა კონტინენტურ ფერდობზე გადასვლის ზოლი) ხაზზე აღმოჩნდა. ცხადია, რომ შეღფის წარბთან

დაგროვილი ნატანი მასალა დიდი სიღრმეებისაკენ „დაიდრა“ და დელტის „მშენებლობის“ პროცესი ჯერ შენელდა, მოგვიანებით კი შეწყდა კიდევაც. ცხადია, რომ ალუვიურ-ზღვიური აკუმულაციური სხეულის (დელტის) ზრდა და მისი ზღვაში გამოშვებული კონცხის დისტალური ნაწილის შემდგომი აკვატორიისაკენ გადაადგილება მინიმუმამდე დავიდა.

ზღვის სანაპიროსა და წყალქვეშა ფერდობის განვითარების აღწერილი დეტალების ზოგადი სურათი მისი ცალკეული ნიშნების შემდგომ დაზუსტებას არ გამოიციხავს. ამის მიუხედავად, განსახილველი რაიონის შელფის ფორმირებაში რამდენიმე ძირითადი და ურთიერთდაკავშირებული ფაქტორი შეიძლება მივიჩნიოთ: უახლესი ტექტონიკური მოძრაობები; სედიმენტაციის პირობები; მდ. ბზიფის ალუვიონი; ტალღური რეჟიმის დროითი ცვლილებები.

ბიჭვინთის რაიონი უახლეს ტექტონიკურ მოძრაობას - ხანგრძლივ დაძირვას, ჯერ კიდევ, ჰოლოცენის დასაწყისიდან განიცდიდა და მსგავსი ტენდენცია დღესაც აქვს შენარჩუნებული. შელფის ზედაპირზე, ამ 8500 წლის მანძილზე ინტენსიური (სიმძლავრე 80 მ) ნალექდაგროვების პროცესის (სიჩქარე 10 მმ/წწ), განუწყვეტელი მიმდინარეობა ექსპერიმენტალურადაა (C^{14} - იზოტოპების მეთოდი) დადგენილი. მეზობელ, გუდაუთის მარჩხობის აზვეების უბანზე ნალექების დაგროვების სიჩქარე ერთი რიგით დაბალი (Джганджгава, 1979) გამოდგა.

მდ. ბზიფის შესართავისპირა შელფის ზედაპირი წყალქვეშა კანიონითაა დასერილი, რომლის სიგანე დახლოებით 200 მ, ხოლო ჩაჭრის სიღრმე 20 მ-ზე მეტს შეადგენს. ამ კანიონის ტალღეებზე (70 მ-ის სიღრმემდე) ალუვიური ქვიშების გავრცელება შეინიშნება. უფრო ღრმად, ყველგან შლამის (ალევიტი) ფრაქციის გავრცელებას აქვს ადგილი. ზღვიური მეოთხეული ნალექების სიმძლავრე ზღვის კიდესთან 5 მ, ხოლო კანიონის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში 16 მ შეადგენს (Джганджгава, 1979). მდ. ბზიფის შესართავსა და ბიჭვინთის კონცხის დასავლურ პერიფერიას შორის შელფის ზედაპირი წყალქვეშა კანიონების მიერაა დასერილი. მათი სათავეები სანაპირო ზონის ფარგლებს გარეთ (სიღრმე 30-50 მ და მეტი) მდებარეობენ. თუმცა, ზოგი მათგანი 15-20 მ-ის, ხოლო კანიონი „Акула“ თავის სათავეთ სანაპირო ზონის ფარგლებშია (სიღრმე 6 მ) შემოჭრილი. ინკითისა და ბიჭვინთის კონცხებს შორის ჩატარებული სეისმური და აკუსტიკური, ასევე გეოლოგიურ-ლითოლოგიური ზონდირების მასალების (წყალქვეშა ფერდობის ჭრილები) მონაცემები აჩვენებენ, რომ წყალქვეშა კანიონები ძველეროზიული მუშაობის ნიშნებს ატარებენ და პლიოცენური კონგლომერატების შრეებში არიან ჩაჭრილი. მათი სიღრმეები, შელფის ფარგლებში, 10-დან 50-მდე მეტრის ფარგლებში მერყეობენ, ხოლო ფერდობების დახრილობა 8-12° აღწევს. წყალქვეშა კანიონების ფსკერი და გვერდები თიხის მასალითაა დაფარული, ხოლო მცირე სიღრმეებზე (სანაპირო ზონა) მსხვილი ფრაქციის (კენჭნარი და ქვიშები) მასალაა გავრცელებული.

ბიჭვინთის კონცხის დისტალურ ნაწილში ზღვის კიდიდან 25 მ-ის დაშორებით სიღრმე უკვე 12,5 მ შეადგენს. ამ კენჭნარიტა და ქვიშებით აგებული ფერდობის დახრილობა 25° აღწევს, რაც ფერდოს ბუნებრივი დახრის კუთხის ზღვრულ სიდიდეს უახლოვდება. უფრო ღრმად (25 მ-მდე), დახრილობა 6- 10° -ის ფარგლებში მერყეობს. შელფის 45 მ-იანი იზობათამდე ფერდობის ზედაპირზე ქვიშები, ხოლო შემდეგ თიხები და შლამია წამოდგენილი.

ბიჭვინთის ყურეს მიმართულებით წყალქვეშა ფერდობი რამდენადმე მოსწორებას განიცდის და დახრილობაც (10- 12°) რამდენადმე მცირეა. ფერდობის ზედაპირი (25 მ-ის სიღრმემდე) ქვიშისა და კენჭების მინარევების შედარებით სქელი (3-5 მ) ფენითაა დაფარული. უფრო ღრმად (65 მ-მდე), ქვიშის ფენის სიმძლავრე 14 მ-ს აღწევს და მას შელფის კიდეზე ინარჩუნებს. წყალქვეშა ფერდობზე 50 მ-იანი იზობათი ზღვის კიდიდან 230 მ-ის დაშორებით მდებარეობს, რაც მისი ზედაპირის დახრილობის საკმაოდ შესაძლებელია სიდიდეს (0,1-0,11) იძლევა⁵. საკუთრივ ბიჭვინთის ყურეს ფარგლებში წყალქვეშა დამრეცი (4-5 $^{\circ}$ -მდე) ფერდობი 10 მ სიღრმემდე მძლავრი (10 მ-მდე) კენჭებითა და ქვიშითაა აგებული.

ამდენად, ბიჭვინთის მიდამოების სანაპირო პერიმეტრის გასწვრივ შელფი ორი ერთმანეთისაგან განსხვავებული ნიშნით ხასიათდება: ა). ფართო აკუმულაციური შელფი 110-130 მ სიღრმემდე (Балабанов и др., 1981) ვრცელდება და წყალქვეშა რელიეფის მრავალფეროვნებით ხასიათდება. შელფი ზღვიური შლამიანი თიხებითა და თიხიანი ქვიშებით დაფარული დამრეცი (0,02-0,05) და სუსტი დახრილობის (0,009-0,01) წყალქვეშა ვაკეა. აკუმულაციის ნიშნები მან, ჯერ კიდევ, ზედა პლეისტოცენის დასასრულსა და ჰოლოცენის დასაწყისში მიიღო, როცა მის ზედაპირზე ნაშალი მასალა ილექებოდა. ამიტომაც, ალუვიური და ზღვიური ნალექების (კენჭნარი, ქვიშა, თიხა, შლამი) სიმძლავრე 70-80 მ აღწევს; ბ). ბიჭვინთის სამხრეთ-დასავლური ნაწილისა და მდ. ბზიფის შესართავისპირა ფრაგმენტის შელფი ვიწრო და ციცაბოდ დახრილ (0,1-0,15) წყალქვეშა ზედაპირს წარმოადგენს. მის კიდეზე ფორმირებული წარბის ხაზი ნაზი მოყვანილობისაა და რელიეფის კონტინენტურ ფერდობზე გადასვლას - მკვეთრი ნიშნების გარეშე აქვს ადგილი. შელფის ზედაპირი „წყალქვეშა ხრამების“ (ღრანტების) მიერ საკმაოდ ძლიერაა დანაწევრებული, რომელთა ჩაჭრის სიღრმეები 40-60-დან 100-120 მ შეადგენენ. კანიონის ფერდობების დახრილობა 15- 20° შეადგენს და ხშირად რელიეფის მეზოფორმებითაა (ფლატეები, ღრანტეები, წყალქვეშა ღარები და ხრამები) გართულებული. უფრო ღრმად, შელფის დამრეც ფერდობზე, სანაპირო ხაზიდან 100-200 მ-ის დაშორებით, წყალქვეშა კანიონების ჩაჭრა (10-15 მ) უმნიშვნელო სიდიდისაა. აღნიშნული სურათის ფაქტობრივ დადასტურებას ინკითის უბეში წყალქვეშა (Акула) კანიონი წარმოადგენს.

⁵ აქ და შემდგომ, ამ სახით, დახრილობა ტანგენსებშია მოცემული.

აკუმულაციური შელფის ზედა დამრეცი ნაწილის (30-50 მ სიღრმემდე) ყველაზე განიერი ფრაგმენტები ინკითის უბისა და მდ. ბზიფის შესართავის წყალქვეშა ფერდობზე გვხვდება, სადაც 30 და 40 მ სიღრმეები ნაპირიდან 600-1700 მ-ის დაშორებას ქმნის. ბიჭვინთის კონცხის დისტალურ ნაწილში შელფის დამრეცი ფერდობი 40-80 მ-მდე ვიწროვდება და, 0,2-0,25 დახრილობის პირობებში (სიღრმე 10-15 მ), კიდევ უფრო ციცაბო დახრილობის (0,4-0,6) წყალქვეშა ფერდობზე გადადის, სადაც (სიღრმე 50-70 მ) წყალქვეშა-ეროზიული გენეზისის, ასევე შვავებისა და ზვავური გენერაციის რელიეფის ფორმებია გავრცელებული.

აბრაზიულ-აკუმულაციური შელფი ბიჭვინთის ნახევარკუნძულის ფარგლებში შედარებით შეზღუდული გავრცელებით ხასიათდება და მხოლოდ ბიჭვინთის უბის შუა ნაწილის 25-32 მ სიღრმის დიაპაზონშია (გვიანპოლოცენური აბრაზიის ზონა) წარმოდგენილი. აბრაზიული შელფის ნეოგენური კონგლომერატივითა და ქვიშაქვებით აგებული 5 მ სიმაღლის ზღვიური ნგრეული მასალითაა (ქვიშა, ნიჟარები) გადაფარული. შელფის ბრტყელ და დამრეც (0,02-0,05) ზედაპირზე ხშირად 3-5 მ სიმაღლის ძირითადი ქანების ცალკეული ლოდების გავრცელებას აქვს ადგილი.

ბიჭვინთის რაიონში შავი ზღვის კონტინენტური ფერდობი 110-130 მ სიღრმიდან იწყება. მისი ზედაპირი დიდი დახრილობით (0,3-0,4) ხასიათდება და, არც თუ იშვიათად, საკმაო სიდიდის (0,5-0,6) ღებულობს. შელფი ნაპირის პარალელური ნეოგენური ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების საფეხურებითაა (Зенкович и др., 1976) გართულებული. ბიჭვინთის კონცხის ჩრდილო-დასავლეთით კონტინენტური ფერდობი წყალქვეშა კანიონების ხშირი ქსელითაა დასერილი. მათი ციცაბო (15-30°) ფერდობები 20-50 მ, არც თუ იშვიათად, 70-80 მ, სიღრმეებშია წარმოდგენილი.

გუდაუთის ფლექსურის აზეგების რაიონში ზღვის ფართო ბლოკი გვიანოროგენული სტადიის (Джганджгава, 1979) შედეგადაა ჩამოყალიბებული. მას მიეკუთვნება შავი ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილის ყველაზე ფართო შელფი, რომელიც გუდაუთის მარჩხობის სახელწოდებითაა ცნობილი. რელიეფის ამ ფორმის გარეგანი კიდე 200 მ-იანი იზობათის გასწვრივ მდებარეობს, რომელიც სანაპიროდან საკმაოდ შორს (40-45 კმ) მდებარეობს. ფართო შელფის გენეზისი მდ. ბზიფის პალეოდელტის დაძირვასა და განამარხებას უკავშირდება, რომელიც ჯერ კიდევ პლიოცენში სანაპირო კონგლომერატების დაღეჭვის არეალს წარმოადგენდა. მოგვიანებით, მთლიანი პლეისტოცენის განმავლობაში, გუდაუთის მარჩხობის ფართო და ბრტყელი შელფის ზედაპირი მდგრადი აზეგებისა და, პარალელურად, ზღვიური ტრანსგრესიის მრავალჯერადი ფაზების მოქმედების არეალში მოექცა. ცხადია, რომ პალეოდელტის ფარგლებში ინტენსიური აბრაზია წარიმართა და საკმაოდ განიერ აკვატორიაში ვრცელი შელფის ფსკერი ხანგრძლივი გადამუშავების (ფსკერული აბრაზიის) არენა გახდა. თანამედროვე ბენჩის ფართო გავრცელება წარსულის ხანგრძლივ აბრაზიაზე მიუთითებს კიდევაც.

მარჩხობი ერთგვაროვანი სრულიადაც არაა. მის ფარგლებში რამდენიმე ფრაგმენტი გამოიყოფა: მიუსერას ბორცვები სოფ. ლიძავასა და გუდაუთის ღეპრესიას შორისაა მოქცეული და 15 კმ-ის მანძილზეა გადაჭიმული. სტრუქტურულად, ეს ფრაგმენტი ტექტონიკურ ბლოკს წარმოადგენს, რომელიც 1-2 მმ/წწ სიჩქარის აზვებას განიცდის. სანაპიროზე, 100 მ სიმაღლის კლიფი მიუსერის ბორცვების ამგებელი პლიოცენური ასაკის კონგლომერატებშია გამომუშავებული. აქ ფორმირებული ლიძავის ანტიკლინისა და ამბარის სინკლინის ნაოჭები ზღვის ფსკერზეა დაძირული და მარჩხობის ფართო შეღვის აღნაგობაში ღებულობს მონაწილეობას. აღნიშნული კონგლომერატის აქტიური ფიტცადობა და დაბალი სიმტკიცე ხელს უწყობს ინტენსიური აბრაზიის წარმართვას.

წყალქვეშა ფერდობის მცირე სიღრმეებზე (2-3 მ) კენჭნარი ზოლი ვრცელდება, უფრო ღრმად (4-5 მ) კი წვრილმარცვლოვანი ქვიშები, ხოლო 5-10 მ-ის სიღრმის ღიაპაზონში (ნაპირიდან 25-200 მ დაშორებით) მიუსერის მეოტის-პონტური კონგლომერატების ლოდნარი (ზომა 5 მ-მდე) მასალის გროვებია მიმოფანტული. მიუსერის ბორცვების გასწვრივ, 7 კმ-ის მანძილზე, „ლოდების ზოლის“ სიგანე 150-170 მ შეადგენს. მათ შორის (სიღრმე, 10-25 მ) გავრცელებული ქვიშის ფრაგმენტების დომინირება შესამჩნევად მაღალია.

შავი ზღვის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე ორი (გუდაუთისა და ოჩამჩირის) მარჩხობია წარმოდგენილი. მათ შორის, ეკოსისტემური (რელიეფი, ლითოლოგია, მცენარეები, იქთიოფაუნა) თვალსაზრისითა და ლანდშაფტურ-ლითოდინამიკური ნიშნებით – გუდაუთის მარჩხობის კვლევით ავტორი ამ ორი ათეული წლის წინათ (Алпенидзе, 1985, 1988) და მოგვინებითაც (ალფენიძე, 2008ა და 2008ბ) დაინტერესდა. ამჯერად, გუდაუთის მარჩხობის რელიეფისა და მთელი ეკოსისტემის კვლევა, გასაგები მიზეზების გამო, დროებით შეუძლებელია. თუმცა, ამ მარჩხობის შესახებ ლიტერატურული წყაროებით მიღებული ინფორმაცია პრაქტიკული ამოცანების მეშვეობითი (არაპირდაპირი) გადაწყვეტის საშუალებას აშკარად იძლევა.

გუდაუთის მარჩხობის ოდნავ დახრილი წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი მიუსერის ბორცვების სამხრული პერიფერიიდან გუდაუთის ყურეს აღმოსავლური ფრთამდე ვრცელდება. იგი მეოტური ასაკის მკვრივი კონგლომერატიანა (სურ. 10. დანართი, 2) აგებული და ანტიკლინური ნაოჭის გაგრძელებას წარმოადგენს.

წყალქვეშა ფერდობის რიფები აწინდელი მარჩხობის სუბაერალურ გენეზისზე მიუთითებს და შიშველ „წყალქვეშა კლდეებს“ ქმნიან. გუდაუთის მარჩხობის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის (სიღრმე, 5-6 მ) ლანდშაფტის ფორმირებას ხელს უწყობს ლანდშაფტწარმომქმნელი ძირითადი ფაქტორები: ფსკერის ლითოგენური საფუძველი, ფაუნისა და ფლორის, ასევე ჰიდროლოგიური კომპონენტების რეალური არსებობა.

მარჩხობის ფსკერი კონგლომერატის ფილას წარმოადგენს და მცირე (0,01-0,001), ზოგან 0,013 დახრით (Когошвили, 1970) ხასიათდება. იგი, მსხვილი ღორღითა და რუხი

ქვიშებითაა დაფარული. ნაპირიდან 200 მ-ის დაშორებით, მსხვილ ლოდებს შორის, საშუალო ზომის კენჭები და კაჭარია (სურ. 11. დანართი, 2) მიმოხვეული. ნგრეული მასალა ხშირად წყალმცენარეების (*Cystosiera barbata*) სადგომს წარმოადგენს და სერპულიდების სქელი, ტუფის მსგავსი, ქერქით ან ხავსებითაა დაფარული. მათ შორის კი ხამანკის (*Ostrea edulis*) საგდულებია ჩარჩილული, რომელიც აქ უკვე, რაპანას (*Rapana venosa*) მტაცებლური მოქმედებით - არ ბინადრობს. კარბონატული ფსკერის ფილები ქვახვრეტია მოლუსკებითაა (*Petricola litophaga*, *Barnea candida*, *Pholas dactylus*) დასახლებული. ზღვის ფსკერზე ნგრეული მასალის წარმოქმნა ამ მოლუსკების მოქმედებას ანუ ბიოლოგიური გამოფიტვის წარმატებულ მსვლელობას უკავშირდება.

გუდაუთის მარჩხობის 5-7 მ-ის სიგანის პლაჟის ამგებელი მასალა ქვახვრეტიების მიერ დაღრღნილ კენჭებს შეიცავს. მათ შორის, კირქვის ფილების (35-40 სმ) სოროებში (სურ. 12. დანართი, 2) ამ მოლუსკების ნიჟარები ჩანს. ზღვის ფსკერზე კი მოლუსკების „დამუშავებული“ ლოდების ნასალი მასალაა მიმოფანტული.

წყალმცენარეები აქ 13-15 მ-ის სიღრმემდე ვრცელდება. ღრმა ფსკერზე ტალღების მოქმედება სუსტია და ნატანი მასალის ტრანსპორტირების უმნიშვნელო უნარი გააჩნიათ. თუმცა, წყალმცენარეთა ნაპირისაკენ ტრანსპორტირების უნარი მათ ნამდვილად შესწევთ (Алпенидзе, 1985, 1988).

ამის გამო, სანაპირო ზონაში აშკარად შეინიშნება ბიოტური (წყალმცენარეები) და აბიოტური (ნგრეული მასალა - კენჭნარი) კომპონენტების ურთიერთობის საკმაოდ საინტერესო ეკოლოგიური ფაქტორის არსებობა. კერძოდ, წყალმცენარეებს ტივტივის მაღალი უნარი გააჩნიათ და მათ ნაპირისაკენ მოძრაობა („ცურვა“) სრულიადაც არ უჭირთ. გუდაუთის მარჩხობის მკვლევარები (Зенкевич, 1963) მიუთითებდნენ ფსკერული მცენარეების პლაჟზე ამოყრის მრავალი ფაქტის შესახებ. წყალქვეშა (სიღრმე 5-7 მ) დაკვირვების საფუძველზე (Алпенидзе, 1985) ჩანს, რომ რომ აღნიშნული წყალმცენარეები ყველგან ნგრეულ მასალაზე თავიანთი ფესვებითაა მიმაგრებული.

ტივტივის მაღალი უნარის წყალობით კი მცენარეები და მათ ფესვებზე მიკრული ფსკერული ნგრეული მასალა, ნაპირისაკენ სწრაფად და ადვილად გადაადგილდება. მცირე სიღრმეზე (3-4 მ), ტალღების მექანიკური მოქმედება იზრდება, ტალღურ არეში ცისტომირაც ნგრევას განიცდის და კაჭარი წყალმცენარეთა ფესვებს შორდება. მცირე სიღრმეებამდე მოტანილი ნგრეული მასალა (ლორღი) შტორმული ტალღების მიერ უკვე ზღვის კილისაკენ, წყალმცენარეთა გარეშე, ნაპირისაკენ დამოუკიდებლად (ზვირთცემის ნაკადთან ერთად) იქნება ტრანსპორტირებული. ნგრეული მასალა, მათ შორის ლოდებიც (სურ. 13. დანართი, 2), ვიწრო პლაჟზე გამოირიყება კიდევაც. მართლაც, პლაჟის მასალაში, სწორედ ქვახვრეტიების მიერ „ბუნებრივად მარკირებული“ კენჭნარი ადვილად ჩანს და პლაჟის მასალაში მისი ხვედრითი წილიც (20-25 %) საკმაოდ დიდია.

სანაპირო ფერდობიდან ნატანის ბუნებრივი ამოყრის პროცესი ფრიად გავრცელებული მოვლენაა. იგი (სიღრმე, 20 მ) აღწერილია ტარხანკუტის, აფშერონის, ესტონეთის სანაპიროებზე. გამონაკლისი, არც გუდაუთის მარჩხობის მიმდებარე სანაპიროა, სადაც ფსკერული ნგრეული მასალის ნაპირზე გადმოსვლა-გადმოყრა ფაქტებით (Алпенидзе, 1985, 1988) დადასტურებული მოვლენაა. დადგენილია (Алпенидзе, 1988) აგრეთვე პლაჟის ნატანი მასალის კვების წილი წყალქვეშა ფერდობის ფსკერიდან, რომელმაც ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ბიუჯეტში 20 ათას მ³/წწ შეადგინა.

აღნიშნულ მოვლენას თეორიული (ა) და პრაქტიკული (ბ) მნიშვნელობანი გააჩნია: ა). წყალქვეშა და წყალზედა პლაჟის მასალის ერთიანი და ორგანულად მთლიანი სისტემური კავშირების არსებობის დადასტურება; ბ). ტალღური ენერგიის სანაპიროების ნგრევის პროცესის ნაპირდაცვის სისტემაში ადამიანის სასარგებლოდ (ხელოვნური პლაჟის შექმნა) შემობრუნება. ამით, შესაძლებელი გახდა ფსკერული (4-6 მ) მასალის ნაპირზე ამოყრის ბუნებრივი პროცესის პრაქტიკაში გონივრული დანერგვა. მსგავსი ღონისძიებების დანერგვას ადგილი ჰქონდა ქობულეთის სანაპიროების დაცვისა და პლაჟების აღდგენითი საქმიანობის⁶ წარმართვისას.

გუდაუთის მარჩხობის აღმოსავლეთი პერიფერია ახალი ათონისა და ეშერის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობს უკავია, რომელიც მდ. გუმისთის შესართავამდე ვრცელდება. ამ უბნის მახასიათებელ ნიშანს მენყრული ინტენსიური პროცესების საკმაოდ ფართო გავრცელება წარმოადგენს. პლაჟების წარეცხვის უბნებზე გავრცელებული მენყრების ფასადზე მათი შესამჩნევი იმპულსები შეიმჩნევა. თუმცა, ცალკეული განიერი და სრული პროფილის პლაჟების წინ სანაპირო მენყრებს სტაბილური მდგომარეობა ახასიათებთ. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ამ მენყრების გენეზისი ზღვის სანაპირო აბრაზიასა და პლაჟების წარეცხვითაა გამოწვეული.

მდ. ააფსთას შესართავის აღმოსავლეთ ნაწილში ექვსი მენყრული ჯგუფია წარმოდგენილი. სანაპიროს გასწვრივ მენყერებით დაკავებული საერთო მანძილი (შედარებით მდგრადი შუალედური უბნების გამოკლებით) 7 კმ-ზე მეტს შეადგენს. მენყრების ბაზისი ხშირად პლაჟის დონეზე მდებარეობს, არც თუ იშვიათად კი, მათი სხეულების სრიალის სიბრტყე ზღვის დონეზე (Зарва, 1957) დაბლა იმყოფება. ამ შემთხვევაში, მენყრული სხეულის სწრაფი მოძრაობის პირობების გამო, ზღვის წყალქვეშა (2-3 მ სიღრმე) სანაპირო ფერდობზე (მენყრის ქვედა ნაწილში) დამენყრილი გრუნტის შეკუმშვით გამოწვეული ამობურცვის ზვინული ხშირად ფსკერიდან ზღვის ზედაპირზეც კი ამოშვერილა, რომლებიც ტალღების მიერ სწრაფად გარეცხილა კიდევაც. ეშერის მასივის სანაპიროზე მენყრების გამოვლინება პრეისტორიულ დროში უნდა ჰქონოდა ადგილი, როცა ეშერის აბრაზიული კონცხი ზღვაში ღრმად იყო შეჭრილი და მაიკოპური თიხებით

⁶ შავი ზღვის ნაპირების აღდგენისა და დაცვის შესახებ მასალა იხ. მონოგრაფიის მეორე ნაწილში

აგებული ფერდობი აქტიურ აბრაზიას (Алпенидзе, 1983; 1985; 1988) განიცდიდა. ეშერის მასივის შესამჩნევ დეფორმაციები აქ თითქმის 100 წლის მანძილზე დასტურდება. გასული საუკუნის დასაწყისში მეწყრული აქტივიზაცია ზღვის შტორმულ ზემოქმედებას უკავშირდებოდა. ამ პრობლემამ განსაკუთრებული აქტუალობა სანაპიროზე ჯერ საავტომობილო, ხოლო 1942 წლიდან რკინიგზის გაყვანასთან (Тихвинский и др., 1973; Рзаева и др., 1976) დაკავშირებით მიიღო.

სოხუმის სტრუქტურული ბლოკის რაიონი მდ.მდ. გუმისთა-კოდორის შესართავებს შორისაა მოქცეული და თანამედროვე დაძირვის (1-2 მმ/წწ) ტენდენციისაა. რაიონის შელფი ძალიან ვიწროა. 100 მ-იანი იზობათი ნაპირიდან მხოლოდ 2 კმ-ის მანძილზე გადის. შელფის ზედაპირის დახრილობაც 0,05-დან 0,07-მდე დიაპაზონში მერყეობს. სოხუმის კონცხის მისადგომებთან, ეშერის ნაპირის გაყოლებით, წყალქვეშა ტერასის (ნაპირიდან 0,75 კმ-ის მანძილზე) დახრილობა 0,015, ხოლო სოხუმის შვერილის აღმოსავლეთ ნაპირის წინ - 0,026-ს (Когошвили, 1970) შეადგენს.

მდ. გუმისთის შესართავთან შელფის გართულებასა და დანაწევრებას ოთხი წყალქვეშა კანიონისაგან შექმნილი სისტემა ჰქმნის. მათგან პირველი წყალქვეშა კანიონის სათავე, მდ. გუმისთის შესართავის წინ, 10-12 მ-ის სიღრმეზე მდებარეობს და ნაპირიდან დაახლოებით 300 მ-ის მანძილითაა დაშორებული. სათავესთან მას ორი მკვეთრად გამოსახული განშტოება გააჩნია. ერთ-ერთი (ჩრდილო-დასავლური) მათგანის ჩასახვა ნაპირიდან 200-250 მ-ის მანძილზე (სიღრმე 15 მ) იწყება. მეორე განშტოება ნაპირიდან უფრო შორს (350 მ) იმყოფება და მისი სათავეს სიღრმეც (-17 მ) საკმაოდ დიდია. წყალქვეშა შესართავისპირა კანიონისა და სხვა დანარჩენი ღარების ფერდობები თიხის წვრილი დაურღვეველი სტრუქტურის მასალითაა აგებული, რომლებიც დიდი რაოდენობით მცენარეულ ნარჩენებს (ტოტები, ფოთლები, მერქანი) შეიცავს. კანიონის ფერდობების (Алпенидзе и др., 1979) დახრილობა 15-18°-ის ფარგლებში მერყეობს.

მეორე წყალქვეშა კანიონი მდ. გუმისთის შესართავიდან 2 კმ-ითაა დაშორებული. მისი სათავე 8 მ-ის სიღრმეზე იწყება და წვრილმარცვლოვანი ქვიშების, ალევრიტისა და შლამის ცალკეული შრეებითაა აგებული. წყალქვეშა რელიეფის გალუნვის ადგილზე დახრილობა 5-20° შეადგენს. 20 მ-ის სიღრმეზე ღარტაფები მკვერვ თიხის ფენაშია შემოჭრილი, რომელიც იქ შლამების ჭიებით დახვრეტილ ვერტიკალურ კედლებს ჰქმნის. წყალქვეშა კანიონის სათავეს მიდამოებში ფორმირებულ კალაპოტში მცენარეული დეტრიტის მინარევები ნახევრადთხევადი შლამითაა გადაფარული.

ჩაყვინთვებით დაკვირვებების (Алпенидзе и др., 1979) საფუძველზე წყალქვეშა ფერდობის სრული სურათის მიღება გახდა შესაძლებელი: წყალქვეშა კანიონის სათავესთან უხეშმარცვლოვანი ნგრეული მასალის დაგროვება და კალაპოტის გასწვრივ პლაჟის მასალის გადაადგილების ნიშნები არ აღმოჩნდა. ცხადია, რომ ამ წყალქვეშა კანიონის მიერ პლაჟის მასალის შთანთქმას პრაქტიკულად ადგილი არა აქვს. ამასთან, მდ.

გუმისთვის შესართავისპირა წყალქვეშა კანიონში ალუვიური მასალის მოხვედრა კი შესაძლებელია მხოლოდ მდ. გუმისთვის წყალდიდობისას წყალქვეშა დიდი გამოზიდვის კონუსის დაგროვებისა და, ერთდროულად, ძლიერი შტორმის მოქმედების მომენტებში, რაც არც თუ იშვიათი მოვლენაა.

აღნიშნული წყალქვეშა კანიონების, ისე როგორც ყველა დანარჩენი მსგავსი ფორმების, გენეზისის შესახებ მკვლევართა ნაწილი (Джганджгава, 1979) მდინარეთა ძველეროზიულ (ახალევექსინური რეგრესია) მოქმედებას უკავშირებს. ამასთან, წყალქვეშა კანიონების ტალღეებში აღმოჩენილი მდ. გუმისთვის ალუვიონის იდენტური მასალა (კენჭნარი) წყალქვეშა ღარებში ნატანის შთანთქმამზე მიუთითებს.

სოხუმის კონცხი საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ფორმირებული ალუვიურ-დედტური სხეულების ანალოგიურ (მზიმთა-ფსოუს, ბიჭვინთის, სოუკ-სუს, კოდორის, ბათუმის) წარმონაქმნებს წარმოადგენს. ეს რელიეფის აკუმულაციური ფორმა ზღვაში ღრმად (2,0-2,5 კმ) შეჭრილი სხეულია. სოხუმის კონცხის დისტალურ ნაწილში წყალქვეშა ფერდობი ძალიან ციცაბო და ვიწროა. აქ, 3-4 მ-ის სიღრმიდან, სხვადასხვა ფრაქციის ნატანი მასალის მორიგეობა შეინიშნება. ნგრეული მასალის დაღეწვა 20-25 მ სიღრმემდეა (Сафьянов и др., 2001) შემჩნეული. უფრო ღრმად, ზედაპირი თიხიან-შლამიანი ქვიშებით იფარება, თუმცა მათ ქვეშ კენჭნარი თითქმის ყველგან შეინიშნება.

ჯერ კიდევ, გასულ საუკუნის 70-იან წლებში (Агарков, 1979), სოხუმის კონცხის წინ მცირე სიღრმეებზე (5-6 მ), ციცაბო ღარტაფების გავრცელება აღმოჩნდა. ამ ღარების კალაპოტების ფსკერზე ყველგან წვრილი ქვიშისა და შლამის (Каплин, 1961; Агарков, 1979) დაღეწვა დაფიქსირდა. მოგვიანებით ჩატარებული დაკვირვებების (Алпенидзе, 1978; Алпенидзе и др., 1979) შედეგად აღმოჩნდა, რომ მეზობელ ღარტაფებს შორის მკაფიო თხემებია წარმოდგენილი, რომლებსაც სამხრეთ-აღმოსავლური (ნახ. 25. დანართი,1) განვრცობა ახასიათებთ. მსგავსი აგებულებისაა აგრეთვე ბიჭვინთის კონცხის მიმდებარე წყალქვეშა (Зенкович и др., 1981) ფერდობიც. ნატანის ამ ღარებში პლაჟის მასალის გადინება აშკარად მოსალოდნელი მოვლენა იყო. მკვლევართა მიერ (Агарков, 1971; Алпенидзе, 1978, 1983, 1988, Алпенидзе и др., 1979, ალფენიძე, 1998, 2007, ალფენიძე და სხვ., 2007ა, 2007ბ, 2007გ) მსგავსი სურათის დაფიქსირება სხვა ანალოგიურ უბნებშიც გახდა შესაძლებელი.

რელიეფის ამ მეზოფორმების გენერირების მეცნიერული ახსნა შემდეგში მდგომარეობს: სოხუმის კონცხის ზღვაში გამოშვერილი მომრგვალების ნაწილის წინ, დასავლური ტალღების მიერ, ნატანის ნაპირის გასწვრივი ტრანსპორტირების უნარი მკვეთრად ეცემა, პლაჟის მსხვილი ფრაქციის მასალაც იქვე გროვდება და კულისისებრი შვერილების წარმოქმნას განაპირობებს. ცალკეულ ზვინულებს შორის ჩადაბლებებში კი ზვირთცემის ნაკადის მიერ მოდენილი წყლის უკუგადინების იმპულსური ბიძგების ხელშეწყობის პირობები წარმოიქმნება. მათ მიერ კი არა მარტო ქვიშის, არამედ კენჭების

ფერდობის დახრილობის გასწვრივ - უფრო ღრმა იზობათებისაკენ გადატანას აქვს ადგილი.

პლაჟის მასალის დინამიკის დეტალური აღწერა მონოგრაფიის მომდევნო ნაწილში იგეგმება. ამჟამად, მხოლოდ სოხუმის კონცხის დისტალური ნაწილის წყალქვეშა ფერდობის მორფოლოგიური ნიშნების აღწერით შემოვიფარგლებით. კვლევებით დადგინდა, რომ რაიონის წყალქვეშა რელიეფს განსაკუთრებით რთული აგებულება გააჩნია. წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე გარდატეხის ხაზი 7-9 მ-ის სიღრმეზე დაფიქსირდა. კიდევ უფრო ღრმად ფერდობის დახრილობის მაჩვენებელმა 7-12° შეადგინა. აღნიშნული ღარტაფების გამოჩენას უკვე 10 მ-ის სიღრმეზე აქვს ადგილი. ისინი 15 მ-ის სიღრმეზე მკვეთრი მოხაზულობის ფორმებს აჩენენ და ერთმანეთისაგან თითქმის პარალელური ზვინულებითაა (ნახ. 26. დანართი, 1) გამოცალკევებული, რომელთა გვერდითი ფერდობების დახრილობა 15-20° შეადგენს.

როგორც სოხუმის, ისე ბიჭვინთისა და ასევე ბათუმის კონცხების დისტალურ ნაწილებში მიმდინარე რელიეფის მეზოფორმების გარდაქმნა და მათი ცალკეული დეტალების შემჩნევა, განსაკუთრებით კი რაიმე კანონზომიერების დადგენა, საკმაოდ რთულია და ხშირად შეუძლებელიცაა. ამავე დროს, წყალქვეშა ფერდობზე ტალღების მოქმედებასთან ერთად, ეჭვს არ იწვევს ფერდობის გასწვრივ ნატანის გრავიტაციული გადაადგილება და ქვიშა-კენჭოვანი მასალის მასიური ჩამოცვენა. მათი ხელშემწყობი პირობა ბუნებრივი დინებების არსებობაა, რომელიც 16-30 მ-ის სიღრმეზე 22-32 სმ/წმ (Сафьянов, 1981) აღწევს. მათ მიერ ნატანის მოძრაობაში რეალური მოყვანა (Зенкович, 1981) დიდ სიძნელეს არ წარმოადგენს.

სოხუმის ყურეს წყალქვეშა ფერდობის (დახრილობა 0,1-0,2) ზედაპირი (3 მ-ის სიღრმემდე) კენჭნართაა აგებული. უფრო ღრმად, რამდენადმე მოსწორებული წყალქვეშა ზედაპირი ქვიშის ფენითაა დაფარული. წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი 15-17 მ-ის სიღრმეზე მკვეთრი გარდატეხით ხასიათდება. აქ, რელიეფის „ეროზიული“ ღარტაფების მიერ დასერილი ფსკერი ერთიან „დიდ წყალქვეშა კანიონში“ გადადის, რომელიც წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის პერიფერიულ კიდეზეა წარმოდგენილი. მისი ცალკეული შვერილები მდ.მდ. კელასურის, მაჭარისა და კოდორის წყალქვეშა კანიონების სისტემას ქმნიან.

ამგვარად, მდ.მდ. გუმისთა-კელასურის შესართავებს შორის მოქცეული შავი ზღვის წყალქვეშა ფერდობის მორფოლოგიური ნიშნების ზოგადი ხასიათი რთული და საკმაოდ მრავალფეროვანი ასპექტების მატარებელია. მისი სტრუქტურის ცვლილებები პრეისტორიულ დროსა და, განსაკუთრებით, ისტორიულ დროში შეინიშნებოდა, რომლის მიზეზს აკუმულაციური სხეულის აქტიური ზრდის პირობებში, მდ. გუმისთის დელტის ზღვის სიღრმეში შეჭრა და კონცხის დისტალური ნაწილის მიერ შელფის ზოლის „შევიწროება“, საბოლოოდ კი მისი გადაკეტვა წარმოადგენდა. ამ მხრივ, სოხუმის მიდამოების სანაპიროს

წყალქვეშა ფერდობის ციცაბო რელიეფის ფორმების თავისებურებები მისი ანალოგიური წარმონაქმნების (ბიჭვინთისა და ბათუმის წყალქვეშა ფერდობები) ანალოგიურ ნიშნებს ამჟღავნებენ და მრავალი საერთო ასპექტები გააჩნიათ.

მდ. კელასურის შესართავთან წყალქვეშა ფერდობი კანიონების მიერაა დასერილი. ამ მდინარის შესართავის კიდეზე, დაახლოებით 15 მ-ის სიღრმეზე, განიერი თავთხელის შვერილია წარმოდგენილი. მისი ბრტყელი ზედაპირის ჩრდილოეთი და სამხრეთი მხრებიდან წყალქვეშა კანიონები იჭრება, რომელთა სათავეები 8-10 მ-ის სიღრმეზე მდებარეობენ. მდ. კელასურის შესართავისპირა ცელას ფორმირებისა და დეგრადაციის დროს მისი გარე საზღვარი (ნაპირიდან 80-120 მ) კანიონების სათავეებს უახლოვდება. სავარაუდოა, რომ კელასურის შესართავისპირა უბანზე ფორმირებული წყალქვეშა კანიონში ამ მდინარის ალუვიური მასალის შთანთქმას აქვს ადგილი. თუმცა, ჩვენ ამ კანიონების ტალღეებში კენჭის მასალა ვერ შევამჩნიეთ, სხვა დაკვირვებებმა (Каплин, 1961) კი მხოლოდ ქვიშის თხელი ფენა შენიშნეს, რაც კანიონში წვრილი ფრაქციის ნატანის ბუნებრივ მოხვედრაზე მეტყველებს.

წყალქვეშა ფერდობზე როგორც კანიონების სათავეების მიდამოებში, ისე კანიონებს შორის დაუსერავი ფსკერი აკუმულაციურ შალითას მოკლებულია და თიხის სქელი ფენა თითქმის ყველგან შიშვლდება. ეტყობა, რომ პლაჟის მასალის ხანგრძლივი გაზიდვის (1 მლნ მ³) შედეგად წარმოქმნილი დეფიციტის პირობებში, ტალღებმა წყალქვეშა ფერდობის ამგებელი ნატანი მასალა გადარეცხა და სანაპირო ზონის ფსკერი მოაშიშვლა (Алпенидзе, 1988). მსგავსი მოვლენა შეინიშნება (Меншиков, 1981) აგრეთვე კოლხეთის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზეც. აქაც, ნატანი მასალის დეფიციტის პირობებში, ქვიშის სქელი ფენის წარეცხვის გამო, წყალქვეშა ფერდობის ზედაპირის მოშიშვლება, თიხის ფენის ტალღური მოქმედების ასპარეზზე გამოჩენა და სანაპირო ზონის წარეცხვისგან „დამცველი“ კომპონენტის (ქვიშის ფენის) გაუჩინარება გამოიწვია. აქედან გამომდინარე, ალუვიური მასალის შალითის უქონლობამ და ფსკერის ზედაპირზე ადვილადშლადი თიხის ფენების გაშიშვლებამ სანაპირო ზონა და, განსაკუთრებით, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ზედაპირი ინტენსიური წარეცხვის წარმართვამდე მიიყვანა. ამის გამო, სახეზეა ნევატიური შედეგებიც: სანაპირო ზონის წყალქვეშა ფერდობის აქტიური აბრაზია და სიღრმეების სწრაფი გაზრდა; ტალღის ტრანსფორმაციისა და რეფრაქციის ხარისხის შემცირება; ღელვის ენერგიის ზრდა და აქტიური წარეცხვა; პლაჟის ზოლის შემოუბრუნებელი ნგრევა; ნევატიური პროცესის რეგულირების კოლოსალური დანახარჩები.

მდ. კოდორის შესართავთან წყალქვეშა კანიონების სისტემა ერთი ათეული მკვეთრად გამოხატული ღარისაგან შედგება, რომელთა ტალღეები შელფის ღრმა იზობათებზე ერთიანდებიან და მხოლოდ ერთეულ, რამდენიმე წყალქვეშა ხეობებს ქმნიან. წყალქვეშა კანიონებიდან (ნახ. 27. დანართი, 1) განსაკუთრებით გამორჩეულთა (Леонтьев,

Сафьянов, 1973; Сафьянов, 1978) შორისაა კანიონი „ვარჩე“, რომლის სათავე ფსკერული ქვიშების გავრცელების ზონაში (სიღრმე 8 მ) მდებარეობს. კანიონი 40 მ-ის სიღრმეზე იჭრება და გვერდების დახრილობაც საკმაოდ (18-20°) დიდია. დაახლოებით 30 მ-ის სიღრმეზე კანიონის ფსკერი და გვერდები ალუვირითაა აგებული. მეცნიერები (Джганджгава, 1979) მიუთითებენ, რომ წყალქვეშა კანიონის „ვარჩე“ ჩაჭრა მდ. კოდორის ძველი ხეობის შესართავთან მიმდინარეობდა, რომელიც შემდგომ, ზღვის დონის აწევასთან ერთად, აქედან რამდენადმე სამხრეთის მიმართულებით გადაადგილდა.

წყალქვეშა კანიონის „ვარჩესა“ და მდ. კოდორის თანამედროვე შესართავისპირა კანიონს შორის წყალქვეშა ფერდობზე ფართო (1 კმ-მდე) მარჩხობია ფორმირებული, რომელიც (სიღრმე 6-8 მ) მძლავრი (5 მ-ზე მეტი) ქვიშებითაა აგებული. მისი სათავის ფარგლებში (30-40 მ) შვიდი დამოუკიდებელი წყალქვეშა განშტოება ფიქსირდება, თუმცა უკვე 70 მ-ის სიღრმეზე მხოლოდ 3 მკვეთრი კანიონია (Сафьянов, 1978) წარმოდგენილი. მითითებული ავტორის ოთხნობიანი სტაციონარული დაკვირვებებით ამ წყალქვეშა კანიონის სათავის განშტოებების ფარგლებში ნატანი მასალის უარყოფითი ბიუჯეტი დაფიქსირდა, თუმცა მდ. კოდორის წლიური ნატანის მოცულობამ 1 მლნ ტონას გადააჭარბა. ამავე დროს, ამ კანიონის განშტოებებში ყველაზე მეტი ეროზიული პროცესის მსვლელობა მდ. კოდორის სწრაფი დინების მქონე ტოტის გაგრძელებაზე (ნახ. 27. დანართი, 1) მდებარე განშტოებებში (№ 3 და 5), ხოლო მისი უმცირესი გამოვლინება წყლის უმნიშვნელო სიჩქარის სადინარების წინ მდებარე (№ 1 და 2) ღარებში იყო დაფიქსირებული. ამასთან, მცირე სიღრმეებზე კანიონის აგებულებაში უმთავრესად ქვიშების, ხოლო 35 მ-ის სიღრმეზე მხოლოდ ალუვირის ფრაქცია (Сафьянов, 1978) შეინიშნება. კოდორის სისტემის წყალქვეშა კანიონების ფსკერზე ჩაჭრის ნიშნები კარგად ჩანს როგორც შელფის ზედაპირზე, ისე ნაპირიდან 250 მ დამორებით.

მკვლევარები (Леонтьев, Сафьянов, 1973; Джганджгава, 1979) აღნიშნავენ, რომ კოდორის სისტემის წყალქვეშა კანიონები ფრიალ აქტიური დინამიკით ხასიათდებიან და ალუვიური მასალის შთანთქმის მაღალი „ოსტატობა“ გააჩნიათ. თუმცა, მათ მიერ მდ. კოდორის ალუვიონის 90 %-ის შთანთქმის შესახებ გამოთქმული მოსაზრება მეცნიერთა ნაწილს (Джганджгава, 1979) აშკარად გადამეტებული და გაზვიადებული მიაჩნია. ჩვენ მიერ მდ. კოდორის წყალქვეშა გამოზიდვის კონუსის აგეგმვების შედეგებზე აჩვენა, რომ ამ მდინარის გაზაფხულ-ზაფხულის ფაზაში გამოტანილი მყარი პლაჟნარმომქნელი ნატანი მასალის მიერ ფორმირებული გამოზიდვის კონუსი მხოლოდ ზღვის კიდიდან 6-7 მ-ის სიღრმეებამდე დიაპაზონში ილექებოდა.

აღწერილი მასალიდან ცხადია, რომ წყალქვეშა კანიონში ნატანის მხოლოდ წვრილი ფრაქციის (ქვიშა და თიხა) შთანთქმას ექნებოდა ადგილი, ხოლო ხრეშისა და კენჭნარი მასალის შედარებით უმნიშვნელო ნაწილი თუ მოხვდებოდა კანიონის ფარგლებში. ამავე დროს, წყალქვეშა კანიონები ჩაჭრილია ქვიშის მასალით აგებულ

წყალქვეშა ფერდობზე, რომლის ტალღეებზე მსხვილი ფრაქციის ნატანი მხოლოდ 15 მ-ის სიღრმემდე, ხოლო ქვიშები 25 მ-ის სიღრმემდე დაიკვირვებოდა. უფრო ღრმად (30 მ-ზე დაბლა) მხოლოდ ალუვიონის გავრცელებას ჰქონდა ადგილი. ამ მდინარის მყარ ჩამონადენში კი კენჭნარი მასალის წილი 92% აღწევს (Кикнадзе, 1971). კანიონის მიერ ალუვიონის შთამბეჭდავი მოცულობით შთანთქმის დამამტკიცებელი ფაქტები აშკარად არ გავაჩნია. თუმცა, კოდორის სისტემის წყალქვეშა კანიონების ტელევეში ეროზიის მსვლელობის ზემოთ აღწერილი მოვლენის მიმდინარეობა, ამ კანიონების მიერ ალუვიური მასალის შთანთქმაზე მეტყველებს.

წყალქვეშა კანიონების სათავის ფარგლებშირელიეფის განვითარების ენერგიის წყაროებს წარმოადგენენ ერთი მხრივ, ღელვისა და მდინარის ჩამონადენისა (დინებების) და, მეორეც - მათი პროპორციული ნგრეული ნატანი მასალის ენერგია.

მდ. კოდორის შესართავიდან ოჩამჩირის გარეუბნამდე პლაჟები მდ. კოდორის ალუვიონისაგან შემდგარი ნაპირის გასწვრივ ფორმირებული ნაკადით იკვებება, რომელსაც გზადაგზა მდ.მდ. ტამიშისა და მოქვის კენჭნარ-ქვიშიანი მასალაც ემატება. ამ მონაკვეთზე ზღვიური ტერასების აქტიური აბრაზია და მათი კლიფების (სიმაღლე 10 მ) წინ, ფართო შეღზე, მსხვილი ლოდების დაგროვებაა დამახასიათებელი.

ოჩამჩირის მარჩხოვის რაიონი ამავე სახელწოდების სტრუქტურული აზეგების ბლოკს მოიცავს. იგი ხანგრძლივი (მეოთხეული დრო) და მდგრადი აზეგებით (1-3 მმ/წწ) ხასიათდება და ფართო (15 კმ), ასევე დამრეცი (0,01) შეღფის იერ-სახის მატარებელია. ოჩამჩირის თავთხელი, თავისი სტრუქტურულ-მორფოლოგიური ნიშნების მიხედვით, გუდაუთის მარჩხოვის იდენტური წარმონაქმნია. მარჩხოვის გენეზისი მდ. პალეოკოდორის მიერ პლიოცენში მიმდინარე მძლავრი ალუვიური მასალის (კონგლომერატი, ტერიგენული თიხები) დალექვას უკავშირდება. მაშინ, მდ. კოდორის შესართავი სწორედ ოჩამჩირის ჩრდილო განაპირა უბანზე მდებარეობდა, ხოლო შემდგომ (პლეისტოცენში) დასავლეთით გადაინაცვლა და თანამედროვე მოხაზულობა მიიღო.

ენგურის სტრუქტურული ბლოკის რაიონი იმავე სახელწოდების დეპრესიის ფარგლებშია მოქცეული და დიფერენცირებულ დაძირვას (1-4 მმ/წწ) განიცდის. რაიონის შეღფი, ოჩამჩირის მარჩხოვთან შედარებით, ძლიერ შევიწროებულია. მისი სიგანე არსად 4 კმ-ს არ აჭარბებს, ხოლო ენგურის წყალქვეშა კანიონების ფარგლებში შეღფი კიდევ უფრო ვიწრო (ასეულ მ-დე) ზოლს ჰქმნის.

ენგურის წყალქვეშა კანიონი სამი შტოსგან შედგება, რომელიც 90-120 მ-ის სიღრმეზე ერთ მთავარ კალაპოტში ერთიანდება. ყველაზე შესამჩნევი დახრილობები კანიონის ზემო წელსა და სათავის ფარგლებში შეინიშნება. ამ კანიონის ჩაჭრის სიღრმე 100 მ-ს აღწევს და ძველეროზიული (Джганджгава, 1979) გენიზისის ნიშნებს ატარებს.

კოლხეთის ღრმულის რაიონი იმავე დასახელების დაბლობის ფარგლებშია (მდ.მდ. ენგური-სუფსას ნაპირის პერიმეტრი) წარმოდგენილი. ის იდეალური ვაკეა,

რომლის ზღვისპირა ზოლი უმნიშვნელო (0,005) დახრილობით ხასიათდება. დაბლობის ფარგლები, სტრუქტურული თვალსაზრისით (კოლხეთის მთიანეთშორისი ღრმული), საქართველოს ბელტის ნაწილია, რომელიც ნაოჭა ფუნდამენტზე წარმოიქმნა. მიოპლიოცენში კოლხეთი გრაბენულ სტრუქტურას ქმნიდა, დაძირვის ტენდენციას ამჟღავნებდა და მძლავრი ტერიგენული მასალის დაღეჭვის არენას წარმოადგენდა. უფრო გვიანდელი - პლეისტოცენური ნალექები ქვიშებისა და თიხებისაგან შედგება და ჰოლოცენის მძლავრი შალითითაა გადაფარული.

კოლხეთის პერიმეტრზე ზღვის შეღვის სიგანე 5-6 კმ-ს აღწევს. მის დამახასიათებელ ნიშნებს შორის აღსანიშნავია მდინარეთა შესართავების (ენგური, რიონი) ფარგლებში ძლიერი აკუმულაციის მსვლელობა და მდინარეთა დელტების წინ წყალქვეშა კანიონების არსებობა.

მდ.მდ. ენგურისა და რიონის შესართავებს შორის ფართო და დამრეცი (0,01) წყალქვეშა ფერდობი, 35 მ-ის სიღრმემდე, მძიმე ფრაქციის (მაგნეტიტი, პირიტი, ლიმონიტი, პიროქსენი) ქვიშებითაა აგებული. ამ ზოლს შეღვის ფართო ზონა (4-4,5 კმ) უკავია. უფრო ღრმად (35 მ-ზე მეტი), შეღვის მთელ ზედაპირზე, მხოლოდ თიხები ვრცელდება.

მდ. რიონის ახალი კალაპოტი ქ. ფოთის სამხრულ პერიფერიამდე გასულ საუკუნეში ხელოვნურადაა შექმნილი, როცა მდ. რიონის წყალი ახალ კალაპოტში (1939 წ) გადაისროლეს. ამ მომენტიდან დაახლოებით 35 წლის მანძილზე (ნახ. 53. დანართი, 1) მდ. რიონის ახალი კალაპოტის შესართავის ფრაგმენტი 520 ჰა-ით გაიზარდა. აქვე, შეღვის ზედაპირსა და სანაპირო ზონის ფარგლებში, ინტენსიური აკუმულაცია წარიმართა და დამრეცი წყალქვეშა ფერდობი კიდევ უფრო „მოსწორებული“ გახდა, რომლის დახრილობა კიდევ უფრო შემცირდა და 0,006 შეადგინა. რიონის პლაჟი და წყალქვეშა ფერდობი უმთავრესად წვრილი და საშუალო ზომის ქვიშებისაგან შედგება. ქვიშის ფრაქცია ნაპირიდან 3 კმ-ის სიგანეზე ვრცელდება და 20 მ-იანი იზობათითაა შემოსაზღვრული. უფრო ღრმად, შეღვი შლამითაა დაფარული.

მდ. რიონის ახალი კალაპოტის მიერ შექმნილი დელტის წინ წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე მცირე ღარების ფორმირება მიმდინარეობს. მათი გენეზისი წყალქვეშა სუსპენზიური ნაკადების მიერ ფსკერის ზედაპირის „გაკანვრას“ უკავშირდება. ეს მცირე ზომის ღრანტეები მომავლის წყალქვეშა კანიონებია, რომელთა ფორმირება აწინდელ დროს ადამიანის თვალწინ მიმდინარეობს. წყალქვეშა კანიონი - „ხრამის“ განვითარების ხელშეწყობ პირობას დელტის ზღვისკენ აქტიური ზრდა წარმოადგენს. რადგან ამავე მიმართულებით ქვიშიანი ფერდობის დახრილობა მნიშვნელოვნად იზრდება, ფერდობის დახრის კუთხის კრიტიკულ მნიშვნელობამდე მიღწევის შემთხვევაში, გრავეიტაციული და ჰიდროგენური პროცესების ხელშეწყობით, ამგებელი მასალის ჩამონგრევისა და წყალქვეშა კანიონების გაღრმავებას უნდა ველოდოთ.

წყალქვეშა ფერდობის რელიეფის განვითარების აღწერილი მექანიზმი ახლო გეოლოგიურ და ისტორიულ წარსულში უკვე მიმდინარეობდა. ცხადია, რომ ადამინი მას ვერ დააკვირდებოდა. ამჟამად კი, კანიონების ფორმირების უნიკალური პროცესის მიმდინარეობის კვლევამ, მეცნიერებს ამ პროცესის ცალკეული დეტალების სრული აღქმისა და დაფიქსირების საშუალება მისცა. ამ მიზნით კი მიზანშეწონილია წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის პერიოდული და დეტალური აგეგმვის ჩატარება.

მდ. რიონის ძველი კალაპოტიდან მდ. სუფსის შესართავის მარჯვენა მხარემდე ნაპირი აქტიური აბრაზიის ქვეშაა მოქცეული. მისი გამოწვევა, არა მარტო ამ მდინარის ახალ კალაპოტში გადატანას, არამედ ფოთის საზღვაო ნავსადგურის ექსპლოატაციაში შესვლასთანაა დაკავშირებული. ამის გამო, ნავსადგურის ქარბურცა მხარეზე, ნატანის შემოსვლის შეუძლებლობისა და კვების შეწყვეტის გამო, ზღვის კიდე 800 მ-ით უკან დაიხია, საფრთხის ქვეშ აღმოჩნდა დელტის ტოტების მიერ შექმნილი „დიდი კუნძულის“ დასახლება და სატრანსპორტო-სამეურნეო კომუნიკაციები.

ფოთის ნავსადგურის სამხრეთი ნაწილის შეღფში ღრმა წყალქვეშა კანიონია შემოჭრილი, რომელსაც ორი განშტოება და მათ შორის დაუნაწევრებელი „მაღლობი“ გააჩნია. ამ კანიონმა განვითარების სამი სტადია გაიარა: 1). ახალევქსინური რეგრესიის მსვლელობაში საკმაოდ შესამჩნევი გადალრმავების (100 მ-მდე) სტადიაში კანიონის ძლიერი ჩაჭრა უნდა წარმართულიყო; 2). ჰიდროგენურ-გრავეტაციული პროცესების შედეგად წყალქვეშა კანიონის სათავის ნაწილში (სანაპირო ზონის ფარგლები) ძლიერი ეროზია, მისი სათავის მიდამოებში ქვიშის მასალის დიდი მოცულობით შემოსვლამ და კანიონის სათავის აშკარა ეროდირებამ, ნავსადგურის სამხრეთი მოლის მიმართულებით მისი წაზრდა-გადადგილება გამოიწვია; 3). ბოლო 7-8 ათეული წლის განმავლობაში მდ. რიონის წყლის ნაკადის სივრცებრივი რეგულირების გამო წყალქვეშა კანიონის სათავის დინამიკის მკვეთრი შეცვლა, რაც, არა მარტო, მისი აქტიურობის შემცირების, არამედ უკან დახევაში გამოიხატა.

სუფსა-ნატანების სტრუქტურული ბლოკი დასახელებული მდინარეების შესართავებს შორის (12 კმ) მდებარეობს და თანამედროვე პირობებში აზვევას (2 მმ/წწ) განიცდის. რაიონის სანაპირო ზონა 2 კმ-ის სიგანის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობსა და პლაჟის სტაბილურ ზოლს მოიცავს. სავარაუდოდ, სტრუქტურული ბლოკის ფარგლებს, მეოთხეული აზვევებისა და ნალექდაგროვების განუწყვეტელი პროცესის პირობებში, განიერი (10 კმ) შეღფის ფორმირებასა და განვითარებაში ხელშემწყობი როლის შესრულება უნდა ეკისრა (Джганджгава, 1979).

რაიონის შეღფის უმთავრესი ელემენტი სუფსის წყალქვეშა კანიონია, რომელიც სანაპირო ზონაში 10-15 მ-ის სიღრმეებზეა შემოჭრილი. კანიონის 100 მ-ის სიღრმიდან ამოტანილი გრუნტის ნიმუშებმა აჩვენეს, რომ მის ტალვევში ქვიშის მასალის შესამჩნევი მოძრაობა მიმდინარეობს. ამ მოვლენის გამომწვევ ფაქტორთა შორის ასახელებენ

როგორც კანიონის გვერდით ფერდობებზე წყალქვეშა მეწყრების არსებობას, ისე ჰიდროგენური პროცესების (მდ. სუფსის წყლის ნაკადი) მიერ პლაჟნარმოქმნელი ნატანის წვრილი (ქვიშები) ფრაქციის დიდ სიღრმეებზე გადატანას. მდ. სუფსის ნატანის შემადგენლობაში არსებული მაგნეტიტური მასალა ხშირად ზღვის კილის ზოლში გროვდება. სიღრმეში მისი კონცენტრაციის სწრაფი შემცირების ახსნა საკმაოდ მარტივია: წყლის ნაკადს დიდ სიღრმეში მხოლოდ მსუბუქი ნაწილაკები გადააქვს, ხოლო მძიმე მათგანი ნაპირთან ახლოს ჩერდება და პლაჟის ზოლზე იწყებს დაგროვებას. უფრო შორს კი (25 მ-ის სიღრმეზე), შელფს მხოლოდ ალევრიტი ფარავს.

ქობულეთის სტრუქტურული ბლოკი მდებარეობს ციხისძირის ვულკანური მასივსა და მდ. ნატანების შესართავს შორის და უახლესი დაძირვის (2 მმ/წწ) ტენდენცია გააჩნია. მის აგებულებაში მონაწილე ლოდნარ-კენჭნარი ნალექები ქვიშებისა და თიხების ლინზებს შეიცავენ. ქობულეთის მიდამოების ზღვისპირეთის გარდიგარდმო ჭრილში ნათლად ჩანს სანაპირო და წყალქვეშა ფერდობის მორფოლოგიური ელემენტები. შელფის ყველაზე მაღალი ნაწილი (სიღრმე 3-4 მ) კენჭნართაა (დახრილობა 0,1-0,2) აგებული, 25-30 მ-ის სიღრმემდე კი ყველგან ქვიშებია გავრცელებული და დახრილობაც დაბალია (0,07-0,09). დიდ სიღრმეებზე შელფი ალევრიტითაა დაფარული. შელფი აქ ძალიან ვიწროა (სიგანე 1,5 კმ), ხოლო დახრილობა (0,1-0,15) საკმაოდ მაღალია. მისი ზედაპირი ორი წყალქვეშა კანიონითაა ჩაჭრილი. ერთ-ერთი მათგანი სოფ. ფიჭვნართან, ხოლო მეორე მდ. კინტრიშის შესართავისპირა უბანზე მდებარეობს. შლამის ფენების შემცველი წყალქვეშა კანიონების სათავეები 30-35 მ-ის სიღრმის დიაპაზონშია გავრცელებული. მათ ძველეროზიული გენეზისის (Джганджгава, 1979) ნიშნები აქვთ, რაზედაც კანიონების სათავეთა ჩაჭრის სიღრმეები მიუთითებენ.

შავი ზღვის შელფის (საქართველოს სექტორი) დანარჩენი ნაწილი მცირე კავკასიონის მეგანტიკლინორიუმის დასავლურ პერიფერიაზეა წარმოდგენილი. მის შემადგენლობაში შედის სარფი-კალენდერის სტრუქტურული ბლოკი, რომელიც აჭარისწყლის სინკლინს ემთხვევა და აზეგების (2 მმ/წწ) ტენდენცია გააჩნია. წყალქვეშა ფერდობი ზღვის კიდედან ციცაბოა (0,2-0,4) და პორფირიტების შვერილებს ჰქმნის. მისი ფსკერი ლოდებითა და ვულკანური ქანების მსხვილი ნგრეული მასალითაა მოფენილი. კენჭნარი მასალის გავრცელება 15 მ-ის სიღრმემდე შეიმჩნევა, რომელიც ნაპირიდან 100 მ-თაა დაშორებული. უფრო ღრმად შელფის დახრილობა 0,03 შეადგენს და ზედაპირი ქვიშითაა დაფარული. შლამი და თიხები კი უფრო ღრმა უბნებზე (40-მ-ზე მეტი) შეიმჩნევა. შელფის ვიწრო და ციცაბო ზედაპირი 100 მ-იანი იზობათითაა შემოსაზღვრული და უმთავრესად ტექტონიკური ბუნებისაა.

ჭოროხი-ბათუმის სტრუქტურული ბლოკი ჭოროხის ტექტონიკური დეპრესიას ემთხვევა და მახინჯაური-ანატოლიის რღვევებს შორისაა მოქცეული. ამ სტრუქტურის თანამედროვე ტექტონიკური ბუნება მის დაძირვაზე მიუთითებს, რომლის სიჩქარეები

ბათუმთან 0,8 მმ/წწ, ხოლო ჭოროხის დელტასთან 1,3 მმ/წწ შეადგენს. ამავე დროს, რაიონის გეოლოგიური აგებულება და მორფოლოგიური ნიშნების საფუძველზე შეიძლება მსჯელობა მისი განვითარების ისტორიის შესახებ. ზედამეოთხეული პერიოდის განვითარების რეკონსტრუქცია შემდეგ სურათს იძლევა: პლეისტოცენისა და პოლოცენის მიჯნაზე, ამ 10-15 ათასი წლის წინ, მდ. ჭოროხის შესართავისპირა კალაპოტის გადალრმავეების ბოლო ეტაპზე, მაგრამ, ჯერ კიდევ, ახალევექსინური რეგრესიის მსვლელობის პირობებში, მდ. ჭოროხის ეროზიული ჩაჭრის გაქანებამ დაახლოებით 60 მ შეადგინა და წყალქვეშა კანიონების სათავეების ფორმირებას ფართო „გასაქანი“ მიეცა. ამ პროცესის მსვლელობა არა მარტო თანამედროვე სანაპირო ზონის, არამედ შელფის დიდი ნაწილის ფარგლებში წარიმართა. შემდგომი, შავზღვიური ტრანსგრესიის პირობებში, რომლის დასაწყისი 8-10 ათასი წლის წინადელი დროა, ძველი ეროზიული წარმონაქმნების შევსებას მიეცა დასაბამი. მისთვის აუცილებელი ნგრეულ მასალას მდ. ჭოროხის ნატანი წარმოადგენდა, რომლის აკუმულაციამ საკმაოდ მძლავრი ალუვიონის „განამარხება“ გამოიწვია.

კონიოს ქვერაიონი მდებარეობს კოცხი კალენდერისა და მდ. ჭოროხის შესართავს შორის. წყალქვეშა ფერდობზე კენჭნარი მასალის ვიწრო (50 მ) ზოლი 3 მ-ის სიღრმემდეა გავრცელებული. აქვე შეინიშნება წყალქვეშა ზვინულების (თხემის სიმაღლე 1,5 მ) მორიგეობა, რომლებიც უმეტესად ქვიშებითაა აგებული. ქვიშები შელფზე 30 მ-ის სიღრმემდე ვრცელდება, ხოლო მათი „ზღვიური“ საზღვარი ნაპირიდან 800 მ დაშორებით მდებარეობს. წვრილი ქვიშები ხშირად პიროქსენებისა და მაგნეტიტ-ილმენიტების მძიმე მინერალების მარცვლებს შეიცავენ.

ჭოროხის წყალქვეშა კანიონის ქვერაიონი ამ მდინარის შესართავთანაა წარმოდგენილი. მის ზემო წელში ორ ათეულზე მეტი მკვეთრად გამოსახული ღარების განშტოებებია (Леонтьев, Сафьянов, 1973) დაფიქსირებული. სიღრმის ზრდასთან ერთად ამ ღარების რაოდენობა მკვეთრად კლებულობს და შელფის გარე საზღვართან მხოლოდ ორი წყვილი განშტოება ჩანს. კანიონის სათავეებთან ფერდობების დახრილობა 10-დან 300-მდე მეტრის ფარგლებში განიცდის ცვლილებას, ხოლო სიღრმეში ერთ-ორად მცირდება. კანიონის ტალვეგის ღერძის გასწვრივ რელიეფის დახრილობა ზემო წელში 12⁰-ია, ხოლო სიღრმეში 5⁰-მდე ეცემა.

წყალქვეშა რელიეფის ღრმა ნაწილი ფსკერული ნალექების ცვლილებით აღინიშნება. აქ, კანიონების გვერდები ყველგან შლამითაა დაფარული და, სიღრმის ზრდასთან ერთად, მისი სიმკვრივე შესამჩნევად მატულობს. მისი გამომწვევ მიზეზთა შორის, სავარაუდოდ შეიძლება იყოს: ფსკერული თხევადი შლამის ფენა, მაღალი დენადობის უნარის გამო, დამრეცი ფერდობის ზედაპირზე კი, მოძრაობას განაგრძობს და ტალვეგის გასწვრივ ღრმად ჩაედინება. ფსკერული შლამის აქტიურ დინამიკაზე მეტყველებს აგრეთვე 50-80 მ-ის სიღრმეების გრუნტის ნიმუშებში ქვიშისა და, ზოგჯერ,

მცენარეული ნარჩენების შემცველობა. ამ სიღრმეებზე ნალექთდაგროვება სწრაფი სიჩქარით მიმდინარეობს. აქვე (წყალქვეშა კანიონების ტალღეებში), შეინიშნება ასევე მსხვილი ფრაქციის მასალის აკუმულაცია, რომელთა გაჩენა ძლიერი შტორმების ან/და წყალდიდობათა პიკების მოქმედებებს უკავშირდება.

ბათუმის ქვერეაიონი მოიცავს კახაბერის აკუმულაციურ ვაკესა და ბურუნ-ტაბიის კონცხს, რომელსაც ზღვიურ მხარეს ფართო აკუმულაციური შელფი აკრავს. წყალქვეშა ფერდობი კანიონების (ჭოროხის, ბათუმის) სისტემითაა (ნახ. 28. დანართი, 1) დასერილი.

შელფზე ნალექების დაგროვების პროცესი და მისი ხასიათი (სეზონური ცვლილება) მდ. ჭოროხის მყარი ნატანის მასალის ჩამონადენის რეჟიმითაა განპირობებული. შელფის (სიგანე 4 კმ) ზედაპირი (სიღრმე 10 მ-ზე მეტი) მთლიანად შლამის მასალითაა დაფარული. შედარებით მარჩხ ზოლში (6-8 მ-მდე) სანაპირო ფერდობზე ქვიშის ფენები გამოვლინდა, თუმცა მისი შემცველობა სიღრმეში (20 მ) სწრაფად კლებულობს, სადაც ალევრიტის მძლავრი ფენებია გავრცელებული.

მდ. მეჭინის შესართავის წინ (50 მ-ის სიღრმე), შელფის ზედაპირზე წყალქვეშა კანიონის ზემო წელი და მისი შესართავი ჩანს, რომლის ფერდობები და ფსკერი თიხის ფენებითაა დაფარული. მიუთითებენ (ДЖГАНДЖГАВА, 1979), რომ ზედა ჰოლოცენში ამ კანიონის სათავე მდ. მეჭინის შესართავის პირდაპირ, მცირე სიღრმეზე, ნაპირთან ახლოს, იწყებოდა. მოგვიანებით, ამ მდინარის (მდ. ჭოროხის ერთ-ერთი ტოტის) ამოშრობის (XIX ს-ში) შემდგომ – სანაპიროზე ბუნებრივი პირობების (ნაპირის აქტიური წარეცხვა, შელფზე შლამის ინტენსიური დალექვა) შეცვლამ, წყალქვეშა კანიონის დინამიკაზე თავისი ანაბეჭდი დატოვა: კანიონის სათავეში კვების მასალის შემოსვლის შეწყვეტამ მისი ზემო ნაწილის მოსილვასა და აქტიურობის შეწყვეტას ხელი შეუწყო, რის გამო კანიონმა „უკან დაიხია“ და, ამჟამად, მხოლოდ ღრმა ზღვის ფსკერის მყუდრო ადგილი აქვს მიჩნეული.

ბათუმის წყალქვეშა კანიონის ყველაზე აქტიური ფერდი (ნახ. 29. დანართი, 1) კონცხის დისტალურ ნაწილს გასდევს. იგი ბათუმის ნავსადგურის დეზის პირდაპირ 8-10 მ-ის სიღრმეზე იწყება და აღმოსავლეთი მიმართულებით, თითქმის იახტ-კლუბის (ალფენიძე, რუსო, 2007) საგდულამდე (პროფილი) გრძელდება. ამ უბანზე წყალქვეშა (10 მ-მდე) ფერდის დახრა 10-12° შეადგენს, ხოლო უფრო ღრმად (-40 მ-მდე) ქანობის მნიშვნელობა 25-28°-ის ფარგლებში მერყეობს. ლოკალურ მონაკვეთებზე ქანობი 45°-საც შეადგენს, ზოგან თითქმის ვერტიკალური ფერდიც კი ჩამოყალიბებულია.

ნატანი მასალის დიდ სიღრმეზე მოხვედრის უბანში - წყალქვეშა კანიონის დასავლეთი ნაწილის სათავესთან, თითქმის ზღვის კიდის ხაზის გასწვრივ, გარდატეხის ხაზი 15 მ სიღრმეს გასდევს. ამ სიღრმეზე ტალღების მიერ ტრანსპორტირებული მასალა ან ატივანარებული წვრილი ფრაქციის ნატანი ბათუმის ნაპირების ფორმირებაში მონაწილეობას არ ღებულობს. შესაბამისად, იგი ნატანის ნაპირისგანსწვრივი ნაკადის ბიუჯეტის ელემენტებზე პირდაპირ გავლენას ვერ ახდენს.

მდ.მდ. ყოროლისწყალი-ბარცხანას რაიონი ბათუმის ნავსადგურის მეზობლად (ჩრდილოეთი მხარე) მდებარეობს. მდ. ყოროლისწყლის შესართავის პირდაპირ სამი კილომეტრის შეღვის ზედაპირის დახრილობა 0,03-ს შეადგენს. მის ჩრდილოეთით კი შეღვის სიგანე რამდენადმე კლებულობს, ხოლო დახრილობა მკვეთრად იზრდება. ზღვის კიდეზე, 4 მ სიღრმემდე, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი უმთავრესად კენჭნარითაა დაფარული, შემდგომ 25 მ-მდე ფსკერი ქვიშებითაა მოფენილი, უფრო ღრმად კი შლამიანი ქვიშები და ალუვიური ვრცელდება.

ციხისძირის სტრუქტურული ბლოკი სამხრეთით მახინჯაურის ღრმულით, ხოლო ჩრდილოეთით გურიის მთისწინეთების როფითაა შემოსაზღვრული. ბლოკის როგორც კონტინენტური, ისე შელფური ზონა თანამედროვე აზეგებას (0-2 მმ/წწ) განიცდის. შელფი ტექტონიკური წარმოშობის ნიშნებს ატარებს და 100 მ იზობათითაა შემოსაზღვრული, რომლის სიგანე 2,5-3 კმ-ს შეადგენს, ხოლო საშუალო დახრილობა 0,03-ია. მწვანე კონცხის წინ გეოლოგიური ჭრილი (Джганджгава, 1979) შელფის მკაფიო მახასიათებელ ნიშნებს შეიცავს. ასე, მაგალითად, ჯერ ერთი - ზღვის კიდეზე, ვულკანოგენებით აგებული მაღალი კლიფის წინ, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი 4 მ სიღრმემდე ლოდნარ-კენჭნარი მასალითაა დაფარული, რომლის ფარგლებში კლიფიდან მონგრეული დიდი ლოდების დაგროვებები იშვიათობას არ წარმოადგენს. მეორე - შელფის უფრო „ზღვიური“ (სიღრმე, 4-25 მ) ზოლის წყალქვეშა ფერდობზე ქვიშის ფენებია დაგროვილი, რომელთა მძიმე ფრაქციის (პიროქსენი - 52%, მაგნეტიტი - 24%, ლიმონიტი - 13%) წარმომადგენლების შემცველობა თანდათანობით მცირდება. შელფის ღრმა (25 მ-ზე მეტი) ნაწილში ძირითადად მაღალი წყალშემცველობისა (80 %) და ნაკლებად (პლასტიურობის სიდიდე 20) მკვრივი (2,7 გ/სმ³) შლამია (Джганджгава, 1979) დალექილი.

ამგვარად, შავი ზღვის შელფის გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური ნიშნების შესახებ დღემდე ცნობილი ლიტერატურული წყაროების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დასავლეთი კავკასიისა და, განსაკუთრებით, საქართველოს სექტორში წყალქვეშა ფერდობის აწინდელი იერ-სახის ჩამოყალიბება ორგანულად უკავშირდება როგორც რეგიონისა და მისი მიმდებარე რაიონების გეოლოგიური აგებულებისა და განვითარების ისტორიასა და ტექტონიკურ პირობებს, ასევე განსაზღვრულია რელიეფის მსხვილი ფორმების ნიშნებით, ზღვიური ფაქტორებითა და მიმდებარე ხმელეთის ჰიდროლოგიური ნიშნებითა და მოფოლინამიკური პროცესების ურთიერთობებით.

აღნიშნული ასპექტებიდან გამომდინარე, კავკასიის ოროგენის ფარგლებში, შავი ზღვის შელფი სტრუქტურულ ბლოკებადაა დანაწევრებული. ისინი ტექტონიკური რღვევებითა და როფებითაა დაყოფილი და დიფერენცირებული (Джганджгава, 1979) მოძრაობებით ხასიათდებიან. აქ გამოიყოფა ბლოკები: ა). მდგრადი აზეგების (გაგრის ანტიკლინი, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის ანტიკლინური ნაოჭები, გუდაუთის მარჩხობი); ბ). შეფარდებითი აზეგების (ოჩამჩირის მარჩხობი, მთისწინა ქვაბულები); გ).

შეფარდებითი დაძირვის (აღლერის, ბიჭვინთის, გუდაუთის, ჭოროხისა და სხვ); დ). მდგრადი დაძირვის (კოლხეთი).

ბუნებრივი ფაქტორებით, თითოეულ მათგანში აღძრული მოვლენები და, მათ მიერ, გამოწვეული შედეგები განაპირობებენ რა სანაპირო ზონის მორფოლოგიურ-დინამიკური პროცესების მსვლელობას – განსაზღვრავენ ნაპირების რაციონალური ათვისების ნიშნებს, ნაპირდაცვის არასწორი პოლიტიკის ნეგატიურ გამოვლინებებსა და ახალი მეთოდების პრაქტიკაში გონივრული დანერგვის აუცილებლობას.

3.4. შავი ზღვის ნაპირები. რელიეფის განვითარება და თანამედროვე დინამიკა სანაპირო პროფილის მორფოლოგიური ტიპითა და მათი ფორმების კანონზომიერი სივრცე-დროითი განაწილებით (Зенкович, 1982) განისაზღვრება. ამავე დროს, ისინი რელიეფის განვითარების წინანდელი ეტაპებისა და ნაპირების თანამედროვე დინამიკური მდგომარეობის სარწმუნო ინდიკატორებს წარმოადგენენ. სანაპირო ზონის განვითარების პროცესში, ნგრეული მასალის ძირითადი მასა ტალღების მიერ დიდ სიღრმეებზე გადაინევა და წყალქვეშა კანიონების ან ღარების მიერ შთაინთქმება. მარჩხი ზღვის (წყალქვეშა ფერდობის დახრილობა 0,01-0,005) სანაპირო ზოლში, პირიქით, ნატანი მასალა ფსკერიდან ზღვის კიდისაკენ მოძრაობს, პლაჟის ზოლში შემოდის და მის კვებაშიც ღებულობს მონაწილეობას. ეს მომენტი რიგი ბუნებრივი ფაქტორების შეთანაწყობის შედეგად ყალიბდება. მათი დარღვევის შემთხვევაში, ნატანის ნაპირისაკენ გადაადგილების პროცესმა შეიძლება აღნიშნული ტენდენცია შეიცვლოს და სრულიად სხვა ტრენდის ჩამოყალიბება გამოიწვიოს.

ზღვის სანაპირო ზონის ვიწრო და საკმაოდ დინამიური პლაჟის ზოლი მორფოლოგიური და დინამიკური ნიშნების თვალსაზრისით პლანეტის ერთ-ერთი ყველაზე მობილური უბანია. იგი, პრაგმატული ნიშნებით, რეკრეაციული ასპექტების მატარებელია და დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობისაა, ნაპირების აღდგენა-დაცვის მიხედვით ბუნებათსარგებლობითი ფუნქცია გააჩნია, მეცნიერული თვალსაზრისით კი ფორმალად საინტერესო ღირებულების ობიექტია.

სანაპირო ზონის უმთავრეს მორფოლოგიურ ელემენტს პლაჟის ვიწრო ზოლი წარმოადგენს. რელიეფის ამ აკუმულაციური ფორმის ფორმირება მდინარეების მიერ მთიანეთებიდან ნგრეული მასალის ზღვის კიდეში ტრანსპორტირებასა და, ტალღების მეშვეობით, მათ ზღვისპირა ზოლში გადანაწილებას უკავშირდება. შავი ზღვის სანაპირო ზონაშიც მსგავსი მოვლენების მიმდინარეობა დასტურდება.

შავი ზღვის სანაპირო ხაზის ჯამური სიგრძე (ჯაოშვილი, 2003) 4125 კმ შეადგენს. მისი ყველაზე მეტი ნაწილი თურქეთის (1450 კმ) ტერიტორიაზე მოდის. ოდნავ ნაკლები (1330 კმ) უკრაინის გასწვრივაა წარმოდგენილი. რუსეთის შავი ზღვისპირა სანაპირო ხაზის სიგრძე 410 კმ, ბულგარეთის – 380 კმ, საქართველოს 315 კმ, ხოლო რუმინეთის 240 კმ შეადგენს.

რუსეთის ფედერაციის ფარგლებში (410 კმ) ზღვას მრავალი მდინარე და დროებითი ნაკადები უერთდება, რომელთა პლაჟნარმომქმნელი ალუვიური ფრაქცია საკმაოდ მცირეა და აქ მიმდინარე აბრაზიული პროცესის მსვლელობას ვერ აწელებს. ამ რეგიონის სანაპირო ზონის კლასიფიკაცია, ჯერ კიდევ, გასული საუკუნის 50-იან წლებში, ვ. ზენკოვიჩის მიერ (Зенкович, 1958) იქნა შემუშავებული. მოგვიანებით, ვ. ზენკოვიჩისა და ნ. აიბულატოვის მიერ (Zenkovich, Aibulatov, 1993) ის რამდენადმე გადამუშავდა და შვიდი რაიონი გამოიყო: 1. ტამანის ნახევარკუნძულის აბრაზიული ნაპირი; 2. ანაპის ნაპირი; 3. ანაპა-მისხაკოს მცნრული ნაპირი; 4. ნოვოროსიისკისა და გელენჯიკის უბის რაიონი; 5. აბრაზიული ნაპირი მდ. ადერბიდან ტუაფსემდე; 6. ტუაფსე-კუდეფსთას რაიონი, სადაც მდინარეთა ალუვიონის მიერ ერთიანი ნაპირისგანსწვრივი ნაკადია ფორმირებული; 7. მდ. მზიმთას დელტური შვერილის აბრაზიული ნაპირი. ამ ორი კლასიფიკაციიდან, ჩვენ უმთავრესად, ზენკოვიჩის (Зенкович, 1958) კლასიფიკაციას ვეყრდნობით.

კავკასიის დასავლური განშტოებების გასწვრივ შავი ზღვის ნაპირები თითქმის 500 კმ-ის მანძილზეა (ნახ. 30. დანართი, 1) განვითარებული და ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებითაა ორიენტირებული. მას საკმაოდ მარტივი და სანაპირო ხაზის ოდნავ შეზნეილი, მსუბუქად ტალღური, მოხაზულობა გააჩნია. ჩრდილოეთით ის ორი უბითაა (ცემესისა და გელენჯიკის) გართულებული. აღმოსავლეთით, ზღვაში სამი აკუმულაციური კონცხია (ბიჭვინთის, სოხუმისა და კოდორის) გამოშვერილი, ხოლო კოლხეთის დაბლობის გასწვრივ, თითქმის 100 კმ-ის მანძილზე, სანაპირო ხაზი სწორიხაზოვანი და დაუნაწევრებელია. შავი ზღვის კავკასიის სექტორის უკიდურესი სამხრეთ-აღმოსავლეთი სანაპირო აჭარა-იმერეთის მთისწინეთის შემალლებული რელიეფითაა შემოსაზღვრული.

შავი ზღვის ნაპირების აღმოსავლეთი ნაწილი ტამანის ნახევარკუნძულთან იწყება. აქ, ნაპირის კიდე სუბგანედური გავრცელებით ხასიათდება. იგი გენეტური თვალსაზრისით მცირე კუნძულს წარმოადგენს, თუმცა, მდ. ყუბანის ნატანი ალუვიონის აკუმულაციის შედეგად კავკასიონის ქედსაა მიერთებული. წარმოდგენილი ნაპირების მარტივი იერ-სახის მიუხედავად, შავი ზღვის ამ ნაწილის რელიეფის ფორმები და თანამედროვე პროცესების მიმდინარეობა საკმაოდ დიდი სირთულით გამოირჩევა. ვ. ზენკოვიჩის მიერ აქ (Общая характеристика..., 1977) ხუთი რაიონი (ტამანის, კავკასიის, აფხაზეთის, კოლხეთისა და აჭარის) გამოიყო. ბოლო სამი რაიონის შესახებ საქართველოს შავი ზღვისპირეთის განხილვის დროს გვექნება საუბარი.

ტამანის რაიონი იმავე დასახელების ნახევარკუნძულის აღმოსავლეთი მხრიდან ანაპამდე ვრცელდება. პლიოცენური ნალექებით აგებული სანაპირო, თითქმის 50 კმ-ის მანძილზე, ფართო ქვიშის პლაჟითაა აგებული, რომელიც ზღვისაგან როგორც სანაპირო ლაგუნებს (ვიტიზი, ყიზილტაში), ისე ლიმანების სერიას გამოყოფს. ლიმანებს შორის კი, პლაჟთან ერთად, მეოთხეული თიხნარებით აგებული დაბალი ტერასებია ფორმირებული.

პლაჟის ამგებელი კვარციანი ქვიშების კვების წყაროს პლიოცენური მადნების ზედაპირული ნაფენები, მდ. ყუბანის ნატანი მასალა და, ნაწილობრივ, ანაპის სამხრეთი ნაწილის სანაპირო ფლატეების ამგებელი ფლიშების ნგრევის პროდუქტები წარმოადგენენ.

ტამანის ნახევარკუნძულის სამხრეთი ნაპირის უკანდახევა ახალევექსინური აუზის ბოლო ფაზასა და მომდევნო შავზღვიურ ტრანსგრესიას, ასევე ზღვის თანამედროვე დონის აწევას უკავშირდება. სანაპიროების უკან დახევაზე მეტყველებენ ლაგუნური (ლიმანური) უახლესი ასაკის ლამების, ქვიშის მასალის ქვეშ, გავრცელება. საინტერესოა ქერჩის სრუტის აღმოსავლეთი სანაპირო, სადაც წარმოდგენილია ორი აკუმულაციური ფორმა – ტუზლასა და ჩუშკას ცელები. ორივე მათგანი აგებულია ზღვის სანაპიროს აღმოსავლეთი მხრიდან გავრცელებული ნატანი მასალის ნაკადით. ბოლო ერთი საუკუნის მანძილზე ამ ნაპირმა ძლიერი ცვლილება განიცადა: თავდაპირველად, ტუზლას ცელას მკვებავი მასალის გამოლევაზე ამ სხეულის ფარგლებში სულ უფრო მცირე დობის ნატანის შემოსვლა, შესაბამისად, მისი დაუძლურება და შემცირება გამოიწვია. ამის გამო, იგი თანდათან დაპატარავდა, ხმელეთთან კავშირიც დაკარგა და, საბოლოოდ, ხმელეთს მოწყდა კიდევაც. ჩუშკას ცელას წარეცხვამ მასზე გაცვანილი რკინიგზა საფრთხის ქვეშ დააყენა.

კავკასიის რაიონი კონცხი პანაგეასა და მდ. ფსოუს შესართავს შორისაა წარმოდგენილი (**ცხრილი 1, დანართი, 3**). იგი აბრაზიული ნაპირების გავრცელებით, ცარცულ-პალეოგენური ფლიშებით აგებული (აბრაუს ნახევარკუნძულთან 200 მ-ის სიმაღლე) აქტიური კლიფებისა და, მდინარეთა შესართავების ფარგლებში, ალუვიური დელტების მორიგეობით ხასიათდება. სამხრეთით სანაპიროს საფეხურისებრი ფერდობები მეოთხეული ზღვიური ტერასების გავრცელების არენას წარმოადგენს, რაც კლიფების სიმაღლეთა შემცირებას იწვევს.

სანაპირო ხაზი გართულებულია შედარებით მდგრადი და ძირითად ქანებში გამომუშავებული (დოობი, იდუკოპასი, დაგომისი, უჩ-დერე) კონცხებით. როგორც მდგრადი ქანების, ისე ადვილადშლადი ფლიშების გავცელების ფარგლებში აბრაზიის სიჩქარე უმნიშვნელო სიდიდეს (1-5 სმ/წწ) აღწევს. ფართო წყალქვეშა აბრაზიული ფერდობი მდგრადი ფენებით აგებული სერებიანი ბენჩის სტრუქტურისაა. ფლიშური აღნაგობის ძირითადი ნაპირის აბრაზიის ლამიანი პროდუქტი ზღვის ღრმა უბნებში ილექება. მდინარეთა უმნიშვნელო მოცულობის მყარი მასალისა და აბრაზიული კონცხების მიერ სანაპიროს გასწვრივი მიგრაციის შეზღუდვის შედეგად პლაჟი საკმაოდ ვიწრო ზოლითაა წარმოდგენილი.

სანაპიროს ფლიშურ ნალექებთან დაკავშირებულია მეწყრული პროცესების ფართო გავრცელება. მათ შორის, უდიდესი მეწყრული და ჩამოგზავების ნიშნები ეტყობა აბრაუს ნახევარკუნძულის სანაპიროს მიდამოებს. მეწყრების ძველი გენერაციები ხშირად 80 მ-ის სიღრმეზეც კი დაფიქსირებულია, რომელიც ზღვის ახალევექსინურ რეგრესიულ ფაზას (Зенкович, 1958) უკავშირდება. იმავე რეგრესიის პირობებშია ფორმირებული მდინარეთა

შესართავების ძირითადი კალაპოტის 40-60 მ სიღრმემდე დაძირვა, ან კიდევ პატარა მდინარეების შესართავის მონაკვეთთან „დაკიდული“ მდგომარეობის შექმნა.

გელენჯიკი-სოჭის სანაპირო მონაკვეთზე სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულების ტალღური რეჟიმის ტოლქმედი სანაპირო ხაზთან მახვილ კუთხეს (φ) ქმნის, რომლის მიზეზით როგორც აბრაზიული შთენილების, ისე ხელოვნური ნაპირსამაგრი ნაგებობის წინ, კენჭების ადგილობრივ დაგროვებასა და პლაჟების ასიმეტრიული კონფიგურაციის ფორმირებას აქვს ადგილი. თუმცა აქ, ნატანი მასალის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის არსებობა შეინიშნება, რაზედაც მიუთითებს მეზობელი ყურეების ფარგლებში პლაჟების ამგებელი კენჭების განსხვავებული პეტროგრაფიული შედგენილობა.

ტუაფსედან სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებით, კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის სიმაღლე თანდათან მალლდება, მატულობს ატმოსფერული ნალექები, თუმცა კლებულობს მდინარეთა სიგრძე და მათი აუზის ფართობები, მაგრამ მაღალია მათი წყლიანობა და მყარი ალუვიური ჩამონადენი. ამიტომ, მდინარეთა (ტუაფსე, ფსეზუაფსე, შახე) შესართავებთან დამრეცი შესართავისპირა დელტური შევრილების ფორმირებას აქვს ადგილი. მდინარეების ტუაფსესა და ფსეზუაფსეს ალუვიური მასალა მათი შესართავების უბნიდან სანაპიროზე სამხრეთი-დასავლეთი მიმართულებით ვრცელდება. ამ მდინარეთა შესართავების ჩრდილო-დასავლეთით კი ტუაფსეს მხრიდან მოძრავი ნაკადი მიემართებოდა, რომელიც მოგვიანებით (70-იანი წლები) ხელოვნური ნაგებობების მიერ განწყვეტილი (Общая характеристика..., 1977) და ცალკეულ მონაკვეთებად დაყოფილი აღმოჩნდა. ტუაფსე-აღლერის ზღვის სანაპირო უბნიდან პლაჟის მასალის გაზიდვის გამო, გასული საუკუნის დასაწყისიდან მომდევნო 70 წლის განმავლობაში, ნატანი მასალის მოცულობა 14-დან 6 მლნ მ³-მდე (Общая характеристика..., 1977) დაეცა, ხოლო წყალზედა პლაჟის სიგანე ორჯერ შემცირდა.

სოჭის პორტის აგების შედეგად სანაპიროსგასწვრივი ნატანის ნაკადმა კიდევ უფრო შესამჩნევი და ნეგატიური ცვლილება განიცადა. სანაპიროზე „ქვედა წარეცხვების“ გამო პლაჟის მასალის დეფიციტი აღლერამდეც (მანძილი 30 კმ) კი შეიმჩნეოდა. სოჭის ნავსადგურის ჯებირის ჩრდილო „ქარპირა“ მხარეს სანაპიროზე დაგროვილი ნატანის მოცულობის მიხედვით ვ. ზენკოვიჩმა (Общая характеристика..., 1977, გვ. 132) განსაზღვრა ნაკადის სიმძლავრე, რომელიც 30 ათასი მ³/წნ გამოდგა, ხოლო პლაჟის ნატანი მასალის პეტროგრაფიული შედგენილობის ანალიზის მიხედვით კი ამ ავტორმა ნაპირისგასწვრივი ნაკადის საწყის წერტილად ტუაფსეს ნაპირის მიდამოები დააფიქსირა. ტუაფსე-კუდეფსთას სანაპირო მონაკვეთზე თითქმის ყველგან აბრაზიული პროცესია გაბატონებული, რომლის შედეგად სახეზეა აქტიური კლიფების გავრცელება. გასული საუკუნის დასასრულს, რკინიგზის გაყოლებით, ნაპირების ნგრევის შეჩერება - ბეტონის კონსტრუქციების (აქტიური ნაპირგამაგრება) გამოყენებით შეძლეს და პლაჟის მასალაც ნაპირდამცავ „ბუნის სერიის ჯიბეებში“ დაკონსერვდა.

თურქეთის შავი ზღვისპირა ზოლი ციცაბო და ფლატეებიან მკვერთ ქანებშია გამოშუშავებული. მისი უდიდესი (1150 კმ) ნაწილი ჩრდილო-ანატოლიის მთებს (აღმოსავლეთი და დასავლეთი პონტოს მთები) უკავია. სანაპიროს ამ მონაკვეთზე თითქმის ყველგან აბრაზიულ-დენუდაციური (აღმოსავლეთი ნაწილი) და აბრაზიული ნაპირებია განვითარებული, სადაც მაღალი კლიფების (სურ.14, დანართი, 2) ფორმირებას აქვს ადგილი. ჩრდილო-ანატოლიის ქედის გასწვრივ ზღვის სანაპირო კლდოვანი კონცხებისა და, ხმელეთში მცირედ შეჭრილი, ფართო ყურეების მორიგეობით ხასიათდება. ზღვის დონეზე დაბლა ხშირად წყალქვეშა მსხვილი ლოდებია გავრცელებული, რომელთა ნაწილი წყლის ზედაპირზეც კი „ახერხებს“ ამოშვრას და კეკურებს (სურ. 15, დანართი 2) ქმნის. ამავე დროს, იმის მიუხედავად, რომ თურქეთის ტერიტორიიდან ღრენირებულ მრავალ უხვწყლიან მდინარეს შავ ზღვაში უხვი ნატანი მასალა შემოაქვს, ნაპირებს აკუმულაციური იერ-სახე არ გააჩნიათ და ვერც ნატანის სანაპიროსგასწვრივ ნაკადებს ინვითარებენ.

აღმოსავლურ ნაწილში - ლაზისტანში, შავ ზღვას რამდენიმე მთის მდინარე ერთვის, რომლებსაც მსხვილი ფრაქციის ნატანი მასალა გამოაქვთ. შესართავეები მდინარეთა ფაქტორების გაბატონებული ზემოქმედების ქვეშ იმყოფებიან და ლოკალური ზომის (1-2 კმ) კენჭებიანი ვიწრო პლაჟების ფრაგმენტებს ქმნიან. სანაპიროს გასწვრივი ნატანის ნაკადების ფორმირებას აქ ხელს უშლის შტორმული ტალღების სხივების სანაპირო ხაზთან მართობულთან მიხლოებული (75-80°) კუთხით შემოსვლა, ასევე ნატანი მასალის უკმარისობა, კლდოვანი კონცხებისა და შვერილების, მრავალი სანავსადგურო ნაგებობებისა და ნაპირსამაგრი ლოდების ყრილების არსებობა.

აქედან, დასავლეთი მიმართულებით, ნაპირს რამდენადმე შემალღებული იერ-სახე გააჩნია, ხოლო სანაპირო ხაზი ნაზი და სუსტი დანაწევრებით ხასიათდება. სანაპიროს გასწვრივ 7 დინამიკური სისტემა გამოიყოფა, რომელთაც საკუთარი მორფოლოგიური ასპექტები (ცხრილი 2, დანართი, 3) გააჩნიათ.

დიდი მდინარეების ნატანში ქვიშის ფრაქციის შემცველობა თანდათან მატულობს. მათი შესართავეების ფარგლებში მცირე ზომის აკუმულაციური ვაკეების, ხოლო ზღვიურ მხარეს - მარჩხოვების გენერირებას აქვს ადგილი. თურქეთის სანაპიროს შუა ნაწილში მდინარეების იეშილ-ირმაქისა და ყიზილ-ირმაქის მიერ ფართო აკუმულაციური დაბლობებია ფორმირებული, რომლებიც ზღვაში ღრმად, თითქმის შეღფის კიდემდე იჭრებიან. ზღვისპირა დაბლობზე მდ. იეშილ-ირმაქი მრავალ ტოტად (სურ. 16, დანართი, 2) იყოფა, ხოლო მდ. ყიზილ-ირმაქი ერთი მთავარი ნაკადისა და მცირე რამდენიმე ტოტისაგან შედგება. მათ შორის ქვიშის კუნძულების ფორმირებას აქვს ადგილი. ორივე მდინარის შესართავეებთან - დელტის ფარგლებში, რამდენიმე სანაპირო ტბაა გაჩენილი, ხოლო დელტის განაპირა პერიმეტრზე ქვიშის პლაჟებია წარმოქმნილი.

დასავლეთი პონტოს მთების გასწვრივ ზღვის ნაპირის ხაზი, თურქეთის აღმოსავლეთი ნაწილის ნაპირებთან შედარებით, ნაზი მოყვანილობისაა, ხოლო სანაპირო ციცაბო კლიფებისა და ფლატეების მორიგეობით ხასიათდება. სანაპიროს ცალკეულ უბნებზე ვიწრო ქვიშიან-კენჭებიანი პლაჟებია (სურ. 17. დანართი, 2) წარმოდგენილი. ზღვაში შემდინარე წყლის არტერიების უმეტესი ნაწილი მთებიდან ჩამოედინება. ამ პატარა მდინარეების მიერ შესართავებთან ლოკალური აკუმულაციური ვაკეების ფორმირებას აქვს ადგილი, რომელთა პერიფერიაზე დაბალი ნაპირებია ფორმირებული. დიდი მდინარეები (ფილოსი ანუ ენიჭე და საქარია) ფართო აკუმულაციურ ხეობებს იმუშავებენ, ხოლო შესართავებთან (სიგანე, 100-200 მ) ქვიშიანი პლაჟების ლოკალურ ფრაგმენტებს ქმნიან. ზღვის ნაპირის პარალელურად გაწოლილი დიუნებს შორის მტკნარი ტბები და ჭაობები ვრცელდება.

კოჯაელის (ბითინიის) ნახევარკუნძულის ფარგლებში მდინარეებით ღარიბი სანაპირო მონაკვეთის სანაპირო ხაზი გასწორებულია, თუმცა მათ ფასადზე, პლაჟის ზურგზე, ციცაბო კლიფები ვითარდება. ყველაზე დიდი მდინარის (მდ. რივა) აუზის ფართობი 880 კმ² შეადგენს. აღმოსავლეთ ფრაკიაში (ჩათალჯას ნახევარკუნძული) ნაპირები აბრაზიულია, ხოლო მცირე ზომის მდინარეების უმნიშვნელო მყარი ნატანის ჩამონადენი პლაჟის ფრაგმენტების ფორმირებას ვერ „ახერხებენ“. რაც შეეხება აქ, ერთ-ერთ ყველაზე დიდი მდინარეს – ქანლიდერეს, ის უშუალოდ სანაპიროზე მდებარე ტბას ერთვის და ზღვასთან პირდაპირი კავშირი არც გააჩნია.

თურქეთის დასავლურ პერიფერიას ბოსფორის სრუტე ორ ნაწილად ყოფს. მის ადგილზე კი 18-20 ათასი წლის წინ (ვიურმული გამყინვარება) სუბაერალური რეჟიმი არსებობდა, ხოლო მეზობელი ზღვების დონე ძალზე დაბალი და იზოლირებული იყო. ამ ზღვების საბოლოო დაკავშირება 8 ათასი წლის წინ შედგა და, მეცნიერთა ვარაუდით, კატასტროფული ხასიათი ჰქონდა. იქ, სადაც ამჟამად ბოსფორის სრუტეა, მაშინ უძლიერეს მიწისძვრას ჰქონია ადგილი, რომელმაც მიწის ქერქი საკმაოდ ღრმად გახლიჩა და დიდი ნაპრალი წარმოშვა. ოკეანის დონის აწევასთან ერთად, ხმელთაშუა ზღვაში დაგროვილი წყლის მასამ შავ ზღვაში, სწორედ რომ, ამ ნაპრალის მეშვეობით, კატასტროფული ხასიათის შემოდინება განახორციელა.

ამდენად, ხმელთაშუა ზღვის მლაშე წყლის მასა, ამ სრუტის გავლით, შავ ზღვაში სწრაფად შემოვიდა და მის მტკნარ წყალში ადაპტირებული ფაუნა უეცრად გაანადგურა. მათი ნარჩენების ხრწნამ კი გოგირდწყალბადის პირველადი წარმონაქმნის ფორმირებას ხელი შეუწყო. ზღვის დონის აწევის ტენდენციამ სანაპიროების ფორმირება ახალ ტრანსგრესიულ რეჟიმში გადაიყვანა, რომელმაც ჯერ ინგრესიული პირობების (ლიმანური და რიასული ტიპები), ხოლო მოგვიანებით სანაპიროების მოსწორების (აბრაზიულ-აკუმულაციური ტიპები) რეჟიმის გაბატონება გამოიწვია.

ამდენად, თურქეთის შავი ზღვისპირა სანაპიროს პერიმეტრი თავისი განვითარების იმ სტადიაში იმყოფება, როცა სანაპირო უმეტესად სწორხაზოვანი (გასწორებული) გავრცელებისაა. იგი მოკლებულია ხმელეთში ღრმად შეჭრილ უბეებს, სანაპირო არ არის დაცული ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან შემოსული შტორმებისაგან. ეტყობა, რომ როგორც შავი ზღვის სხვა დანარჩენ ნაპირებს, ისე ზღვის სამხრეთით მდებარე - თურქეთის სანაპირო ზოლს, წარეცხვისა და უკან დახევის აშკარა ტენდენცია გააჩნია, რაზეც ზღვის ნაპირებზე აქტიური ნაპირგამაგრებითი საქმიანობის შედეგები (მრავალი ქვაყრილები, ფასონური ბეტონის ბლოკები და სხვ) მეტყველებს.

ბულგარეთის შავი ზღვისპირა ზოლის (სიგრძე 380 კმ) საწყისი მონაკვეთი თურქეთ-ბულგარეთის საზღვრიდან ქ. პრიმორსკომდე 40 კმ-ზეა გადჭიმული 140⁰-ანი აზიმუტის გასწვრივაა გაწოლილი. სანაპირო ხაზი აქ ძლიერ შეჭრილ-შემოჭრილი ხასიათისაა, რომლის ცალკეული მონაკვეთები ხმელეთში მცირე ზომის უბეებს ქმნის. მათ შორის კი აბრაზიული კონცხებია ფორმირებული. ამ ქვეყნის სახელმწიფო საზღვრიდან ქ. პრიმორსკომდე შედარებით დიდი ყურეები შეინიშნება, რომელთა შორისაა: სინემორეცი, ახტოპოლი, მიჩურინი, ყარაგაჩი, ალტიმანი. თვით ქ. პრიმორსკო ზღვაში ღრმად (1,5-2,0 კმ) შეჭრილ აბრაზიული კონცხის სხეულში მდებარეობს. მისი ჩრდილოეთი ფრთის გასწვრივ ახალი განიერი სტომპოლის უბე იწყება და კონცხ მასლინ ნოსამდე (სურ. 18, დანართი, 2) გრძელდება. ეს კონცხი ზღვაში 3,5-4,0 კმ-ის სიღრმეშია შეჭრილი და მისი ორივე ფრთის ნაპირზე, აბრაზიის გამო დაკბილული კლიფია გამომუშავებული. პლაჟის დაგროვება მხოლოდ ყურეების ლოკალურ უბეებზე ფიქსირდება.

მასლინ ნოსის კონცხის მარცხენა ფრთის ძირში შავ ზღვას მდ. როპოტამო ერთვის. ამ მდინარის შესართავის მარცხენა უბანზე წარმოდგენილი ქვიშის პლაჟი მხოლოდ 500 მ-ის სიგრძეზე (ზღვის კიდის აზიმუტი 245⁰-ია) ვრცელდება და როპოტამოს უბეს ქმნის. მის გვერდით მდებარე სანაპირო აბრაზიულ ნიშნებს ატარებს. ნაპირის აბრაზიულ კონცხებს შორის პატარა უბეები, შედარებით დიდი - არკუტინოს ყურეს ფარგლებში ერთიანდება.

აქედან, რამდენიმე კილომეტრის დაშორებით, ჰუმატას აბრაზიული კონცხის დისტალურ ნაწილში, ნაპირიდან 250 მ-ის დაშორებით, ზღვაში პატარა - წმინდა თომას (ზმეინი) კუნძული (სურ. 19, დანართი, 2) მდებარეობს. ამ კუნძულის მაქსიმალური სიგრძე 175 მ-ია, ყველაზე დიდი სიგანე კი მხოლოდ 105 მ, სანაპირო ხაზის სიგრძე დაახლოებით 600 მ, ხოლო კუნძულის ფართობი დაახლოებით 12 500 მ² -ია.

ამ კუნძულის მიმდებარე ნაპირი და მის ჩრდილოეთი გავრძელება ისევ ძლიერ დაკბილულ, ცალკეულ კონცხებად და მცირე უბეებად დაყოფილ სანაპირო პერიმეტრებს ქმნის. მათ შორისაა შედარებით დიდი - წმ. აგალინას (სურ. 20, დანართი, 2) კონცხი, რომლის დისტალური ნაწილის მარცხენა ნაწილის სანაპირო ხაზი 330⁰ -ით (ჩრდილო-დასავლეთი რუბში), ხოლო მეორე ნაპირის აზიმუტი მხოლოდ 50⁰-ითაა (ჩრდილო-აღმოსავლეთი) მიმართული. ჩანს, რომ კონცხის გარე კუთხე 280⁰ შეადგენს, ანუ კონცხის

წვერზე მდგარი დამკვირვებელი ზღვის საკმაოდ გაშლილ (280⁰) და ღია ჰორიზონტს ხედავს. კონცხის შიდა კუთხის (80⁰) სიმცირე მის საკმაოდ ვიწრო და გრძელ ფორმაზე მიუთითებს, რომლის წვერზეც საკმაოდ ფართო სპექტრის ტალღების შემოსვლას აქვს ადგილი.

ამ კონცხიდან მომდევნო კოლოკიტას შვერილამდე კავაციტეს უბეა გაშლილი. კოლოკიტას კონცხი ზღვაში 2 კმ-ზეა შეჭრილი და ძლიერ დაკბილული, ასევე ციცაბო (სიმაღლე რამდენიმე ათეული მეტრი) სანაპირო გააჩნია. მისი ნაპირის პერიმეტრზე ათეულობით ვიწრო უბეებია გამოშუშავებული, რომელთა ხმელეთში შეჭრის სიდიდე 100-150 მ აღწევს. აქედან, სოხოპოლის კონცხი და იმავე დასახელების უბე იშლება. მის წინ ზღვაში წმინდა ივანეს პატარა კუნძული მოჩანს, რომელიც ხმელეთიდან 1200 მ-ის სიგანის აკვატორიითაა გამოყოფილი. კუნძული ოვალური (500 × 900 მ) ფორმისაა. სოხოპოლის უბის სანაპირო დაკბილულია და მრავალ კონცხს მოიცავს. აქედან, ზღვაში ჩანს კიდევ ერთი პატარა – წმინდა ანასტასიას კუნძული.

ზღვის სანაპირო აბრაზიული კონცხებიდან ერთ-ერთი გამორჩეული - აკინის კონცხია, რომლის ჩრდილოეთით ბურგასის ვრცელი ყურე იშლება, რომელიც ხმელეთში ღრმადაა (2,3-2,7 კმ) შეჭრილი. ამ უბის ნაპირი შეჭრილ-შემოჭრილია, ნაპირზეც მრავალი კონცხი და უბე ერთმანეთის მორიგეობითაა ჩამწყვიტებული. ყურეებს შორის აღსანიშნავია ათია, ჩინგანი, შოროსი და სხვ. ბურგასის ყურეს ბუნებრივი გაგრძელება ხმელეთში ღრმად იჭრება, თუმცა ის სანაპირო დაბლობს მხოლოდ ვიწრო სრუტით უკავშირდება, რომლის მიღმა, შუა საუკუნეების ციხე-სიმაგრის ნანგრევებთან, ზღვიდან იზოლირებული ლაგუნური ტბა 1,5 კმ-ის სიღრმეშია შეჭრილი. იქვე, პატარა ლაგუნური წარმოშობის ტბა - ვაია ზღვის აკვატორიისაგან გამოცალკევებულ და ინდივიდუალურ ფორმას ინარჩუნებს.

ბურგასის ყურეს მარცხენა ფრთაზე რამდენიმე მცირე აკვატორიებად დაყოფილი ლახნისა და ღია (გაშლილი) პომორიეს ყურეებს შორის ზღვაში ღრმა (4,5-5,0 კმ) ვიწრო აბრაზიული რელიეფის ფორმა ვითარდება, რომელზედაც საკმაოდ დიდი ქალაქი პომორიე მდებარეობს. ამ ფართო ყურეს მარცხენა სანაპიროზე მცირე უბეებისა და კონცხების მორიგეობას აქვს ადგილი. მათგან აღსანიშნავია აკროტერიისა და ნესებირის ყურეები. წყლის ამ აკვატორიებს შორის ზღვაში გამოშვერილი კონცხებია ფორმირებული.

ხმელეთს „შერდილი კუნძული“ ნესებირი - ამჟამად ნახევარკუნძულს წარმოადგენს, რომელიც კლდოვანი (სიგრძე 850 მ) წარმონაქმნია და ხმელეთს ვიწრო ზოლით (300-37 მ) უერთდება. მის შესახებ უძველესი ფაქტები (ჩვ. წ.აღ-მდე I ათასწლეული) მეტყველებენ. ამ 2500 წლის წინ კი ის (სურ. 21. დანართი, 2) ბერძნულ კოლონიას წარმოადგენდა. ამჟამად, იუნესკოს მსოფლიო მემკვიდრეობის სიაშია შეტანილი.

ნესებირის ჩრდილოეთით საკმაოდ ფართო ყურე იშლება, რომლის სანაპიროს აზიმუტი დაახლოებით 200⁰ ემთხვევა. მის ნაპირზე კურორტი სოლენჩნი ბერევი (ნაპირის სიგრძე 6 კმ) მდებარეობს. აქედან ემინეს კონცხამდე სანაპირო ხაზი 95⁰-ითაა გაწოლილი

და დასავლური მიმართულება გააჩნია. მისი მარცხენა ფრთის 14-15 კმ-ის მანძილზე ფართო უბეებისა და ზღვაში მცირედ გამოზნექილი კონცხების მორიგეობას აქვს ადგილი. ჩანს, რომ მარტივი მოყვანილობის შვერილები აკუმულაციის ხასიათს ამჟღავნებენ და დელტური გენერაციის ნიშნები გააჩნიათ.

ზღვის ნაპირის მომდევნო უბანი ემინეს კონცხს წარმოადგენს, რომელიც ნაპირის საერთო კონფიგურაციიდან ზღვაში 8-10 კმ-თაა შეჭრილი და 200-250 მ სიმაღლის მთისწინეთებიდან სანაპირო აკვატორიაში ეშვება. ემინეს კონცხიდან წმინდა ათანასეს კონცხამდე (სურ. 22. დანართი, 2) მანძილი 17 კმ-ია, ხოლო სანაპირო ხაზის აზიმუტი 178⁰ შედგენს. ამ მონაკვეთზე ზღვის კიდე მარტივი მოხაზულობისაა. თვით წმინდა ათანასეს კონცხი აბრაზიული სანაპიროების არც თუ იშვიათად დამახასიათებელ რელიეფის ფორმას – ისარას წარმოადგენს, რომლის ფორმირების წინაპირობას კონცხის დისტალური ნაწილის მომიჯნავე ფრთების ადვილადშლადი ნაპირის ძლიერი აბრაზია წარმოადგენს.

აღნიშნული კონცხიდან ვარნის ყურემდე მანძილი 37 კმ-ია და ჩრდილოეთი მიმართულებითაა გაწოლილი. სანაპირო ხაზი სწორი გავრცელებისაა, მცირე ზომის ფართო ყურეები და მათი გამომყოფი შვერილები ახასიათებს. ვარნის ყურეს მარჯვენა ფრთა გალათას კონცხიდან იწყება. აქედან კი სანაპირო ხაზი მკვეთრად უხვევს და ზღვის კიდის აზიმუტიც 280⁰-მდე იხრება. ზღვის კიდე (2,5 კმ) შედარებით ნაზი მოყვანილობისაა და მისი აზიმუტის გავრცელებაც 280⁰-იდან მცირე (35⁰-დან 40⁰-მდე) დიაპაზონში მერყეობს.

ვარნის ყურეს მარცხენა ფრთის აზიმუტი 70⁰, ხოლო ბალჩიკის ყურემდე (მანძილი 24 კმ) ზღვის კიდის მიმართულება 30⁰-მდე იცვლება. ამ მონაკვეთზე სანაპირო ოდნავ შემალლებულია, მხოლოდ ბატოვას ყურეს მიმდებარე სანაპიროა დაბალი, რომელზეც კურორტი ალბენას ინფრასტრუქტურაა წარმოდგენილი. აქედან ბალჩიკის ყურესაკენ სანაპირო ისევ ამალლებას განიცდის, ხოლო 10-12 კმ-ის დაშორებით კავარნას ყურე ჩანს, რომლის დასავლეთით სანაპირო ხაზის აზიმუტი 115⁰-ის გაყოლებით კალიაკრას კონცხამდე ვრცელდება. ეს უკანასკნელი ზღვაში შთამბეჭდავად შეჭრილ (სურ. 23. დანართი, 2) შვერილს წარმოადგენს.

კალიაკრას კონცხიდან (ისარადან) ბულგარეთი-რუმინეთის სახელმწიფო საზღვრისაკენ დაბალი სანაპირო ჩრდილო-დასავლური მიმართულებით (აზიმუტი 34⁰) ვრცელდება, სანაპირო ხაზი მარტივ დანაწევრებას ქ. შაბლას გარეუბნამდე ინარჩუნებს. აქედან კი, დაბალი და მარტივი დანაწევრების სანაპირო დიდი სირთულით არ გამოირჩევა, სანაპირო ხაზიც აღმოსავლეთი მიმართულებით უხვევს და საზღვრამდე (25 კმ-ის მანძილზე), სწორიხაზობრივი გავრცელებით, მერიდიანულ ორიენტირებას (აზიმუტი 355⁰) ინარჩუნებს.

ბულგარეთის შავი ზღვის სანაპიროზე 4 დინამიური სისტემა გამოიყოფა, რომელთაც საკუთარი მორფოლოგიური ნიშნები (ცხრილი 3. დანართი, 3) გააჩნიათ. სანაპიროს მთელ პერიმეტრზე უმეტესად აბრაზიული და მეწყრული ნაპირებია

გავრცელებული. ქვეყნის სანაპიროს ნახევარზე მეტი ძველ და თანამედროვე აბრაზიულ კლიფებს (სიმაღლე, 15-20 მ-დან 60-90 მ-მდე) უკავია. მათი ფორმირება ძირითადად ნაპირზე ზღვიური ტალღების აბრაზიულ მოქმედებას უკავშირდება. ზღვის სანაპიროზე მეწყრული პროცესების განვითარება უმეტესად ხელსაყრელი ჰიდროგეოლოგიური (მიწისქვეშა წყლებისა და თიხის შრეების მორიგეობა) აგებულებითა და ხშირი მიწისძვრების მიერ ფერდობების წონასწორობის დარღვევითაა გამოწვეული. ამავე დროს, ბულგარეთის სანაპიროს მესამედი ნაწილი (Дачев и Николов, 1977; Каплин и др., 1991; Симеонова, 1976; Шуйский, 1986) ქვიშებითა და კენჭებით აგებულ პლაჟებს უკავია.

კლიფების აბრაზიის შედეგად ტალღების მიერ ნაპირებზე შემოტანილი ნგრეული მასალის ჯამური მოცულობა 1 344 100 მ³ შეადგენს (Симеонова, 1976). ნაპირების ფორმირებაში მონაწილეობს აგრეთვე მდინარეთა ალუვიური მასალა, თუმცა მისი რაოდენობა (734,7 ათასი მ³/წწ) შედარებით უმნიშვნელოა. აბრაზიული ნაპირების გარდა ბულგარეთის შავი ზღვისპირეთში ფორმირებულია პლაჟის ფრაგმენტების დაგროვების (Дачев и Николов, 1977) ლოკალური (კურორტ ვარნას ზღვისპირა პერიმეტრი) უბნები.

ბულგარეთის ნაპირები ნატანი მასალის დეფიციტს განიცდის და აშკარა უკან დახევის ტენდენციისაა. სანაპირო აბრაზიული პროცესების აქტიურობის შენელების მიზნით ნაპირებზე ფართოდ გამოიყენება ნაპირსამაგრი ჰიდროტექნიკური ბეტონის ნაგებობები - ბუნათა სერიები, ტალღასაჭრელები, მსხვილი ქვების (ლოდების) ყრილები და სხვ. ზოგან ნაპირები ხელოვნური პლაჟებითა დაცული.

ბულგარეთის მდინარეთა შესართავების დიდი ნაწილი ზღვის წყლის მიერ დაფარულია და ღია ზღვის ბუნებრივი რეჟიმისაგან ლაგუნების ნაზვინებებითაა ბლოკირებული. მდინარეთა ხეობების შესართავისპირა გადაღრმავებულ უბნებში, მდინარეთა წყალმცირების პერიოდში, ზღვის წყლის შემოდინებას აქვს ადგილი, რაც მათ ლიმანებად გადაქცევას (Свиточ и Крыстев, 1995) უწყობს ხელს. თუმცა, ხშირად ხმელეთში შეჭრილი ვიწრო და გრძელი უბნები ნატანის ნაკადის მასალის (ნაზვინი, ცელა) მიერ ზღვის წყლის იზოლირებას ახდენენ.

ბულგარეთ-რუმინეთის სახელმწიფო საზღვრიდან თითქმის ერთი კილომეტრის მანძილზე სანაპირო ხაზი მკაცრად ჩრდილოეთი მიმართულებისაა. ძირითადი ნაპირი დაბალ ვაკეზეა ფორმირებული. წვრილი (ქვიშა, ხრეში) ფრაქციის ნატანი მასალისაგან შემდგარი პლაჟის ვიწრო (5-10 მ) ზოლი ინტენსიური წარეცხვის, ხოლო მოყვითალო თიხებით აგებული კლიფი აქტიური აბრაზიის (სურ. 24. დანართი, 2) ნიშნებს ატარებს.

ნაპირის მომდევნო უბანზე სანაპირო ხაზი (სიგრძე, 30 კმ) ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით იხრება (აზიმუტი 15-20°). აქაც აშკარაა უბეებისა და აბრაზიული კონცხების მორიგეობა. ამ მონაკვეთზე მდებარეობს ძველი ქალაქი მანგალია, რომელსაც ამჟამად სანასავდგურო და საკურორტო დანიშნულება გააჩნია. დაბალ ვაკეზე ფორმირებული ნაპირი თითქმის ყველგან ეროლირებას განიცდის და სანაპიროზე ჩანს დაბალი და აქტიური

ნიშნების აბრაზიული კლიფები. შედარებით დაბალ უბნებზე, ზღვისგან ნაზვინებით გამოყოფილი თანამედროვე ლაგუნის აკვატორიები ვრცელდება, რომლებსაც სანაპიროზე ზოგჯერ 1,1-1,7 კმ-ის ზოლი უკავია.

ეფორიე-კონსტანცას სანაპირო (35 კმ) ძლიერ ათვისებულ ზღვისპირა პერიმეტრს წარმოადგენს. მის სიღრმეში ვრცელი ლაგუნებია ფორმირებული, რომლებიც ზღვისაგან ვიწრო ცელებითაა (ნაზვინებით) გამოყოფილი. სანაპიროს აღნიშნულ რეგიონს კონსტანცას სანასვსადგურო კომპლექსი აგვირგვინებს. ერთ-ერთი დიდი ლაგუნა (სიუტ-გიოლი) სანაპიროზე კონსტანცა-ნევილდარს შორის მდებარეობს და, ნაპირის გასწვრივ, 8-9 კმ-ის სიგრძეზე ვრცელდება.

უფრო ჩრდილოეთით, ნევილდარი-ტულჩას სანაპირო მონაკვეთი ვრცელ და ხმელეთში შეჭრილ (15 კმ) ჰოლუბინას უბეს ქმნის, რომლის მარჯვენა ფრთის (55 კმ) აზიმუტი 32° , ხოლო მარცხენა 77° შეადგენს. უბის შუა ნაწილში სინოესა (სანაპიროს გასწვრივ 27 კმ) და რაზელმის (სანაპიროს გასწვრივ 47 კმ) ლაგუნური ტბებია ფორმირებული, ხოლო უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლურ უბანზე, მდ. დუნაის მარჯვენა ტოტის – ტულჩინსკის ერთ-ერთი ნაკადის – გეორგიევსკის შესართავის მარჯვენა უბანზე, ძირითადი ნაპირიდან გრძელი (14,5 კმ) ცელა ვითარდება, რომლის საწყისი უბნის აზიმუტი 210° -ია, ხოლო დისტალური ნაწილის სამხრეთ-აღმოსავლურ ორიენტირებაზე გადასვლის გამო, რკალურ ფორმას იძენს და აზიმუტიც (350°) შესაბამისად თითქმის ჩრდილოეთი მიმართულებით იცვლება. ეს აკუმულაციური სხეული (სიგანე 100-500 მ) ძირითადი ნაპირიდან 4,8 კმ-ითაა დაშორებული, რამდენიმე დისკრეტულ მონაკვეთად იყოფა და თავისი სხეულის ზრდის ცალკეული გენერაციების ნიშნები გააჩნია.

დუნაის დელტის მარჯვენა პერიფერიის (35 კმ) სანაპირო ხაზი 10-12⁰-ითაა ორიენტირებული და მერიდიანული მიმართულებისაა. იგი დაბალი (0,2-0,5 მ) ზღვისპირა ზოლის ნიშნებს ატარებს. საკმაოდ ფართო პლაჟის სიგანე აქ 30-40 მ აღწევს, თუმცა სულინას (სახელმწიფო საზღვრისაკენ) მიმართულებით თანდათან 10-12 მ-მდე ვიწროვდება.

რუმინეთის ზღვისპირეთის (240 კმ) ფორმირებაში მნიშვნელოვანი როლი მდ. დუნაის დელტას (სურ. 25. დანართი, 2) უკავშირდება. იგი ევროპის ერთ-ერთ უდიდეს (მდ. ვოლგის შემდეგ) აკუმულაციურ სხეულს (3446 კმ^2) წარმოადგენს. დელტის ზედაპირი ჭაობებისა და ტბების ფრაგმენტებისაგან შედგება. მისი ფორმირება 5 ათასი წლის წინ (შუა პოლოცენი) დაიწყო. მაშინ, მდ. დუნაის ხეობის ქვემო დინებაში შეჭრილი შავი ზღვის წყალი ვრცელ რიასულ უბეს ქმნიდა. მსგავსი რიასები ფრიალ დამახასიათებელი მოვლენა იყო შავი ზღვის (მაგალითად, მდ. გუმისთის შესართავი) სანაპიროებზე. მდ. დუნაის შესართავში ღრმად შეჭრილ უბეში, ზღვის დონის სტაბილიზაციის (გვიანი პოლოცენი) ეტაპზე, ალუვიური მასალის დაგროვებამ (ნახ. 30.ა. დანართი, 1) აკვატორიის ამოვსება და შიგა ფშანების გენერირება გამოიწვია, რომელთა შორის აღსანიშნავია კილიის (115 კმ),

ტულჩინსკის (17 კმ), გეორგიევსკის (109 კმ), სულინისა (69 კმ) და სხვ. მცირე წყლის არტერიები. დელტის ზრდას განუწყვეტელი ხასიათი ჰქონდა ($0,7 \text{ კმ}^2/\text{წწ}$) და ამ ტენდენციას დღესაც ($40 \text{ მ}/\text{წწ}$) ინარჩუნებს.

მდ. დუნაის დელტის უდიდესი - კილიის ტოტის განვითარება (Михайлов, 2002) ნელი, ევოლუციური გზით მიმდინარეობდა, რომელიც შედარებით მცირე და საშუალო სიდიდის მდინარეებისათვისაა დამახასიათებელი, როცა ნაკადის ნატანი მასალით დატვირთვა მცირეა (წყლის სიმღვრივე $1 \text{ კგ}/\text{მ}^3$ ნაკლები). ცნობილია, რომ დიდი მდინარეების (წყლის სიმღვრივე $1 \text{ კგ}/\text{მ}^3$ მეტი) მიერ დელტის ფორმირება სწრაფად და, ამავე დროს, ნახტომისებურად (მაგალითად, მდინარეები მისისიპი, ამუდარია, ხუანხე) მიმდინარეობს.

დუნაის დელტის რუმინეთის სექტორის სამხრეთი სანაპირო ზოლი ლაგუნური ხასიათის მატარებელია (ნახ. 31. დანართი, 1). მდ. დუნაის ნატანი მასალა, რომელიც შავ ზღვაში გეორგიევსკის ტოტის მეშვეობით შედის, დაუბრკოლებლად აღწევს კონსტანცას მიდამოებამდე. ნაპირის ამ მონაკვეთის (120 კმ) წარმოშობა და ევოლუცია ორგანულადაა დაკავშირებული დელტის განვითარების (ნახ. 31. დანართი, 1), დინამიკის, მდინარის ჰიდროლოგიური და ზღვის დელტის ტალღური რეჟიმის ერთდროულ - ორგანულად ურთიერთდაკავშირებულ მსვლელობასთან. სქოლიოში⁷ ასახულია მდ. დუნაის დელტის განვითარების სტადიები. სანაპიროზე გავრცელებული ფართო ლაგუნები - რაზელმი, გოლოვიცა და სინოე ზღვისაგან ნატანის ნაპირისგანსწვრივი ნაკადის მიერ შექმნილი ვიწრო ნაზვინებებითაა გამოყოფილი. აღნიშნულ ლაგუნებს მდ. დუნაის ძველი დელტის ნიშნები ეტყობათ.

რუმინეთის სანაპიროზე, ქ. კონსტანცას სამხრეთით, ნატანი მასალის წინ წაწევას ზღვაში შეჭრილი კონცხები და წყალქვეშა ბაქანი უშლიდა ხელს, ხოლო XIX ს-ის ბოლო წლებიდან მათი მოძრაობის შემაფერხებელი ფაქტორები უკვე სანავსადგურო კომუნიკაციები და ნაპირსამაგრი ნაგებობები გახდნენ. საბოლოო ჯამში, მდ. დუნაის მყარი ნატანი მასალა, თუმცა მცირე რაოდენობით, კალიაკრას კონცხამდე აღწევს. შავი ზღვის რუმინეთის სანაპიროს სამხრეთი ნაწილი დროთა განმავლობაში აბრაზიული გახდა. ამ სურათის ჩამოყალიბება ნატანის დეფიციტთანაა დაკავშირებული. ზღვის კიდის რთული დანაწევრების შესაბამისად, სანაპიროს 51 კმ -ის მანძილზე, ათი აბრაზიული უბანი გამოიყოფა (Шуйский, 1993). ამჟამად, რუმინეთის შავი ზღვის სანაპირო ძლიერი ანთროპოგენური ზემოქმედების ქვეშ იმყოფება. ამიტომ, სახეგვა პლაჟების აქტიური წარცხვები და ძირითადი ნაპირის შესამჩნევი აბრაზია. სანაპიროების დაცვისა და

⁷ 1). დელტის ფორმირების საწყისი სტადია - ზღვის სანაპირო ხაზი (XVIII ს-ის შუა წლები); 2). ნიჟარებითა და ქვიშებით აგებული ზღვიური ცელა; 3). დელტის დაბალი ლელქაშით მოფენილი კუნძულები; 4). დელტის ქვიშის ნაპირი.

სანაპირო ხაზის უკან დახევის შეჩერების მიზნით ზღვის კიდეზე მოწყობილია რკინა-ბეტონის ნაპირსამაგრი ბუნის სერია, გამოყენებულია ფასონური ბლოკები და სხვა ჰიდროტექნიკური ნაგებობები.

რუმინეთის შავი ზღვისპირა ნაპირების მორფომეტრიულ-მორფოლოგიური იერ-სახის ანალიზის დასკვნით ეტაპზე მიზანშეწონილია სანაპირო ზონის დინამიური სისტემების ზოგადი სურათის (ცხრილი # 4, დანართი, 3) მოტანა, რომელიც ადასტურებს მის ხარისხობრივ-თვისებრივ აპექტებს და წარმოდგენას იძლევა თანამედროვე მორფოდინამიკური პროცესების მიმდინარეობის შესახებ.

შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში (უკრაინა, სანაპიროს სიგრძე 1330 კმ) უმთავრესად ლაგუნური ნაპირებია ფორმირებული. მიმდებარე ხმელეთის ზოლი სტეპურ ვაკეს წარმოადგენს, ხოლო სანაპირო ზოლი ბაქნურ სტრუქტურაზე იმყოფება, მისი ნაპირები მარჩხი წყლის ფარგლებშია და ფსკერიც მოსწორებული რელიეფის იერ-სახეს ატარებს. ზოგადად, სანაპიროს ჩრდილო დასავლური მონაკვეთი (დუნაის დელტიდან ყირიმამდე) ერთგვაროვანი ბუნებრივი პირობების (გეოლოგიური აგებულება, რელიეფი, კლიმატი და ჰიდროლოგიური ნიშნები) მატარებელია. ამის მიუხედავად, სანაპირო ზონა ერთმანეთისაგან განსხვავებული ასპექტებით ხასიათდება და სამ მორფოდინამიურ (Зенкович, 1958) მონაკვეთს მოიცავს: 1. ლაგუნური – დუნაის დელტიდან დნეპრ-ბუგის ლიმანამდე; 2. ლაპოტური ნაპირი – დნეპრის ლიმანიდან კარკინიტის ყურეს შუა ნაწილამდე; 3. ყირიმის აბრაზიული ნაპირი.

ზღვის ნაპირი დუნაის დელტიდან დნეპრ-ბუგის ლიმანამდე სამხრეთი უკრაინისა და მოლდოვას ბრტყელ პლატოზე მდებარეობს. მიმდინარე მარჩხნულიანი შელფიც საკმაოდ განიერია და უმნიშვნელო დახრილობით ხასიათდება. სანაპირო ხმელეთზე კი ლიმანები და ლაგუნებია ფორმირებული. დნესტრის ლიმანიდან ოდესამდე ნაპირზე მაღალი კლიფები ვრცელდება, სადაც თითქმის ყველგან აქტიური მეწყრებია ფორმირებული. ოდესის ყურე ზღვიური აკუმულაციური წარმონაქმნია. თუმცა, მის მეზობლად დნეპრის ლიმანის მიმართულებით, ისევ აბრაზიულ-აკუმულაციური პროცესების მორიგეობის გაბატონება შეიმჩნევა. აქედან, კარკინიტის ყურესაკენ, დაბალ ნაპირზე, ტიპური ქვიშის გრძელი ცელების, ვრცელი ლაგუნებისა და მათი გამომყოფი ზვინულების სიუხვე სანაპირო აკუმულაციის მსვლელობაზე მიუთითებს.

ტარხანკუტის ნახევარკუნძულის აბრაზიული ნაპირი კირქვებითაა აგებული, რომლებშიც მაღალი (150 მ) კლიფებია გამომუშავებული (Шуйский и др., 1976; Экзогенные процессы..., 1989). ყირიმის დასავლეთი ნაწილის ნაპირებიც აბრაზიულ ნიშნებს ატარებს. სანაპიროზე ჭაობის ფრაგმენტები და მლაშე ტბები ვრცელდება (Зенкович, 1958, 1960). სანაპიროს დამახასიათებელი ნიშანი აკუმულაციური და აბრაზიული ფრაგმენტების მორიგეობაა. პირველ მათგანს მთელი სანაპიროს 36 %, ხოლო მეორეს 30 % უკავია. დანარჩენი ნაპირი სტაბილურ მდგომარეობაშია, თუმცა ამჟამად აკუმულაციური ნაპირებიც

წარეცხვების ტენდენციას ამჟღავნებენ. პლაჟის ადგილობრივი დაგროვება მხოლოდ ყურეების შუა ნაწილსა და ცელების დისტალურ დაბოლოებებში შეინიშნება. სანაპირო ზონაში ნგრეული მასალის შემოსვლის უმთავრეს წყაროს ძირითადი ნაპირის აბრაზია წარმოადგენს. მათ შორის, ბენჩის აბრაზიის შედეგად შემოსული მასალის მოცულობა 19 მლნ. ტ/წ, კლიფების აბრაზიით მიღებული ნგრეული მასალა 13,7 მლნ. ტ/წ შეადგენს, ხოლო ნიჟარების ხეხვიდან 8,6 მლნ. ტ/წ პლაჟის მასალა მიიღება (Шуйский и др., 1976; Экзогенные процессы..., 1989; Shuisky, 1993).

ზღვის სანაპიროზე არსებული მდინარეთა უმრავლესობა და დროებითი ნაკადები (მდ. ღუნაის შესართავიდან სამხრეთ ყირიმამდე) ამჟამად სანაპირო ლიმანებს უერთდება. თუმცა, ჰოლოცენში სანაპიროს დაძირვის პარალელურად, მდინარეთა შესართავების ფარგლებში, ალუვიური მასალის დაგროვება და ლიმანების ამოვსებას უნდა ქონდა ადგილი. ამჟამად, ლიმანების უმრავლესობა ზღვისაგან ქვიშის ვიწრო ნაზვინებითაა გამოყოფილი. მხოლოდ ის ლიმანები (დნეპრის, დნეპრ-ბუგის), რომლებშიც დიდი მდინარეები ჩაედინებიან, ზღვასთან უშუალო კავშირებს ამყარებენ და მათი წყლებიც მდინარეული „ქიმიზმის“ (ძლიერ მტკნარი) მატარებელია.

მდ. დნესტრის შესართავთან ნისკარტისებრი ორტოტიანი გრძელი და შედარებით ვიწრო დელტაა ფორმირებული, ხოლო მდინარის ჭალა ნარჩენი ტბების, ფშანებისა და ნამდინარეების მიერაა დასერილი. დნესტრის ლიმანის ფართობი 508 მ², სიღრმე 1,5 მ, მოცულობა 0,733 კმ³, სიგრძე ღერძის გასწვრივ 43 კმ, სიგანე 4,2-12,0 კმ შეადგენს. ამ ლიმანის ზღვასთან დამაკავშირებელი ტოტის (ცარეგრადი) სიგრძე 370 მ და სიგანე 220-300 მ-ია. დნეპრ-ბუგის ლიმანი (1000 კმ²) რთული მოხაზულობითა და აგებულებით ხასიათდება. ბუგის ლიმანში (სიგრძე 42 კმ) სამხრეთი ბუგის გარდა მდ. ინგულიც ჩაედინება. ორივე მათგანს ერთტოტიანი შესართავები გააჩნიათ. დნეპრის დელტა 50-ზე მეტ კუნძულსა და 200 ტბას მოიცავს (Тимченко, 1990; Михайлов, 1997; Лиманы северного..., 1990; Днепровско-Бугская..., 1989).

შავი ზღვის აუზის ერთ-ერთ გამორჩეული რეგიონი ყირიმის ნახევარკუნძული, აღწერილი სანაპიროებისაგან განსხვავებით, მთიანი სისტემისათვის დამახასიათებელი რთული ნიშან-თვისებებით ხასიათდება და ნაპირების მორფოდინამიკური ასპექტები განსაკუთრებული არაერთგვაროვნებითა და მრავალფეროვნებით ხასიათდება. ყირიმის ნახევარკუნძულის სამხრეთი ნაპირის ბალაკლავი-ფეოდოსიის პერიმეტრზე (სიგრძე 220 კმ) მაღალი მთები ნაპირისაკენ ციცაბოდ (სურ. 26. დანართი, 2) ეშვება. ზოგან, მათ „მწვერვალებზე“ შთამბეჭდავად ეფექტური ნაგებობებია აგებული. ერთ-ერთ მათგანს ეგზოტიკური სახელწოდება - „მერცხლის ბუდე“ ქვია. ზოგადად, ყირიმის ნაპირების მორფოლოგიაში კლდოვანი კონცხებისა და უბეების მორიგეობა შეინიშნება. მოკლე მდინარეების მიერ ფორმირებული პლაჟის ვიწრო ზოლი კენტნარ მასალას შეიცავს.

ნაპირის გასწვრივ ზღვაში მრავლადაა წყალქვეშა კლდეები და კეკურები (სურ. 27. დანართი, 2).

ყირიმის ღრმანწყლიანი წყალქვეშა სანაპირო ვიწრო ფერდობი რელიეფის აკუმულაციური ფორმების სიმცირით ხასიათდება. ასევე, არ შეიმჩნევა სანაპიროს გასწვრივი ნაკადების არსებობაც. პლაჟის მასალის უქონლობა სანაპიროზე აქტიური მენყრებისა და კლდეზვავების გავრცელებას განსაზღვრავს. სანაპირო ზონის ტიპის მიხედვით ყირიმის სამხრეთი ზღვისპირა ზოლი მთიანი მხარეების აბრაზიულ-ყურეებიან ნაპირებს (Зенкович, 1958, 1960; Maltzev and Makarov, 1993) განეკუთვნება. ქერჩი-ტამანის ნაწილი მდინარეულ ქსელს თითქმის მოკლებულია. აქ, სწორი და რთული ნაპირები ადვილადმლად და ნაკლებად მდგრად ქანებშია (Зенкович, 1958, 1960) გამოშუშავებული. აქვე მრავლადაა პატარა ლიმანები და ლაგუნები.

ამგვარად, შავი ზღვის სანაპიროს უკრაინის შავი ზღვისპირა პერიმეტრი საკმაოდ რთული აგებულებითა და მორფოლოგიური ასპექტებით ხასიათდება. ამის მიუხედავად, მთლიანი სანაპირო ორი ერთმანეთისაგან ფრიალ განსხვავებული დინამიკურ სისტემას (ცხრილი # 5, დანართი, 3) მოიცავს. პირველი მათგანი დაბალ ვაკეზეა განვითარებული და ღუნის დელტიდან პერეკოპის უბემდე ვრცელდება. მეორე – ყირიმის სამხრეთი მთიანი სანაპირო მაღალი კლიფებისა და აბრაზიულ-მენყრული პროცესების მოქმედების ქვეშაა მოქცეული.

ყირიმის ნახევარკუნძულის მთელ პერიმეტრზე ფორმირებული ნაპირების ტიპების შესახებ მკვლევარების მიერ ერთიანი აზრია ჩამოყალიბებული. მათ შორის, ბოლო გამოკვლევებით (Орлова, 2010) აქ 5 ტიპის ნაპირი (ნახ. 32. დანართი, 1) გამოიყოფა: 1. აკუმულაციური; 2. აკუმულაციური წარეცხვადი; 3. აბრაზიული; 4. აბრაზიულ-დენუდაციური და ტექნოგენური; 5. აბრაზიულ-აკუმულაციური.

ყირიმის ნაპირების რეგიონული დახასიათების მიზნით ქვემოთ წარმოვადგენთ სანაპიროთა სხვადასხვა ხასიათის მიხედვით ნაპირების მორფოლოგიურ-დინამიკურ თავისებურებებს, რომელთა ფორმირებას გეოლოგიურ-ტექტონიკური ასპექტები და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები განაპირობებენ. ამ მხრივ, სანაპირო რამდენიმე ვრცელ პერიმეტრებად იყოფა:

1). ყირიმის სანაპიროს ჩრდილო-დასავლური ნაწილი. ნახევარკუნძულის ამ ნაწილში უმეტესად აბრაზიულ-აკუმულაციური ხასიათის ნაპირებია წარმოდგენილი. მიმდებარე ხმელეთი სტეპური ვაკეა, ხოლო ბაქნურ სტრუქტურაში განვითარებულ მარჩხ წყალქვეშა ფერდობს ბრტყელი ზედაპირის იერ-სახე გააჩნია.

2). ტარხანკუტის ნახევარკუნძული დამრეცი ზვინულის ფორმას ატარებს, რომელიც აგებულია ჰორიზონტალურად განოლილი სარმატული კირქვებითა და მცირე ზომის უბეების მიერაა დანაწევრებული. ზოგიერთ უბნებზე არც თუ დაბალი (150 მ) კლიფებია გაშიშვლებული. სანაპიროს მიმდებარე, მდინარეთა ქსელს მოკლებული, ხმელეთი მეტ-

ნაკლებად ღრმა ხევებითაა დასერილი, რომლებსაც ჩაჭრის შედარებით ახალი (რამდენიმე ათასი წელი) იერ-სახე ეტყობათ (Зенкович, 1957). საკუთრივ ნაპირები კი უმეტესად აბრაზიული ხასიათისაა, სადაც მცირე ზომის უბეები მარტივ დანაწევრებას ახდენენ.

3). ყირიმის დასავლეთი ნაწილის ნაპირი უმეტესად აბრაზიული ხასიათისაა, თუმცა მიმდებარე ხმელეთი დაბალი ვაკის ფარგლებშია ფორმირებული, რომლის გასწვრივ ხშირად ჭაობებისა და მლაშე ტბების გავრცელებას აქვს ადგილი (Зенкович, 1957). დონუზლავსკის ტბასა და ევპატორიას შორის ლაგუნური ნაპირი ვითარდება, რომელიც დაკავშირებულია აშკარად ბრტყელზედაპირიანი რელიეფის ფორმების გავრცელების ადგილებთან. მათი ამგებელი ნალექები (სარმატული კირქვები) საკმაოდ მტკიცე და ფიზიკური ზემოქმედების თვალსაზრისით - ძნელადშლად ქანებს მიეკუთვნება. თუმცა, ქიმიური გამოფიტვის მიმართ ამ ქანებს საკმაოდ დამყოლი თვისება აქვთ.

4). ევპატორიის აღმოსავლეთი და სამხრეთი ნაწილების ნაპირები მოქცეულია რა შავი ზღვისპირა ტექტონიკური ღრმულის ფარგლებში და აგებულია ფხვიერი ქანებით - დაბალი სანაპირო ხმელეთის იერის მატარებელია. აქ წარმოდგენილია ლიმანებისა და ტბების მორიგეობა (სასიკსკის, საკსკის, ყიზილ-იარსკისა და სხვ), სამხრეთით კი სწორი აბრაზიული ნაპირია განოლილი, რომელებიც წითელ-რუხი ფერის სტრუქტურული ტავრიული წყების თიხებშია გამომუშავებული.

5). ჰერაკლეს ნახევარკუნძულის ნაპირების მორფოლოგიური ნიშან-თვისებები მეტწილად აბრაზიულ-აკუმულაციურ ხასიათის მატარებელია. აკი, მისი ნაპირები, სწორედ აბრაზიული და აკუმულაციური პროცესების სივრცებრივი მორიგეობით ხასიათდება. ხოლო სანაპირო ხმელეთის ზოლი საკმაოდ მაღალი სიხშირის ეროზიული დანაწევრებით გამოირჩევა.

6). ყირიმის სამხრეთი ნაპირი კონცხ ფიოლენტისა და ფეოდოსიის უბეს შორის ვრცელდება. აქ, ნაპირებზე მაღალი მთის ციცაბო ფერდობები უშუალოდ ზღვის ნაპირზე ეშვება. ამგებელი ქანების მრავალფეროვანი აღნაგობის გამო, ნაპირის მორფოლოგიაში ერთმანეთისაგან განსხვავებული (კლდოვანი კონცხები, პატარა ზომის მრგვალი უბეები) ნიშნებია დამახასიათებელი. პლაჟები თითქმის ყველგან კენტნარ-ხრეშიანია, რომელებიც მიერთებულნი არიან ძირითად ნაპირებთან. ამ უბნებზე აბრაზია და დენუდაცია ყველგანაა წარმოდგენილი.

7). ფეოდოსიის უბის ნაპირების უმეტესი ნაწილი ყველგან აბრაზიულია. ისინი დაბალი ვაკის თიხებსა და თიხნარებშია გამომუშავებული. შედარებით დაბალი სანაპირო ვაკე ზოგან პატარა ხეების მიერაა დანაწევრებული.

8). ქერჩის ნახევარკუნძულის გამომუშავებული და რთული ნაპირების მიმდებარე ხმელეთი მდინარეულ ქსელს თითქმის მოკლებულია. ნაპირებზე შეიმჩნევა ვრცელი უბეებისა (აკუმულაციური უბნები) და, ზღვაში ღრმად შეჭრილი, ადვილადშლადი

კლდოვანი კონცხების (ტაკილის კონცხი, აქ-ბურუნი) მორიგეობა. სანაპიროს გასწვრივ მრავალი (30-ზე მეტი) მცირე ლიმანი და ლაგუნაა ფორმირებული. აქვე, ფართოდ ვრცელდება რამდენმე ცელა და ნაზინი, რომელთა მიერ ზღვიდან უბეების გამოყოფა შეიმჩნევა.

გეომორფოლოგიური აღწერის კვალდაკვალ გამოკვლეულია (Орлова, 2010) ამ ნაპირების დარაიონება რეკრეაციული ტიპების (ცხრილი 6. დანართი, 3) მიხედვით. ასე, ყირიმის ჩრდილო-დასავლური რეგიონის ნაპირებზე რეკრეაციული საქმიანობის ყველა ტიპებია წარმოდგენილი. აქაა, ბუნებრივი ძეგლები (გედების კუნძულის ნაკრძალი, ბაკალსკის ცელა) და ზოგიერთი პლაჟის ფრაგმენტები. ტარხანკუტის ნახევარკუნძულის ფარგლებში განვითარებული აბრაზიული ნაპირებისა და კარსტული მღვიმეების ფარგლებში ოპტიმალურია რეკრეაციის სპორტიული ტიპის განვითარება. ამჟამად, აქ საკმაოდ აშკარაა დაივინგის, კაიტსერფინგისა და სპორტის სხვა სახეების ცენტრების ჩამოყალიბება. მიზანშეწონილია აგრეთვე ზღვიური განჭვრეტითი-შემოქმედებითი გასეირნებითი დასვენების მოწყობა რელიეფის ესტეთიკური აღქმა-შემეცნების მიზნით.

ჰერაკლის ნახევარკუნძულის სანაპირო და სამხრეთი ყირიმის ნაპირები მაღალი და ციცაბო კონცხებისა და უბეების მორიგეობისაგან შედგება, რომელსაც რელიეფის მაქსიმალური ატრაქციული თვისებები გააჩნია, თუმცა თითქმის ყველგან - სანაპირო ზონაში არსებობს ძლიერი გეომორფოლოგიური რისკები: მენყრული პროცესები, აპველინგის ზონები და სეისმურობა.

თეოდოსიის უბეს, ქერჩის ნახევარკუნძულისა და სივამისპირეთის ფართო და გრძელი ქვიშის პლაჟების ნაპირების რეკრეაციული პერსპექტიული განვითარების მიზნით მიზანშეწონილია საბანაო-პლაჟური დასვენების ვადების გახანგრძლივება. შეიძლება დანამდილებით ითქვას, რომ ყირიმის ნახევარკუნძულის ნაპირების რეკრეაციული პერსპექტივები საკმაოდ მაღალია, თუმცა სანაპირო ზოლის რიგი ოპტიმალური ღონისძიებების (ნაპირდაცვა, ეროზიულ-დენუდაციური პროცესების რეგულირება და სხვ) ჩატარების შედეგად არსებობს რეკრეაციული პოტენციალის გაზრდის რეალური შესაძლებლობა.

3.5. საქართველოს შავი ზღვის პლაჟები და ნაპირები. პლაჟის მასალა საკმაოდ დინამიური სხეულია და შტორმების მიერ შესაძენვე მოძრაობას (სანაპიროს გასწვრივი ნაკადები ან მიგრაციები) განიცდის. მათი ხასიათი ტალღურ და არატალღურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული, თუმცა უძრაობის მდგომარეობაში არასდროს იმყოფება. მისი გადაადგილების მანძილები და მიგრაციის გაქანებები ერთეულიდან ასეული კმ-ის ფარგლებში ექცევა. ასე, მაგალითად, ყირიმის სანაპირო პერიმეტრზე შავი ზღვის პლაჟის ამგვებელი ნგრეული მასალა სანაპიროზე მხოლოდ ადგილობრივ მიგრაციას განიცდის, აშშ-ის ოკეანისპირა ნაპირებზე კი ასეულ კილომეტრზე გადაადგილდებიან, ხოლო საქართველოს შავი ზღვისპირა ზოლში ნაპირისგასწვრივი ნაკადების სიგრძე ათეული კმ-

ით განისაზღვრება. ამავე დროს, ყველა შემთხვევაში, ნაპირისგასწვრივი ნაკადები დინამიკურ სისტემებს ქმნიან, რომელთა საკუთარი ბიუჯეტი მოიცავს კვების საშემოსავლო (ალუვიური მასალა, აბრაზიის პროდუქცია) და ხარჯვით (გასავალი) ნაწილებს (ნატანის ხეხვა ან/და გაზიდვა, წყალქვეშა კანიონებში შთანთქმა და სხვ).

საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე პლაჟწარმოქმნელი ნაყარი მასალა ძირითადად 50-მდე დიდი და 100-მდე მცირე მდინარეს ჩამოაქვს. მისი წლიური მოცულობა 4662,0 ათას მ³ აღწევს და 52,5 ათასი კმ²-ის ფართობიდანაა დრენირებული. ზღვისპირეთის კოლხეთის დაბლობის პერიმეტრზე პლაჟი უმთავრესად ქვიშიანია. მისი საშუალო დიამეტრი 0,2-0,5 მმ-ს შორის მერყეობს. სანაპიროსა და მთიანეთების შეახლოების პირობებში, ზღვისპირზე ქვარგვალვან-კენჭნარი (საშუალო დიამეტრი 2-4 სმ) აგებულების პლაჟებია განვითარებული.

აქედან გამომდინარე ცხადია, რომ შედარებით მძლავრი და მეტი ქმედითი ენერგიის მქონე მთის (აფხაზეთისა და აჭარის სანაპიროზე) მდინარეები მსხვილმარცვლოვან ალუვიურ მასალას ეზიდებიან და ნაპირზეც კენჭნარი პლაჟის ზოლის შექმნას განაპირობებენ. კოლხეთის ვაკეზე პირიქით – გვაკებულ და, შესაბამისად, ძალადაკარგულ მდინარეებს, თავიანთ ზღვისპირა შესართავებთან, მხოლოდ ქვიშისა და ალუვიუმის შემოტანა ძალუძთ და პლაჟიც წვრილი ფრაქციის მასალითაა აგებული.

საქართველოს შავი ზღვისპირეთზე (მდ.მდ. ფსოუ-ჭოროხის შესართავებს შორის) ფორმირებულია მარჩხი (გუდაუთის, ოჩამჩირის) და ღრმა (მდ.მდ. ბზიფის, გუმისთის, კოდორის, ენგურის, რიონის, ჭოროხის შესართავები) წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის შესაბამისი ნაპირები, ასევე ბიჭვინთის, სოხუმის, კოდორის, ბურუნ-ტაბიეს აკუმულაციური და აბრაზიული (ტოლსტი, სერა-ბაბა) კონცხები. სანაპირო ხაზის გასწვრივ პლაჟები საკუთარი ტიპების შესაბამისი მორფოლოგიურ-დინამიკური ასპექტების მატარებელია. მათ შორისაა ფიზიკური ელემენტები - ზღვის კიდის აბიმუტი, პლაჟის სხეულის პარამეტრები (სიგანე, სიგრძე, სიმაღლეები, დახრილობა) და მოძრაობის (გარდიგარდმო და გრძივი) ნიშნები, თვისებრივი (გრანულომეტრია და მექანიკური) მახასიათებლები, პეტროგრაფიული სტრუქტურა და სხვ.

ნაპირების რელიეფისა და, მათ შორის პლაჟის მორფოლოგიურ-დინამიკური ასპექტების შეპირობება, რეგიონის გეოლოგიური სტრუქტურების გეოტექტონიკურ და აუზის კლიმატურ პირობებთან ერთად, ორგანულ კავშირშია ამ სხეულების ნატანი მასალით კვების მოცულებებსა და მათი მდინარეთა ხეობებიდან ან აბრაზიული კლიფებიდან ან კიდევ წყალქვეშა სანაპირო ფერდობებიდან სანაპირო ზონაში მოწოდების სივრცებრივ და დროით გადანაწილებასთან.

ზღვაში შემდინარე მდინარეების მიერ სანაპიროზე წგრეული მასალის მოწოდებას როგორც სხვადასხვა მოცულობის, ისე დროში არათანაბარი რაოდენობის წგრეული მასალა ჩამოაქვთ. ასე, მაგალითად, დიდი მდინარეების (ბზიფი, კოდორი, რიონი, ჭოროხი)

მიერ ნგრეული მასალის მოწოდების მაქსიმუმი ამ მდინარეთა წყალდიდობის საწყის ფაზას (მთებში თოვლის დნობის დასაწყისი) ემთხვევა და გვიან გაზაფხულსა და ადრეულ ზაფხულში (აპრილი-მაისი) დგება. სწორედ, მათ მიერ აქვს ადგილი პლაჟების კვების ძირითადი მასის (მოცულობის) სანაპიროზე მოწოდებას. ამავე დროს, მცირე მდინარეების (ფსოუ, ააფსთა, გუმისთა, კელასური, ლალიძგა, ნატანები) მიერ შედარებით მცირე მოცულობის ნატანი ალუვიური მასალის შესართავთან გამოზიდვა წლის წვიმიან პერიოდებს (ზამთარი, გაზაფხული) ემთხვევა და, როგორც წესი, ცალკეული - ეპიზოდური და ხშირი გამეორებებით ხასიათდება.

უფრო მცირე ზომის, თუმცა მთის განშტოებების სანაპიროზე ახლო მანძილით მიახლოების შემთხვევაში, მოკლე მდინარეების მიერ ნატანი მასალის შესართავებთან გამოზიდვაც, ასევე ეპიზოდური ხასიათისაა, თუმცა მათი ტალღეების საკმაოდ დიდი დახრილობის (15-20°), ხოლო ზოგჯერ მაღალი (25-30°) მნიშვნელობის პირობებში და დამახასიათებელი თავსხმა წვიმების ხასიათის გამო, ამ პატარა მდინარეებს მსხვილი კენჭები და ხშირად მცირე და საშუალო ზომის ლოდნარი მასალა ჩამოაქვთ. სწორედ ამ მოვლენასთანაა დაკავშირებული მათი შესართავების წინ - სანაპიროზე საკმაოდ გამოშვებული ზღვის კილის ფორმირება, რომელიც ხშირად ნატანის ნაპირის გასწვრივი ნაკადების მოძრაობის ხელშემშლელ ფაქტორს წარმოადგენენ.

მეოთხე ტიპის მცირე ან/და თითქმის უწყლო მდინარეების შესართავებთან ალუვიური მასალის გამოზიდვა საკმაოდ უმნიშვნელოა და, ძლიერი შტორმული ტალღების გაბატონებული მიმართულების რეჟიმში, მათი შესართავების საგდულების საკმაოდ შესამჩნევ გადახრას აქვს ადგილი. ასეთი მდინარეების შესართავისპირა კალაპოტები ზღვის ნაპირის პარალელურად⁸ არიან განოლილი. ჩვენ შემთხვევაში, კერძოდ კოლხეთის ზოგიერთი მდინარეთა შესართავი (მდ. მდ. თომუში, დღამში, ერისწყალი, უდუდე, ბულაზი, გაგიდა და სხვ) რამდენიმე ასეული მეტრით არიან გადახრილნი⁹. ცხადია, რომ ნატანის ნაპირის გასწვრივი ნაკადების მოძრაობის დამუხრუჭებას ან შეჩერებას ისინი ვერ მოახდენენ.

და მაინც, შავი ზღვის (საქართველოს სექტორი) სანაპიროს პლაჟის მასალის მთავარი მკვებავი არტერიები დიდი მდინარეებია. სწორედ, მათი ალუვიონითაა განსაზღვრული ზღვის ნაპირების მდგრადობა თუ არასტაბილურობის საკითხი. მდ. ბზიფის წლიური მყარი მასალის ჩამონადენში პლაჟნარმოქმნელი ფრაქცია 100 ათას მ³, მდ.

⁸ ასე, მდ. სენეგალის შესართავი ნაპირის გასწვრივ 26 კმ, ხოლო მდ. ვეზი-შებელისა (სომალის ნაპირი) – 400 კმ მანძილზეა გადახრილი.

⁹ საქართველოს შავი ზღვის კოლხეთის სანაპიროზე - მდ. ერისწყლის კალაპოტში გაჭრილი ენგური-ჰესის სარინი არხის შესართავი სამხრეთ-აღმოსავლეთით 750 მ, ხოლო მდ. გაგიდა 900 მ გადახრილი.

კოდორის - 270 ათას მ³, მდ. რიონის - 1350 ათას მ³, ხოლო მდ. ჭოროხისა 2500 ათას მ³ შეადგენს. მდ. ენგურის მყარი ჩამონადენი ენგური-ჰეს-ის აგებამდე 1500 ათასი მ³ შეადგენდა (Джаошвили, 2003), ხოლო რეგულირების შედეგად პლაჟნარმომქმნელი ფრაქციის მოცულობა მხოლოდ 29 ათასი მ³-ია.

საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე პლაჟის მასალის სანაპიროს გასწვრივი ნაკადების ორი გენერალური მიმართულება (**ცხრილი 7. დანართი, 3**) შეინიშნება. თითოეული მათგანი ხასიათდება საკუთარი კვების (მდინარეთა ალუვიონი, აბრაზიული უბნები, მასალის მოწოდება ფსკერიდან) წყაროებით, მოქცეულნი არიან თავიანთ ბუნებრივ საზღვრებში, გააჩნიათ ამგებელი მასალის ფიზიკური (დახარისხება, ფორმა და მოყვანილობა) ასპექტები და პეტროგრაფიული (გენეტიკური ნიშნები, ქიმიზმი) თავისებურებები, აქვთ საკუთარი განტვირთვის (წყალქვეშა კანიონებში ჩაცვენა, ცვეთის მიხედვით გამოლევა, ანთროპოგენური გზით გაზიდვა) მკვეთრი უბნები. ჩამოთვლილი და სხვა ფაქტორების პირობებში საქართველოს შავი ზღვისპირეთში ნატანის ნაპირის გასწვრივი ნაკადებია ფორმირებული, რომლებსაც დინამიური სისტემები შეესაბამება. მათ შორის, გამოყოფენ ცხრა მკვეთრად გამოსახულ დინამიკურ სისტემას.

დასავლეთი საქართველოს მდინარეთა ალუვიონის მიერ შავი ზღვის სანაპიროზე თანამედროვე ფართო დელტური შვერილებია ფორმირებული. სწორედ, მათ მიერ სანაპიროები დამოუკიდებელ დინამიურ სისტემებადაა დაყოფილი, რომელთა ფარგლებში ნატანის ნაპირისგასწვრივი დამოუკიდებელი ნაკადებია გენერირებული. ამიტომაც, საქართველოს შავი ზღვისპირა სექტორზე აკუმულაციური ტიპის ნაპირების განვითარებას აქვს ადგილი.

ვ. ზენკოვიჩის (1958) მიხედვით სანაპირო ზონამ განვითარების სამი ძირითადი ეტაპი გაიარა. ძველევქსინური ეპოქის პირველ ნახევარში ნაპირებს რიასული ხასიათი ჰქონდა და მისი გრძელი უბეები დიდი მდინარეების შესართავებში საკმაოდ ღრმად იჭრებოდნენ. ამ მდინარეთა ესტუარებში ალუვიონი აქტიურად ილექებოდა და მარჩხი წყლის აკვატორია თანდათანობით ივსებოდა. ამიტომ, მათ მიმდებარე უბნებს ძირითად ნაპირთან შეზრდა და ხმელეთური იერ-სახის მიღება ელოდათ. მართლაც, მდინარეთა ალუვიური მასალა შესართავისპირა განაპირა ვაკე-დაბლობების ზრდა-გაფართოებაში ღებულობდნენ მონაწილეობას. უბეების ამოვსებასთან ერთად სანაპირო ხაზი სულ უფრო მარტივ მოხაზულობასა და მომრგვალებულ (ასიმეტრიულ) ფორმას ღებულობდა: მდინარეთა ესტუარების შევსებასთან ერთად აბრაზიული კონცხების ჩამოჭრა და ნაზი მოხაზულობის ზღვის კიდეზე ალუვიური დელტების ფორმირების ხანგრძლივი პროცესი მიმდინარეობდა. შავი ზღვის საქართველოს სექტორის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილის სინოპტიკური ნიშნებიდან (გაბატონებული დასავლური მიმართულების ტალღები) გამომდინარე, სანაპირო ზონაში შემოსული ალუვიური მასალა კოლხეთის დაბლობის ცენტრისაკენ მიმართულ ნაკადს ჰქმნიდა, ხოლო მდ. ჭოროხის შესართავიდან მძლავრი

ნაპირისგასწვრივი ნაკადის მიმართულება მის სარკისებრ ანარეკლს (სამხრეთი-აღმოსავლეთს მხრიდან) წარმოადგენდა.

ორი გენერალური ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ნატანი მასალისა და მდ. რიონის ალუვიონის დაგროვების შედეგად თანამედროვე კოლხეთის დაბლობის სანაპირო ფრაგმენტის თანდათან ზრდა და გაფართოება მიმდინარეობდა. ზღვის დონის სტაბილიზაციის ფაზაში (5-6 ათასი წლის წინ), მდინარეთა ალუვიური მასალის აქტიური აკუმულაციის შედეგად, დიდი მდინარეების შესართავებთან, შესამჩნევი ზომის ალუვიურ-ზღვიური გენერაციის დელტური წარმონაქმნები ჩნდება, რომელთა განაპირა ნაწილში, ზღვაში ღრმად შეჭრილი აკუმულაციური სხეულების დისტალურ ნაწილებში კონცხების ფორმირების გამო, სანაპირო ზონა რამდენიმე დინამიკურ სისტემად დაიყო. თითოეულ მათგანს გააჩნდა: საკუთარი კვების წყარო - მდინარეთა მყარი ჩამონადენი და ნატანი მასალის განტვირთვის (სანაპირო ზონაში შემოჭრილი წყალქვეშა კანიონების სათავეები) უბნები.

ამდენად, საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო ზონის რელიეფი, მორფოლოგია და თანამედროვე დინამიკა შეპირობებულია მდინარეთა ალუვიონის სიუხვით, დასავლური მიმართულების ტალღების გაბატონებით, გეოლოგიური სტრუქტურის ზოგადი ხასიათითა და ტექტონიკური ნიშნებით, პირველადი რელიეფის დანაწევრების ასპექტებით. მართლაც, კავკასიონის ქედის ზღვისპირა განშტოებებსა და შავი ზღვის ღრმულს შორის გარდამავალი ზოლი მაღალი ტექტონიკური აქტიურობით გამოირჩევა და, სავსებით შესაძლებელია, რომ პლეისტოცენში აქ მძლავრ ტექტონიკურ ძვრებს ჰქონდა ადგილი, რითაც უნდა იყოს გამოწვეული შეღწეური ზოლის სივინროვე (Зенкович, 1958; Кикнадзе, 1976) ან კიდევ, რიგ ადგილებში, მისი უქონლობა.

მდ. ფსოუს შესართავი საქართველოსა და რუსეთის სახელმწიფო საზღვარს ემთხვევა. მისი კალაპოტის მონაკვეთი (ზღვიდან 4,5-5,0 კმ) შესართავამდე სამხრული (182° - 187°) ორიენტაციისაა, დახრილობა (ტანგენსებში) 0,32-0,38-ის დიაპაზონში ცვალებადობს. შესართავთან, მდ. ფსოუ ზღვაში საკმაოდ განიერი (45-150 მეტრის) ერთტოტიანი ნაკადით ჩაედინება. მდინარის წყლის ნაკადის გარდატეხის წერტილიდან ზღვასთან უშუალო შეერთებამდე პირდაპირი მანძილი 330 მ-ს შეადგენს. ამ მანძილზე მდ. ფსოუს ზღვისგან ფართო (15-30 მ) აკუმულაციური ცელა გამოყოფს. ზღვისა და მდინარის წყლების გამომყოფი, რელიეფის თავისუფალი ფორმის - ცელას ფორმირება როგორც მდინარის პლაჟწარმომქმნელი მასალის შესართავისპირა აკვატორიაში გამოზიდვასა და დაგროვებას, ისე აქ ზღვის ტალღების ენერგიის დაცემას უკავშირდება. ამ მონაკვეთზე ტალღური ენერგიის შემცირება მდ. ფსოუს შესართავის მარჯვნივ გამოშვებული მდ. მზიმთას კონცხის მიერ იმერეთის ყურეში ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობის დაცემით შეიძლება აიხსნას.

მდ. ფსოუს შესართავიდან 250 მ-ის მანძილზე ზღვის სანაპირო ხაზი აღმოსავლეთ-ჩრდილო-აღმოსავლური ($70^{\circ}-72^{\circ}$) ორიენტირებისაა, კენჭოვან-ქვიშიანი შედგენილობის პლაჟის ფართო ზოლი კი 55-60 მ სიგანეს ინარჩუნებს. ამიტომ, პლაჟის კიდის გასწვრივ მდებარე მოსახლეობის საკარმიდამო ნაკვეთებს წარეცხვის ნიშნები არ ეტყობათ. აქედან 220 მ-ის მანძილზე, სანაპირო ხაზის აზიმუტი უკვე აღმოსავლურ მიმართულებას ($90^{\circ}-91^{\circ}$) ამჟღავნებს, ხოლო პლაჟის სიგანე 60-65 მ-ის ფარგლებში მერყეობს. ამ წერტილიდან 500 მ დაშორებით ზღვის კიდე 105° -ანი აზიმუტის გასწვრივაა გაწოლილი. პლაჟის სიგანე აქ 50 მ-ია. სანაპიროს გასწვრივ 2500 მ-ის მანძილზე სანაპირო თავის მიმართულებას არ იცვლის, თუმცა პლაჟის სიგანე 25-30 მ-მდე ეცემა.

სოფ. ხეივანთან ზღვას შედარებით პატარა - მდ. ლაფსთა ერთვის. მას, შესართავისპირა უბანზე, განიერი კალაპოტი აქვს გამომუშავებული, რაც ზღვასთან გაძნელებული კავშირითაა (პლაჟის მასალით წყლის ნაკადის გადაკეცვა) გამოწვეული. მდ. ლაფსთაშესართავის საგდულიდან გადახრილია, პლაჟზე ზღვის კიდის გასწვრივ (სანაპიროს პარალელურად) 125 მ-ის მანძილზე მიედინება და მხოლოდ ამის შემდგომ ერთვის ზღვას.

ამ მდინარის შესართავიდან თითქმის 1 კმ-ის დაშორებით სანაპირო კიდეზე მცირეწყლიანი მდ. მეხადირი, მისი მეზობელი მდ. ლაშიფსეს ანალოგიურ შესართავს იმუშავებს. მისი შესართავის მონაკვეთს წყლის ნაკადის ზღვასთან შეერთების სივრცებრივი ფლუქტუაციის საკმაოდ დიდი (100-110 მ) არენა ეტყობა. პლაჟის ზოლის სიგანე 30-35 მ-ის ფარგლებში მერყეობს. მდ. მეხადირის შესართავიდან 800 მ-ის მანძილზე, მდ. ხაშუფსეს ზღვაში ოდნავ გამოშვებული დელტის მარჯვენა ნაწილამდე, ზღვის კიდე $110^{\circ}-112^{\circ}$ -იანი აზიმუტით მიემართება, ხოლო დაბალი პლაჟის სიგანე 30-35 მ აღწევს.

მდ. ხაშუფსეს შესართავისპირა ფართო (65-70 მ) პლაჟზე წყლის ნაკადი კალაპოტიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთითაა (სურ. 28. დანართი, 2) გადახრილი, რაც სამხრული მიმართულების ტალღების მოქმედების შედეგია. მდინარის შესართავის ზოლში წყლის ნაკადის დატოტვის ნიშნების მიხედვით ფლუქტუაციის საკმაოდ შესამჩნევ (325-340 მ) სიდიდეზე შეიძლება მსჯელობა.

ეს მოვლენა ცალკეული შტორმების მიერ ტალღური რეჟიმის დროით ცვლილებასა და ლელვის შესაბამისი რეჟიმის ტოლქმედისა და ორთოგონალის მიმართულებებს შორის მახვილი კუთხის არსებობასთანაა დაკავშირებული. ამ მდინარის შესართავთან ფორმირებული მარტივი აკუმულაციური წარმონაქმნი (ცელა) საკმაოდ ფართო (20-40 მ) სხეულს ინვითარებს და სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულება (140°) გააჩნია.

მდ. ხაშუფსეს შესართავიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით ზღვის კიდის აზიმუტი $120^{\circ}-122^{\circ}$ -ს შეადგენს. პლაჟის ამგებელი კარბონატული ძირითადი ქანები 1600-1650 მ სიგრძეზეა გავრცელებული, სადაც პლაჟის სიგანე თანდათანობით მცირდება. ასე, თუკი მდ. ხაშუფსეს

შესართავის მარცხენა ნაპირზე ქვიშისა და კენჭნარის შემცველი პლაჟის სიგანე 40-45 მ აღემატება, ე. წ. „თეთრი კლდეების“ მიდამოებში პლაჟი უკვე 15-20 მ, ხოლო თვით კლდოვან ნაპირზე 5-7 მ-დე ეცემა (სურ. 29. დანართი, 2), ზოგან კი ზღვის ტალღები სანაპირო კლდეებს უშუალოდ რეცხავენ (სურ. 30 – 31. დანართი, 2) ან მათი ქიმიური დამუშავება (მოპირკეთება) შეინიშნება.

კლდოვანი აგებულების პლაჟის ზოლი ნაპირის 870-900 მ სიგრძეს იკავებს. ზღვის კიდეს ზოგადი სამხრულ-აღმოსავლური მიმართულება (125°) გააჩნია. აქ, „თეთრი კლდეების“ მასიური ქანები უშუალოდ ვიწრო პლაჟის ზოლის ზურგს ეყრდნობა.

სურათიდან ჩანს, რომ ტალღები კლდეებს მუდმივად „ამუშავებენ“. ამ ქანებით აგებული ძირითადი ნაპირი ზღვაზე გამოდის, ხოლო მის ფერდობზე საავტომობილო გზა (ზღ. დონიდან 20-22 მ) ნაპირის კიდედან მხოლოდ 35-60 მ-თაა დაშორებული. ზღვისპირა ზოლის ამ უბანზე, პლაჟის ზოლსა და საავტომობილო გზას შორის ადგილობრივი მოსახლეობის საცხოვრისი ფართობები და რეკრეანტთა დასვენების პუნქტები არსად შეინიშნება. კლდეების მასიური გავრცელების ზოლში (სანაპირო კლიფების სიმაღლე 2-4 მ) ზღვის ტალღების მექანიკურ დამანგრეველ მოქმედებასთან ერთად სახეზეა ქანების წყალში გახსნის პროცესი - ქიმიური გამოფიტვა. მართლაც, აშკარად ჩანს კლიფებს მოპირკეთების აქტიური კვალი, ხოლო პლაჟის შემადგენლობაში ნგრევის მასალის (სურ. 31. დანართი, 2) მონაწილეობა.

კლდოვანი ნაპირის ინტენსიური აბრაზიისაგან დაცვის მიზნით, ჯერ კიდევ, გასულ საუკუნეში (70-80-იანი წლები) აქტიური ნაპირდაცვისთვის მიუმართავთ და ბეტონის ფასონური კონსტრუქციების - ტეტრაპოდების ჩაწყობა მოუხდენიათ. ნაპირდაცვის ამ მეთოდმა, როგორც ეს მოსალოდნელი იყო, პოზიტიური შედეგი ვერ მოიტანა: ტეტრაპოდებს ზღვის შტორმებმა ძირი გამოუთხარეს და, ამიტომ ნაპისამაგრი კონსტრუქციები პლაჟის მასალაში ღრმად ჩაფლულნი აღმოჩნდნენ, ზღვის შტორმები კი კლდოვან კლიფებს ისევ აქტიურად ამუშავებდნენ.

ზღვის ნაპირის არაგონივრული სარგებლობის კიდევ ერთი მაგალითი ჩანს შავი ზღვის სანაპიროზე, სადაც ი. სტალინის აგარაკის „ხოლოდნაია რეჩკას“ პლაჟის ზოლზე ნავმისადგომის აგებამ ნაპირისგასწვრივი ნაკადი გადაკეტა და ე.წ. „ქვედა წარეცხვები“ განავითარა. პლაჟის ზურგა კიდიდან 50-60 მ-ის დაშორებით, სანაპიროზე გაყვანილი რკინიგზის ლიანდაგისა და სატრანსპორტო კომუნიკაციების შტორმული შეტევისაგან დაცვის მიზნით, პლაჟის წარეცხვის მთელ პერიმეტრზე (სიგრძე 450-500 მ), ბუნის სერია მოაწყვეს. ზღვის შტორმისაგან „გამაგრებული“ ზღვის კიდის აზიმუტი ($88-90^{\circ}$) სამხრეთ-დასავლური რუმბის ტალღების სხივებთან (აზიმუტი 225°) ოპტიმალურ კუთხეს ($\varphi=45^{\circ}$) ადგენს და ნატანი მასალის ნაპირისგასწვრივ მოძრაობის სიჩქარეც მაღალია. ცხადია, რომ ნაპირსამაგრი ბუნის სერიით იზოლირებულმა ნაპირმა, პლაჟის მასალის დეფიციტის პირობებში, ინტენსიური „ქვედა წარეცხვა“ განიცადა.

გამაგრებული ნაპირის აღმოსავლეთით, დაახლოებით 2300 მ მანძილზე, ზღვის კილის აზიმუტი 110^0 - 120^0 -ის ფარგლებში მერყეობს. პლაჟი აქ საკმაოდ ვიწროა (5-15 მ), ხშირად მხოლოდ 2-3 მ სიგანეს აღწევს, ზოგან კი სანაპირო ფლატე ზღვის შტორმულ შემოტევას თავის თავზე ღებულობს და, როგორც წესი, აქტიურად ინგრევა. ამის გამო, სანაპირო აქტიური კლიფების გამოშუქება იშვიათი არაა. გამიშვებული კლდეების ფრაგმენტების წინ, როგორც წესი, პლაჟის ზოლი თითქმის არ შეიმჩნევა. აქტიური აბრაზიული პროცესის მსვლელობის შეჩერება აქ ისევ ბეტონური ნაგებობებით (ფასონური კონსტრუქციებით - ტეტრაპოდებითა და დიპოდებით) უცდიათ, რომელსაც, როგორც წინა შემთხვევაში - ამჯერადაც დადებითი შედეგი არ მოყოლია.

მდ. ანახომასას შესართავთან სანაპირო ხაზის აზიმუტი 130^0 -ს შეადგენს, ხოლო ძველი გაგრისკენ, თითქმის 7-8 კმ-ის მანძილზე, მისი მნიშვნელობა 110^0 - 115^0 -ის ფარგლებში მერყეობს და არაბიკას მთიანი მასივის სამხრული განშტოებების ძირზე მაღალ (ზოგან აქტიურ) ფლატეს (კლიფს) ინვითარებს. ვიწრო პლაჟის წინ ტალღები სანაპირო კლიფების აქტიურ აბრაზიას იწვევენ.

ძველი გაგრის მისადგომებთან (სურ. 32. დანართი, 2) ზღვას მდ. ჟოეკვარა ერთვის. ეს პატარა მდინარე (სიგრძე 20 კმ) საკმაოდ დიდი მოცულობის მსხვილი ფრაქციის მასალის ზღვაში გამოტანის შთამბეჭდავი უნარითაა ცნობილი. აფხაზეთში მსგავსი ტიპისაა მდ. ფსირცხას, რომელიც შავ ზღვას ახალი ათონის მისადგომებთან ერთვის. ეს მდინარე კიდევ უფრო მოკლეა (10,2 კმ), თუმცა როგორც ტიპური მთის მდინარე, ხშირი წყალმოვარდნებით ხასიათდება და სანაპიროზე უმთავრესად მსხვილი ფრაქციის მასალა ჩამოაქვს. მართლაც, მდ. ჟოეკვარის პლაჟწარმოქმნელი მასალის წლიური ჩამონადენი 15,0 ათას m^3 -ს შეადგენს, ხოლო ალუვიონის წვრილი და მსხვილი ფრაქციის შეფარდება ($F/g=0,32$) საკმაოდ დაბალია (Джаошвили, 1986), რაც ამ მდინარის ნატანში ქვა-ღორღის მაღალ მაჩვენებელზე მიუთითებს.

მდ. ჟოეკვარას შესართავთან ზღვის კილის ორიენტირება შესამჩნევად იცვლება: გამოზიდვის კონუსის დასავლური ნაპირის აზიმუტი 145^0 -ს, ხოლო აღმოსავლური მხოლოდ 55^0 -ს შეადგენს. მათ შორის სხვაობა ანუ სანაპირო ხაზის შიდა კუთხე 90^0 -ის ტოლია. მდ. ფსირცხას პლაჟწარმოქმნელი ალუვიონიც უმნიშვნელოა ($1800 m^3$), თუმცა მის მყარ ჩამონადენში მსხვილი ფრაქციის მასალა დომინირებს, რაც შესართავთან კენჭნარისა და უფრო მსხვილი ფრაქციის (საშუალო ზომის ლოდები) მასალის დაგროვებას იწვევს. ნაპირის ამ უბანზე ტალღებს ნგრეული მასალის ნაპირისგასწვრივი გადაადგილება უძნელდება. ამიტომ, შესართავებთან მსხვილი მასალა გროვდება და გამოზნექილ გამოზიდვის კონუსს აჩენს (ნახ. 33. დანართი, 1).

რელიეფის მსგავსი ფორმა „გაუმტარი“-ს (непропуск) სახელწოდებითაა (Зенкович, 1948) ცნობილი. მდინარეთა შესართავებთან ფორმირებული გამოზიდული კონუსები - „გაუმტარები“ ნაპირისგასწვრივ ნაკადში მასალის ტრანსპორტირებას

აბრკოლებს. ამის გამო, როგორც ბუნათა სერიის ე.წ. „ქვედა გარეცხვების“, ისე ამ შემთხვევაში (მდინარის გამოზიდვის კონუსების მიმდებარე ფრთაზე), „გაუმტარების“ მიერ, ე.წ. „ქვედა წარეცხვების“ მსგავსი (პლაჟის წარეცხვა) ბუნებრივი ეფექტი ჩანს.

მდ. უოეკვარიდან გაგრისაკენ სანაპირო პერიმეტრზე ზღვის სანაპირო ხაზი ჯერ აღმოსავლური, შემდგომ სამხრეთ-აღმოსავლური, ხოლო მიმდებარე უბნებზე თითქმის სამხრული (160^0 - 170^0) ორიენტირება გააჩნია, მდ. ბზიფის შესართავისპირა კონუსისთან სამხრეთისაკენ შესამჩნევად (175⁰) გადახრილი.

გაგრის სანაპირო პერიმეტრზე პლაჟის ზოლი არასაკმარისი (40-25 მ) სიგანისაა. აქ, თითქმის ყველგან, ბეტონური ნაპირგამაგრების (ტალღამრიდი კედელი, ბუნები) ნიშნები (სურ. 33. დანართი, 2) ატყვია. აქტიური ნაპირდაცვას წინ უძღოდა გაგრის პლაჟების ძლიერი წარეცხვები, რომელიც ადამიანთა საზოგადოების არაგონივრულ სამეურნეო საქმიანობასა და არაეფექტური ნაპირდაცვის ღონიძიებების ჩატარებას უკავშირდება.

ჯერ კიდევ, რუსეთის იმპერატორის ნათესავის (კუზნის), ვინმე პრინც ოლდენბურგსკის მიერ, ძველ გაგრაში ზღვისპირზე საკუთარი საცხოვრებელი სახლი (ამჟამად სასტუმრო „გაგრიფში“) აშენებულა. მის წინ ნავმისადგომი (მოლი) აიგო. ცხადია, რომ გაგრის სანაპიროს (6,5-7 კმ) ზღვისპირა პერიმეტრზე, „ქვედა გარეცხვების“ ეფექტით, პლაჟის წარეცხვამ და ნაპირის ნგრევამ არ დააყოვნა. ნაპირების დაცვას ბუნის სერიის მშენებლობის კასკადი მოჰყვა. არადა, ყოველ ნაპირდაცვით კაპიტალურ საქმიანობას, მის სამხრეთით (ქარზურგა მხარეს) პლაჟის წარეცხვის ახალ-ახალი მონაკვეთების გაჩენა მოსდევდა.

გაგრის სანაპიროს სამხრეთ-აღმოსავლეთით შავ ზღვას აფხაზეთის უდიდესი მდინარე ბზიფი (სიგრძე 110 კმ) ერთვის. სანაპიროზე ის საკმაოდ დიდ (სიგანე, 1000 მ; სიგრძე, 500 მ; ფართობი 50 ჰა) შესართავისპირა აკუმულაციურ კონუსს ჰქმნის. ამ სხეულის ფარგლებში რამდენიმე ეფემერული „ტბა“ გაჩენილი, რომელთა ოვალური (სურ. 34. დანართი, 2) ფორმისა და მდინარის კალაპოტის მსგავსი ორიენტირების მიხედვით შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ამ მცირე ზომის წყლის „აუზები“ ანუ აკვატორიები“ მდ. ბზიფის გამოზიდვის კონუსში „მოხეტილ“ წყლის ნაკადების ნარჩენებს - ე.წ. „ნაბზიფარებს“ წარმოადგენენ¹⁰. ამ „ტბების“ ხანგრძლივი არსებობის ნიშნების უქონლობის გამო, უნდა ვივარაუდოთ, რომ მათ დიდი ხნის სიცოცხლე არ გაჩნიათ და მდინარის წყალდიდობის

¹⁰ ვრცელ დაბლობებზე მდინარეთა კალაპოტები თავიანთი მიმართულების შესამჩნევ ცვლილებას განიცდიან. ტიპურ მდინარეთა ასეთ სივრცებრივ „ხეტიალს“ მეანდრირებას უწოდებენ. კოლხეთის დაბლობის დიდი არტერია - მდ. რიონი მისი ტიპური მაგალითია, რომელიც გზა და გზა თავის ნამდინარეებს - რკალისებრ ნარჩენებს ტოვებს, რომელსაც ჩვენთან „ნარიონალებს“ ეძახიან. „ნაბზიფარის“ სახელწოდებაც პირობითად - მის ანალოგიურად ვიხმარეთ.

ერთ-ერთ მომენტში, ან ალუვიური მასალით ამოვსება, ან იმავე ადგილზე სხვა ახალი ფორმის „ტბების“ გაჩენა და კონტურის უცილობელი წაშლა ელოდებათ.

მდ. ბზიფის შესართავისპირა კონუსის (2005 წლის დეკემბერი) ფარგლებში „ტბების“ სიგრძე 120-130 მ-დან 180-200 მ-ის, ხოლო სიგანე 30-35-დან 40-50-მდე მეტრის ფარგლებში მერყეობდნენ. კონუსის კოსმოსიდან დასურათების (სურ.34. დანართი, 2) დროს, შესართავის წინ ფორმირებული ცელას (სიგრძე, 500 მ) სამხრეთ-დასავლური (აზიმუტი, 160°) ორიენტირება დაფიქსირდა. მის საწყის - ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში განიერი (130 მ) სხეულია განვითარებული, შუა ნაწილში ის 60 მ, ხოლო ცელის ბოლოს - „წვერი“ მხოლოდ 1-3 მ-ის ტოლია.

მდ. ბზიფის შესართავის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპირო პერიმეტრზე, 1600-1700 მ-ის მანძილზე ზღვის კილის გავრცელების აზიმუტი 140° შეადგენს. საწყის მონაკვეთზე პლაჟი საკმაოდ მოკრძალებულად გამოიყურება, თუმცა შესართავთან პლაჟის სიგანე თანდათანობით შესამჩნევ სიდიდეს (50-60 მ) აღწევს.

ინკითის კონცხის მომგვრალეების მონაკვეთზე სანაპირო ხაზი შედარებით ნაზი მოხაზულობისაა. ამიტომაც, კონცხის წვერზე სანაპირო ხაზის მიერ (140° - 95°) შექმნილი გარე კუთხე (ნაპირის კილის მოხვევა) 45° -ს აღწევს. კენჭებიანი შედგენილობის პლაჟის ზოლი აქ საკმაოდ ფართოა და 65-70 მ-ს შეადგენს. თუმცა, მის კიდეზე მხოლოდ ქვიშა დომინირებს. ნაპირზე აბრაზიული ფლატეები არ შეიმჩნევა, რაც ამ პროცესის ან წარეცხვის არსებობას გამორიცხავს.

ინკითის ყურეს სანაპირო ხაზის ფრთა (აზიმუტი 95°) დასავლური ორიენტირებისაა, ძლიერი დასავლური ტალღებისაგან დაცულია და საკმაოდ განიერი (50-80 მ) პლაჟის ზოლის არსებობაც სახეგა. ყურეს მწვერვალისა (100° - 105°) და აღმოსავლურ ფრთაზე პლაჟის სიგანე 40 მ არ აღემატება და ტალღებიც ბიჭვინთის ტყის მასივით დაკავებულ ფრაგმენტებს „მეთოდურად“ (სურ. 35. დანართი, 2) რეცხავს.

აქედან, ბიჭვინთის კონცხის მიმართულებით, სანაპირო ხაზი 110° - 120° -ითაა ორიენტირებული და 50 მ სიგანის პლაჟი ბიჭვინთის კონცხამდე შენარჩუნებულია. ამ აკუმულაციური კონცხის ზრდა მდ. ბზიფის შესართავიდან გამომავალი ცელის მეშვეობით (Зенкович, 1948 А; Зенкович, 1948 Б) მიმდინარეობდა. ნატანი მასალის დიდი მოცულობის რეზერვის არსებობის გამო ნაპირი სულ უფრო და უფრო იზრდებოდა. ბიჭვინთის კონცხის ზღვისკენ შემობრუნება შედარებით ადრეულ ეტაპზე წარიმართა, როცა მასალის დაგროვებას „საზღვარი არ ჰქონდა“ და ნაპირიც სწრაფად იზრდებოდა და ზღვის დიდი სიღრმეებისკენ გადაადგილდებოდა. წყალქვეშა ციცაბო ღარების სათავეებამდე მოძრავი ნგრეული მასალაც ამ ღარების მცირე ზომის კალაპოტებში ხვდებოდა და სიღრმეებისკენ იწყებდა გადაადგილებას. ცხადია, რომ ეს მასალა უკვე კონცხის კვებაში ვერ მონაწილეობდნენ. შესაბამისად, ამ უკანასკნელის ზრდა და განვითარება თანდათან

შენელდა და „მიღევადი“ ტენდენციის გახდა. ამ პროცესის მსვლელობა (Кикнадзе и Зенкович, 1976) დღემდეც კი გრძელდება.

კონცხის ზრდის პროცესი 1969 წელს რამდენადმე შენელდა, როცა ორი (სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულების) ექსტრემალური შტორმის (იანვარი და თებერვალი) შედეგად, კონცხის წინ დიდი დახრილობის წყალქვეშა ფერდობზე, 200 ათასი მ³ პლაჟის მასალა უკან მოუბრუნებლად ჩაცვივდა და დაიკარგა. შესაბამისად, კურ. ბიჭვინთის პანსიონატების მიდამოებში პლაჟის სიგანე შესამჩნევად შემცირდა და ძვირადღირებულ ნაგებობები - პანსიონატები და სანატორიუმები საფრთხეში აღმოჩნდნენ. მაშინ, ამ კორპუსების წინ, ნაგებობათა დაცვის მიზნით, ფასონური ბლოკები (ტეტრაპოდები) და ბეტონის ბლოკები ავარიულად ჩაალაგეს, რომელთა ნაწილი პლაჟის მასალაში „ჩაიძირა“, ხოლო დანარჩენი ბეტონის „ნაგავი“ დღესაც ნაპირზეა, რაც დაშვებული არაგონივრული ინჟინერიის შედეგად რეკრეაციული დანიშნულების მაღლივი კორპუსების გადარჩენის ექსტრემალური ქმედების გამოძახილად რჩება. ცნობილი ჭეშმარიტებაა: თუ ქვიშა წყალმა მოიტანა - მას ისევ წყალი წაიღებს. ...და მოხდა ისე, რომ ქვიშის მომტანმა წყალმა (ტალღების შემოტევამ) წალეკვის პირზე დააყენა როგორც რელიეფის ბუნებრივი ფორმები, ისე საკურორტო (თითოეულის ღირებულება \$18-20 მლნ) კორპუსები.

ამ საგანგაშო სიტუაციის მიზეზი მხოლოდ მძლავრი ტალღების მოქმედება როდი ყოფილა. მთავარი მიზეზი პანსიონატის წინ, აქტიური პლაჟის ფარგლებში, აგებული კედელი გახდა. ცხადია, პლაჟზე, ზღვის კიდის წინ, ზვირთცემის ნაკადის გავრცელების გზაზე, დასვენების მაღლივი კორპუსის აგება საკმაოდ საინტერესო და მომხიბვლელი ჩანდა. თუმცა, ამ კორპუსების წინ აგებულმა კედელმა, პირველივე ძლიერი შტორმის პირობებში, ზვირთცემის არეკვლა და, შესაბამისად, პლაჟის ნაყარი მასალის დიდი სიღრმეებისაკენ სწრაფი გადანაცვლება გამოიწვია. იმავე წლის შემოდგომით, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე, ალევრიტის ფენის ზედაპირზე, ერთი მეტრის სიმძლავრის პლაჟის მასალის დაღეწვა დაფიქსირდა, რაც გასული შტორმის მსვლელობისას პლაჟის ამგებელი მსხვილი ფრაქციის წყალქვეშა ფერდობზე გადატანასა და დაკონსერვებას ადასტურებდა.

ბიჭვინთის კონცხის შემორკალვის ფრაგმენტისა იმავე დასახელების ყურეს ფარგლებში გასული საუკუნის 60-იანი წლების დასასრულსა და მომდევნო წლებში განვითარებული სანაპიროს მორფოდინამიკური პროცესების მრავალმხრივი ანალიზი და, განსაკუთრებით სანაპირო ზონის ათვისების ავ-კარგიანობის პრაქტიკიდან გამომდინარე დასკვნების მეცნიერული გაზიარება საკმაოდ ფართო და ხშირი განხილვის საგანი მრავალჯერ ყოფილა. მეცნიერულ დისპუტებში შეხედულებათა არაერთგვაროვანი კონსტატირების მიუხედავად, ნაპირმცოდნეობის მეცნიერებისა და სპეციალისტების ერთმნიშვნელოვანი თანხმობა მუდამ სუფევდა ერთი დასაბუთებული პრინციპის შესახებ: სანაპირო ზონა და, განსაკუთრებით პლაჟის ზოლი, მასზე შემოქმედი ძალების მიმართ წარმოადგენს რა ბუნების ფრიალ დინამიურ და არამდგრად ანუ არაკონსერვატიულ

წარმონაქმნს, სამეურნეო ათვისების დროს, ბუნების მოსარგებლეთა მხრიდან პრობლემის ღრმა ცოდნას, უკიდურეს სიფრთხილესა და ყურადღებას მოითხოვს.

ვაგრძელებთ რა სანაპიროების რეგიონულ განხილვას აღვნიშნავთ, რომ ბიჭვინთის კონცხიდან, კურორტის მიმართულებით, პლაჟის სიგანე კიდევ უფრო კლებულობს. საკურორტო დანიშნულების კომუნიკაციები (პანსიონატები, დასვენებისა და მომსახურების კორპუსები) პლაჟის პერიფერიაზეა გაშენებული. ბიჭვინთის ყურეზე ზღვის კილის აზიმუტი 20° -დან 45° -მდე (დასავლური ფრთა და ყურეს შუა პერიმეტრი) მერყეობს, ხოლო აღმოსავლური ფრთის სანაპირო ხაზის აზიმუტი 75° - 80° -ის ფარგლებშია. სოფ. ლიძავას სანაპიროზე პლაჟის სიგანე 30-35 მ აღწევს, რომლის ზურგა ნაწილი ბიჭვინთის ტყეებს უკავია. აქედან ზღვის კილის აზიმუტი 75° -ს შეადგენს, ხოლო მის მეზობელ უბანზე (1,3 კმ-ის მანძილზე) 100° - 105° -ის ფარგლებში მერყეობს. პლაჟის სიგანე აქაც უცვლელია და 30 მ-ის არ აღემატება. თუმცა ეტყობა, რომ მისი მიმდებარე ფერდობები სტაბილური სრულიადაც არაა.

სოფ. ლიძავას აღმოსავლეთით ზღვას რამდენიმე პატარა მდინარე (ცანიგვართა, მონაშსკაია, რიაფში, მიუსერკა, ამბარი) ერთვის, რომელთა მყარი ჩამონადენის პლაჟწარმომქმნელი როლი უმნიშვნელოდ მცირეა. აქვე, სანაპიროზე, მიუსერის ბორცვებია აღმართული, რომელთა სამხრული ფერდობები ზღვის აბრაზითაა ჩამოჭრილი და მათ ფასადზე მაღალი (40-50 მ-იდან 60-70 მ-მდე) კლიფები ვრცელდება. მათ წინ კი პლაჟის ვიწრო და ეფემერული ფრაგმენტები ჩანს.

აქტიური კლიფების უწყვეტი გავრცელება პატარა მდინარეების შესართავების ფარგლებში წყდება. ამ მონაკვეთებზე მოკლე, შედარებით დაბალი და გაშლილი ხეობები მთებში იჭრება. მათ ჭალებზე დასვენების ობიექტებია გაშენებული. სანაპიროზე კი მაღალი კლიფები ისევ მკაფიოდ გამოხატულ თავისთავდობას იჩენენ.

მაღალი და ციცაბო კლიფი ნაპირის გასწვრივ 10 კმ-ზე ვრცელდება, ხოლო მისი ზედაპირის მორფოლოგიურ-მორფომეტრიული ნიშნები აქტიურ დინამიკაზე მეტყველებს. ზღვის კიდეც შესამჩნევად დაკბილულია და, შედარებით მცირე მონაკვეთებზე, გავრცელების აზიმუტიც მნიშვნელოვან (ზოგჯერ 120° - 150°) ცვლილებას განიცდის.

მიუსერის ბორცვების გავრცელების არეალში, ზღვაში გამოშვერილ აბრაზიულ სხეულებს შორის, აღსანიშნავია მდ. რიაფშის შესართავთან ზღვაში გამოზნექილი აბრაზიული კონცხი, რომლის დასავლურ ფრთას სამხრეთ-აღმოსავლური, ხოლო მეორეს ჩრდილო-დასავლური (80° - 85°) მიმართულება გააჩნია. მსგავსი კონცხების სანაპირო რელიეფში გამოკვეთა არც თუ იშვიათი მოვლენაა, რომლებიც ანალოგიურ პარამეტრებს ინვითარებენ.

მდ. მიუსერკას შესართავთან ზღვისპირზე წარმოდგენილი ციცაბო ფერდობის კონცხის „ტოლსტის“ ნაპირზე 40-50 მ სიმაღლის კლიფია ფორმირებული. მისი ნაპირის დასავლური ფრთისა (აზიმუტი 120°) და აღმოსავლური კილის (აზიმუტი 30°) მიერ

ფორმირებული აბრაზიული ნაპირი მეზობელ ყურესთან შედარებით ზღვაში 600 მ-ზე იჭრება. როგორც ჩანს, მიუსერის ბორცვების სანაპიროზე გავრცელებული პლაჟის ზოლი ეფემერული ხასიათისაა. მათი სიგანე მხოლოდ რამდენიმე მეტრის ფარგლებს აღწევს და, მცირე უბეების შუა ნაწილში - მყუდრო მონაკვეთებზე შედარებით განიერ (10-15 მ, ზოგან 15-20 მ) პლაჟის ზოლებს ჰქმნის პლაჟის მასალა ძირითადად კლიფის აბრაზიის პროდუქტისაგან შედგება, რომელიც ხანგრძლივი ცვეთის პირობებში, თანდათანობით მილევალი ხასიათისაა.

აღნიშნული კონცხიდან ერთი კილომეტრის დაშორებით მცირე ზომისა და ნაზი მოყვანილობის კონცხი ამბარაა განვითარებული. აქ, კლიფის სიმაღლე უკვე 20-25 მ-ს არ აღემატება, ზღვის კიდის აზიმუტიც 80⁰-დან 45⁰-მდე ეცემა და ჩრდილო-დასავლურ მიმართულებითაა ორიენტირებული. ქ. გუდაუთისაკენ რელიეფის სანაპირო მეზოფორმები (ციცაბო და მაღალი ფლატეები) თავიანთ მკაფიურობას ნელ-ნელა კარგავენ და სანაპიროდან მოშორებით ვითარდებიან. კიდევ უფრო შორს, რამდენიმე ასეული მეტრის მანძილზე, მაღალი კლიფები მეწყრული ფერდობით ინაცვლებს, ხოლო ცალკეული გორაკები ისევ ვაკე ზედაპირზე გადადიან. მანამდე კი, სანაპიროზე მეწყრული პროცესების განვითარების ხელშემწყობი პირობები (არამდგრადი გრუნტებით აგებული ფერდობის ძირის გამორეცხვა) ზედაპირული ფენების ჩამოცოცების მოვლენებს აჩქარებს. ცხადია, რომ „ჩერნო-ამბარის“ მეწყრული სხეულების ენები ნაპირამდე აღწევნ და აქ 400-450 მ სიგანეზე ვითარდებიან.

მიუსერის ბორცვების აღმოსავლურ კიდეზე ზღვას ორი პარალელური მდინარე (მჭიშთა და ჰიფსთა) ერთვის. მდ. მჭიშთას შესართავი აღმოსავლეთით გადახრილია და 200-220 მ მანძილზე პლაჟს 600-650-იანი კუთხით კვეთავს (სურ. 36. დანართი, 2). ამავე მიმართულებით ფორმირებული ცელას (სიგრძე, 200 მ) სიგანე 20-40 მ-ის ფარგლებში მერყეობს, რომლის საპირისპირო მიმართულებით, შემხვედრი ცელა ფიქსირდება. მდინარეთა შესართავებს შორის მანძილი 1,8 კმ-ია. სანაპირო ხაზის აზიმუტი 140⁰-150⁰-ის ფარგლებში მერყეობს და ზოგად სამხრეთ-აღმოსავლურ ორიენტირებას ინარჩუნებს. პლაჟი საკმაოდ მდგრადი (სიგანე 40-45 მ) ხასიათისაა და ძირითადი ნაპირის აბრაზია არ შეიმჩნევა.

მდ. მჭიშთას შესართავის მიდამოებში პლაჟი ვულკანური ქანების (პორფირიტები) კენჭებს შეიცავს, ხოლო მდ. ჰიფსთას შესართავთან და მის მარცხენა ნაპირზე უმთავრესად ამ მდინარის ალუვიონითაა აგებული და, ფაქტობრივად, მხოლოდ დანალექი (კირქვები და ქვიშაქვები) ქანების მასალის (Кикнадзе, 1971) შეიცავს. ამ ორი მდინარის შესართავებს შორისა და მის აღმოსავლეთით მდებარე ნაპირის (კონცხები სერა-ბაბა - სოუკ-სუ) მონაკვეთის კვლევა (Алпенидзе, 1985; Алпенидзе, 1988a; Алпенидзе, 1988b; ალფენიძე, 2008a; ალფენიძე, 2008b; ალფენიძე, 2015) საკმაოდ საინტერესო სურათი გამოავლინა. აღმოჩნდა, რომ აღნიშნულ მდინარეთა ალუვიონის „თეთრი“ პლაჟი, თავის სიგანეს 1,5 კმ-

ის მანძილზე ინარჩუნებს. პლაჟის გაყოლებით დაბალი (1 მ-მდე) კლიფის ციცაბო ზედაპირს აქტიურობა არ ამჩნევია, მისი ვერტიკალური ფლატე თითქმის ყველგან გაბარდულია და ძველი აბრაზიის კვალი - ფალტის ხასხასა ზედაპირი, კლდის ხავსებითა და დაბალი ბუჩქებითაა დაფარული. მომდევნო უბანზე პლაჟი ვიწროვდება და მისი ამგებელი კენჭების შემადგენლობაში ისევ ამოფრქვეული ქანების მასალაა შერეული.

პლაჟის მიკრორელიეფისა და მასალის შემადგენლობის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ დელუვიონით აგებული და თითქმის გამქრალი კლიფის ძირის წინა ნაწილში - პლაჟზე მკვრივი შრეებრივი კონგლომერატის გამოსასვლელებია დაფიქსირებული. მათ შემადგენლობაში, კირქვიანი აღნაგობის მასალასთან ერთად, ვულკანური ქანების გავრცელებასაც აქვს ადგილი. სერა-ბაბს კონცხის მიდამოებში კონგლომერატების კლიფის სიმაღლე 4-5 მ-მდე იზრდება (სურ. 3. დანართი, 2) და, მოკლე მანძილზე, ნაპირი კლდოვან ხასიათს ღებულობს. აქვე, სახეზეა ზვირთცემის ნიშის (ეხი) გამომუშავება. პლაჟის ზოლში კი ყველგანაა კონგლომერატის ნგრევის პროდუქტები - გარიყული კენჭები. მკვრივ კონგლომერატში მიმდინარე აქტიური აბრაზია რელიეფის მიკროფორმების - ზვირთცემის ნიშის ანუ ეხის გამომუშავებას იწვევს.

სერა-ბაბასა და სოუკ-სუს კონცხების ფრაგმენტის შესწავლამ აჩვენა, რომ მათ წინ - მკვრივი თიხების, ასევე კონგლომერატებისა და სხვა შრეებრივი ფენების გავრცელების არეში, მის გვერდით გავრცელებულ მიუსერის ბორცვების მსგავსი და ანალოგიური შემადგენლობა აქვთ. თუმცა, აქ ნაპირი მხოლოდ 4-5 მ-ის სიმაღლეს აღწევს და მდინარეების მჭიმთას, ჰიფსთასა და ააფსთას ნატანი მასალით აგებული ვრცელი ვაკეს ჰქმნის. პლაჟზე კი ზღვის ფსკერული მასალის - ქვხვრეტიებით დაღრღნილი კენჭების შემჩნევა ძნელი არაა.

გუდაუთის უბის მარჯვენა ფრთაზე პლაჟი 50-60 მ-ის სიგანეს ღებულობს. აქ დასავლური ტალღების შემოსვლა შეზღუდულია და, ისე როგორც სხვა ანალოგიურ სანაპიროებზე, ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა ეცემა, ნაპირი მდგრადია და პლაჟის ზურგზე აბრაზიის ნიშნები არ შეიმჩნევა. უბის შუა ნაწილში სანაპირო ხაზის აბიმუტი 65^0 - 70^0 -ის ფარგლებში მერყეობს. ნაპირის ამ უბანზე, სერა-ბაბასა და სოუკ-სუს კონცხების ეკრანირებით გამოწვეული „ღელვის ჩრდილისაგან“ თავისუფალი ტალღები პლაჟის მასალის დეფიციტს ჰქმნის, რაც სანაპირო პერიმეტრზე ბეტონის ნაგებობების (62 ბუნა და ტალღამრიდი კედელი) აგების წინაპირობა გახდა. აქვე, მდ. გუდაუს შესართავთან, სანაპირო ხაზი სამხრეთ-აღმოსავლურ ორიენტირებას (110^0 - 120^0) ღებულობს და ძლიერი სამხრეთ-დასავლური ტალღების მოქმედების არეში ექცევა. შესაბამისად, პლაჟის სიგანეც მხოლოდ 30-35 მ-ს შეადგენს.

მდ. ააფსთას შესართავთან ნაპირი ოდნავ გამოშვერილია და ზღვის კიდის აბიმუტიც 100^0 -დან 80^0 -მდეა გადახრილი. ამ მიმართულებას ზღვის ნაპირი კიდეც 8 კმ-ის მანძილზე

ინარჩუნებს. პლაჟი ყველგან ირეცხება და ნაპირიც (არსაული-ახალი ათონი) ბუნის სერიითაა (ბუნის 41 ნაგებობა) გამაგრებული.

როგორც აღვნიშნეთ, ახალი ათონის მისადგომებთან, მდ. ფსირცხის შესართავის ნაპირზე ე.წ. „არგამშვების“ (არგამტარი) მიერ ზღვაში შესამჩნევად გამოზნექილი ფორმა (ნახ. 33. დანართი, 1) ვითარდება. ამ შვერილის 50⁰-იანი შიდა კუთხე მისი მარჯვენა (80⁰-90⁰) და მარცხენა (40⁰-50⁰) ფრთების მიერ ამ უბანზე ნაპირის მკვეთრ მომრგვალებას უკავშირდება. სანაპირო რელიეფის აღნიშნული ფორმის წარმოქმნა მდ. ფსირცხის მიერ ეპიზოდური წყალმოვარდნისას გამოტანილი მსხვილი ფრაქციის (მსხვილი კენჭები, ლოდნარი მასალა) ნატანის შესართავისპირა უბანზე დაგროვებას უკავშირდება. ამის გამო, მოკლე მანძილზე გამოზნექილი ნაპირი ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის შეფერხებას იწვევს. ნგრეული მასალის ტრანსპორტირებას ტალღები ვერ ახერხებენ, ხოლო ადგილზე დარჩენილი მსხვილი ფრაქციის მასალა ამ ლოკალური შვერილის ზრდას განაპირობებს. „არგამშვების“ სახელწოდება კი მან ნაპირისგასწვრივი მიგრაციის ნაწილობრივი შეზღუდვის (წინააღმდეგობის) უნარის გამო მიიღო.

მდ. ფსირცხის შესართავიდან 8 კმ-ის მანძილზე, სანაპირო ხაზის აზიმუტი 85⁰-60⁰-დან 100⁰-120⁰-მდე იცვლება. სანაპირო ხმელეთის ზღვისკენ დახრილი ფერდობი მაიკოპური (ოლიგოცენის წყება) თიხებითაა აგებული, რომელსაც დელუვიური მასალა ფარავს. ზღვის კიდეზე კი, თითქმის ყველგან, პლაჟის ვიწრო (10-15-დან 30-35 მ-მდე) ზოლია გავრცელებული. ზოგან, წარეცხილი პლაჟის უბნებზე, ძირითადი ნაპირები აქტიურ აბრაზიას განიცდის. ცხადია, რომ აღნიშნული აღნაგობის ძირითადი ნაპირი, ნაპირის გასწვრივი ნაკადის მწვავე დეფიციტით გამოწვეული პლაჟის ვიწრო ზოლი და ნაპირის უკან დახევა სანაპირო მეწყრების განვითარების წინაპირობებს წარმოადგენენ. აკი, შავი ზღვის გუდაუთა-ემერის მონაკვეთის ზღვისპირა (ნახ. 34. დანართი, 1) ზოლზე მკვეთრად ჩანს მეწყრული ფრაგმენტების აქტიური გამოვლინება.

პლაჟის ზოლის წარეცხვის, ძირითადი ნაპირის აბრაზიისა და მეწყრების მოქმედებისაგან დაცვის მიზნით, ახალი ათონის ზღვისპირა უბანზე, გასული საუკუნის მერე ნახევარში, ნაპირსამაგრი ბუნათა სერია (79 ბუნა) ჩაამწყრივეს, მეწყრულ უბნებზე კი ტალღასაჭრელები, ხოლო აქტიური აბრაზიის ფრაგმენტებზე ბეტონის ფასონური ბლოკები (ტეტრაპოდები, დიპოდები) ჩაალაგეს.

მეწყრების აქტიური გამოვლინება რეგიონის ერთ-ერთი მახასიათებელი ნიშანია და მსგავსი მოვლენები ზღვის ნაპირზე საკმაოდ გავრცელებულია. აქტიური მეწყრები ვრცელდება სოჭი-ადლერის, ტუაფსეს, ყირიმის (კოცხები ლუკული, ხერსონესი), ოდესის დასავლეთი (ილიჩიევკა, ჩერნომორკა, კონცხი დიდი ფონტანი) და აღმოსავლეთი (ჩრდილო ოდესის კონცხიდან ტუზლას ლიმანამდე) სანაპირო პერიმეტრებზე, რუმინეთისა და ბულგარეთის ზღვისპირა უბნებზე, თურქეთის აბრაზიული ნაპირების ფარგლებში. შავი ზღვის საქართველოს სექტორზე აქტიური მეწყრები სანაპირო ზონის დინამიკური

ნიშნებითაა განპირობებული. მეწყრების განსაკუთრებული დინამიურობა, სწორედ მათი ფრაგმენტების წინ - პლაჟების წარეცხვის უბნებზე ფიქსირდება. ფართო და განიერი პლაჟების გასწვრივ კი სანაპირო ფერდობები უმთავრესად სტაბილურია.

მდ. ააფსთას შესართავიდან სოხუმის მიმართულებით ექვსი მეწყრული უბანია (პეტროპავლოვსკის, ახალი ათონისა და ეშერის) წარმოდგენილი. მათ მიერ დაკავებული ნაპირების ჯამური სიგრძე, მეწყრული ფრაგმენტებს შორის მოქცეული მეტ-ნაკლებად სტაბილური უბნების გამოკლებით, დაახლოებით 8 კმ-ს შეადგენს. მეწყრების ბაზისები ხშირად პლაჟზე, ხოლო იშვიათად ზღვის დონის ქვემოთაც (Зарва, 1957) კი შეუნიშნავთ. ახალი ათონის მეწყრული ფრაგმენტების მეზობლად, 2 კმ-ის დაშორებით, ეშერის ბორცვიანი ვაკის სანაპირო პერიმეტრზე, ეშერის (სოხუმის) მეწყრების სამი უბანი ერთმანეთის გვერდითაა ჩამწყრივებული. მეწყრულ უბნებზე პლაჟის ფრაგმენტები იშვიათობას წარმოადგენენ, ზღვის ტალღები კი უშუალოდ ანგრევენ დელუვიურ ნაპირებს. გავრცელების მიხედვით ისინი სანაპირო მეწყრებს წარმოადგენენ, ხოლო მოძრაობის მექანიზმის მიხედვით მათ ორ (დენადი და დასრიალების) ჯგუფებად ყოფენ.

ეშერის ბორცვების აღმოსავლური პერიფერია მდ. გუმისთის ხეობითაა ჩამოჭრილი. ამ მდინარის შესართავის დასავლეთი ნაწილის ზღვის კილის აზიმუტი 100° - 120° -ს შეადგენს, შესართავთან კი 150° -ია დაფიქსირებული, ხოლო აღმოსავლურ უბანზე ზღვის კილის აზიმუტი ისევ 120° - 130° -იან სიდიდეს ღებულობს. ამ მიდამოებში პლაჟი საკმაოდ განიერია და პლაჟის მსხვილი ფრაქციის მასალას დისკოიდალური ფორმა აქვს, რაც მდინარის მყარი ნატანის იერ-სახეზე მიუთითებს. შესართავის მიდამოებში დისკოსებრი კენჭების პრევალირება ნატანის (კენჭების) დამუშავების დაბალ ხარისხზე მეტყველებს, რაც ნგრეული მასალის (ალუვიონის) პლაჟზე შემოტანისა და ტალღების გემოქმედების შედარებით მცირე დროზეა დამოკიდებული. ჩანს, რომ ზვირთცემის ნაკადში კენჭების ცვეთა, დამრგვალება და სფეროიდალური ფორმის მიღება, ნატანზე გემოქმედების დროის სიმცირის გამო, უბრალოდ ვერ ესწრება.

მდ. გუმისთის შესართავთან პლაჟი სრული პროფილისაა და მის ზურგის ნაწილს აქტიური აბრაზიის ნიშნები არ ეტყობა. თუმცა, სოხუმის კონცხის მიმართულებით პლაჟის ზოლი შევიწროებას განიცდის და სანაპიროს დელუვიურ ნალექებს ტალღები აქტიურად რეცხავს. სოხუმის კონცხის მისადგომებთან ზღვის კილის აზიმუტი 130° - 150° -ის ფარგლებში მერყეობს. საკუთრივ სოხუმის კონცხის შემორკალვის უბნის სანაპირო ხაზი ჯერ სამხრეთ-აღმოსავლურ (150° - 160°), ხოლო შემდეგ ჩრდილო-აღმოსავლურ (50° - 60°) მიმართულებას იძენს და სამკუთხედის მსგავს ფორმას ღებულობს. ამ სამკუთხედისებრი რელიეფის ფორმის - აკუმულაციური კონცხის პროქსიმალურ ნაწილში, ზღვის კილის მიერ შექმნილი შვერილის შიდა კუთხის მნიშვნელობა 100° - 110° აღწევს.

სოხუმის კონცხის მარცხენა ფრთაზე პლაჟის სიგანე 30-35 მ-მდე ეცემა. ნაპირის ამ უბანზე მძლავრი დასავლური ტალღები ვერ შემოდიან. რეფრაქციით რამდენადმე

შეესტებული სამხრული და, იშვიათი გამოჩენის, კიდევ უფრო სუსტი, სამხრეთ-აღმოსავლური ტალღები აქ პლაჟის მასალის აქტიურ მოძრაობას ვერ უზრუნველყოფენ. ამიტომ, ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა შესამჩნევად ეცემა, ტალღური ზემოქმედების ხარისხი საკმაოდ დაბალია და, შესაბამისად პლაჟიც სტაბილურ მდგომარეობას ინარჩუნებს.

სოხუმის კონცხის მომრგვალების ადგილიდან 2,5 კმ-ის დაშორებით ზღვას პატარა ღელე - მდ. დამპალა (Гнилушка) ერთვის. მის შესართავთან, მეორე მსოფლიო ომის ექოს თავისი ანაბეჭდი ღელემდე აქვს დატოვებული: მაშინ (1942 წ) მიმდინარე ომის ფრონტის ხაზზე დაზიანებული ტანკერი „ემბა“ და რკინა-ბეტონის დოკი სოხუმის მარჩხ ყურეში გაირიყა (Алпенидзе, 1978) და ღელემდე იქვე დგას (სურ. 37. დანართი, 2). მათ მიერ სანაპირო ზონაში ადგილობრივი ტალღური რეჟიმის ცვლილება (ტალღის დიტრაქცია) იქნა გამოწვეული, რომელმაც თავის მხრივ, ღელვის ენერგეტიკული ტოლქმედის შეცვლა და ნატანის მიგრაციის ხასიათის სახის ცვლა განაპირობა: ზღვაში ჩაძირული გემების წინ ე.წ. „ღელვის ჩრდილში“ პლაჟის დაგროვება, ხოლო მიმდებარე ნაპირის პერიმეტრზე ძლიერი ნგრევა გამოიწვია. მსგავსი მოვლენა სანაპირო ზონაში აკუმულაციური სხეულის გარეგანი ბლოკირების (Зенкович, 1947) მექანიზმით (ტერმინები 12. დანართი 4. და ტერმინები 12. დანართი 13) აიხსნება. სოხუმის სანაპირო უბანზე კი ამ მოვლენის შედეგად, „ღელვის ჩრდილის“ უბანზე, 45 წლის განმავლობაში, პლაჟის ადგილობროვნა დაგროვებამ 140-145 მ-ით წინ წაიწია (გაფართოვდა), ჩაძირულ გემებს თითქმის მუახლოვდა და 35 ათასი მ² (Алпенидзе, 1978) ფართობის ახალი აკუმულაციური სხეულის ფორმირება მოახდინა.

სოხუმის ყურეს შუა ნაწილი და მიმდებარე განაპირა უბანი, ჯერ კიდევ ისტორიულ დროში, ძლიერ წარეცხვებს განიცდიდა. ამ მოვლენაზე მიუთითებდნენ როგორც XIX საუკუნის (Чернявский, 1877), ისე მომდევნო XX ს-ის მკვლევარები (Руммель, 1900; Божич, 1927). სოხუმის ყურეში პლაჟის ზოლის წარეცხვის პროცესი, გემების ჩაძირვის შედეგად, კიდევ უფრო გაძლიერდა. ამიტომ, სოხუმის ზღვისპირა ნაპირის გამაგრების მიზნით 39 ბუნა და ტალღასაჭრელი ააგეს. პლაჟის წარეცხვის პროცესი იქ რამდენადმე შენეულა, თუმცა ნაპირის ესტეთიკური მხარე ამკარად მოიშალა.

ძველი ბერძნული კოლონიზაციის ნანგრევების წინ სანაპირო ხაზი ჩრდილო-დასავლურ ორიენტირებას ღებულობს და აზიმუტიც 100⁰-დან 50⁰-მდე ეცემა. აქვე, პირველი ბუნის ქარზურგა მხარეზე, პლაჟის ზოლი სწრაფად წყდება და ზღვის კიდე ძველი ნაპისამაგრი კედლის ფასადზე გადის. ქალაქის ზღვისპირა შუა ნაწილი და სამგზავრო პორტის სანაპირო, 1000 მ სიგრძეზე, ძლიერ აბრაზიას უკვე დიდი ხანია განიცდის, პლაჟის ზოლიც ჯერ კიდევ მე-19 ს-ში მიიღია, ძირითადი ნაპირიც ინტენსიურად უკან იხევდა და ქალაქის კვარტლების დაცვის მიზნით, ტალღამრიდი კედლების მშენებლობის რამდენიმე

წარუმატებელი ცდის შემდეგ, მათი საძირკველის ე.წ. ლარსენის ბლოკებით გამაგრებას მიმართეს, რომელიც ზღვის ნაპირს ამუამადაც მედგრად იცავს.

მდ. ბესლეთის შესართავი ზღვაში ოდნავ გამოშვერილ აკუმულაციურ სხეულს ქმნის. აქ, ზღვის კიდის აზიმუტი 90° - 95° -ითაა ორიენტირებული და სანაპიროს მოკლე მონაკვეთზე დასავლურ მიმართულებას მკაცრად ინარჩუნებს. მდინარის შესართავთან, წყლის მცირე ნაკადის ეპიზოდური წყალდიდობისას, წვრილი ფრაქციის (კენჭებიანი ქვიშები) ნატანისაგან შემდგარი მოკლე და ეფემერული ცელი, სოხუმის ყურეში ძლიერ ტრანსფორმირებული და სუსტი ტალღების მიერ, მდ. ბესლეთის შესართავთან (150-200 მ-ის პერიმეტრზე) გროვდება და სტაბილური ნაპირის ფორმირებას უწყობს ხელს.

მდ. ბესლეთის შესართავის მარცხენა მხარეზე პლაჟის სტაბილური ზოლი ვითარდება. თუმცა, მალე ქრება და ნაპირის 1300 მ-ის პერიმეტრზე, რკინიგზის ვაკისის დამცავი ნაპირსამაგრი ტალღამრიდი კედლის წინ, 650 მ ნაპირსამაგრი წყალქვეშა ტალღასაჭრელია აგებული. ეს ნაგებობა ცალკეული ბლოკებადაა დაშლილი და თავის დანიშნულებას მხოლოდ ნაწილობრივ ასრულებს. ტალღასაჭრელის ორივე მხარეს ბუნათა სერიაა ჩამწკრივებული, რომელთა „ჭიბები“ ქვიშის მასალითაა ამოვსებული. ქვიშიანი პლაჟის სიგანე თანდათან მატულობს და მდ. კელასურის შესართავამდე ვრცელდება.

მდ. კელასურის შესართავისპირა კალაპოტი ასიმეტრიულ ხეობაშია გამომუშავებული. ხეობის მარჯვენა ფერდობი განიერი და შედარებით ციცაბოა. მდინარის ნაკადი რამდენადმე მარცხნივაა გადახრილი და სამხრეთ-აღმოსავლურ ორიენტირებას ღებულობს. ზღვისპირეთზე შედარებით გაგანიერებული კალაპოტი და მდინარის წყლის ნაკადი შესართავის ფართო უბანზე, შემოსული ტალღების მიმართულებათა ცვლილებების შესაბამისად, თავის ადგილმდებარეობას იცვლის, რომლის რელიქტურ-ეფემერული ნიშნების (ნარჩენები) შემჩნევა აქ ძნელი არაა.

მდ. მაჭარის მიმართულებით, 2,5-3,0 კმ-ის მანძილზე, საკმაოდ განიერი (50-60 მ) და სუსტად დამუშავებული (სუსტი ხეხვა) კენჭებიანი პლაჟის ზოლია გაწოლილი, რომლის შემადგენლობაში წვრილი ფრაქციის (მსხვილი და საშუალო ზომის ქვიშები) ნატანი მასალა 20-22% აღწევს. მდ. კელასურის შესართავიდან 750 მ-ის დაშორებით, პლაჟის ზურგის პირზე ჩანს ძველი (კელასურის) ისტორიული დროის კედლის ნანგრევი, რომელიც პლაჟის ცვლილებებზე დასაკვირვებელი „რეჟერის“ როლს ასრულებს. მდ.მდ. კელასური-მაჭარის მონაკვეთზე სანაპირო 140⁰-150⁰-ის ორიენტირებას ღებულობს და როგორც დასავლური, ისე სამხრეთ-დასავლური ძლიერი ტალღების მოქმედების არენას წარმოადგენს. ამ მონაკვეთზე აღნიშნული ტალღები სოხუმის კონცხის ეკრანირებას უკვე თითქმის არ განიცდიან და პლაჟზე თავისუფალ და, ცხადია ძლიერ მუშაობას აწარმოებენ.

აქედან გამომდინარე, ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა აშკარად მატულობს, პლაჟის მასალის გადაადგილების სიჩქარეც იზრდება და კენჭების ინტენსიური

(15 %-ზე მეტი) ხეხვის პირობებში, მდ. კელასურის მყარი პლაჟნარმოქმნელი ნატანის მოცულობა ($15700 \text{ მ}^3/\text{წწ}$) აღნიშნული დანაკარგების შევსებას უკვე ვერ ახდენს. ცხადია, რომ პლაჟის სიგანეც სწრაფად კლებულობს და უკვე აგუძერასთან მხოლოდ 25-30 მ შეადგენს. შტორმული ტალღები კი ზღვის კიდის მიმდებარე ალუვიურ-დელუვიური დაბალი ვაკის ზღვისპირა ზოლის ინტენსიურ (სურ. 38. დანართი, 2) აბრაზიას აწარმოებს.

მდ. კოდორის შესართავისაკენ სანაპირო ხაზის აზიმიუტი 150^0 - 160^0 -ის ფარგლებშია და ძლიერი დასავლური ტალღების აქტიური მოქმედების ღია სექტორშია მოქცეული. ამ მიმართულებით, ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა თანდათან ძალას იკრებს და ამიტომ, პლაჟის ზოლის წარეცხვები და ძირითადი ნაპირის ნგრევა სულ უფრო შესამჩნევად მიმდინარეობს. დელუვიურ თიხნარებით აგებული სანაპიროს აბრაზიული ფლატეების სიმაღლეც 0,5-0,7 მ-ის ფარგლებში მერყეობს.

სოხუმის ყურეს უკიდურესი აღმოსავლური დაბოლოება კოდორის ალუვიურ დელტას ეყრდნობა. სოფ. ბაბუშარას მიდამოებში სანაპირო ხაზის აზიმიუტი 160^0 -ის გაყოლებით მიემართება. აქვე იწყება ზღვაში დაახლოებით 4,5-5,0 კმ-ით შეჭრილი კოდორის ფართო დელტა, რომლის ფართობი 35 - 37 კმ^2 -ია. დელტის დასავლური პერიფერია მდ. პატარა კოდორიდან მდ. სკურჩის შესართავამდე გრძელდება. სანაპირო ხაზის გასწვრივ, აღნიშნულ წერტილებს შორის მანძილი $15,5$ - $16,0 \text{ კმ}$ შეადგენს. დელტის შემომსაზღვრელი ზღვის კიდის დასავლური პერიფერიის აზიმიუტი 150^0 -ია, თუმცა მალევე დასავლური მიმართულებით უხვევს და 135^0 - 140^0 -იანი აზიმიუტის გასწვრივაა განოლილი. ამ მომრგვალების უბანზე სანაპირო ხაზი ზღვაში რამდენადმე შეჭრილ შვერილს (კოდორის კოცხი) ჰქმნის. მის აღმოსავლეთ პერიმეტრზე კი ჯერ 150^0 -ს, ხოლო შემდგომ 130^0 -ს მიუყვება. ამ უბნის ზღვის კიდეზე მცირედ გამოზნექილი კონცხის ფორმის მომრგვალების შიდა კუთხე მხოლოდ 20^0 -ს აღწევს.

საკუთრივ, მდ. კოდორის შესართავთან სანაპირო ხაზის აზიმიუტი 130^0 - 180^0 შორისაა და საბოლოოდ, მკვეთრი სამხრული გავრცელებით ხასიათდება. შესართავის მარჯვენა სანაპირო პერიმეტრზე საკმაოდ განიერი (100 - 120 მ) სრული პროფილის პლაჟის ზოლია წარმოდგენილი. მდ. კოდორი შესართავის კიდიდან $0,5 \text{ კმ}$ -ის დაშორებით წყლის განიერ (330 - 350 მ) ნაკადს ჰქმნის, რომელიც შემოდინების კუნძულებითაა დაყოფილი. მათი დიდი ნაწილი, როგორც რელიეფის დინამიური და „ეფემერული“ ფორმები წყალდიდობისას (გვიანი გაზაფხული და ადრე ზაფხული), წყლით იფარება და მისი ნაკადის გავლენით მნიშვნელოვან გარდაქმნებს განიცდის. წყლის ხარჭის დაცხრომის ეტაპზე (გვიანი ზაფხული) მდინარის კალაპოტში ფორმირებული ახალი კუნძულები სრულიად სხვა სურათს ქმნის.

მდ. კოდორის უშუალოდ შესართავისპირა უბანზე, მდინარის წყლის ნაკადის ზღვაში შემოდინების უბანი მნიშვნელოვან სივრცეებრივ (550 - 600 მ) ცვლილებას განიცდის: სამხრეთ-დასავლური და დასავლური ტალღების მიერ მდ. კოდორის წყლის დინების

ნაკადი აღმოსავლური მიმართულებითაა გადახრილი, ხოლო სამხრული და სამხრეთ-აღმოსავლური რუმბების ტალღები წყლის ნაკადს საპირისპირო მხარეს გადაანაცვლებენ.

ამავე დროს, მდ. კოდორის შესართავის ფარგმენტზე, წყლის ნაკადის მნიშვნელოვანი სივრცებრივი ფლუქტუაციის მიუხედავად, ნაპირის მარცხენა კიდეზე ორი მკვეთრად გამოხატული აკუმულაციური კონცხის ფორმირებას აქვს ადგილი: მართლაც, მდ. კოდორის შესართავის უშუალოდ მარცხენა პერიფერიაზე - ბელლანის, მისგან 300-350 მ დაშორებით კი, სანაპიროზე მეორე - ისკურიის კონცხებია გამოხატული. ამ კონცხებს შორის სანაპირო პერიმეტრის აზიმუტი 110° - 115° -ის ფარგლებში მერყეობს. პლაჟი აქ საკმაოდ განიერ (160-200 მ) ზოლს ქმნის, რომლის ზურგა მხარეს 1,5 კმ-ის სიგრძისა და ფართო (450-600 მ, ზოგან 950-1000 მ) ტბის სივრცეა ფორმირებული. უნდა ვივარაუდოთ, რომ მისი გენეზისი მდინარის წყლის სივრცებრივი ფლუქტუაციის პირობებში ცვლას (ნაზვინი) მასალის მიერ ზღვის აკვატორიისგან გამოცალკევებას უკავშირდება. პლაჟის ზურგა ნაწილის „წყლის აკვატორიას“ ადგილობრივი მოსახლეობა „აპენდიქსი“ უწოდებს, რაც მის რუდიმენტულ წარმოშობას ადასტურებს და მდ. კოდორის დელტაში წარმოქმნილი წყლის რელიქტური (გამქრალი მოვლენის ან ობიექტის ნაშთი, კვალი) წარმონაქმნს წარმოადგენს. არც თუ იშვიათად, ზღვისგან იზოლირებული წყლის ეს სივრცე, პლაჟისა და სანაპირო ხაზის მნიშვნელოვანი ფლუქტუაციის გამო, ზღვასთან უშუალო კავშირს ამყარებს. პლაჟის მასალის დაგროვებისა და გაფართოების კვალდაკვალ, „აპენდიქსი“ ზღვისგან ისევ გამოცალკევებულ „აკვატორიად“ იქცევა.

ისკურიის კონცხის აღმოსავლეთ უბანზე ზღვის კიდე მკვეთრად უხვევს ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით, მისი აზიმუტი ჯერ 80° -ის, ხოლო მიმდებარე პერიმეტრზე 50° - 60° -ის ფარგლებში მერყეობს. ამ უბანზე, ხმელეთში 2,0-2,5 კმ-ზე შეჭრილი ზღვა სკურჩის ყურეს აჩენს. კინდლის მიმართულებით, სანაპირო ხაზი საერთო აღმოსავლურ (90° - 100°), თუმცა ზოგან სამხრეთ-აღმოსავლურ მიმართულებას ამჟღავნებს. მდ. კოდორის შესართავიდან კინდლის მიდამოებამდე, 10 კმ-ის მანძილზე, ზღვის სანაპირო კიდეს აღმოსავლური მიმართულებიდან ოდნავ სამხრეთით გადახრილი ორიენტირება გააჩნია. მისი ნაპირის დიდი მონაკვეთი აშკარად გაშლილია როგორც სამხრული, ასევე ძლიერი სამხრეთ-დასავლური და, განსაკუთრებით, დასავლური შტორმული ღელვებისათვის. ამ უბანზე პლაჟწარმოქმნელი ალუვიური მასალის სანაპირო ზონაში შემოსვლა საკმაოდ ($3600 \text{ მ}^3/\text{წ}$) დაბალია.

საკუთრივ მდ. კოდორის პლაჟის ნატანი მასალის დიდი ნაწილი ($100 \text{ ათასი მ}^3/\text{წ}$) უკანმოუხრეხლად იკარგება (Джаошвили, 1986) მისი შესართავის წინ მდებარე წყალქვეშა კანიონებში. ამიტომ, სკურჩის ყურეს ფარგლების სანაპირო ზონაში ნატანის ნაპირისგანწვრივი ნაკადის სიმძლავრე 20 ათას მ^3 შეადგენს. ცხადია, რომ მიმდებარე სანაპირო პერიმეტრზე (მდ. მოქვის შესართავამდე), კენჭოვანი ნატანი მასალის მოცულობა, ბუნებრივი ხეხვით ცვეთის გათვალისწინებით, უმნიშვნელო სიდიდემდე ეცემა. ამიტომაც,

ნაპირის ამ უბანზე ნატანის ნაკადი ძლიერ დეფიციტურია, პლაჟის სხეულიც შესამჩნევ წარეცხვას განიცდის, ხოლო ძირითადი ნაპირის აბრაზია აქტიური კლიფების გამომუშავებას ახდენს.

ნაპირის ამ ფრაგმენტებზე ალუვიური მასალით აგებული კლიფების აბრაზიის შედეგად, პლაჟნარმომქნელი მასალის რამდენადმე შევსების მიუხედავად, მისი არასაკმარისი მოცულობა პლაჟებისა და მიმდებარე ნაპირის მდგრადობას ვერ უზრუნველყოფს. მხოლოდ, რამდენიმე პატარა მდინარის (ბულევა, ჭაშა, თუმუში, დღამიში, ცხენისწყალი) შესართავებთან ნაპირის მომცრო პერიმეტრებზე (200-250 მ) პლაჟი სრულ პროფილს იძენს და შედარებით სტაბილურობას ინარჩუნებს.

მდ. დღამიშის შესართავიდან ზღვის კიდე სამხრეთ-დასავლეთითაა (115^0-120^0) გაწოლილი. იქვე, მდ. მოქვის შესართავი მდებარეობს. ამ მდინარის ალუვიური პლაჟნარმომქნელი მასალის მოცულობა $8300 \text{ მ}^3/\text{წ}$ შეადგენს. მის მეზობელ სანაპირო პერიმეტრზე მდ. ცხენისწყლისა და მდ. კოდორის ალუვიონის მიერ ფორმირებული ნაპირისგასწვრივი ნაკადიდან მხოლოდ მცირე ნარჩენები ჩანს. მდ. კოდორის ალუვიური მასალა, ოჩამჩირის პორტის აშენების (1933-1934 წწ) მომენტამდე, მდ. ენგურის შესართავის უბანს აღწევდა. ამჟამად, ნაპირის გასწვრივ მოძრავი მასალა მხოლოდ აღნიშნული ნავსადგურის აღმოსავლეთ კიდეზე (ნავსადგურის მოლამდე) აღწევს. ამ ნაგებობის მარჯვენა ნაპირის ქარპირა ნაწილში პლაჟის მასალის ე.წ. შევსების კუთხის ფარგლებში, ნატანი მასალის დაგროვების გამო, 250 მ სიგანის პლაჟი „გაშენდა“ და ნაპირის ხაზიც საათის ისრის მიმართულებით 15^0-20^0 -ით გადაიხრა.

იმავედროულად, ამ უბანზე, საკმაოდ იაფი სამშენებლო ინერტული მასალა გაჩნდა, რომლის დამუშავება, აგერ უკვე, გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან - წარმატებით მიმდინარეობს. ოჩამჩირის ნავსადგურის მიმდებარე პლაჟი კი კვების წყაროს გარეშე დარჩა. პორტის აღმოსავლური პერიფერიაზე აქტიური ნგრევის ქვეშ მოექცა (სურ. 39. დანართი, 2) და ზღვის კიდეზე აქტიურად უკან დაიხია.

სამაგიეროდ, ნავსადგურიდან მდ. ლალიძგის შესართავამდე, ქ. ოჩამჩირის სანაპირო პერიმეტრის გაყოლებით, დაახლოებით 6,5-7,0 კმ-ის მანძილზე, პლაჟი ძლიერი წარეცხვის პირობებში მოექცა. განსაკუთრებით, დიდი დარტყმა ამ უბნის დასავლურმა ნაწილმა მიიღო, სადაც სანაპირო ხაზის უკან დახევამ 250 მ (Алпенидзе, 1975) შეადგინა. თუკი, ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ხელოვნურად დისკრეტული მდგომარეობის წარმოქმნამდე, პორტის მიმდებარე უბნის ზღვის კიდის აზიმუტი 125^0-130^0 შეადგენდა, სულ რაღაც ათიოდე წლის განმავლობაში, ეს მიმართულება მკვეთრად შეიცვალა და 70^0-90^0 -ის ფარგლებში მოექცა. აქ ფორმირებული პლაჟის მასალის აშკარა დეფიციტმა და ძირითადი ნაპირის ინტენსიურმა აბრაზიამ „მცირე აბრაზიული უბის“ წარმოქმნა გამოიწვია. ნაპირის განვითარების ნეგატიური გამოძახილი დღესაც გრძელდება.

ოჩამჩირის პორტის აღმოსავლეთით კი სანაპიროზე ძლიერი აბრაზია განვითარდა, რომელმაც სოხუმი-თბილისის საავტომობილო გზის გასწვრივ, ქალაქის რამდენიმე კვარტლის ნგრევა გამოიწვია. ქალაქის ინფრასტრუქტურის ნაგებობები, მათ შორის საავტომობილო გზა და სპორტული არენა ზღვის ძლიერმა ტალღებმა შთანთქა. სანაპირო პერიმეტრზე, ნაპირის ნგრევის შეჩერების მიზნით, გასული საუკუნის 60-80-იან წლებში, სანაპირო 54 ბუნისა და 4,0 კმ-ის სიგრძის ტალღამრიდი კედლის არტახებში მოაქცეს.

მდ. ლალიძგას შესართავის მარჯვენა მხარეზე ზღვის კიდე სამხრეთ-აღმოსავლური (140°) მიმართულებისაა, რომელიც განიერი პლაჟის არმითაა შემოსაზღვრული. მდინარის შესართავი ოდნავ აღმოსავლეთითაა გადახრილი. სანაპირო ხაზი აღნიშნულ მიმართულებას ინარჩუნებს, თუმცა შემდგომ საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით გადახრის ტენდენციას იძენს და, მდ. ოქუმის შესართავთან, 150° - 160° -ის დიაპაზონში მერყეობს. სანაპიროს განხილულ უბანზე (მდ.მდ. ლალიძგა-ოქუმის შესართავებს შორის), დაახლოებით 9,0-10,0 კმ-ის მანძილზე, პლაჟი ჯერ საკმაოდ განიერია (60 მ), შემდგომ კი მისი სიგანე სწრაფად კლებულობს და არასრული პროფილის იერ-სახის მატარებელი ხდება.

მდ. ოქუმის შესართავიდან 2,5 კმ-ის მანძილზე ზღვას მდ. ერისწყლის კალაპოტში გაყვანილი ენგური-ჰესის სარინი არხი ერთვის. მის დასავლურ კიდეზე ნაპირის ხაზის აზიმუტი 150° -იან მიმართულებას ინარჩუნებს. არხის მიმართულებით პლაჟის ზოლი სულ უფრო განიერი ხდება და მის მიმდებარე მარჯვენა უბანზე საკმაოდ დიდ მნიშვნელობას (70-80-დან 100-110 მ) აღწევს. როგორც ეს მოგვიანებით (Зенкович, 1987) გახდა ცნობილი, პლაჟის ამ ადგილობრივი გაფართოება არხის წყლის ნაკადის მიერ ფორმირებული ე.წ. „მოლური ეფექტის“¹¹ შედეგად ყოფილა შეპირობებული. ამის გამო ოჩამჩირის ნაპირიდან მოძრავი ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი, მოცემულ უბანზე, დისკრეტულობას (განყვეტას) განიცდის. შესაბამისად, ზღვის კიდეზე, ნატანი მასალის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ე.წ. „შემოსვლის კუთხის“ ($\varphi=45^{\circ}$) შევსებასა და, აქედან გამომდინარე, ნაპირზე პლაჟის მასალის დაგროვებას აქვს ადგილი.

არხის მარცხენა მოკლე უბანზე განიერი პლაჟი სწრაფად ქრება და მხოლოდ 15-20 მ-ის სიგანეს აღწევს. აღწერილი „მოლური ეფექტის“ გამო, ნაპირზე ნატანი მასალის დეფიციტის პირობებში, პლაჟი ინტენსიურად ირეცხება და ძირითადი ნაპირი ყველგან უკან იხევს. ამ მოვლენაზე მეტყველებს სანაპიროზე ფორმირებული რიგი აბრაზიული ნიშნები: დელუვიონში გამომუშავებული აბრაზიული ფლატეები; პლაჟის მასალის (უმათავრესად ქვიშა) მიერ სანაპიროს მიმდებარე ზოლის მოსილვა; სანაპირო ინფრასტრუქტურის

¹¹ მდინარის წყლის ნაკადის ზღვის სანაპირო ზონაში შემოსვლის შემთხვევაში, წყლის ნაკადის მიერ, შესართავისპირა უბნის ქარპირა ფრამენტზე ნატანი მასალის დაგროვებას, ხოლო მის ქარზურგა მხარზე, ზღვის ტალღების ენერგიის დაცემის შედეგად, პლაჟის წარეცხვასა და ძირითადი ნაპირის აბრაზიას აქვს ადგილი.

ნგრევა; ზღვის ძლიერი აბრაზიის გამო მიმდებარე ხმელეთის ზოლში ტყისა და ბუჩქნარების ფარგლებში შემოჭრა.

ამ არხის შესართავიდან 8,0-8,5 კმ-ის დაშორებით, ზღვას მდ. გაგიდა ერთვის. ამ მონაკვეთზე, პლაჟის მიმდებარე სანაპიროს ფართო ზოლი დაჭაობებულ სივრცეს უკავია. პლაჟის ზურგის ნაწილში, ნაპირის გასწვრივ ლაგუნის მსგავსი ტბები შესამჩნევ (600-დან 1600 მ-მდე) სიდიდეებს იწვეთარებენ. ამ მონაკვეთზე ზღვის კიდის აზიმუტი 150° - 160° -ის ფარგლებშია მოქცეული.

მდ. გაგიდის შესართავის სანაპირო ფრაგმენტზე, წყლის ნაკადი კალაპოტის ძირითადი მიმართულებიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით საკმაოდ შორსაა (550-600 მ) გადახრილი და პლაჟის ზოლზე ზღვის კიდის პარალელურად ვრცელდება. მსგავსი სურათი (მდინარის შესართავის გადახრა) მსოფლიოში ფრიად გავრცელებულ (მდ. სენეგალის შესართავი 26 კმ-ით, ხოლო სომალის ნახევარკუნძულზე მდ. ვები-შებელი 400 კმ-ითაა გადახრილი) მოვლენას (Терминологический..., 1980) წარმოადგენს. მისი ფორმირება ღია და გაშლილი ზღვის სანაპიროებზე მიმდინარეობს და მძლავრი ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ან მიგრაციის არსებობითაა გამოწვეული.

მდ. გაგიდის შესართავის მონაკვეთიდან 0,5 კმ-ით დაშორებულ უბანზე ზღვას პატარა ღელე ერთვის, რომელიც ხანდახან პლაჟის ნაზვინით ჩაიკეტება ხოლმე და ზღვისგან ღროებით იზოლირებულ მდგომარეობაში გადადის. ჩაკეტილ ფაზაში იგი საკმაოდ ფართოვდება, ტბის ფორმას ღებულობს და ფრიად მნიშვნელოვან ფართობს იკავებს. ზღვაში შეერთების დროს კი მისი დონე კლებულობს, ცალკეულ ნაწილებად იყოფა და ხშირად მცირე „ლაგუნების“ ფრაგმენტებს ქმნის.

ზღვის ამ პერიმეტრზე სანაპირო სამხრული (170° - 175°) მიმართულებისაა. შესაბამისად, ნაპირი სამხრეთ-აღმოსავლური და, განსაკუთრებით, დასავლური მიმართულების ტალღებისათვის აშკარად ღია და გახსნილია. ცხადია, რომ ძლიერი შტორმები ნატანის ნაპირისგასწვრივ ნაკადს მაღალ ტევადობას ანიჭებს და ტალღებიც პლაჟზე გამუდმებით მუშაობენ.

ალევიონის სიმცირისა და ნაკადის შეზღუდული სიმძლავრის პირობებში ნატანის აშკარა დეფიციტის ფორმირებას აქვს ადგილი, რაც პლაჟის წარეცხვებსა და ძირითადი ნაპირის აქტიურ აბრაზიას იწვევს. ამ სანაპიროზე (სოფ. სოფ. გაგიდა, ფიჩორი, განმუხური) მსგავსი მოვლენა, ჯერ კიდევ, გასული საუკუნის 50-იან წლებში შეინიშნებოდა, თუმცა ავტორის დაკვირვებით ის ამჟამადაც აშკარად ინტენსიურია (სურ. 40. დანართი, 2).

2010 წელს გადაღებულ ფოტოზე ჩანს როგორც აბრაზიული ფლატეების ახალი კვალის არსებობა, ისე ნაპირის მიმდებარე ზოლის ბალახეული მდელოსა და ხეხილის ნარგავების ქვიშით დაფარვა (მოსილვა) და ბუჩქების ძირის სწრაფი გამორეცხვა.

ზღვის ნაპირზე, სოფ. ფიჩორის სამხედრო ბაზიდან მდ. ენგურის შესართავის მიმართულებით, 2,3 კმ მანძილზე, პლაჟის სიგანე თანდათან მატულობს და მის

შემადგენლობაში, ამ მდინარის ალუვიონის ფართო მიგრაციის გამო, მსხვილი ფრაქციის მასალაც მატულობს. შესართავთან კი მდინარის სიგანე 400 მ აღწევს, სადაც მრავალი გარშემოძინების კუნძულია ფორმირებული, ხოლო ზღვაში უშუალოდ შემოსვლის წერტილში მისი სიგანე მხოლოდ 45-50 მ შეადგენს. მდ. ენგურის შესართავის მნიშვნელოვან ელემენტს სამხრული მიმართულების სანაპირო ცელა წარმოადგენს, რომლის სიგრძე 1300 მ-ია, ხოლო სიგანე 100-120 მ-ის ფარგლებში მერყეობს.

მდ. ენგურის შესართავის მარჯვენა მხარეზე პლაჟის ზოლი (სურ. 41. დანართი, 2) ძირითადად კენჭოვან-ქვიშოვანი შემადგენლობისაა და დაბალი ზოლის ფრაგმენტებს „მეთოდურად“ იკავებს. სოფ. განმუხურის ზღვისპირა პერიმეტრზე, პლაჟის სიგანე 40-50 მ აღწევს, თუმცა მას წარეცხვის ნიშნები ატყვია. მდ. ენგურის შესართავის მარცხენა მხარეს კი, ნაპირის დაახლოებით 2,0 კმ-იან ფრაგმენტზე, ზღვის კიდე 120⁰-თაა ორიენტირებული. მომდევნო უბანამდე (ყულევი), 11,5-12,0 კმ-ის მანძილზე, ზღვის სანაპირო ხაზის აზიშუტი 130⁰-160⁰-ის ფარგლებშია მოქცეული და ქვიშით აგებული პლაჟი ყველგან არასრული პროფილისაა, ბალანსური მდგომარეობის მიხედვით კი დეფიციტურია და უმეტესად წარეცხვას განიცდის.

ანაკლიასა და ყულევის ზღვისპირა 11,5-12,0 კმ-იან პერიმეტრზე სანაპირო ხაზს სამხრული მიმართულება (180⁰-185⁰) აქვს შენარჩუნებული და, ამდენად, ძლიერი დასავლური შტორმებისაგან სრულიად დაუცველია. მისი პლაჟის პროფილის იერ-სახეც (სურ. 42. დანართი, 2) მორფოლოგიურად დაუსრულებელ შთაბეჭდილებას ტოვებს.

გასული საუკუნის 30-იანი წლების დასასრულს (1939 წ), კოლხეთის დაბლობის ზღვისპირა შუა ნაწილში, მდ. რიონის რიგი ნეგატიური ნიშნების (ქ. ფოთის დატბორვა) თავიდან აცილების მიზნით, მისი ძირითადი ჩამონადენის ნაბადას (ქალაქის ჩრდილოეთი ფრაგმენტი) უბანზე გადატანა გადაწყდა. ამჟამად, მდ. რიონის ამ კალაპოტში წყლის ნაკადისა და, შესაბამისად, მყარი ჩამონადენის 80 % მიედინება. ცხადია, რომ მდ. რიონის ახალი შესართავის ფრაგმენტზე პლაჟის მასალის ინტენსიურ დაგროვებას მიეცა დასაბამი და გაუვალე ჭაობების წინ ქვიშის მასალის მიერ 800 ჰა-ის ფართობის მოსილვა (Джаошвили, 1986) დაფიქსირდა.

მდ. რიონის წყლის ახალი კალაპოტის შესართავისპირა უბანი საკმაოდ წინ წამოიზარდა და მდინარეც თანამედროვე დელტის მშენებლობას (სურ. 43. დანართი, 2) შეუდგა. ამ უბანზე მდ. რიონი ზღვაში რამდენიმე ტოტად იყოფა და ცალკეული ნაკადის სახით ჩაედინება. მათგან, მკვეთრად გამოკვეთილ ორ ნაკადს შორის ქვიშის კუნძულია ფორმირებული, რომლის სიგანე 2400 მ, ხოლო მდინარის დინების გასწვრივ 1300 მ შეადგენს. მდ. რიონის მიერ, ამ ბოლო 70 წლის განმავლობაში, ფორმირებული ახალი დელტის საერთო სიგანე ზღვის გასწვრივ 4,0 კმ-ს აღწევს.

ქ. ფოთის შავი ზღვისპირეთის ჩრდილო ნაწილში, ნაბადას უბანზე, მდ. რიონის ახალი შესართავის მარცხენა ნაპირი, ფოთის პორტამდე 3,4 კმ-ის მანძილზე, სამხრეთი

მიმართულებით ორიენტირებული სანაპირო ხაზი 162⁰-165⁰-თაა განოლილი. აქ ფორმირებული ქვიშის მასალის მოძრაობა ფოთის პორტის ჩრდილო მოლითაა გადაკეტილი და მისი შევსების კუთხეში ქვიშის ნატანი მასალის დაგროვება საკმაოდ მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს, რაც ამ პლაჟის სიგანეში (200 მ-ზე მეტი) გამოიხატა.

ამავე დროს, ფოთის პორტის ქარპირა მხარეს, დიდი კუნძულის ზღვისპირა (1900 მ) პერიმეტრზე, აღრე ჩამოყალიბებული წონასწორობა დაირღვა, ზღვის კიდემ კატასტროფულად უკან დაიხია და ძირითადი ნაპირის ნგრევა გამოიწვია, რომლის სიდიდემ გრანდიოზული მასშტაბი (800-1000 მ) მიიღო. დიდი კუნძულის მარცხენა პერიფერიაზე მდ. რიონის ძველი კალაპოტი ჩამოედინება. აქედან, პალიასტომის ტბის მისადგომებამდე (მანძილი 5,4 კმ) სანაპირო ხაზი სამხრეთ-აღმოსავლეთითაა (145⁰-147⁰) ორიენტირებული. პლაჟი აქ (მალთაყვას მიდამოები) ყველგან ირეცხება და ძირითადი ნაპირიც აბრაზიას განიცდის.

პალიასტომის ტბიდან მდ. ნატანებამდე სანაპირო ხაზი სამხრული (172⁰-174⁰) მიმართულებისაა, ხოლო ამ მდინარის შესართავთან ის ოდნავ ჩრდილო-დასავლეთითაა გადახრილი. მდ. ნატანებს მარცხენა მხრიდან მდ. ჩოლოქი ზედ პლაჟის ზურგის ხაზზე ერთვის, რითაც პლაჟის ზოლი ზღვისა და მდინარის წყლებს შორისაა მოქცეული.

მდ. ნატანების შესართავიდან 11 კმ-ის მანძილზე (აზიმუტი 178⁰-180⁰) პლაჟი საკმაოდ განიერია (55-60 მ) და კენჭნარ-ქვიშნარი ფრაქციის შემადგენლობა გააჩნია. კურორტ ქობულეთის მისადგომებთან პლაჟი კიდევ უფრო განიერი ხდება და 60-70 მ (ზოგან 75-80 მ) ფარგლებში მერყეობს. ქობულეთი-ციხისძირის სანაპირო პერიმეტრზე (4,2 კმ) ზღვის კიდის აზიმუტი უკვე სამხრეთ-დასავლურ (195⁰-198⁰) მიმართულებას იძენს, პლაჟის სიგანე კი 25-30 მ, ზოგან 35-40 მ აღწევს.

ციხისძირის მისადგომებთან, პლაჟის ზოლის ნაცვლად, ნაპირზე კლდეების ციცაბო ფერდობები გამოდიან და ზღვის ტალღები მაღალ კლიფებს ამუშავებენ. აბრაზიული ფლატის ნგრევის პროდუქტები – სხვადასხვა ზომის ლოდები, ზედ ზღვის კიდისა და მიმდებარე აკვატორიის შედარებით ვიწრო ზოლის ფარგლებში განიცდის მიმოფანტვას. სანაპიროს ამ მიდამოებს ხატოვნად „სამოთხის ნაპირს“ უწოდებენ.

ციხისძირის ფლატეებიან ნაპირზე ფორმირებული კლიფები 2-3 მ-დან 10-12 მ-მდე ნიშნულებს აღწევენ. ამგებელი ქვიშაქვები, კარბონატული ქანები, ვულკანური ჩანართები ტალღების აქტიური მოქმედების წინაშე უძლურნი ხდებიან და ინტენსიურ აბრაზიას განიცდიან, რომლის ნგრევის პროდუქტი - კენჭნარი მასალა კლიფის წინა ფასადზე უნდა გროვდებოდეს. თუმცა, აქ პლაჟის ნიშან-წყალი არ ჩანს.

ამ პარადოქსის ახსნა ძნელი არაა: ზღვის კიდესთან შემომავალი დასავლური ძლიერი შტორმული ტალღების არამართობული სხივები, კლიფის წინ, ზღვის ნაპირის გასწვრივ დინების ფორმირებას ხელს უწყობენ. ამავე დროს, სანაპიროს ამ ფრაგმენტზე ისე, როგორც მთელი აჭარის შავი ზღვისპირა ზოლში – პლაჟის მასალა სამხრეთ-

დასავლეთი მხრიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით გადაადგილდება. პლაჟის მასალაც ნაპირის ამ უბნიდან როგორც ტალღების, ისე აღნიშნული დინების გავლენით – ქობულეთის მიმართულებით მოძრაობს და სანაპირო კლდეების მიმდებარე დაბალ უბანზე გროვდება.

რაც შეეხება მართობულად შემომაველ ჩრდილო-დასავლური რუმბის ტალღებს – მათ მიერ სანაპირო კლდეების წინა ფასადიდან არეკლილი ტალღები პლაჟის მასალას წყალქვეშა სანაპირო ფერდობისაკენ გადაადგილებენ. ორივე შემთხვევაში, კლიფების წინ პლაჟის მასალის დაგროვების ხელშემწყობი პირობები არ არსებობს. ამიტომაც, ტალღების ძლიერი აბრაზიული მოქმედების არეალებიდან გატანილი ნგრეული მასალა მეზობელი, შედარებით დამრეცი ან დაბალი სანაპიროს მიდამოებში იწყებენ აკუმულაციას და საბოლოოდ იქ განიცდიან კონსერვაციას.

ციხისძირის კლდეებიანი სანაპირო პერიმეტრის კლიფებში მიმდინარე სელექციური აბრაზიის შედეგად ტალღის ზვირთვების ნიშის ზედაპირზე ზღვიური თაღის (Sea-Arch) ფორმირებას აქვს ადგილი.

კურ. ციხისძირიდან დაბა ჩაქვის მიმართულებით, დაახლოებით 3,0 კმ-ის მანძილზე, სანაპირო ხაზი სამხრეთ-დასავლეთითაა (1950-1970) ორიენტირებული. ამ უბანზე სანაპირო ზოლი დაბალია, მის წინ (ციხისძირის გარეუბანზე) პლაჟი 30-35 მ-ის, ხოლო დაბა ჩაქვთან 15-18 მ-ის სიგანეს აღწევს.

დაბა ჩაქვიდან 2300 მ-ის დაშორებით სანაპიროზე ზღვას მდ. ჩაქვისწყალი ერთვის. ამ ორ პუნქტს შორის სანაპირო ხაზი 200⁰-205⁰-თაა განოლილი, რომლის ფარგლებში პლაჟის ზოლის სიგანე მხოლოდ 30 მ შეადგენს. აქედან, მწვანე კონცხის ჩრდილოეთი ფრთის საწყის წერტილამდე, 2100 მ მანძილზე, ზღვის კიდის აზიმუტი 205⁰-ია, ხოლო თვით ზღვაში ღრმად შეჭრილი მწვანე კონცხის მარცხენა ფრთა, დაახლოებით 170-200 მ-ის მანძილზე, ჩრდილო-დასავლური (276⁰) მიმართულებისაა. კონცხის მომრგვალების უბანზე ზღვის კიდის მიმართულება სწრაფად იცვლება, ხოლო მის სამხრული ფრთის სანაპირო (სიგრძე 150-160 მ) ხაზი უკვე სამხრეთ-დასავლურ ორიენტირებას ღებულობს და აზიმუტიც 190⁰-195⁰-ის ფარგლებშია მოქცეული. კონცხის ზღვისპირა პერიმეტრზე, მაღალი კლიფის წინ, ძლიერი აბრაზიის ნიშნები შეიმჩნევა და მისი პროდუქტის (საშუალო და დიდი ლოდები) ფართო გავრცელებას აქვს ადგილი.

მწვანე კონცხის სამხრეთი ფრთის პერიფერიაზე პლაჟის ზოლი ისევ ნორმალურ პროფილს ღებულობს და მისი სიგანეც სწრაფად (2-3 მ-დან 20-25 მ-მდე) მატულობს, ხოლო ზოგან 35-40 მ-საც კი აღწევს. მდ. ყოროლისწყლის შესართავის მარჯვენა ნაპირის კიდე 205⁰-210⁰-თაა ორიენტირებული. ამ მდინარის მკვეთრად გამოკვეთილი შესართავი, დაახლოებით 100 მ-ის პერიმეტრზე, ზღვაში შესამჩნევად შეჭრილ შვერილს ქმნის. მისგან ჩრდილოეთით მდებარე სანაპირო მონაკვეთზე პლაჟის ფრაგმენტები გვხვდება, ხოლო

მიმდებარე ნაპირის უბანზე მხოლოდ ნანგრევებია შემორჩენილი, ზღვის ტალღები კი ბეტონისა და ძირითადი ნაპირის ლოდნარ სტრუქტურებს ამუშავებენ.

მდ. ყოროლისწყლის შესართავიდან ბათუმის საზღვაო პორტამდე, 2,2 კმ-ის მანძილზე, პლაჟის ზოლი ფაქტობრივად არაა განვითარებული და ნაპირზე „მარჩხი“¹² ზღვის“ სუსტი ტალღები მოქმედებენ. თვით ნავსადგურის პერიმეტრზე (სიგრძე 2,1 კმ) საზღვაო პორტის სამხრეთი პერიფერია ბათუმის საქალაქო ინფრასტრუქტურას უკავია. მისი სანაპირო რკალი კი ბათუმის კონცხითაა ფორმირებული. ამ აკუმულაციური სხეულის მომრგვალების 500 მ-იან უბანზე, ზღვის კიდე ჩრდილო-დასავლური (295⁰-297⁰) მიმართულებისაა. აქედან, სახელმწიფო (სურ. 44. დანართი, 2) უნივერსიტეტამდე, 1400 მ-ის მანძილზე, სანაპირო 230⁰-235⁰-ის გასწვრივ მიემართება და ფართო (60-70 მ) პლაჟს ინვითარებს.

ქ. ბათუმის ზღვისპირა სამხრულ პერიფერიაზე, უნივერსიტეტიდან აეროდრომის ასაფრენ ზოლამდე (4,8 კმ), სანაპირო ხაზი სამხრეთ-დასავლურ (2200) ორიენტირებას ინარჩუნებს, ხოლო პლაჟის ზოლის სიგანე 15-20 მ-დან (ზოგან 10-15 მ) 25-30 მ-მდე მერყეობს. ბულვარის წინ კეთილმოწყობილი პლაჟის სიგანე 70-75 მ-ს აღწევს. აეროდრომიდან მდ. ჭოროხამდე (2,0 კმ) სანაპირო 215⁰-ზეა გაწოლილი და სამხრეთ-დასავლური ორიენტირება გააჩნია. ცხადია, რომ ეს მონაკვეთი მდინარის ალუვიური პლაჟწარმომქმნელი მასალის აშკარა დეფიციტს არ განიცდის. სრული პროფილის პლაჟს წარეცხვის ნიშნები არ ატყვია, მიმდებარე ხმელეთის დაბალ ზოლზე აბრაზიული გენერაციის რელიეფის მიკროფორმები არ შეინიშნება.

მდ. ჭოროხის შესართავი ზღვაში შეჭრილ შვერილს ქმნის. მისი დელტური წარმონაქმნი სანაპიროს გასწვრივ 3,1-3,3 კმ-ის მანძილზეა წარმოდგენილი, ხოლო ხმელეთში 7,5-8,0 კმ-ზე იჭრება და, სამკუთხედის მახვილი წვერით, ხეობის ვიწრო კალაპოტის ფარგლებში ბოლოვდება. შესართავის ჩრდილო ნაწილში სანაპირო ხაზი 215⁰-218⁰-ითაა გაწოლილი, ხოლო სამხრული 187⁰-190⁰-ის ფარგლებში მერყეობს. მათ მიერ შექმნილი შიდა კუთხე 27⁰-30⁰-ს შეადგენს. ამდენად, მდ. ჭოროხის დელტური დაბოლოება ზღვისპირა დაბალი ვაკის სამხრულ პერიფერიაზე „ჩამონტაჟებულ“ ალუვიურ-ზღვიურ სხეულს წარმოადგენს და სანაპირო გორაკებისა და მთისწინეთების კალთებზეა შეფენილი.

მდ. ჭოროხის დელტის მიმდებარე სამხრეთი პერიფერიის ზღვის კიდე 4,0-4,2 კმ-ის მანძილზე 183⁰-185⁰-იან კუთხეს ქმნის. პლაჟი აქ (სოფ. კვარიათის მიდამოები) საკმაოდ ფართოა (40-50 მ) და კენჭოვანი (სურ. 45. დანართი, 2) შემადგენლობა ახასიათებს. აქედან, დაახლოებით 800 მ-ის მანძილზე, ზღვის კიდე 235⁰-იანი აზიმუტით მიემართება და ციცაბო კლდის პირზეა ფორმირებული. შემდგომ კი, ასევე კლდოვანი ნაპირი 800 მ-ის მანძილზე,

¹² ნაპირის ამ უბანს ადგილობრივი მოსახლეობა „მარჩხ ზღვას“ უწოდებს.

უკვე 200⁰-ზეა გაჭიმული, რომლის წინ ზღვის ტალღები სანაპირო კლდეებს უშუალოდ ანგრევენ და ციცაბო კლიფებს ქმნიან. ზღვის ნაპირზე კი მათი ნგრევის პროდუქტები (ლოდები) მიმოფანტული.

უშუალოდ სოფ. სარფთან ზღვის სანაპირო ინტრასტრუქტურა პლაჟის (სიგანე 50-60 მ) ზურგიდან იწყება. აქ, ნაპირის ხაზის (სიგრძე 600 მ) აზიშუტი 190⁰-192⁰ შეადგენს. თურქეთის მიმართულებით ზღვის ნაპირს ზემოდან მაღალი კლდეები დაყურებს და, შესაბამისად, ვიწრო და ციცაბო სანაპიროს ფორმირებას აქვს ადგილი.

ამგვარად, შავი ზღვის საქართველოს სექტორის პლაჟის მორფოლოგიურ-მორფომეტრიული და ნივთიერი შედგენილობის ნიშნები არაერთგვაროვანი აღმოჩნდა. პლაჟების, როგორც სანაპირო ზონის ერთიანი და მთლიანი სისტემის კომპონენტის მორფოდინამიკურ ასპექტები მჭიდროდაა დაკავშირებული წყალქვეშა და წყალზედა ნგრეული მასალის მთელ რიგ ასპექტებთან. მათ შორის აღსანიშნავია - ალუვიურ-ტერიგენული მასალის ზღვისპირზე შემოტანის პირობები, ალუვიონის ფიზიკურ-ქიმიური ასპექტები, სანაპიროს პირველადი რელიეფის ნიშნები და მისი წარმოშობის გეოლოგიურ-ტექტონიკური პირობები, ჰიდრო- და მორფოდინამიკა და ა.შ.

აღნიშნულიდან ჩანს, რომ პლაჟის მორფოდინამიკური ნიშნების ჩამოყალიბება მხოლოდ ამ ჩამოთვლილი ფაქტორებით როდია განსაზღვრული, არამედ სახეგა მათი როგორც ინტეგრალური ზემოქმედება, ისე ამ ფაქტორების თანმიმდევრულობითი გამოვლინების ასპექტები. ამ ფაქტორთა ნაკრებში შემავალი ცალკეული კომპონენტების მორიგეობითი გამოვლინებები და ენერგეტიკული ასპექტების მიერაა შეპირობებული პლაჟების გენეზისისა და გენერაციის ცალკეული დეტალები. ხშირად კი, ისინი ამ სხეულების მიკროფორმების შექმნაში ღებულობენ მონაწილეობას. ამიტომ, მათი როგორც შემჩნევა, ისე დანახვა და, მითუმეტეს, ასახვა - შედარებით ადვილია. თუმცა, პლაჟების გარეგანი იერ-სახის განხილვისას, ჩამოთვლილი ფაქტორების დეტალების განსაზღვრა, მათ მიერ ფორმირებული რელიეფის მიკრო- ან/და ნანოფორმების დეტალიზაციასა და ფორმულირებას წინამდებარე მონოგრაფიის შინაარსი არ ითვალისწინებს. ამავე დროს, მსგავსი ნიშნების აღწერის გარეშეც აშკარად ნათელია ზღვის სანაპირო ზონაში მიმდინარე პროცესებისა და რელიეფის ფორმების ურთიერთგანპირობებულობა, მათ შორის სისტემური კავშირების არსებობა და დამაკავშირებელი კვანძების რეალური დალაგება.

სანაპიროების რეგიონული (გენეტური და ტიპობრივი) განხილვის უპირატესობა იმაში მდგომარეობს, რომ ნათლად ჩანს პლაჟების დიფერენციაცია: 1. მექანიკური ნიშნების (კენჭნარ-ქვარგვალისანი, ქვიშნარ-თიხნარი, ლოდნარ-კაჭარიანი); 2. ნივთიერი აღნაგობის (ალუვიური, ტერიგენული, ბიოლოგიური) და 3. დინამიკური ნიშნების (ნაპირისგასწვრივი ნაკადები, პლაჟების კვება ფსკერული ნატანით, პლაჟის მასალის გადინება წყალქვეშა კანიონებში) მიხედვით. ამავე დროს, აშკარად შეიმჩნევა სანაპირო ზონის დინამიური სხეულების ფორმირების, განვითარებისა და თანამედროვე დინამიკის ნიშნები. მათი

სუმარული გამოვლინება სანაპიროს აღდგენის, დაცვისა და რაციონალური ათვისების წინაპირობას წარმოადგენს.

3.6. შავი ზღვის სანაპიროს აკუმულაციური რელიეფი. ზღვების სანაპიროების განვითარების თეორიული მექანიზმიდან გამომდინარე, შესაძლებელია ნებისმიერი ნაპირის უახლესი (ჰოლოცენური დრო) ეტაპის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესების, მათ მიერ გამოწვეული რელიეფის ფორმათა გენერაციების კომპლექსური აღქმა. ცხადია, რომ აღდილობრივი ბუნებრივი პირობებისა და პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენის საფუძველზე შესაძლებელია სანაპიროს განვითარების დეტალების შეცნობა. სანაპირო ზონაში, ათეულობით წლების მანძილზე ჩატარებული კვლევების საფუძველზე მიღებული ფაქტების გათვალისწინებით, ავტორი (Алпенидзе, 1978; 1983; 1988; ალფენიძე, 1998 და სხვ) ცდილობდა შავი ზღვის ნაპირების ცალკეული ფრაგმენტების განვითარების პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენას. ნაპირების განვითარების მსვლელობის დეტალების აღდგენა რელიეფის თანამედროვე დინამიკისა და განვითარების ტენდენციის დადგენის საშუალებას იძლევა. უდავოა, რომ ამ პროცესების მსვლელობის მეცნიერული ახსნა სანაპირო ზონის მორფოდინამიკის წარმოსახვისა და მისი პროგნოზის წინაპირობა წარმოადგენს.

ზღვის სანაპიროების განვითარების ისტორიის განხილვა ზღვის დონის რყევისა და მიმდებარე ხმელეთის ტექტონიკური მოძრაობის ერთობლივ ინტერპრეტაციას ეყრდნობა. ცხადია, რომ ორივე მათგანს სანაპიროების მორფოლოგიისა და დინამიკის მიმდინარეობაში საკმაოდ დიდი და უდავოდ მნიშვნელოვანი როლის შესრულება აკისრია. ამავე დროს, აუცილებელია იმ ფაქტორების მხედველობაში მიღება, რომლებსაც სანაპირო ზონის მორფოდინამიკის კომპლექსური პროცესების მსვლელობაში დიდი როლი აკისრიათ. მათ შორისაა შავი ზღვის სანაპიროების ლითონ-მორფო და ჰიდროდინამიკის (ალფენიძე, 2008ა) პროცესები. სანაპიროების უახლესი და თანამედროვე ვერტიკალური ტექტონიკური მოძრაობების, აგრეთვე ზღვის დონის რყევის საკითხების განხილვისას, ზღვებისა და ოკეანეების ნაპირების მორფოდინამიკის მეცნიერული საფუძვლების ფუძემდებელს - ვ. პ. ზენკოვიჩს (Зенкович, 1962) სამართლიანად აქვს დასმული ბუნებრივი კითხვა: ხომ არ არის უპრიანი ნაპირების განვითარებისა და ლაგუნების ნიშნებს შორის კავშირების დამყარების მეცნიერული აუცილებლობა?

მეცნიერი თავადვე პასუხობს დასმულ კითხვას. „...სწორედ ლაგუნის ფსკერის ნალექების კვლევამ უნდა გვაჩვენოს, რომ ზღვის გადაკეტილი უბის ფსკერზე დალექილი შლამების (ლაგუნური თიხების) კონტინენტური ნალექების ფენებზე მდებარეობა ცხადად მიუთითებენ (Зенкович, 1962) სანაპირო ხმელეთის დაძირვას“. ამავე დროს, ტორფის ღრმა ჰორიზონტები მიუთითებენ კოლხეთის სანაპიროს ტექტონიკური დაძირვის შესახებ. ამ ფენების ქვეშ კი ზღვიური ნალექებია დაფენილი და, არც თუ იშვიათად, იმავე ალუვიურ-ზღვიური მასალითაა გადაფარული. ამ შემთხვევაში მთავარი როლი ზღვის ყურეს

აკვატორიიდან გამოცალკევებასა და ლაგუნების ფორმირებას ენიჭება, რომლებშიც თალასოგენური ფაქტორები უკვე დიამეტრალურად შეცვლილია.

შავი ზღვის ნაპირების ფორმირების, განვითარებისა და თანამედროვე დინამიკის პროცესი საკმაოდ რთულია. მისი ეტაპების აღდგენა მოიცავს რელიეფის ფორმებისა და მათი წარმოქმნილი როგორც სუბაერალური, ისე სუბაქვალური ფაქტორების კომპლექსურ შესწავლას, რომლებსაც ნაპირების განვითარების სხვადასხვა სტადიებში ჰქონდა ადგილი. ამავე დროს, აშკარად მიმდინარეობდა როგორც ზღვის დონის ცვლილება, ისე მიმდებარე ხმელეთის ტექტონიკური რყევა. ასევე ცხადია, რომ ჰოლოცენური დროის საწყისი ეტაპი (10-5 ათასი წლის წინ) ზღვის დონის აწევით ხასიათდებოდა, ხოლო 5-დან 3-4 ათასი წლის წინანდელ დროში ზღვამ თანამედროვე მდგომარეობა დაიკავა. უდავოა აგრეთვე, რომ ფანაგორიული რეგრესიის მსვლელობაში ზღვის დონე, დღევანდელთან შედარებით, 5-6-დან 10-მდე მეტრით უფრო დაბლა იმყოფებოდა. დაბოლოს, აშკარაა შავი ზღვის აწინდელი დონის აწევის უტყუარი ტენდენცია.

შავი ზღვის დონის დიფერენცირებულ რყევას სანაპიროზე თავისი ანაბეჭდები აქვს დატოვებული. მათი ნიშნებიდან, შავი ზღვის სანაპიროზე მკვლევართა მიერ (Фёдоров, 1963; Церетели, 1968; Мамаладзе, 1975; Джанелидзе, 1980; Алпенидзе, 1983, 1988) ტორფის ფენების (სიმაღლარე 1-დან 4-5 -მდე მეტრი) არსებობა დასტურდება, რომელთა ასაკი, თითქმის ყველგან, ჰოლოცენურია. ტორფის ფენების დალექვა ჩანს აგრეთვე დელუვიური ნალექების ფსკერზე. აქაც, ტორფის ფენების ქვეშ ზღვიური ქვიშებია წარმოდგენილი და ზედაპირიც იგივე ნალექებითაა გადაფარული. სანაპიროს აქტიური აბრაზიის შემთხვევაში როგორც ფლატეების ძირში, ისე წარეცხილი პლაჟის ფრაგმენტებზე ტორფის ფენების გამიშვლებას აქვს ადგილი.

ტორფისა და ჭაობის თიხების ქვედა ჰორიზონტები, როგორც წესი, მიწის ზედაპირიდან 10-12 მ სიღრმეზე მდებარეობენ. ზღვის დონიდან 9-10 მ-ით დაბალა ტორფის განამარხებული ფენების ასაკი 6340 ± 130 და 6425 ± 60 წელიწადს (Квавадзе и др., 1984) შეადგენს. ამავე ავტორების მიერ დადგინდა სოხუმის ყურეს ფსკერის (სიღრმე 8 მ) ტორფის ფენის ასაკი. მან 6000 წელიწადი შეადგინა.

შავი ზღვის სანაპიროს გასწვრივ დაგროვილი ზღვიური ნალექების მიერ გენერირებული სანაპირო ზვინულებიც ზოგან ტორფის ნაშთებს შეიცავენ. მათი ასაკის მიხედვით შეიძლება დანამდვილებით ითქვას, რომ ამ აკუმულაციური წარმონაქმნების ფორმირება არა უგვიანეს 4000 წლის წინათ მიმდინარეობდა. ასე, მაგალითად, მდ. ფსირცხის ჰოლოცენური ტერასის ზედაპირის ნალექების ზღვიური მოლუსკების ნიჟარების ასაკი 4000 ± 130 , ბიჭვინთის კონცხის აკუმულაციური საფარის (Геохронология СССР, т. III, 1972) ასაკი 4170 ± 90 წელიწადი გამოდგა.

ცხადია, რომ ზღვის სანაპიროები ერთგვაროვანი სრულებით არაა. იქ მიმდინარე პროცესების მსვლელობას ხომ ზღვის დონის ცვლილებები, ნაპირის პირველადი რელიეფის ნიშნები (მარჩხი თუ ღრმა წყალქვეშა ფერდობი), პლაჟნარმომქმნელი მასალის დეფიციტი ან/და სიჭარბე, სინოპტიკური და სხვ. ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები განაპირობებენ. აქედან გამომდინარე, სანაპირო ზონის მორფოდინამიკის დეტალების აღქმა საკმაოდ რთული მეცნიერული პრობლემაა. არადა, სწორედ ისინი განაპირობებენ ნაპირების განვითარების პრინციპულ სქემას, რომლის ცალკეული შემთხვევები – სანაპირო სისტემის ზოგადი მექანიზმის კერძო ნიშნებს წარმოადგენენ. ასე, მაგალითად, ცნობილი ჭეშმარიტებაა: ნატანი მასალის სიჭარბისა თუ დეფიციტის პირობების თითოეული (კერძო) შემთხვევა სანაპირო ზონის განვითარების თეორიული მექანიზმის მსვლელობას (Долотов с соавт., 1964) ექვემდებარება.

სანაპიროების კვლევის ადრეულ ეტაპზე (Алпенидзе, 1978, 1983, 1979, 1985, 1988) აფხაზეთის შავი ზღვის ნაპირების ცალკეულ ფრაგმენტებზე სანაპირო აკუმულაციური წარმონაქმნების გენერირების რიგი დეტალების კვლევამ ნათლად დაგვანახა მათი ფორმირებისა და განვითარების მსვლელობა. ასე, მაგალითად, გუმისთის ალუვიურ-დელტურმა რელიეფის ფორმამ ჰოლოცენში განვითარების საკმაოდ რთული გზა გაიარა. ზოგადად, სანაპიროების აკუმულაციური ფორმების გენერაციის რთული მექანიზმი დამუშავებულია ვ. ზენკოვიჩის (1948) მიერ, რომელიც ყოველ კერძო შემთხვევაში, აგილობრივი პირობების გათვალისწინებით, დეტალიზაციას მოითხოვს. ჩვენ კერძო შემთხვევაში, ამ დეტალების აღქმას ავტორის რამდენიმე გამოკვლევა (Алпенидзе, 1983; ალფენიძე, 1998) მიეძღვნა.

მდ. გუმისთის დელტის განვითარება. საქართველოს შავი ზღისპირეთის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში, ზღვას საშუალო სიდიდის მდ. გუმისთა ერთვის. ამ მდინარის შესართავთან ალუვიურ-ზღვიური გენერაციის დელტაა ფორმირებული. მდ. გუმისთის დელტა აკუმულაციური სხეულია და ამ მდინარის ალუვიური მასალითაა აგებული. მდ. გუმისთის აუზის ფართობი 576 კმ², საშუალო სიმაღლე 1051 მ შეადგენს, მდინარის საშუალო წლიური ხარჯი 33,3 მ³/წმ-ის, ხოლო ჩამონადენის მოდული 57,8 ლ/წმკმ²-ის ტოლია, წლის განმავლობაში ზღვაში შემოტანილი მდინარის წლის მოცულობა 1,051 კმ³ შეადგენს. მყარი ნატანის მასალის ჩამონადენი კი 153 ათასი მ³/წმ-ის ტოლია, რომლის თითქმის 30 % ანუ 46 ათასი მ³/წმ სანაპიროზე ილექება. მდ. გუმისთის პლაჟნარმომქმნელი ფრაქციის წლიური მოცულობა 25 ათასი მ³-ის ტოლია. ამ მდინარის მყარი ჩამონადენი საკმაოდ დიდი აკუმულაციური სხეულის ფორმირებას ხმარდება. მდ. გუმისთის მიერ შესართავთან შემოტანილი ალუვიონი დელტის აშენებას, მის გაფართოვებასა და ზღვას ნაპირის ფორმირებას ახდენდა.

სოხუმის სანაპიროს ნაპირის განვითარების ანალოგიურ სქემას პასუხობენ ბიჭვინთის, კოდორისა და ბათუმის აკუმულაციური დელტები. მათი წარმოშობისა და

განვითარების პირობები თითქმის ერთგვაროვანია. თუმცა, სოხუმის ალუვიურ-დელტური წარმონაქმნის შემთხვევაში რამდენადმე განსხვავებულ ნიშნებთან გვაქვს საქმე. დადასტურებულია, რომ სოხუმის კონცხის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპირო უბანზე ნატანის ხანგრძლივი აკუმულაცია მიმდინარეობდა. ზღვის დონის აწევასთან ერთად მდ.მდ. კელასურისა და გუმისთის მიერ ნგრეული ალუვიური მასალის ზღვის ნაპირზე ინტენსიურ გამოტანას უნდა ჰქონოდა ადგილი. ნატანის მსხვილმარცვლოვანი ნაწილი ზღვის კიდესთან ილექებოდა და ძველი კლიფის ძირზე მიერთებულ (მიკედლებულ) აკუმულაციურ ტერასის საფეხურს ჰქმნიდა.

ამ ტერასის არსებობა დასტურდება ქ. სოხუმის სამოქალაქო-სამრეწველო ნაგებობების დაპროექტების მიზნით შესრულებული ჭაბურღილების მასალების ანალიზის (Алпенидзе, 1983, 1988) მიხედვით. უფრო ადრე კი, მათი არსებობა დასტურდება გასული საუკუნის დასაწყისში (Руммель, 1900) ჩატარებული (ნახ. 35. დანართი, 1) ბურღვის მასალებითაც. ჭაბურღილების მონაცემების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ალუვიური მასალა ზღვის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის 10-12 მ-ის სიღრმიდან თანამედროვე სანაპირო ხაზამდე ვრცელდება და ზღვიურ ქვიშებთან ერთად, არსად წყვეტას არ განიცდის. აღნიშნული ფაქტი ზღვის ფართო აკვატორიის მიერ ხმელეთის ამ ნაწილში ღრმად შეჭრასა და სანაპიროს ფართო ზოლის ერთდოულ დაკავებაზე მიუთითებს. სწორედ, ხმელეთში ღრმად შეჭრილი უბის ფსკერზე პლაჟის მასალის დაგროვებას უნდა ჰქონოდა ადგილი. ცხადია, რომ ფსკერზე დაგროვილი ნგრეული მასალა, ზღვის ტრანსგრესიის პირობებში, წყლის დონეზე დაბლა აღმოჩნდა.

თავდაპირველად, ძველშავზღვიური (ტრანსგრესიული) აუზის სანაპირო ხაზი, (+2-3 მ) ხმელეთის სიღრმეში, მაშინდელი კლიფის ძირზე გადიოდა (განვითარების პირველი ფაზა), რომელიც კარგად შეიმჩნევა ქ. სოხუმის ჩრდილო პერიფერიის, ზღვის აბრაზით ჩამოჭრილი გორაკ-ბორცვების 4 კმ-იან (ნახ. 36. დანართი, 1) პერიმეტრზე. უფრო ძველი წარმოშობის კლიფი ქალაქის სამხრეთ-აღმოსავლეთით, მდ. კელასურის მარჯვენა სანაპირომდე ვრცელდება, ხოლო იქიდან ხმელეთის სიღრმეში საკმაოდ შორსაა შეჭრილი და თანამედროვე სანაპირო ხაზიდან ათეული კილომეტრებითაა დაშორებული.

ამავე დროს, სანაპიროების განვითარების მაჩვენებელი და გასაღები ნიშნები არა მარტო ზღვის ნაპირის მიმდებარე ხმელეთზე, არამედ მის წყალქვეშა ფერდობზეცაა დაფიქსირებული. ამიტომ, აქვე მკითხველის ყურადღება ექცევა წყალქვეშა კანიონების სათავეების ან ციცაბო წყალქვეშა ფერდობების ლითოლოგიისა და დინამიკის დეტალების განხილვას. სოხუმის კონცხისა და მდ. გუმისთის შესართავისპირა წყალქვეშა სანაპირო ციცაბო ფერდობების ფრაგმენტებზე ჩატარებულმა დაკვირვებებმა აჩვენა, რომ წყალქვეშა კანიონების გვერდითი კედლები, თანამედროვე სანაპირო ხაზიდან 200-300 მ-ის დაშორებით, ზღვიური წარმოშობის ნიჟარებიანი მკვრივი თიხებითაა (Алпенидзе с соавт., 1979) აგებული. ცხადია, რომ ასეთი თიხების დალექვას მხოლოდ ტალღებისაგან დაცული

და მყუდრო, თუმცა ზღვასთან კავშირში მყოფი, აკვატორიის პირობებში (ნორმალური მარილიანობა) ექნებოდა ადგილი.

ამჟამად, რომ მდ. გუმისთის შესართავის მიმდებარე აკვატორიაში, იმ დროს, „ტალღური ჩრდილის“ ფორმირების პირობები (ნახ. 36. დანართი, 1) უნდა ყოფილიყო. ცხადია ისმის ბუნებრივი კითხვა: რას უნდა გამოეწვია ეს პირობები? უნდა ვივარაუდოთ, რომ, ჯერ ერთი, მდ. გუმისთის შესართავიდან განიერი ქვიშის ცელას ფორმირებასა და მის ზრდას ჰქონდა ადგილი, რომელიც აღმოსავლეთით - სოხუმის კონცხისაკენ იყო მიმართული და მეორე, უეჭველია, რომ ამ აკუმულაციური სხეულის (ცელას) კვებას ორი წყარო გააჩნდა: მდ. გუმისთის ალუვიონის (ქვიშის მასალა) გამოზიდვის კონუსის გადამუშავების მასალა და ამ მდინარის შესართავის მარჯვენა მებოხელ ნაპირზე - ემერის თიხიან-ქვიშიანი აგებულების კლიფის აქტიური აბრაზიის პროდუქტი.

ამჯერად, დავუბრუნდეთ იმ ტორფის ფენებს, რომლებიც სოხუმის ყურეს ფარგლებში ზღვიური გენეზისის კენჭნარის სქელ ფენებზეა დალექილი და ყურეს სანაპირო ზოლში საკმაოდ ფართო (სიგრძე 7 კმ, სიგანე 2 კმ) გავრცელება აქვთ. უეჭველია, რომ სანაპიროს არეალში ზღვიური და ჭაობის (ტორფის) გრუნტების მორიგეობა ამ ადგილზე ლაგუნის არსებობას მიუთითებს, რომელიც ზღვისაგან გრძელი ცელით უნდა ყოფილიყო გამოცალკევებული.

მამასადამე, ეჭვსგარეშეა, რომ ბარიერული ცელას არსებობა ფაქტებითაა დადასტურებული. ცხადია, რომ მისი ნარჩენი ნაშთების მიგნება და გამოვლენა ადვილი სრულიადაც არაა. მართლაც, რელიეფის ამ ფორმის კვალი ყველგან როდი შემორჩა. მათი დანახვა მხოლოდ სოხუმის ყურეს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში გახდა შესაძლებელი. როგორც აღვნიშნეთ, სოხუმის ყურეს ზღვის ფსკერზე ჩატარებული ბურღვის მასალების მიხედვით გამოირკვა, რომ თანამედროვე ქვიშის ნალექების ქვეშ 5-6 მ სიღრმეზე ტორფის ფენები ვრცელდება. მათ კი ისევ ზღვიური მასალა უდევთ (Руммель, 1900) საფუძვლად.

აქედან გამომდინარე უნდა ვიფიქროთ, რომ აქაც (ისე, როგორც სოხუმის კონცხის დასავლურ ნაწილში) მდ. გუმისთის შესართავთან ფორმირებული ცელას ნგრეული მასალის მიერ შექმნილი ბარიერი არსებობდა, რომელიც ნაპირის ამ უბანს (ფრაგმენტს) ღია ზღვის ტალღების ზემოქმედებისაგან იცავდა. ამ ნალექების ასაკი 4000 წელიწადს შეადგენს (Джанелидзе, 1980) და ახალშავზღვიური ტრანსგრესიის (Фёдоров, 1977) დასრულების ეტაპს შეესაბამება.

ამავე დროს, ტორფის ზედაპირზე დალექილი კენჭნარის არსებობა შემდეგ კითხვას ბადებს: რამ გამოიწვია ტორფის ზედაპირზე ზღვიური კენჭნარის დალექვა? პასუხის გასაცემად სანაპიროს განვითარების შემდეგი ბუნებრივი მექანიზმის მოშველიებაა საჭირო. აკი, ტორფის ფენების ზღვიური ქვიშებითა და კენჭნარით გადაფარვა მხოლოდ ზღვის ღონის აწევის შემთხვევაშია შესაძლებელი, როცა ტალღების მიერ ბარიერული ცელას

ამგებელი კენჭნარი მასალის გადამუშავება ძლიერდება და ტორფის ფენის ზედაპირზე ზღვიური ნატანის გადმოყრას აქვს ადგილი.

გადმოცემული ფაქტობრივი მასალის მიხედვით შესაძლებელია სანაპიროს განვითარების სურათის აღდგენა. მდ. გუმისთის შესართავის უბნიდან ფორმირებული ცელას მიერ შექმნილ ტალღურ ჩრდილში, აბრაზიული პროცესის ნაცვლად, როგორც ეს მოსალოდნელი იყო ვ. ზენკოვიჩის (1948) მიერ ნაჩვენები ნაპირის განვითარების თეორიული მექანიზმიდან, ხანგრძლივი დროის მანძილზე, აკუმულაციის მსვლელობა მიმდინარეობდა. ამ პროცესის საწყის ეტაპზე მსხვილი ფრაქციის ნატანის მიერ ზღვიური ტერასის ფორმირება წარიმართა, რომელმაც ზღვის დონის აწევასთან ერთად, გრძელი ბარი წარმოქმნა და ზღვისაგან ლაგუნის აკვატორიის გამოყოფა მოახდინა.

საქართველოს აკუმულაციური დელტებისა (ბიჭვინთის, კოდორის, ჭოროხის) და სოხუმის ალუვიურ-დელტური ვაკის მიმდებარე ნაპირს შორის ერთად-ერთი განსხვავება იმაში მდგომარეობს, რომ ამ უკანსკნელის ჩრდილო-დასავლეთით ეშერის გორაკ-ბორცვიანი მასივი მდებარეობდა, რომელსაც მდ. გუმისთის შესართავისპირა ფრაგმენტი მჭიდროდ ეკვროდა. მდ. მდ. ბზიფისა და კოდორის შესართავისპირა უბნების ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის ალუვიური ვაკეები კი მდინარეთა გამოზიდვის კონუსების ამგებელი მასალითაა ფორმირებული. ჰოლოცენში, ზღვის თანამედროვე დონესთან მიახლოებული მდგომარეობის პირობებში, ეშერის გორაკ-ბორცვიანი მასივი, ზღვაში საკმაოდ ღრმად შეჭრილ, აბრაზიულ კონცხს ქმნიდა. ამიტომ, მდ. გუმისთის დელტის განვითარება ამ მასივის მიერ შესართავის ბლოკირების პირობებში მიმდინარეობდა.

აღწერილი სქემიდან გამომდინარე, ადრეული ჰოლოცენის სანაპიროს ამ უბნის ტალღური რეჟიმის ტოლქმედის სტრუქტურა, აწინდელთან შედარებით, სრულიად სხვაგვარი უნდა ყოფილიყო. ასე, შექმნილი სინოპტიკური სიტუაციის (დასავლური ტალღების ბლოკირება ეშერის კონცხის მიერ) გამო, სამხრეთ-დასავლური და სამხრული ტალღების მიერ ნატანი მასალა სოხუმის ყურეში ორი მხრიდან (ეშერის აბრაზიული კონცხის კლიფიდან და მდინარეების კელასურისა და მაჭარის შესართავებიდან) შემოდის. სოხუმის ყურეში ჭაბურღილებით გავლილი ტორფისა და შლამის (თიხის) ფენები სწორედ იმ პერიოდში წარმოიქმნენ, როცა ღია ზღვისაგან სოხუმის ყურეში ლაგუნის გამოცალკევება გახდა შესაძლებელი და ზღვისგან დამოუკიდებელი აკვატორიის რეჟიმი დამკვიდრდა.

ეშერის აბრაზიული კონცხის ნაპირის ხანგრძლივი და აქტიური აბრაზიისა და უკან დახევის პარალელურად, მის აღმოსავლეთ ნაწილში ტალღური რეჟიმი შესამჩნევად იცვლებოდა. კერძოდ, ეშერის მასივის ნაპირის უკან დახევას დასავლური რუხების ტალღების ზემოქმედების გაძლიერება უნდა გამოეწვია. შესაბამისად, მდ. გუმისთის შესართავთან ფორმირებული ცელას ორიენტირება თანდათანობით საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით (ანუ ზღვის მხარეს) გადაიხარა.

ამდენად, ბარიერული ცელა ჯერ აღმოსავლურ, შემდგომ კი სამხრეთ-აღმოსავლურ მიმართულებას ღებულობდა და დიდი სიღრმეებისაკენ (200 მ) გადაადგილდებოდა, რომელმაც მისი შემდგომი ზრდა შესამჩნევად შეანელა და ბოლოს შეაჩერა კიდეც. ამ პირობებში, სოხუმის კონცხი განუხრელად იზრდებოდა და თანდათან თანამედროვე მოხაზულობას ღებულობდა. მდ. გუმისთის ალუვიური მასალა, დასავლური ტალღების მიერ, სწორედ ამ კონცხისაკენ გადაადგილდებოდა, მის დასავლურ ნაწილში გროვდებოდა და, დელტის ამ ფრაგმენტზე, მუდმივი ზრდისა და გაფართოების ტენდენციას ხელს უწყობდა. თუმცა, ლელვის განსაკუთრებული რეჟიმის პირობებში (მაგალითად, დასავლური ტალღების დაცხრომას უშუალოდ სამხრული ტალღების მოქმედება მოსდევს), სოხუმის კონცხის წინ, პლაჟის მასალის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ღარების გასწვრივ - დიდ სიღრმეში იწვევს გადატანას, ნატანი მასალაც უკან მოუბრუნებლად იკარგება (Агарков, 1971) და კონცხის აღმოსავლურ ფრთაზე ნაპირისგასწვრივი ნაკადი დეფიციტური ხდება. ამის მიუხედავად, ნაპირის ამ მონაკვეთზე (სოხუმის კონცხის აღმოსავლურ ფრთა) ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა ეცემა (ძლიერი, დასავლური ტალღები აქ ვერ შემოდინან) და პლაჟის ზოლიც სტაბილურ მდგრადობას (Алпенидзе, 1978) ინარჩუნებს.

სოხუმის კონცხის შემორკალვის უბანზე სანაპირო ზონის დინამიკაში აღნიშნული ტრენდის უტყუარობა უახლესი ისტორიული ფაქტებითაც დასტურდება. კერძოდ, კონცხის აღმოსავლეთი ნაწილის ზღვის კილის პერიმეტრზე ნატანი მასალის დაღეწვისა და პლაჟის სიგანის ზრდის ტენდენციასთან ერთად აშკარაა მისი უშუალოდ დისტალური ნაწილის დასავლური კილის მოკლე უბნის უმნიშვნელო წარეცხვა და მოპირდაპირე მხარეზე დაღეწვა. აქედან გამომდინარე, სოხუმის კონცხის დისტალური ნაწილი (ზღვისკენ წამოწეული მომგვრალეა) აღმოსავლეთი მიმართულებით გადაადგილების (Алпенидзе, 1988) დადასტურება მ. ალფენიძის მიერ ჩატარებული გამოთვლებით (ზღვის კიდეების მდებარეობის შედარება 1896-1905-1956-1980-1988 წწ- ის ზუსტი სქემების, გეგმებისა და რუკების მიხედვით) დაფიქსირდა. მან საშუალოდ 2,25 სმ/წწ შეადგინა.

სოხუმის კონცხის პროექსიმალურ ნაწილში, ზღვის დონის ცვლილების შესაბამისად, კენჭნარ-ქვიშნარი მასალის მიერ ფორმირებული ზვინულების რამდენიმე გენერაცია დღესაც (ნახ. 37. დანართი, 1) ჩანს. თანაც, ყველაზე მაღალი ზვინული სწორედ სანაპირო ხაზთან მდებარეობს. ხმელეთისკენ კი ზვინულების სიმაღლეები თანდათანობით მცირდება, თანამედროვე ზღვის დონის შესაბამის ნიშნულებს ღებულობს, ზოგჯერ კი უფრო დაბლა იმყოფება.

სანაპირო რელიქტური ზვინულების გავრცელებისა და პარამეტრების აღწერილი ნიშნების მიხედვით შესაძლებელია მათი ფორმირებისა და განვითარების პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენა. ცხადია, რომ 3-5 მ-ის სიმაღლის ზვინულების ფორმირება შავი ზღვის დონის თანამედროვეზე 3-5 მ-ით უფრო მაღალი დონის შესაბამის

დროში (ძველშავზღვიური აუზი, 10-დან 6-მდე ათასი წლის წინ) მიმდინარეობდა. ზვინულებს შორის დაბალი ჩადაბლებების არსებობა კი ზღვის დონის ცვლილებებზე მიუთითებს. მაშინ მსგავსი „ღრმულების“ მცირე „ტბებში“ შლამის დაგროვებას ჰქონდა ადგილი. ეტყობა, რომ უფრო ახალი გენერაციის (3-4 მ სიმაღლის) ზვინულები პლაჟის უახლესი (ბოლო 500 წ) გარეცხვის პროცესში, თანდათანობით ჩამოიჭრა და დღეს უკვე არ შეინიშნება.

ეშერის აბრაზიული კონცხის უკან დახევამ მისი დამაბრკოლებელი როლის შემცირებამ სოხუმის ყურეს აღმოსავლეთი ნაწილის ნაპირის რეჟიმის ცვლილებაც გამოიწვია: დასავლური რუმბის ტალღები განთავისუფლდნენ რა ეშერის მასივის დაბრკოლებისაგან, ამ შვერილის მიერ შექმნილ „ტალღურ ჩრდილში“ - მდინარეების კელასურისა და მაჭარის შესართავების მიდამოებში თავისუფალი შემოსვლა გახდა შესაძლებელი. შესაბამისად, ნაპირისგასწვრივი ნატანი მასალის მოძრაობის რეჟიმი მკვეთრად შეიცვალა და მისი ორიენტირება დიამეტრალურად განსხვავებული გახდა. მან უკვე საწინააღმდეგო გზით (სამხრეთის მიმართულებით) დაიწყო მოძრაობა. აქედან გამომდინარე, სანაპირო აკვატორიის გადამკეტი და ლაგუნის ფორმირების მთავარი მიზეზის, სანაპირო ნაზვინის ანუ ცელას ნატანი მასალის აღმოსავლეთი მხრიდან მოწოდება და, შესაბამისად, ბარიერული ფორმის კვება თანდათანობით შეწყდა. ამის გამო, ცელას სხეული თანდათან დასუსტდა, სიგანეში შემცირდა, ზოგან გაწყდა კიდეც და ცალკეულ ფრაგმენტებად დაიშალა.

გადმოცემულ მასალაზე დაყრდნობით შესაძლებელია, ეშერის ბორცვებიდან მდ. კელასურის შესართავამდე, ნაპირის განვითარების ცალკეული სურათის აღდგენა. ახალევექსინური ეპოქის დასრულების ჟამს, მაგრამ, ჯერ კიდევ, ზღვის დონის თანამედროვესთან შედარებით 10-15 მ-ით დაბლა მდებარეობისას, ზღვის ნაპირი (ეშერის ბორცვები - მდ. კელასურის შესართავი) აქტიურ აბრაზიას განიცდის. ამავე დროს, მდ. გუმისთის განიერ შესართავში ზღვა ღრმადაა შეჭრილი და, ამ რიასული ტიპის (ნახ. 38. დანართი, 1) უბეში, ხანგრძლივი დროის მანძილზე, ალუვიური მასალის დაგროვება მიმდინარეობს.

ზღვის დონის აწევასთან ერთად ეშერის მასივის ფრონტი ინტენსიურ აბრაზიას განიცდის. მდინარეებს გუმისთასა და კელასურს ზღვაში ინტენსიურად გამოაქვთ ალუვიური მასალა, რომელიც მათ ხეობებში ნივალური ჰავის პირობებში დაგროვდნენ. მას, განსაკუთრებით მდ. გუმისთის ხეობის კალაპოტში უნდა ჰქონოდა ადგილი. აკი, მთებში ხანგრძლივი გლაციალური ეპოქის ნივალური ჰავის პირობებში, მიმდინარე ყინვითი გამოფიტვის შედეგად გენერირებული ღორღის მასალა მათ კალაპოტებში გროვდებოდა. პოსტციურმულ კლიმატურ ოპტიმუმში, ჰოლოცენის დაწყებამდე და მის საწყის ეტაპზე (10-6 ათასი წლის წინ) მიმდინარე აქტიური აბლაციის პირობებმა, მდინარეთა წყლის ხარჯის აქტიური ზრდა გამოიწვია და, შესაბამისად, „მზა“ მყარი მორენული მასალის ზღვისკენ

ტრანსპორტირებას ხელი შეუწყო. ცხადია, რომ მყარი ჩამონადენის ბუნებრივი აქტივიზაცია და შესართავისპირა უბანზე მსხვილი გამოზიდვის კონუსის ფორმირებას ჰქონდა ადგილი.

მდინარეების მიერ ზღვისპირეთში გამოტანილი ალუვიონი ილექებოდა რა სანაპირო ზოლის ფარგლებში, კენჭოვან-ქვიშიანი მასალისაგან შემდგარი ფართო ტერასის ფორმირებას იწვევდა, რომელიც (ჩვენ შემთხვევაში) სოხუმის მიდამოების გორაკ-ბორცვების აბრაზიულ ფლატეს (კლიფს) მიუერთდა კიდევაც. სანაპიროს აკუმულაციური ტერასის ფაზაში (ნახ. 39. დანართი, 1) ალუვიური მასალა, ჯერ კიდევ, დაუბრკოლებლად შემოდის როგორც დასავლეთი, ისე მდ. კელასურის (აღმოსავლეთი) მხრებიდან.

აღნიშნული პროცესის მიმდინარეობასთან ერთად, ეშერის მასივის სამხრული დაბოლოების უბნიდან, აკუმულაციური ცელას ზრდა უფრო და უფრო შესამჩნევი ხდებოდა, რომელმაც სოხუმის ყურეს ზღვისგან გამოცალკევება და ჩაკეტილი აუზის (ლაგუნის) შექმნა განაპირობა. თვით, ცელას (ნაზინის) სხეულის კვებასა და ზრდაში მონაწილეობას ღებულობდა არა მხოლოდ ეშერის ბორცვების აბრაზიის (უმთავრესად თიხები და ნაკლებად ქვიშები), არამედ უმეტესად გუდაუთიდან (კონცხები სოუკ-სუ და სერა-ბაბა) გავრცელებული ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ნატანი მასალა, რომელიც ადრე უფრო შთამბეჭდავი (Кикнадзе, 1977) სიმძლავრე ჰქონდა, დღეს კი მხოლოდ მისი ნარჩენები (Алпенидзе, 1985) შემოდიან.

ახალშავზღვიურ აუზში მდ. გუმისთის შესართავის მიმდებარე დელტის ნაწილმა წინ წამოიწია და წინა ფაზის უკან დახეულ ცელას შეეზარდა. მდ. გუმისთის ალუვიონის ერთი-ორად გაზრდამ ნაპირისგასწვრივი ნაკადის სიმძლავრე რამდენადმე გაზარდა. ეშერის შვერილის წინ მდებარე ნაპირი კი ინტენსიურ აბრაზიას ისევ განიცდიდა და კვლავ უკან იხევდა. ამავე დროს, კენჭოვან-ქვიშიანი მოკლე ცელას ზრდას, შემხვედრი, უფრო პატარა ზომის ცელას, ინდუცირება მოჰყვა (ნახ. 40. დანართი, 1). ეს უკანასკნელი მდ. კელასურის შესართავიდან მოემართებოდა და ამ მდინარის ალუვიონით იკვებებოდა. ამ ორი ცელას შეერთებით სოხუმის ყურეში აკუმულაციური ნაზინი წარმოიქმნა, რომელმაც სოხუმის გაშლილი ყურეს აკვატორია ღია ზღვისაგან გამოაცალკევა. სანაპიროზე ფორმირებული წყლის აკვატორია კი ლაგუნურ რეჟიმში (ნახ. 41. დანართი, 1) გადავიდა.

აღნიშნულ ნაზინს საკმაოდ დიდი სანაპირო ჰქონდა ღია ზღვისაგან გამოყოფილი. ამუამად, ძნელია ვილაპარაკოთ ამ ნაზინის ერთიანი სხეულის თუ მისი დისკრეტული ფორმის არსებობის შესახებ. სავარაუდოდ, დროთა განმავლობაში, ნაზინის სხეული ხან მთლიან ფორმას ინარჩუნებდა, ხან რაიმე ნაწილში განყდებოდა კიდევაც. ამ მომენტების, წლიდან წლამდე, მონაცვლეობას როგორც ტალღური რეჟიმის, ისე მდინარეული ალუვიონის მოცულობის ცვლილება განსაზღვრავდა. თუმცა, ამის მიუხედავად, ლაგუნის აკვატორიის (ნახ. 41. დანართი, 1) ფსკერზე შლამის (თიხების), ხოლო შემდგომ - ტორფის ფენების განუწყვეტელი დაგროვება ბუნებრივად მაინც წარიმართებოდა. ამასთან, რადგან ლაგუნის გაჩენა ზღვიურ ტერასაზე წარიმართა, სწორედ მის ზედაპირზე მიმდინარეობდა

ლაგუნური თიხების, შლამისა და ორგანული პროდუქციის ხრწნის პროდუქტის - ტორფის დალექვა. ჭაბურღილის ჭრილებიც მათ მორიგეობას ადასტურებენ კიდევაც.

ლაგუნის ფსკერზე ზღვიური გრუნტების გავრცელების სიღრმის მიხედვით შეიძლება ითქვას, რომ ზღვის დონე იმ დროს თანამედროვესთან შედარებით 6-8 მ-ით დაბლა უნდა ყოფილიყო. ამავე დროს, ნახაზიდან (ნახ. 35. დანართი, 1) ჩანს, რომ ზღვიური ქვიშები და კენჭები არა თუ ჭაობის (ლაგუნის) ფსკერზე, არამედ მის ზედაპირზეც არიან დალექილი. ნალექების გავრცელების მსგავსი სახით მორიგეობის ახსნა მხოლოდ ერთი პირობით შეიძლება: ზღვიდან გამოყოფილი ლაგუნის აკვატორიაში ნაზინის ამგებელი კენჭნარი მასალა, ზვირთცემის ნაკადის მიერ, ტორფის ზედაპირზე გადაგორებას განიცდიდა. კენჭნარი მასალის ლაგუნის ტორფის ფენაზე გადაგორება-გადაცვენა (გადალექვა) ზღვის დონის აწევისა და ნაზინის უკან (ხმელეთისაკენ) დახევის ბუნებრივ მექანიზმთანაა დაკავშირებული.

ლაგუნის ამგებელი გრუნტების ფორმირების აღნიშნული მექანიზმი აშკარად დასტურდება სანაპიროების მორფო- და ლითოლინამიკაში აღიარებული - კლასიკურ (Зенкович, 1952; 1962) ლიტერატურაზე დაყრდნობით. აშკარად კი, პასუხის გარეშე მხოლოდ ერთი კითხვა რჩება: როდის და რა პირობებში მიმდინარეობდა ლაგუნური თიხებისა და ტორფის ფენების ზღვიური მასალით გადაფარების პროცესი? პალეოგეოგრაფიულ მასალის მოვლევითი დგინდება, რომ ამ ტორფის ზედა ჰორიზონტის ასაკი 3400-4000 წელს (Джанелидзе, 1980) შეადგენს. იმ დროის ზღვის დონე კი (Фёдоров, 1972; 1977: Островский и др., 1977) ფანაგორიული რეგრესიის დასაწყისს ემთხვევა.

უნდა ვივარაუდოთ, რომ ფანაგორიული რეგრესიის ზღვის დონის დაწევის პარალელურად სოხუმის ნაზინის გარე - ზღვიურ მხარეს, ტალღების მიერ, ნატანი მასალის მიერთებასა და ახალი სანაპირო ზვინულების გენერირებას ჰქონდა ადგილი. ზღვის დონის რეგრესიულ დაწევას ლაგუნის აკვატორიის ამოშრობა და ფსკერის გაშიშვლება უნდა გამოეწვია. აშკარაა, რომ ლაგუნის წყლისგან განთავისუფლებულ ანუ უწყლო ზედაპირზე კი მიმდებარე გორაკ-ბორცვებისა და მთისწინეთებიდან გადარეცხილი წვრილი ფრაქციის დელუვიური თიხების დალექვა წარიმართებოდა. ამის პარალელურად, რეგრესიული რეჟიმის პირობებში, ეროზიის ბაზისის დაწევის გამო, მდინარეების გუმისთის, კელასურისა და მაჭარის ხეობების შესართავისპირა უბნებზე ქვიშიანი აგებულების კალაპოტების შესამჩნევი ჩაჭრა (10 მ-ის სიღრმეზე მეტი) და ალუვიური მასალის დალექვა უნდა გამოეწვია. მათი მოქმედების კვალი (ხეობების გადაღრმავება) აშკარად შეიმჩნევა (Геоморфология ..., 1971) ამ მდინარეთა ქვემო დინებების კალაპოტისპირა ფრაგმენტებზე.

აკუმულაციურ-აბრაზიული პროცესების მსხვილი და ერთმანეთთან მჭიდროდ დაკავშირებული სისტემის რეალურად არსებობის დამამტკიცებელ ფაქტებად, ზემოთ აღწერილი მოვლენის მიმდინარეობისა და ფაქტებრივი მასალის განხილვის

პარალელურად, გამოვიყენოთ შავი ზღვის (ადლერი-ხოსტას სანაპირო პერიმეტრი) მორფოლოგიის ნიშნები, რომელიც დეტალურადაა (Александров, Ионин, 1974) აღწერილი. მდ. მზიმთას მიერ გენერირებული ადლერის ალუვიურ-დელტური წარმონაქმნი, ამჟამად აშკარა დეგრადაციას განიცდის. ადრე, იგი ზღვაში საკმაოდ შორს ყოფილა შეჭრილი, ხოლო აქედან კი მდ. ხოსტას შესართავამდე ვრცელდებოდა.

ამ მდინარის დასავლეთით კი ძირითად ქანებში გამომუშავებული და ინტენსიური აბრაზიული პროცესების მქონე კონცხი ვიდნის (ეშერის მასივის ანალოგი) შვერილია განვითარებული. ამ კონცხის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის ზღვის თანამედროვე აკვატორიაში ვიბრო-დგუშიანი მილების ჭრილებში ლაგუნურ-დელტური გენეზისის თიხების გავრცელება აღმოჩნდა. მათი გავრცელების მიზეზები აღნიშნულ ავტორებს არ დაუდგენიათ. ჩვენი აზრით (Алпенидзе, 1983) კი ამ დელტური თიხების ფორმირება კონცხი ვიდნის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის აკვატორიაში რაიმე ბარიერის (პალეოცელას) არსებობასთან უნდა ყოფილიყო დაკავშირებული. აკი, ლაგუნურ-დელტური თიხების დალექვა ლაგუნების აკვატორიებში მიმდინარეობს. სანაპიროებზე ზღვის აკვატორიის გამოყოფა კი აკუმულაციური სხეულის (ნაზვინის ან ცელას) მიერაა შესაძლებელი. ამ აკუმულაციური სხეულის შემცველი კენჭებისა და ქვიშის კვების წყაროს კი კონცხი ვიდნის ნაპირზე აბრაზიული კლიფის ამგებელი ქანების ნგრევით მიღებული პლაჟის ნატანი მასალა წარმოადგენს, რომლის ნაპირზე დალექვა და მოძრაობა ამ აკუმულაციური სხეულის არსებობას უკავშირდება.

დავუბრუნდეთ ისევ სოხუმის ზღვისპირა პერიმეტრის განვითარების მსვლელობას. როგორც მისი ამგებელი ნალექების მორიგეობა გვიჩვენებს, ჩვ. წ. აღ-მდე პირველ ათასწლეულს ყოფილი ლაგუნა მთლიანად ამოშრა და დელუვიური ნალექებით დაიფარა. ლაგუნის წყლისაგან ამომშრალი და ხმელეთს შეზრდილი სანაპირო დაბლობის ტერიტორიაზე, ჩვ.წ.აღ-მდე VI ს-ში, მიღეთელი ბერძენი ვაჭრების მიერ ძველი ქალაქი - დიოსკურია (სურ. 46. დანართი, 2) გაშენდა, რომლის ნანგრევებზე დღეს აქტიურად მუშაობენ ზღვის ტალღები. არქეოლოგების კვლევის მასალების მიხედვით (Воронов, 1974) აღნიშნული ქალაქი დამშრალი ლაგუნის ყველაზე მაღალ ზოლზე მდებარეობდა, რომლის სავარაუდო ადგილი განიერი ნაზვინის შიდა პერიფერია უნდა ყოფილიყო.

არქივის მასალების მიხედვით, ძველი ქალაქის - ციხეების კედლები ზღვის კიდიდან „...პისტოლეტის ორი გასროლის მანძილზე...“ ყოფილა აგებული, რაც დაახლოებით 100-120 მ შეადგენს (Пояснительные..., 1904, 1914; Пояснительная..., 1904). ნატურალისტების აღწერის მასალების მიხედვით ზღვის სანაპირო ხაზსა და ძველი ქალაქის კედელს შორის მოქალქეთა სასაირო ფართო ბულვარი (ხეივანი) ყოფილა მოწყობილი. აქედან კი, ზღვისკენ ფართო ქვიშიანი პლაჟის ზოლი იშლებოდა, რომლის მიღმა ზღვის კიდის გასწვრივ, ტალღები პლაჟის ფართო ზოლის ფორმირებას ახდენდნენ. შავი ზღვის ნიმფეური ტრანსგრესიის შედეგად ბერძნული კოლონიზაციის ნაშთი - ქ. დიოსკურიის

ზღვის ფასადის დიდი ნაწილი თითქმის დაინგრა, განადგურდა და, ნაწილობრივ, ზღვაში ჩაძირული აღმოჩნდა.

ძველი ქალაქის მშენებლებს კარგად ცოდნიათ სამშენებლოდ განკუთვნილი ტერიტორიის გეოლოგიური აღნაგობა. ამიტომაც, ლაგუნური თიხებისა და ტორფის ფენების გრუნტებში 5-6 მ-ის ხის ხიმიჩები (Воронов, 1980) ჩაუსვიათ და ძველი ციხე-სიმაგრის საძირკვლად გამოუყენებიათ. ზღვისპირა ზოლში განლაგებული ციხე-სიმაგრის ნაგებობის ხიმიჩებმა ზღვის ტალღების გამუდმებულ „იერიშს“ ვერ გაუძლეს და ფაქტობრივად განადგურდნენ. ნაპირის აბრაზიის შედეგად, ზღვიდან დაშორებული ასევე ხის ხიმიჩებიანი ნაგებობები კი უფრო მოგვიანებით დაინგრნენ.

მოგვიანებით, განსაკუთრებით კი XVIII და XX საუკუნეების მიჯნაზე სოხუმის ყურეში ნაპირების დეგრადაციის შენელებისა და სანაპირო ინფრასტრუქტურის ნგრევის თავიდან აცილების მიზნით, ნაპირდაცვაში ჰიდროტექნიკური ნაგებობების პროექტების შემუშავება და მშენებლობა დაიწყო. სანაპიროს აბრაზიისაგან დაცვისა და მიმდებარე ზოლის მოწყობის ღონისძიებების რეალიზაციის შესახებ მრავალი (Акт о строительстве набережной... 1900; Пояснительные..., 1904, 1914; Пояснительная..., 1904; Руммель, 1900; Акт о строительстве..., 1927) ფაქტობრივი მასალა არსებობს. მათ შესახებ ჩვენ მონოგრაფიის მეორე ნაწილში გვეყენება საუბარი. ნაპირდაცვის მიზნით ღირებული კვლევის ჩატარება და მისი შედეგების პრაქტიკული რეალიზაცია შედარებით გვიან - XX საუკუნის დასაწყისში (Божич, 1927; Свищевский, 1936) დაიწყო, თუმცა მათ დადებითი შედეგები არ მოყვა.

ადრეული გამოკვლევების (Руммель, 1900; Божич, 1927) საფუძველზე და ავტორის მიერ სოხუმის კონცხის მიდამოების მიკრორელიეფის შესწავლის შედეგად (Алпенидзе, 1988) ცხადი გახდა, რომ აქ თანამედროვე ზღვის კიდიდან 800 მ-ის დაშორებით ნიშნულები მხოლოდ 0,5-0,1 მ-ის ფარგლებში (**ნახ. 42. დანართი, 1**) მერყეობენ. რელიეფის ზედაპირის უფრო დაბალი ფრაგმენტები კი ამჟამად ჭაობებს უკავიათ. აკუმულაციური სხეულის ვიწრო და რკალისებრი დაბალი ზოლების სიმაღლე 0,8-1,2 მ დიაპაზონში მერყეობენ. მათ გვერდით კი აკუმულაციური გენერაციის ასევე რკალისებრი ფორმის მოკლე ზვინულები (**ნახ. 37. დანართი, 1**) ვრცელდება.

დაჭაობებულ ჩადაბლებებსა და ზღვის სანაპირო ხაზს შორის განლაგებული შედარებით მაღალი ზვინულები პარალელურ გენერაციებს ჰქმნიან. მათი ნიშნულები ზღვის კიდის მიმართულებით თანდათან მატულობენ. მათ შორის, ყველაზე მაღალი ზვინულის (3,0-3,5 მ) ფორმირება ზღვის დონის +2-3 მ-ის სიმაღლეზე არსებობის დროს (ნიმფეური, ლაზური აუზი) უნდა წარმართულიყო. მოგვიანებით კი, ზღვის აღნიშნული აუზის დონე მცირე (ანტიკური) რეგრესიის (Мамаладзе, 1975) პირობებში გადადის. ცხადია, რომ ამ მაღალი ზვინულის სამხრეთი ფერდობის იერ-სახეც ჩამოყალიბდა.

ზღვის აუზის დონის ცვლილების შემდგომი და ბოლო (თანამედროვე) ფაზა ტრანსგრესიით ხასიათდება, რომელიც დღესაც გრძელდება. ამ მოვლენას უნდა

დავეუკავშიროთ აღნიშნული მაღალი და ყველაზე სამხრული გავრცელების ზვინულის დაუსრულებელი მორფოლოგიური იერ-სახეც. მისი სამხრული ფერდობი და თხემური ნაწილი არსად ჩანს. ეტყობა, რომ ამ ზვინულის მნიშვნელოვანი ნაწილი ზღვის დონის აწევისა და პლაჟის წარეცხვის პირობებში, ჩამოიჭრა კიდევაც (ნახ. 37. და ნახ. 42. დანართი, 1). ამჟამად, მისი ნარჩენები თანამედროვე პლაჟის ზოლის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენენ.

მოტანილი მასალის ანალიზის შედეგად შეიძლება დანამდვილებით ითქვას, რომ ნიმუშური ტრანსგრესიული ფაზის მსვლელობაში, ზღვის დონის აწევასთან ერთად, კონცხის ფარგლებში ზვინულებს შორის ვიწრო ჩადაბლებების ფარგლებში, ზედაპირული წყლების დავროვებასა და მცირე ტბების ფრაგმენტებში ჭაობების ფორმირებას ჰქონდა ადგილი. ძველი ტბების დიდი ნაწილი დღეს უკვე დაჭაობდა, ზოგი ამოშრა კიდევაც. დელტის სხეულს კი რელიქტური ტბის შედარებით დიდი ფრაგმენტი ამჟამადაც შემორჩა.

სანაპიროებზე ალუვიურ-დელტური სხეულების ფორმირების აღწერილი სურათი ფრიად გავრცელებული მოვლენაა. მისი მსგავსი ფრაგმენტები ცნობილია ბიჭვინთის, კოდორის, ჭაოხის დელტების ფარგლებში. უფრო მსხვილი წარმონაქმნები (ჩენიერ-პლენები) კი აღწერილია ლუიზიანის შტატის სანაპიროზე, ასევე მდ. ღუნაის დელტის ფარგლებში, ალბანეთის სანაპირო ვაკეზე (Леонтьев, 1976) და სხვ. შავი ზღვის სანაპიროს ალუვიურ-ზღვიური დელტები შედარებით მცირე სხეულებია, თუმცა აშკარაა დასახელებული დელტებისა და სოხუმის კონცხის რელიეფური ნიშნების ანალოგია. განსხვავება მხოლოდ ზვინულების ზომეხასიათადა და მათ დაჯგუფებებში შეიმჩნევა. ამიტომ, მდ. გუმისთის დელტის ამ ფრაგმენტს, როგორც შავი ზღვისპირეთის ტალღობრივი ზედაპირების სხვა წარმონაქმნებს - მიკროჩენიერ-პლენს ვუნოდებთ.

დიდი გეომორფოლოგიული მნიშვნელობა აქვს თვით ლაგუნის აკვატორიის განვითარების სქემის აღდგენას. სოხუმის მიდამოების ლაგუნის აკვატორიის განვითარება ისე წარიმართა, როგორც ეს თეორიულად (Зенкович, 1952) იყო მოსალოდნელი. სოხუმის მიდამოების ლაგუნის აკვატორიის თითოეული მოცვანილობისა და შედარებით მცირე ზომის (16-18 კმ²), ასევე დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით გავრცელების პირობებში, ლაგუნის განვითარება მის სინოპტიკურ მდგომარეობას უნდა განეპირობებინა. ასე, მაგალითად, ლაგუნის ზედაპირზე დასავლური რუმბის ძლიერ ქარებს, მიმდებარე ზღვის აკვატორიის ღელვის რეჟიმის პარალელურად, დასავლური მიმართულების ტალღების გენერირება უნდა განეხორციელებიათ, თუმცა ლაგუნის ზედაპირის მცირე გაქანების გამო, შედარებით სუსტი ტალღების ფორმირება უნდა ჰქონოდა ადგილი.

ცხადია, რომ მდინარეთა ნაკადების ჩამონადენს მოკლებული ლაგუნის ჩაკეტილი აკვატორიის ფარგლებში მხოლოდ მცირე ზომის ხრამ-ხევების მიერ წვრილი დელტური მასალის შემოტანას ჰქონდა ადგილი. ამიტომ, ნაპირის მორფოლოგიისა და დინამიკის

ფორმირებაში წვრილი ფრაქციის ქვიშები და თიხები ღებულობდნენ მონაწილეობას. შესაბამისად, ლაგუნის აკვატორიის ტალღების მიერ ნაპირის გასწვრივ, უმთავრესად, ქვიშისა და თიხის ფრაქციის მასალის ტრანსპორტირება მიმდინარეობდა. მათი მოძრაობის გენერალური მიმართულებაც ლაგუნის ჩრდილოეთი და სამხრული კიდეების გასწვრივ მიმდინარეობდა.

ამჟამად, რომ სოხუმის ელიფსური ფორმის ლაგუნაში ე. წ. გრძივი ტალღები აკვატორიის ღერძის მიმართულებით ვრცელდებოდნენ. ამ ტალღებს მარჯხი წყლის ფსკერზე რეფრაქციაც უნდა განეცადათ და სანაპირო ხაზთან შესამჩნევად მახვილი კუთხე უნდა შეექმნათ. მსგავს პირობებში, ლაგუნის ნაპირებზე მცირე აკუმულაციური ფორმები, ე. წ. აზოვის ტიპის ცვლების (ნახ. 43. დანართი, 1. ფაზა I) წარმოქმნას ექნებოდა ადვილი.

აზოვის ტიპის ცვლების ამ გენერაციების (კაუჭისებრი წანაზარდები) წარმოშობას ლაგუნის ორივე ნაპირზე ჰქონდა ადვილი, რომლებიც აკვატორიის შიდა, ერთმანეთის მოპირდაპირე მხარეს ფორმირდებოდნენ. მსგავსი აკუმულაციური ფორმების ზრდა ამ წანაზარდების ერთმანეთთან მიერთებასაც (ნახ. 43. დანართი, 1. ფაზა II) არ გამოიციხავდა. მათი ფრაგმენტების არსებობა ჭაბურღილების მასალებით დასტურდება კიდევაც. აწინდელი სოხუმის ტერიტორიაზე (ძველი ლაგუნის ფარგლებში) წვრილი ფრაქციის დელუვიური მასალა განედური მიმართულების რამდენიმე პარალელური ზოლის გენერაციას ქმნის. ამ ფაქტების მიხედვით უნდა ვივარაუდოთ, რომ ლაგუნის ორივე სანაპიროდან ერთმანეთის საპირისპიროდ მიმართული კაუჭისებრი ქვიშისა და თიხის მასალით აგებული მცირე ზომის კაუჭისებრი წანაზარდები ლაგუნის სანაპირო ხაზის გასწვრივ რამდენიმე მცირე უბის წარმოშობას განაპირობებდა და მცირე აკვატორიის კიდეშესამჩნევად შეჭრილ-შემოჭრილი ხასიათის მოხაზულობა მიიღო.

ქვიშის ამ მიკროცვლების ერთმანეთთან შეერთება უკვე ლაგუნის ცალკეულ ნაწილებად (მცირე ტბებად) დაყოფა-დანაწილებას მოასწავებდა. ამ მოვლენების განვითარების პარალელურად ამჟამად, რომ ლაგუნის აკვატორიაში აღინდელი „ბობოქარი“ ჰიდროლოგიური ნიშნები შედარებით წყნარი და ნელი რეჟიმით შეიცვალა.

ლაგუნის „მიღევადი“ განვითარების მქონე ხასიათის ვიწრო, თუმცა მოგრძო აკვატორიაში გრძივი ტალღების ზომები წინანდელ სიდიდეებს ვერ აღწევდნენ, მაგრამ სამხრული მიმართულების (გარდიგარდმო) ტალღებს კი თავიანთი ზომები შედარებით შენარჩუნებული ჰქონდათ. აქედან გამომდინარე, თანდათანობით იცვლებოდა ლაგუნის ტალღური რეჟიმის ტოლქმედის სტრუქტურა. ტალღების სხივები სანაპირო ხაზთან წინანდელ მახვილ კუთხეებს როდი ქმნიდნენ, უმთავრესად მართობულ სიდიდეებთან მიახლოებულ სიდიდეებს ადგენდნენ და ნაპირისგასწვრივი ნაკადების ფორმირებაც შეწყდა.

ამ პირობებში, ახალი ცვლების (კაუჭების ფორმის წანაზარდების) წარმოქმნის, ან კიდევ მათი ზრდა-შენარჩუნების, ასევე ნაპირის კონტურის გართულების ტენდენცია გაქრა

და მისი მოსწორების ტრენდით (განვითარების მიმართულებით) შეიცვალა. ამავე დროს, ლაგუნის აკვატორიის სანაპიროზე გამოშვებული ყოველი ცელა მიმდებარე (სანაპირომდებარე მხარეზე) ნაპირის მახლობელი როლს ასრულებდა. ნატანის აკუმულაცია ლაგუნის ცელას დისტალური დაბოლოების მოპირდაპირე ნაწილში გააქტიურდა.

ამის გამო, ლაგუნის აკვატორია ცალკეულ მომრგვალებულ ნაწილებად დაიყო (ნახ. 43. დანართი, 1. ფაზა I) და წყლის ფართო სივრცემ არსებობა შეწყვიტა (ნახ. 43. დანართი, 1. ფაზა II), რომელშიც დაჭაობების პროცესი უფრო ინტენსიურად წარიმართა. ამ პირობებში, ლაგუნის სანაპიროს გაბარდვა (ხავსის მოდება) და ხმელეთთან შეზრდა, ასევე შიდა ნაწილების დელუვიური მასალით ამოვსება, დაჭაობება და ბუნებრივი ევტროფიკაციის პროცესის მსვლელობა ლაგუნის საბოლოო „გახმელეთებას“ უწყობდა ხელს.

მოტანილი ფაქტობრივი მასალა იმის დადასტურების საშუალებასაც იძლევა, თუ როგორ განვითარდა სოხუმის კონცხისა და მიმდებარე ყურეს სანაპირო მათი ევოლუციის ბოლო სტადიებში. ამის დასტურად, ავტორს მოაქვს გუმისთის დელტის განვითარების უკანასკნელი ფაზების ფორმირების დეტალები. მისი თვალსაჩინოდ წარმოდგენის მიზნით ავტორის მიერ შედგენილ სქემაზე (ნახ. 44. დანართი, 1) ჩანს დელტის განვითარების ბოლო III-VI ფაზები, რომელთა საფუძვლიანი და დეტალური განხილვა არა მარტო ნაპირის ზეინულების სივრცობრივი ფორმირების სურათს გვიჩვენებს, არამედ სქემის მიხედვით სახეზეა კონცხის დისტალური ნაწილის რელიეფის მიკრო და ნანოფორმების დამამთავრებელი ფაზების მიმდინარეობის ნათელი სურათი.

ამრიგად, სოხუმის ყურეს სანაპირო ზოლის მორფოლოგია და დინამიკა საკმაოდ რთული გამოდგა, ხოლო მისი გამომწვევი ფაქტორების კვლევა და მათ მიერ ბუნებრივი თუ ანთროპოგენური პროცესების მეცნიერული წარმოდგენა კიდევ უფრო დიდი პრობლემა გახდა. თუმცა, გამოკვლეული ფაქტების ანალიზის საფუძველზე მოტანილი მსჯელობა საშუალებას გვაძლევს ვთქვათ (ცალკეული დეტალის გამოკლებით), რომ მიღებული შედეგები მეცნიერულად დასაბუთებულია, ფაქტებით დადასტურებულია და აზრებრივად გადანყვეტილია, რაც ამ აკუმულაციური სხეულის განვითარების ცალკეული ფაზების მორიგეობის დადგენის საფუძველს გვაძლევს:

1. ეშერის აბრაზიული კონცხის მიერ გუმისთის შესართავის ბლოკირება;
2. სოხუმის ყურეში გრძელი კლიფის გენერირება;
3. მდ. გუმისთის შესართავში რიასული ტიპის ნაპირის ფორმირება;
4. ზღვაში შემოჭრილი ეშერის მასივის მიერ დანარჩენი სანაპიროს ბლოკირება;
5. აბრაზიული კონცხის ინტენსიური უკან დახევა და მდ. გუმისთის შესართავის „ტალღური ჩრდილისაგან“ განთავისუფლება;

6. მდ. გუმისთის შესართავიდან დიდი ცელას განვითარება და, ეშერის აბრაზიული კონცხის უკან დახევის პარალელურად, მისი თანდათან სამხრეთით შემობრუნება;

7. სოხუმის კონცხზე პარალელური ზვინულების გენერაცია;

8. მდ. კელასურიდან შემხვედრი ცელასა და გუმისთის ძირითადი ცელას შეერთება და ერთიანი ნაზვინის გენერირება;

9. სოხუმის ყურეში ლაგუნის აკვატორიის ფორმირება;

10. ლაგუნის ალუვიური მასალით აგებულ ფსკერზე ტორფის ფენების დალექვა;

11. სოხუმის კონცხზე ჩენიერ-პლენების ჩასახვა და განვითარება;

12. ბარიერული ცელას (ნაზვინის) მასალის ტორფის ფენებზე გადალექვა;

13. ლაგუნის აკვატორიის ხმელეთთან შეზღუდის ტენდენციის წარმართვა;

14. ლაგუნაში დელუვიური და ორგანოგენული მასალის დალექვა;

15. ეშერის აბრაზიული კონცხის აქტიური უკან დახევის პარალელურად, დიდი ბარიერული ნაზვინის საათის ისრის მიმართულებით შემობრუნება და შეღფის კიდეზე გასვლა;

16. კონცხის სამხრული ზვინულების (სიმაღლე 3-4 მ) წარეცხვა ზღვის ტრანსგრესიულ ფაზაში;

17. ანტიკურ ფაზაში სოხუმის კონცხის დასავლეთი ნაწილის პლაჟის წარეცხვა;

18. ნგრეული მასალის წყალქვეშა ფერდობის კიდეზე გასვლა, სოხუმის კონცხის დისტალის წყალქვეშა ღარებში ნატანის შთანთქმის ტენდენციის წარმართვა და კონცხის ზრდის შეჩერება;

19. სოხუმის ყურეს ნაპირზე ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობის დაცემა, პლაჟის მასალის დეფიციტის შექმნა, მისი წარეცხვის გაძლიერება და ანტიკური ციხე-სიმაგრეების (დიოსკურია) ნაგებობის დანგრევა;

20. ანთროპოგენური წნეხის გაზრდა, ნაპირების უახლესი ცვლილებები: პლაჟის ზოლის წარეცხვა, ძირითადი ნაპირის აბრაზია, ნაპირსამაგრი ნაგებობების (კედლები, ბუნის სერია, ტალღასაჭრელები) მშენებლობა.

სანაპიროების რელიეფის განვითარებისა და თანამედროვე მორფოდინამიკის აღწერილი ასპექტების მეცნიერული აღქმა საკმაოდ რთულია. მათ შესახებ მიკვლევული ფაქტობრივი მასალის გადმოცემა სანაპირო რელიეფის განვითარების დეტალების ინერპრეტაციას მოიცავს და მკითხველიც საკმაოდ „ბნელ“ ლაბირინთებში გადადის. ერთი რამ ნათელია: სანაპიროების სპეციალისტები ამ სირთულეში არა მარტო სოხუმის შავი ზღვის ნაპირის, არამედ ზოგადად, მსგავსი აკუმულაციური წარმონაქმნების განვითარების ნიუანსებში (ცალკეული დამკვრების გათვალისწინებით) ადვილად გაერკვევიან. შავი ზღვის აუზისა და, განსაკუთრებით, ნაპირების მორფოლოგიურ-დინამიკური ასპექტებით დაინტერესებული მკითხველი სანაპიროს გეომორფოლოგიის შესახებ მეტ-ნაკლებად დეტალურ ინფორმაციას მიიღებს.

კახაბერის ვაკე - მდ. ჭოროხის დელტა. საქართველოს უკიდურეს სამხრეთ-დასავლეთი ზღვის სანაპიროზე, მდ. ჭოროხის შესართავთან, ალუვიური დელტაა ფორმირებული. მდ. ჭოროხის დელტა დიდი (ფართობი 43 კმ²) აკუმულაციური სხეულია. მდ. ჭოროხის წყლის ხარჯი 285 მ³/წმ შეადგენს, მყარი ნატანის ჩამონადენი კი 4,920 მლნ მ³/წმ-ის ტოლია. ის კოლოსალურ აკუმულაციურ მუშაობას აწარმოებს. მდ. ჭოროხის მიერ ყოველწლიურად ზღვისპირზე დალექილი თითქმის 5 მლნ. მ³ ალუვიური მასალა ასწლეულობით აშენებდა და ზრდიდა ალუვიურ დელტას, რომელიც გამუდმებით ფართოვდებოდა, ნაპირების მოფოლოგიურ ნიშნებს ქმნიდა და აიძულებდა ზღვას თანდათან უკან დაეხია. მის შესახებ ინჟინერი დ. სვიშვესკის (მანგანარის რუკის, 1936 წ) ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მდ. ჭოროხის დელტის განვითარება XIX ს დასაწყისში მდ. მეჯინა-სუს (ნახ. 45. დანართი. 1) შესართავის ნაწილის ჩამოჭრას (ნახ. 46. დანართი, 1) უკავშირდება.

უწინ, მდ. მეჯინა-სუ მდ. ჭოროხის მარჯვენა ფართო კალაპოტის ცალკე ტოტს წარმოადგენდა და ხშირად (წყალდიდობისა და წყალმოვარდნისას) ნაპირის დატბორვას იწვევდა. მოგვიანებით, ეს მდინარე (XIX ს დასასრული) თანდათან დამრა და პატარა ნაკადულად იქცა. მანამდე კი, მდ. მეჯინა-სუს ზღვაში ალუვიური მასალა შეჰქონდა, მისი დელტა კი, ზღვის სანაპიროზე, რელიეფის დამოუკიდებელ ფორმას იმუშავებდა. მოგვიანებით, მდ.მდ. ჭოროხი და მეჯინა-სუ ერთმანეთს დამორდნენ და ამ უკანასკნელის ალუვიონის ხარჯიც საგრძნობლად შემცირდა. შესაბამისად, მდ. მეჯინა-სუს დელტის აქტიური წარეცხვა წარიმართა და მისი მომიჯნავე ძირითადი ნაპირის აბრაზიაც შესამჩნევი გახდა.

მანამდე კი, კახაბერის ვაკის დიდი ნაწილი ზღვას ეკავა და მიმდებარე გორაკების ძირზე გადიოდა, მათ ფერდობებს რეცხავდა და ციცაბო ფერდობების ძირზე აბრაზიულ კლიფებს ქმნიდა. ერთდროულად, მდ. ჭოროხის ცელას ფორმირებას ჰქონდა ადგილი, რომელმაც ზღვის მარჩხი წყლის ნაწილი ღია აკვატორიისაგან გამოაცალკევა და ვრცელი ლაგუნა წარმოქმნა. ამ უკანასკნელის ფარგლებში კი ზღვისგან განსხვავებული რეჟიმი შეიქმნა: ლაგუნის დაჭაობების წარმართვა, შლამისა და ტორფის ფენებისა და დელუვიური მასალის დალექვა, ლაგუნის შიდა ნაპირზე კაუჭისებრი ნაზარდების გენერირება და ერთმანეთისაგან იზოლირებული წყლის მცირე ფრაგმენტების გაჩენა, ლაგუნის თანდათან ამოვსება და ჭაობების „გახმელეთება“.

ამ მოვლენამ ბათუმის ყურეში თავისი დალი დაასვა. ასე, ლაგუნის ამოშრობას დელტის ზრდა უნდა გამოეწვია, ხოლო ზღვის დონის დაწევას „ხმელეთური გარემოს“ გამეფება უნდა მოყოლოდა. ნატურალისტების დაკვირვებამ (Лисовский, 1887) აჩვენა, რომ მომავალში ბურუნ-ტაბიის კონცხის თანდათანობითი ზრდა და ზღვისკენ გადანაცვლება იყო მოსალოდნელი. აკუმულაციური სხეულის მცირე აკვატორიებს კი მომავალში დაჭაობება, დაშრობა და ხმელეთად ქცევა ელოდათ. ამ პროგნოზის ხელშემწყობ ფაქტორებად

პატარა მდინარეების (ბარცხანა, ყოროლისწყალი, სარი-სუ, სკურკუბა) ალუვიური მასალის დალექვა გამოდგებოდა.

ბათუმის ტბები შემდგომი დაჭაობების პროცესს მაინც ვერ აცდა. ასე, ძველი (1887 წ დაფიქსირებული) „მცირე ტბა“, (სურ. 47. დანართი, 2) ამჟამად არსად ჩანს: ჯერ იგი ჭაობად გადაქცეულა, შემდგომ სამშენებლო ნაგავით ამოუვსიათ და ტაძარი (მართლმადიდებლური) აუგიათ. ცხადია, რომ ის ტაძრის აშენებამდე ზღვისგან გამოყოფილ ლაგუნას (არდაგანკა) წარმოადგენდა.

ბათუმის სანაპირო ზოლი ერთი მხრივ ნურიევ-გელის ტბის, ტაძრისა და ძველი ვაგზლის, ხოლო მეორეს მხრივ - ღია ზღვისა და ყურეს მიმდებარე ნაპირის ფარგლებში, სავარაუდოდ, უახლესი დროის (Маргиев, 2009) წარმონაქმნია. ქალაქში ფორმირებული ტბების, მდ. ჭოროხის დელტაში, ცვლებს შორის წყლის მცირე ზომის ნარჩენებს წარმოადგენენ. მათ, ლაგუნის ხანგრძლივი განვითარებისა და ტბებად გარდაქმნის ტრანსფორმაცია განაცידეს. ამ ტბების სანაპირო ხაზების შემჩნევა დღეს ქალაქის ფარგლებში საკმაოდ ძნელია, თუმცა მათი იშვიათი ნაშთები უწინდელი ზღვის ნაპირის ცვლილებისა და მიმდებარე ვაკის გაგანიერების მაჩვენებელია.

სირაზის ტბის წარმოშობას მდ. სირაზის დაგუბებას უკავშირებენ. ძველ სქემაზე (1834 წ) ჩანს ტბიდან გამდინარე ნაკადული, რომელიც სულ რაღაც 40-45 წლის შემდეგ გამქრალა, მის ადგილზე კი ახალი ტბა - „გიოლ-ბაში“ ანუ „გელ-ბაში“ (თურქ. მთავარი, ძირითადი ტბა) გაჩენილა. მოგვიანებით, მას „ნურიევ-გელი“ (თურქულად „ნური დაბრუნდი“) შეარქვეს, რადგან თურმე მის წყალში პატარა ბიჭი - ნური დამხრჩვალა.

თავდაპირველად, ამ ტბას შავი ზღვისაგან პლაჟის ვიწრო ზოლი გამოყოფდა. ტბასა და ზღვას შორის არხის გაყვანის სურვილი აუხდენელ ოცნებად დარჩა, რადგან ტალღების ზვირთვება არხის ისევ ამოავსებას იწვევდა. ამ ფაქტიდან გამომდინარე უნდა ვივარაუდოთ, რომ აქ პლაჟის აშკარა მობილურებას ქონდა ადგილი და მუდმივი გაფართოების ტენდენცია ახასიათებდა.

ამგვარად, არც თუ ისე შორეულ წარსულში, თანამედროვე კახაბერის ზღვისპირა ვაკეზე ტბების ხშირი ქსელი არსებობდა. მათ საკმაოდ არამდგრადი დინამიკა ემჩნეოდათ. ისინი ხან ჩნდებოდნენ, ხან კიდევ უჩინარდებოდნენ. ცხადია, რომ ამ ტბების გენეზისი და, განსაკუთრებით, ეფემერული ხასიათი - ლაგუნის ევოლუციას უკავშირდება, რაც მდ. ჭოროხის ალუვიონის მოცულობისა და ზღვის ტალღების აკუმულაციურ მოქმედებას უკავშირდება.

შავი ზღვის საქართველოს სანაპირო პერიმეტრზე დიდი მდინარეების (ბზიფი, კოდორი, რიონი) მიერ შესართავისპირა ძველი ალუვიური წარმონაქმნების - პალეოდელტების ფორმირებას, მათი ალუვიურ-ზღვიური გენეზისის რელიეფის ფორმების როგორც განვითარებას, ისე თანამედროვე დინამიკის საკითხების მეცნიერულ დადასტურებას, მათ ათვისებას, სანაპირო ზოლის შენარჩუნებასა და დაცვას, რეგიონების

მდგრადი განვითარების მიღწევის საქმეში დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა და ზოგადსახელმწიფოებრივი ღირებულებები გააჩნიათ.

ბიჭვინთის ვაკე - ბზიფის დელტა ტიპური ალუვიურ-ზღვიური წარმონაქმნი, მდ. ბზიფის ალუვიური მასალით ფორმირებული რთული (სურ. 48. დანართი, 2) აკუმულაციური სხეულია. იგი, ზღვის სანაპიროს გასწვრივ, 18-20 კმ-ზე ვრცელდება, ხმელეთში კი 12-13 კმ-ზე იჭრება. ამ საზღვრებში მოქცეული ვაკის ფართობი 45 კმ² შეადგენს. მდ. ბზიფის ალუვიური (კენჭები და ქვიშები) და ზღვიური მასალით აგებული დელტის ზღვისპირა პერიფერიის 5-6 მ-ის სიმაღლის ზვინულები სანაპირო ხაზის პარალელურ რიგებს ჰქმნიან.

ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით მიმართული სანაპირო ზღვიური გენეზისის შუა ნაწილი და მისი განაპირა პერიფერია თანდათან იმავე სიმაღლის აბრაზიულ ტერასაში გადადის. ბიჭვინთის დაბალი ვაკის შუა ნაწილი ქვიშებისა და დაჭაობებული ზოლების მორიგეობისაგან შედგება. ზვინულებს შორის ჩადაბლებანი რამდენიმე პატარა ტბას (ინკითი, ანიშხცარა) უკავია.

ბიჭვინთის ვაკის დაჭაობებული ფრაგმენტები ძველი ტბების ამოშრობასა და მათ ევტროფიკაციაზე (სურ. 49. დანართი, 2) მიუთითებს. ვაკის გორაკ-ბორცვების ზოლის დისტალური ნაწილი მიმდებარე ხმელეთისაგან ციცაბო აბრაზიული გენეზისის კლიფითაა გამოყოფილი, რაც აქ ძველი სანაპირო ხაზის არსებობას ადასტურებს. ამავე დროს, თანამედროვე პლაჟის გასწვრივ, მაღალი (5-6 მ) ზვინულები ყოფილი უბის ზღვისაგან გამომყოფი გრძელი ცელას არსებობას ადასტურებს. ცხადია, რომ აწინდელი დელტური ვაკე, ახალშავზღვიურ ეპოქაში, ზღვისგან გამოცალკევებულ ლაგუნას წარმოადგენდა. სწორედ, ამ ლაგუნის ბუნებრივი ამოშრობის პროცესის შედეგია აქ რელიქტური ტბებისა და დაჭაობებული უბნების არსებობა.

ბიჭვინთის დელტის ყველაზე ძველი ზღვიური გენერაციის (Балабанов и др., 1981) ზვინულები (ცელეები) 3-3,5 ათასი წლის წინაა წარმოქმნილი და ვაკის სიღრმეში ფართოდაა გავრცელებული.

მათი თხემების აბსოლუტური სიმაღლეები 1-2 მ არ აღემატება, იშვიათად კი 3-5 მ აღწევს. დელტის სანაპირო პერიმეტრზე ზღვიური წარმონაქმნები ტბიურ-ალუვიური თიხებითაა გადაფარული, ხოლო სოფ. ლიძავას მიდამოებში მათ ალუვიურ-დელტუვიური ნალექები ადევს. ზვინულთა შორის ჩადაბლებები ძველი და ახალი დაჭაობების ნიშნებს ატარებენ. მათ შორის, ყველაზე დიდი „ქვაბულები“ რელიქტურ ტბებს უკავიათ. ძველი ლაგუნის გავრცელების არეში, დაჭაობებული ფრაგმენტები ტორფის ფენებითაა აგებული.

ახალგაზრდა (ნიმფური) ზღვიური გენერაციის ზვინულების ასაკი (1300-1500 წ) არქეოლოგიური ნაშთების მიხედვითაა დათარიღებული. მათი აბსოლუტური სიმაღლეები 2-3 მ-დან 4-5 მ-მდე მერყეობენ. ზვინულებს შორის მცირე ჩადაბლებების დაჭაობება მხოლოდ სოფ. ინკითის მიდამოებში შეინიშნება. სავარაუდოდ, აქვე არსებობდა პატარა

გველების (Змейный) ტბაც, რომელიც ბიჭვინთის საკურორტო ინფრასტრუქტურის დაგეგმარებისას სამშენებლო ნაგავით ამოავსეს.

მესამე გენერაციის (შუა საუკუნეების) ზვინული მდ. ბზიფის შესართავიდან ინკითის კონცხამდე ვრცელდება. მისი ნიშნულები 3-4 მ-დან 5-5,5 მ-მდე მერყეობს. ინკითის ყურეს გასწვრივ ფორმირებული ზვინული შტორმული ხასიათის ტალღების მიერ მთლიანად წაირეცხა, ხოლო ფიჭვის კორომის წინ მისი მხოლოდ ზურგის მხარე გადარჩა. ბიჭვინთის კონცხის ორივე ფართზე ყველგან ჩანს შუა საუკუნეების ასაკის ზვინული, რომლის სიმაღლე 3-4 მ-დან 5,0-6,5 მ-მდე მერყეობს, ხოლო ასაკი 680 ± 690 წელს შეადგენს.

ყველაზე ახალგაზრდა აკუმულაციური წარმონაქმნი ბიჭვინთის კონცხის საკურორტო კომპლექსის მიდამოებშია წარმოდგენილი, რომელიც 250-300 წლითაა დათარიღებული, რაც უნიკალური ფიჭვის უძველესი ეგზემპლარების ასაკის მიხედვითაა დადასტურებული.

სოხუმის ვაკე - გუმისთის დელტა. ამ ალუვიურ-ზღვიური წარმონაქმნის შესახებ ზემოთ გვქონდა საუბარი. აქ, მხოლოდ დელტის მორფოლოგიის ზოგად ნიშნებს (სურ. 50. დანართი, 2) შევხებით. დელტა ზღვის სანაპიროს გასწვრივ 7-8 კმ სიგრძეზეა გავრცელებული, ხოლო ხმელეთში მაქსიმალურად 5-6 კმ-ის, საშუალოდ კი 3,0-3,5 კმ-ის სიღრმეში იჭრება. დელტის ფართობი დაახლოებით 20-21 კმ² შეადგენს.

ალუვიურმა ვაკემ საკმაოდ რთული განვითარების გზა გაიარა. მის ფარგლებში ჩანს რელიეფის ალუვიური და ზღვიური რელიქტური მიკროფორმები. მათ შორის, გამოირჩევა სანაპირო აკუმულაციური ზვინულები და დიუნები. ისინი კენჭებითა და ქვიშებითაა აგებული და ზღვისპირზე 3-4 მ სიმაღლის ფორმებს ქმნიან. თანამედროვე სოხუმის ყურეს მიმდებარე ხმელეთის გორაკ-ბორცვებისა და მთისწინეთებში, ზღვის მართობული ორიენტაციებით განოლილ მდინარეთა ხეობებს ცალკეულ ფრაგმენტებად დანაწევრებული მასივები აქვთ გამოუმუშავებული. მათი სამხრული პერიფერია ზღვის აბრაზით ჩამოჭრილი ფლატის იერ-სახეს ატარებს. ეტყობა, რომ სანაპირო სერების სამხრეთი პერიფერია უწინ ინტენსიურ აბრაზიას განიცდიდა. იქვე ციცაბო კლიფები წარმოიქმნენ.

სოხუმის ვაკის (გუმისთის დელტა) ძველი ლავუნისაგან მხოლოდ ამომშრალი „ქვაბული“ დარჩა, რომლის დაჭაობებულ ფრაგმენტებზე, მოგვიანებით ქალაქი სოხუმი გაშენდა. დელტის სიღრმეში, ზღვიური გენერაციის ზვინულებს შორის, ამჟამად მცირე ზომის „წყლის სივრცეა“ მოქცეული. ავტორის გაზომვებით, ამ ტბის სანაპირო ხაზის ინტეგრალურმა სიგრძემ 2925 მ მოგვცა, ხოლო ელიფსური ფორმის ტბის ფართობმა, მისი **ა** და **ბ** სიდიდეთა ანგარიშით ($S = \pi ab$), დაახლოებით 0,55 კმ² შეადგინა. მას ამჟამად საკუთარი სახელწოდება არა აქვს. მისი შესატყვისი სახელწოდება გარემომცველი სივრცის მიხედვით შეიძლება იყოს შემოთავაზებული. სოხუმის მიდამოებში „შუქურას“ რაიონის დაჭაობებულ ფრაგმენტზე მდებარეობის გამო, მას „შუქურას ტბას“ ვუწოდებთ. ეტყობა, რომ

„შუქურას ტბის“ აკვატორია აქ ჰოლოცენში არსებული დიდი ლაგუნის მცირე რელიქტს წარმოადგენს.

გუმისთის დელტის ჭაობები, ზვინულები და შუქურას ტბა (ბიჭვინთის ანალოგიურად) შუა და ზედა პლეისტოცენური ტბების დაშრობასა და ევტროფიკაციაზე მეტყველებს. ამ ლაგუნის ბუნებრივი ამოშრობის პროცესის შედეგია აქ რელიქტური ტბისა და დაჭაობებული უბნების არსებობა.

კოდორის დელტა და დრანდის ვაკე. მდ. კოდორის შესართავისპირა მეტ-ნაკლებად ბრტყელი, ზღვისკენ ოდნავ დახრილი და სამკუთხედისებრი კონფიგურაციის ალუვიურ-ზღვიური გენერაციების რელიეფის სანაპირო აკუმულაციური ფორმების გავრცელების არეალს წარმოადგენს. მდ. კოდორის დელტა შესართავიდან მდინარის დინების საწინააღმდეგო მხარეს 12-13 კმ მანძილზე ვრცელდება, ხოლო ზღვის სანაპიროს გასწვრივ 8-10 კმ აქვს დაკავებული.

ამ ფარგლებში მოქცეული დელტის ფართობი 60-65 კმ²-ს შეადგენს და მდ. კოდორის ალუვიური მასალითაა აგებული. დელტის დიდი ნაწილი რელიქტურ სტერჩის ტბას უკავია, ხოლო მის ზედაპირზე რამდენიმე პატარა ნაკადული გაედინება, რომელთა ნაწილი მთავარი მდინარის განშტოებებს წარმოადგენენ. აკუმულაციური სხეულის ოდნავ ტალღოვანი ზედაპირის აბსოლუტური ნიშნულები 2-4 მ-დან 7-10 მ-ის ფარგლებში მერყეობენ. სანაპირო ზოლის გასწვრივ ფორმირებული წაგრძელებული დიუნები (ყოფილი ცელები), მათ შორის ჩადაბლებებში („ღარებში“) გამდინარე ნაკადულების წყლებს, ზღვისკენ დრენირებას ხელს უშლის და, როგორც წესი, პატარა ტბებისა და დაჭაობებული უბნების ფორმირების მიზგი ხდება.

კოდორის დელტის განაპირა ნაწილი დრანდის ვრცელ ვაკეს (სურ. 51. დანართი, 2) უკავია. მის ფარგლებში მრავალი პატარა მდინარე (მდ. კოდორის განშტოებები) გაედინება. არც თუ იშვიათად, დრანდის დასერილ ვაკეზე, მდ. კოდორის წყალმოვარდნის შემთხვევაში, ვაკის დიდი ნაწილი დატბორვას განიცდის.

ამდენად, შავი ზღვის სანაპიროს აკუმულაციური რელიეფი უმთავრესად ალუვიური ნალექებითაა აგებული და მდინარეთა დელტურ წარმონაქმნებს წარმოადგენენ. მათ ფარგლებში კი ლაგუნის აკვატორიების ფორმირება ფრიალ გავრცელებულ მოვლენას წარმოადგენს. რაც შეეხება ზღვისპირა დელტური აკუმულაციური რელიეფის ფარგლებში განვითარებულ ლაგუნის აკვატორიების გენეზისსა და მათი განვითარების ისტორიას - საკვლევი რეგიონი ძირითადად ერთგვაროვანი ნიშან-თვისებებით ხასიათდება. თუმცა, მათ შორის განმასხვავებელი ასპექტებიც საკმაოდ აშკარად გამოისახება. ამ მხრივ, შეიძლება ერთმანეთისაგან განვასხვავოთ, ერთი მხრივ, კოლხეთის დაბლობის შავი ზღვის სანაპიროსა და, მეორე - შედარებით შემადლებული გორაკ-ბორცვიანი ზოლის მიმდებარე (აჭარა და აფხაზეთი) ზღვის სანაპიროების ფარგლებში ფორმირებული ლაგუნები.

ამავე დროს, ლაგუნების ფორმირების გზების აღდგენა საკმაოდ რთული ამოცანაა. მათი გენეზისი ზღვებისაგან სანაპირო ბარების ან ცელების მიერ წყლის აკვატორიის გამოცალკევებას უკავშირდება. ზოგადად, ლაგუნების წავრძელებული ფორმა ნაპირის საერთო გავრცელების მიმართულებას ემთხვევა, ხოლო მათი ევოლუცია სანაპირო ზონების მორფოდინამიკის ფრიად სპეციფიკური კანონზომიერებით (Зенкович, 1952) აიხსნება. სანაპირო ბარი (ცელა), რომელიც ლაგუნას ზღვისაგან გამოყოფს, ხშირად ლაგუნის მხარეს მოძრაობს, თავის კენჭნარ-ქვიშიან მასალას ლაგუნის აკვატორიაში გადაიტანს და იქ ფორმირებულ ტორფის (თიხების) ფენებზე დალექავს.

ლაგუნების აღწერილი მოვლენის „ნორმალური“ წარმართვა ადგილობრივი პირობების მიერ აშკარა გართულებას იძლევა, ხშირად საკმაოდ შესამჩნევი დეტალები ერთმანეთისაგან განსხვავებული გზებით ვითარდება. ამ მხრივ, აშკარა განსხვავებათა ჩამოყალიბებას ხელს უწყობს სანაპირო ხმელეთის ზოლის ტექტონიკური პირობების, განსაკუთრებით კი, უახლესი და თანამედროვე ტექტონიკური მოძრაობათა როგორც სივრცობრივი ნიშნების (აზეცება ან დაძირვა), ისე მათი ამპლიტუდის დროითი არაერთგვაროვნება, რომლის მსვლელობა ზღვის დონის აწევის ზოგადი ტენდენციის პირობებში მიმდინარეობდა. თუმცა, პოლოცენური ისტორიის მანძილზე, ცალკეული ლაგუნების ფარგლებშიც კი, შიდა ტრანსგრესიულ-რეგრესიული ფაზების მორიგეობას, მის განვითარებაში საკმაოდ მნიშვნელოვანი ანაბეჭდები უნდა დაეტოვებინა.

შავი ზღვისპირეთის პერიმეტრზე გავრცელებული ლაგუნების აკვატორიის წყლის მარილიანობა (სემიჰუმიდური ჰავის პირობებში) დაბალი უნდა ყოფილიყო, რაც ჰიდროლოგიური პროცესების მოღუენებისა და ტალღების მოქმედების მიყუჩებულ-მინელელებული რეჟიმის პირობებში, ორგანული ნივთიერებების რაოდენობის შესამჩნევ ზრდასა და მათი ხრწნის პროდუქტის (ტორფის ფენების) განამრხებას იწვევდა. ამჟამად, ამ ფენების, აგრეთვე მათ ზედაპირზე დალექილი ნგრეული (პლაჟის) მასალის მიხედვით შესაძლებელია ამ სხეულების ასაკისა და, შესაბამისად, ამ პროცესების მიმდინარეობის დროის განსაზღვრა.

ამავე დროს, ზემოთ აღნიშნული უახლესი და თანამედროვე ტექტონიკური მოძრაობების არაერთგვაროვნების გამო, ხშირად ტორფის ფენები საკმაოდ დიდ სიღრმეზეა „ჩაძირული“. ასე, მაგალითად, კოლხეთის დაბლობის (სოფ. პატარა ფოთის მიდამოები), სოჭის, აზოვის ზღვისა და სხვ. სანაპირო პერიმეტრებზე როგორც ტორფის, ისე პლაჟის მასალები რამდენიმე ათეული მეტრის (Церетели, 1966; Джанелидзе, 1980) სიღრმეზეა „განამარხებული“, რაც სანაპიროს ვერტიკალური ტექტონიკური მოძრაობის დიფერენცირებული ხასიათის მაღალ მაჩვენებელზე (დაძირვაზე) მიუთითებს. ასე, მაგალითად, თუ კი კოლხეთის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის ზღვისპირა ზოლის ფარგლებში წარმოდგენილი სანაპირო-ზღვიური ნალექები ხშირად ტორფის ფენებსაც შეიცავს, რომელთა სიღრმე 6-10 მ დიაპაზონშია მოქცეული, მაშინ, როცა კოლხეთის

სანაპირო ზოლში 40-45 მ სიმაღლის ჰოლოცენურ ნალექებში (Лалиев, 1957; მამალაძე, 1975; ჯანელიძე, 1980; ჯანელიძე, 2015) ტორფის გრუნტების სამი წყებაა გამოვლენილი, რომელთა გავრცელება 10, 37 და 41 მ სიღრმეებზე ფიქსირდება.

ამგვარად, საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ფორმირებული აკუმულაციურ-ზღვიური წარმონაქმნები, მდინარეთა შესართავებთან გენერირებული სანაპირო რელიეფის ფორმები – დელტები, ძირითადად ალუვიური მასალითაა აგებული და უმთავრესად მდინარეთა წყლების ნაკადების, ზღვის ტალღებისა და სანაპირო დინებების ერთობლივი მოქმედებების შედეგადაა ფორმირებული. შავი ზღვისპირა მდინარეული ალუვიალური წარმონაქმნების პარამეტრები მსოფლიოს მსხვილ დელტებთან შედარებით (მისისიპის - 80 ათასი კმ², ამაზონკის 100 ათასი კმ²) საკმაოდ მოკრძალებულად (კოდორის - 65 კმ²; ჭოროხის - 43 კმ²; ბიჭვინთის - 42 კმ²; გუმისთის -21 კმ²) გამოიყურება. თუმცა, მორფოლოგიურ-დინამიკური ნიშნების მიხედვით შავი ზღვისპირა დელტური წარმონაქმნები მორფოლოგიურად მთამებჭდავ და დინამიკურად მკვეთრად გამოხატულ ნიშან-თვისებებს ამჟღავნებს.

დელტების ფორმირებას განსაზღვრავენ აგრეთვე რეგიონის კლიმატური ნიშნები, რელიეფის ამგებელი ნალექების შინაგანი სტრუქტურა, მათი ზოგადი იერ-სახე და პარამეტრები, მდინარეთა ჰიდროლოგიური (მყარი ჩამონადენი) ასპექტები, წყალქვეშა ფერდობის (შელფის) მორფოლოგიურ-დინამიკური ნიშნები, რეგიონის უახლესი და თანამედროვე ტექტონიკა, სანაპიროების კონფიგურაცია და სხვ. ამ ფაქტორების მიერ განსაზღვრულია არა მარტო ალუვიური დელტების - აკუმულაციური კონცხის სხეულების, არამედ მიმდებარე ნაპირებისა და, თვით სანაპირო ზონის მორფოდინამიკის მკვეთრი დეტალები.

3.7. შავი ზღვის ნაპირების დარაიონება. ზღვებისა და ოკეანეების სანაპიროების რეგიონალური კვლევის აუცილებელ ეტაპს გეომორფოლოგიური დარაიონება წარმოადგენს, რომლის საფუძველზე შესაძლებელია ნაპირების რელიეფის იერ-სახის, აგებულების, სტრუქტურული ნიშნების, სივრცობრივი და დროითი განვითარების ლოგიკური აღქმა, ასევე რიგი პრაქტიკული მნიშვნელობის ამოცანების – რესურსების გონივრული ათვისების, ზღვისპირეთის ტერიტორიული ორგანიზაციისა და ნაპირდაცვის სწორი პოლიტიკის გატარება.

საკითხის ისტორიის განხილვის გარეშე დატოვების მიუხედავად, აღსანიშნავია, რომ საქართველოსა და კავკასიის რეგიონების დარაიონების შესახებ გასული საუკუნის მონოგრაფიებში სრულად ვერაა ასახული ნაპირთა მორფოლოგიის ასპექტები, სანაპირო ზონის მორფოდინამიკური ნიშნები, განსაკუთრებით ანთროპოგენური დატვირთვებით გამოწვეული ნეგატიური ცვლილებები, ნაპირდაცვითი ღონისძიებების რეალური შედეგები, განვითარების ტენდენციები და პროგნოზის საკითხები.

სანაპიროების კლასიფიკაციისა და რეგიონული დიფერენციაციის მეცნიერული პრინციპების ჩამოყალიბება მე-20 საუკუნის მკვლევართა ფართო განსჯის საგანს წარმოადგენდა. ნაპირების შესახებ მეცნიერული დარგის საფუძვლების (Зенкович, 1946, 1962) ფორმირების გარიჟრაჟზე მითითებული იყო, რომ ნაპირების შესახებ კლასიფიკაციამ უნდა მოიცვას რელიეფის ყოველი ტიპი და სახესხვაობა, ასახოს გენეტური ნიშნები და კავშირები, არეკლოს ნაპირის თანამედროვე მორფოდინამიკა. ამ ჩამონათვალის შემდგომმა (Леонтьев, 1961) გამდიდრებამ (რელიეფწარმოქმნელი ფაქტორების – ტალღებისა და მდინარეების ურთიერთმოქმედება), ნაპირების თვისებრივი და რაოდენობრივი დიფერენციაციის შესახებ, სრული წარმოდგენა მაინც ვერ მოგვცა. ნაპირების დინამიკური კლასიფიკაციის (Зенкович, 1954) საკმაოდ ღირსეულ ნაშრომში წარმოდგენილი სქემა გეომორფოლოგიურ კვლევებში გამოყენებისა და კარტოგრაფირების თვალსაზრისით, უაღრესად რთული და, ამავე დროს, საკმაოდ მოუქნელია.

ვ. ზენკოვიჩის მიერ შემოთავაზებული დარაიონების სქემის (Зенкович, 1958) მიხედვით, ნაპირების დიფერენციაციაში სამი ტაქსონომიური ერთეული (სანაპირო ოლქი, რაიონები და უბნები) ფიგურირებს:

ოლქი – შეესაბამება მსხვილ ტექტონიკურ სტრუქტურებს, რომლებიც განსაზღვრავენ ნაპირების განვითარების გამომწვევ უმთავრეს პირობებს – წიაღის აღნაგობას, მეოთხეული დროის ვერტიკალურ ტექტონიკურ მოძრაობას, ტერიგენული მასალის ხასიათს;

რაიონის – გამოყოფა ეყრდნობა ნაპირის მახასიათებელი ტიპების შეხამებას, აბრაზიისა და აკუმულაციის გავრცელებას, ჰიდრომეტეოროლოგიურ რეჟიმს, კლიფების აგებულებას, ნატანის შემოსვლის პირობებს, არატალღური ფაქტორების მოქმედებას, რომლებიც განაპირობებენ ნაპირების თანამედროვე დინამიკასა და განვითარებას;

უბანი – ნაპირის მცირე მონაკვეთების გამოყოფა შეესაბამება ამა თუ იმ პროცესის ინტენსიურობის (Ионин, 1959) კონკრეტულ განსხვავებულობას.

როგორც ჩანს, სანაპიროების დარაიონების სქემები მოკლებულია მთელ რიგ დეტალურობას. ასე, მაგალითად, შემოთავაზებულ (Зенкович, 1958) დარაიონებაში სამი ტაქსონომიური კატეგორიაა (ოლქი, რაიონი, უბანი) გათვალისწინებული, რაც სანაპირო ზონაში მიმდინარე პროცესების შესახებ მხოლოდ ზოგად წარმოდგენას იძლევა. მომდევნო წლებში ნაპირების გეომორფოლოგიური დარაიონებაში ვ. ზენკოვიჩის სქემის მიხედვით (Общая характеристика..., 1977) შავი ზღვის საქართველოს სექტორი აღმოსავლური (კავკასიური) ოლქის ფარგლებშია მოქცეული.

და მაინც შავი ზღვის ნაპირების დარაიონების ყველაზე მნიშვნელოვანი სქემა ვ. ზენკოვიჩის (1958) მიერაა შესრულებული. ამ სქემაზე გამოიყოფა 10 ოლქი, 28 რაიონი და 92 უბანი. იმ დროის პოლიტიკური ვითარების გამო, შავი ზღვის ნაპირებიდან, მხოლოდ

თურქეთის სანაპირო დარაიონების სქემაში ვერ შევიდა. დანარჩენი ნაპირების ჯამური სიგრძე 2247 კმ შეადგენდა.

შავი ზღვის ნაპირების განხილვას ორი განსხვავებული მიდგომით ვაპირებთ:

1. ნაპირების კლასიფიკაციაში მხოლოდ სამი ტაქსონომიური ერთეულის - ოლქების, რაიონებისა და უბნების განხილვა მოიცავს შავი ზღვის ნაპირებს უკრაინისა და რუსეთის ფარგლებში. ამავე დროს, თუ კი უკრაინისა და რუსეთის ფარგლების ნაპირების კლასიფიკაცია მოცემულია ვ. ზენკოვიჩის (Зенкович, 1958) მიხედვით, დანარჩენი ქვეყნების - თურქეთის, ბულგარეთისა და რუმინეთის ნაპირების განხილვა დინამიკური სისტემების გამოყოფასა და მათი მორფოლოგიური ნიშნების ინტერპრეტაციას მოიცავს¹³.

2. საკუთრივ, საქართველოს ზღვისპირა ნაპირების დეტალური დარაიონების ავტორისეული ცდა მოცემულის მორფოდინამიკური ნიშნებისა და ანთროპოგენური ზემოქმედებების შედეგად მიღებული ბუნებრივი დინამიკურ-მორფოლოგიური სისტემების სივრცობრივი დიფერენციაციის გათვალისწინებით.

როგორც ეს, წინამდებარე მონოგრაფიაში, არაერთხელ იქნა აღიარებული - ნაპირების შესწავლის მხედველობაში მიღება მრავალ ფაქტორს ითვალისწინებს. მათ შორის ძირითადია: რელიეფი და სანაპირო ხმელეთის დახრილობა, უკვე გასული ფაზების ვერტიკალური მოძრაობები, ძირითადი რელიეფწარმოქმნელი ფაქტორები - ტალღები (ინტენსივობა და მიმართულება, დონის რეჟიმი და სხვ), ხმელეთისა და ზღვის ფსკერის ამგებელი ქანების აღნაგობა და ლითოლოგია, ნატანის შემოტანა ხმელეთიდან (ალუვიონი, დენუდაციის პროდუქტი, კლიფების აბრაზია, ფსკერული მასალა და სხვ). ცხადია, რომ ამ ფაქტორების სხვადასხვაგვარი სივრცე-დროითი თანაშეხამება განსაზღვრავს თანამედროვე ნაპირების იერ-სახეს, მათი განვითარების პროცესებსა და თანამედროვე რეჟიმის დასადგურებას.

ამ ფაქტორების ზემოქმედებების შესაბამისად ნაპირების სხვადასხვა ელემენტები და ტიპები კანონზომიერი შეთანწყობით ერთიანდებიან, რომლის გამო ამა თუ იმ ბუნებრივი ოლქების ფარგლებში, შესაძლებელია ნაპირების დაჯგუფება რაიმე მთავარი ნიშნის მიხედვით, სადაც მისთვის დამახასიათებელი ძირითადი პროცესის მსვლელობა და ურთიერთობათა გამოვლინება მთლიანი სისტემის ფუნქციონირებას განაპირობებს.

ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ შავი ზღვის სანაპიროების რთული იერ-სახის ერთიან გენეტურ კლასიფიკაციაში მოყვანა საკმაოდ რთული, თუმცა მეცნიერული და პრაქტიკული თვალსაზრისით - მიზანშეწონილ საქმიანობას წარმოადგენს. აქედან გამომდინარე, როგორც გასული საუკუნის მკვლევარ-მეცნიერთა მიერ ვერ იქნა მიღწეული დარაიონების სრულყოფილი სქემების მიღება და ცხადია, მათ ვერც მოიცვეს ნაპირების

¹³ ამ ქვეყნების შავი ზღვის ნაპირების განხილვა მოცემულია წინამდებარე მონოგრაფიაში: § 3. „რელიეფის თავისებურებანი“ და მისი ქვეპარაგრაფი 3.4. „შავი ზღვის ნაპირები“.

დეტალების „მოთიანე გამა“, ისე ამჟამად - ჯერ კიდევ, შეუძლებელია ანთროპოგენური ფაქტორებით გართულებული ნაპირების ერთიანი კლასიფიკაციის ფორმულირება.

მონოგრაფიის დანიშნულებიდან გამომდინარე, შავი ზღვის ნაპირების დეტალური აღწერა და მორფოდინამიკური ნიშნების შესახებ ამჟამად არსებული კვლევის შედეგების გადმოცემა მიზანშეწონილად მიგვაჩნია. ამასთან, შავი ზღვისპირა ქვეყნების ნაპირების ზოგადი მორფოლოგიური ასპექტების ამსახველი სურათის (ნახ. 47. დანართი, 1) გადმოცემასთან ერთად, გადავწყვიტეთ საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო ზონის მორფოდინამიკის მეტ-ნაკლებად ზუსტი და დეტალური განხილვა.

შავ ზღვას ჩრდილოეთიდან რუსეთის დიდი ბაქნის მნიშვნელოვანი ფრაგმენტი ესაზღვრება. მის დაძირულ ნაწილზე ზღვის ფსკერი ფართო, მარჩხ აკვატორიას ქმნის. ეს მარჩხოვები აგებულია საშუალო სიმტკიცის ნეოგენური ასაკის ქანებით. ამ ნიშნებიდან გამომდინარე, დარაიონების ავტორი (Зенкович, 1958), მდ. დუნაის დელტიდან ოჩაკოვის მიდამოებამდე, ნაპირების ჩრდილო-დასავლეთ ოლქს გამოყოფს, სადაც მოსწორებული, რთული ნაპირების ფარგლებში აქტიური აკუმულაციური და აბრაზიული პროცესების მორიგეობის გაბატონებას აქვს (ნახ. 47. დანართი, 1) ადგილი. მისი ძირითადი ნიშნებს შორის აღსანიშნავია ნაზვინებით გადაკეტილი ლიმანები, ორი გრძელი სანაპირო ცელა და მათ მიერ გაჩენილი შედარებით ფართო ლაგუნების აკვატორია.

აღნიშნული ბაქნური სტრუქტურის ფარგლებში ნეოგენური ასაკის ქანები ზღვის თანამედროვე დონეზე დაბლა იძირებიან, ხოლო ნაპირები შესაბამისად, მეოთხეული ასაკის ადვილადმლადი ნგრეული მასალისაგანაა აგებული. ამ მდგომარეობის გამო, მეცნიერის (Зенкович, 1958) მიერ გამოყოფილია ნაპირის განსაკუთრებული ოლქი, რომელიც გავრცელებულია დნეპრ-ბუგის ლიმანიდან კარკინიტსკის ყურემდე. აქ ნაპირი რთული ლაპოტური¹⁴ აგებულებისაა, თუმცა არც მომდევნო პერიმეტრის ვრცელი ყურეების (კარკინიტის, ჯარილგაჩის, ტენდროვისა და სხვ) ფარგლების მდინარეთა შესართავებში შეჭრილი მცირე უბეების მოხაზულობა გასწორებისაგან საკმაოდ შორს იმყოფება. ყურეები როგორც ერთმანეთისაგან, ისე ღია ზღვისაგან მსხვილი აკუმულაციური ფორმებითაა (ტენდრის, კინბურნის, ჯარილგაჩის, ბაკალსკის ცელები) გამოყოფილი.

მდ. დუნაის დელტა, ნაპირის გასწვრივ თავისი გავრცელების სიმცირისა და მხოლოდ დელტური ნიშნების არსებობის მიუხედავად, წარმოადგენს რა სრულიად დამოუკიდებელ სანაპირო ელემენტს - განიხილება როგორც ნაპირის განსაკუთრებულ-განსაკუთრებული გეომორფოლოგიური ოლქი.

¹⁴ ძლიერ დანაწევრებული კონტურის არასწორი, დაკუთხული ნაპირი, რომლის გენეზისი ძველი დიფერენცირებული ტექტონიკის შედეგად ფორმირებულ დეპრესიულ ყურეში ზღვის ინგრესიითაა გამოწვეული.

რადგან, სანაპირო ზონის გეომორფოლოგიური ოლქის ფარგლებში რაიონების გამოყოფას საფუძვლად უდევს სანაპიროების ტიპებისა და აკუმულაციური და/ან აბრაზიული უბნების, ასევე კლიფების გეოლოგიური აგებულების თავისებურებები, ამიტომ ცალკეული ოლქების ფარგლებში რაიონების გამოყოფა მათი მორფოდინამიკისა და განვითარების გამომწვევი რიგი ფაქტორების თანამშენებლობითაა შეპირობებული, რომელთა შორის აღსანიშნავია: სანაპიროების ტიპები; აბრაზიული და აკუმულაციური მონაკვეთების გავრცელება; ლელვის მრავალწლიური და შიდა სეზონური რეჟიმები; კლიფების აგებულება და ატიურობა-პასიურის ასპექტები; ნატანის მასალის ნაპირზე შემოსვლის პირობები; არატალღური ფაქტორების მოქმედება და სხვ.

აღნიშნული პრინციპის დადასტურების ერთ-ერთი მაგალითია შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ოლქის ფარგლებში გამოიყოფილი რაიონები: 1. ჟერბიენსკის ცელადან დნესტრამდე (ნაპირი აქ ძირითადად ლაგუნურია); 2. დნესტრი-დიდი ფონტანის (შადრევანის) მოსწორებული ლაგუნური ნაპირი; 3. ოდესის მენყრული ნაპირი. აქ კლიფი აგებულია პონტური კირქვებით, ხოლო მასზე დალექილი თიხები და ლიოსები, მკვრივი კლიფების უკან დახევასთან ერთად, ფერდობებზე ჩამოცოცხებას განიცდიან. ამ მენყრულ მოძრაობაში თიხებთან ერთად ჩართულია აგრეთვე პონტური კირქვებიც, რომლებიც მეოტური თიხების ზედაპირზე განიცდიან ჩამოსრიალებას. დანარჩენი რაიონების გამოყოფა იმავე პრინციპებთანაა დაკავშირებული, თუმცა ამასთან ერთად, მხედველობაში მიღებულია ნაპირის შეჭრა-შემოჭრის თუ მისი მოსწორებულობის მაჩვენებელი, სანაპირო ცვლებებისა და ბარების არსებობა, კლიფის საფუძველში ძირითადი ქანების გამოვლენა და გაშიშვლებების არსებობა.

ამა თუ იმ რაიონის დახასიათება სრულიადაც არ იქნება სრულყოფილი თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მისი ცალკეული უბნების მორფოლოგიურ-დინამიკური ნიშნების აღწერას. აკი, თავის მხრივ, ყოველი რაიონი, პრინციპულად განსხვავებული ნაპირების გეომორფოლოგიურ ტიპებს მოიცავს. ასე, მაგალითად, ჟერბიენი-დნესტრის ლაგუნურ რაიონში აშკარად ჩანს ბურნას-ბუდაკის აბრაზიული უბანი, სადაც ზღვის ტალღები თიხისა და ლიოსების ფენების ჩამოჭრას ახორციელებს. სხვა რაიონებში კი აშკარაა მენყრული მოვლენების მეტ-ნაკლები გამოვლინებები, სადაც მთელი სანაპირო ზონის მორფოლოგია მკვეთრად განსხვავებულ ხასიათს ატარებს. ამ მხრივ, იშვიათობას არც აკუმულაციური უბნების (ლიმანების ნაზვინები) გავრცელება წარმოადგენს (Зенкович, 1958). მსგავსი მაგალითების მოტანა შორს ნაგვიყვანდა.

რაც შეეხება ყირიმის ნაპირებს - უნდა აღვნიშნოთ, რომ აქ საქმე გვაქვს გეოსინკლინის შესაბამისი მთიანეთის არსებობასთან, რომლის შედეგად გამოიყოფა მკვეთრად დისლოცირებული ქანებით აგებული მთიანი ყირიმის სამხრეთი ნაპირი - ბალაკლავიდან ფეოდოსიამდე. ეს ნაპირი საკმაოდ ღრმა სანაპირო წყალქვეშა ფერდობით ხასიათდება და, ჯერ ერთი, ზღვის ტალღების მხრიდან ინტენსიურ

გადამუშავებას განიცდის, ხოლო მეორეც - მის ფარგლებში რელიეფის აკუმულაციური ფორმის არსებობა არც კი შეიმჩნევა. ამ ოლქის ინდივიდუალურობას ხმელეთიდან ალუვიური მასალის შემოტანის აშკარად მცირე რაოდენობა განსაზღვრავს.

ყირიმის სამხრეთი მთიანი სანაპირო ოლქში მორფოლოგიურად განსხვავებული რაიონების გამოყოფა, არაერთგვაროვანი მდგრადობის ქანებით აგებული ნაპირის სივრცებრივი მორიგეობითაა განსაზღვრული. ერთ-ერთი მათგანის (კასტელის მთიდან სუდაკმდე) თავისთავადობა ნაპირზე კირქვის კლდეების საკმაოდ ხშირ გამოსვლას უკავშირდება. აკი, სამხრეთი ყირიმის ზღვისპირეთზე (ალუშტა-აიას კონცხი) კირქვიანი დიდი ლოდების მიმოფანტვა იშვიათი სრულებით არაა, რომელთა არსებობას იაილების ფერდობებიდან მათ ჩამოცვენას უნდა ვუმაღლოდეთ. სწორედ ამ დიდი ლოდების გავრცელებამ განსაზღვრა ალუშტის ნაპირის ზღვიური შტორმებისაგან „ბრონირება“ და აბრაზიული პროცესის შენელება.

ყირიმის ქედის ჩრდილოეთით ცარცული და ნეოგენის ქანების გავრცელებას აქვს ადგილი. მათი მიმდებარე იაილების კიდევ უფრო ჩრდილოეთი ნაწილი, უმნიშვნელო დახრილობას ამჟღავნებს. ნეოგენური ქანების ნაპირის ზოლზე გამოსვლა ბალაკლავიდან სევასტოპოლამდე ფიქსირდება. შემდგომ კი, ჩრდილოეთით - ისინი იძირებიან და ალმინის დეპრესიას ქმნიან. მის ფარგლებში ნაპირები აბრაზიული ხასიათისაა, რომლებიც ადვილადშლადი თიხების ფენებშია ფორმირებული და, ნაწილობრივ, მდინარეებში შეწრილი ზღვის ლიმანებითაა წარმოდგენილი. დაბოლოს, ყირიმის ნახევარკუნძულის ნაპირების განსაკუთრებული ტიპები გვაქვს ტარხანკუტის შემადგენელი ნაპირების ფარგლებში, სადაც სანაპირო ხაზთან პონტური, მეოტისისა და სარმატის ოდნავ დახრილი ფენები გამოდიან. სამი სხვადასხვა რაიონები (ტარხანკუტი, ალმინის დეპრესია და სევასტოპოლი-ბალაკლავის პუნქტებს შორის გავრცელებული ფერდობი) დასავლეთი ყირიმის ოლქს ქმნიან.

ყირიმის მთების აღმოსავლეთით შავი ზღვის ნაპირებთან ქერჩისა და ტამანის ნახევარკუნძულების დაბალი ვაკე შემოდის, რომლის აგებულებაში განსხვავებული მდგრადობის მესამეული ასაკის ნალექები მონაწილეობენ. ინტენსიური ეროზიული პროცესების მსვლელობამ აქ გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის ფორმირებას შეუწყო ხელი, რომლის დაძირვამ აქ საკმაოდ შეჭრილ-შემოჭრილი, ღრმა უბეებიანი და წყალმარჩხი ნაპირების წარმოქმნა განაპირობეს. ამ რთული ნაპირების ხანგრძლივი გარდაქმნის შედეგად, ზღვის ტალღებმა მათი გასწორება, ხოლო ამჯერად აბრაზიული და აკუმულაციური უბნების (ანაპის ნაზვინი, ფეოდოსიის ყურე და სხვ) მორიგეობის ჩამოყალიბება განაპირობეს. მათ გამოყოფს სრუტეებთან ერთად - ქერჩი და ტამანი ერთიან სანაპირო ოლქს წარმოქმნიან, რომლის ფარგლებში ცალკეული უბნების გამოყოფა აკუმულაციური და აბრაზიული პროცესების გაბატონებას შეესაბამება.

ქერჩის აღმოსავლეთით, კავკასიის მთიანი ნაგებობის ფარგლებში, დაახლოებით 400 კმ-ის სიგრძეზე, სანაპიროზე ისევ შემალლებული რელიეფის გამოსვლას აქვს ადგილი. მთიანეთის დასავლეთი ნაწილის ფარგლებში, საკმაოდ დიდ მანძილზე, ზღვის ნაპირზე მძლავრი ფლიშური ნალექების გავრცელებას აქვს ადგილი. ნაპირიკ უმეტესწილად გასწორებულია, თუმცა ნოვოროსიისკ-გელენჯიკის მონაკვეთზე მსგავსი სურათი (ნახ. 48. დანართი, 1) არ შეინიშნება. ფლიშების ფენების ხშირი და სწორი მორიგეობის მიუხედავად, სანაპიროზე ზღვის ტალღების მიერ მათი ნგრევის პროცესი მაინც ერთგვაროვნად მიმდინარეობს. ამის მიუხედავად, კავკასიის ნაპირი, ორ დიდ დამოუკიდებელ ოლქად იყოფა. ამ სანაპირო რეგიონის ორ ნაწილად დაყოფა განპირობებულია ნაპირების აგებულებაში ალუვიური მასალის სივრცებრივ განლაგებასთან, რომელიც, თავის მხრივ, სანაპირო ზონის მორფოლოგიისა და დინამიკის დეტალების მსვლელობაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს. მართლაც, ქედის დასავლეთი ნაწილის მცირე სიდიდის მდინარეების უმნიშვნელო ხარჯით ხასიათდებიან და, ამიტომ მათ მიერ ნაპირზე გამოტანილი შეზღუდული მოცულობის ალუვიური მასალა სანაპიროზე მიმდინარე აქტიური აბრაზიული პროცესის შეჩერებას ვერ ახერხებს.

აღნიშნული სანაპიროს სამხრეთით კი, მდ. მზიმთის შესართავიდან დაწყებული, წყალუხვი მდინარეების მიერ, შთამბეჭდავი დელტური გამოზიდვის სხეულების ფორმირებას აქვს ადგილი. მათ მიერ ნაპირი რიგი დამოუკიდებელი რაიონებადაა დაყოფილი. თითოეულ მათგანში აშკარად ჩანს როგორც წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ხასიათის, ისე სანაპირო ნატანი მასალის მიგრაციის განსხვავებული თავისებურებები.

აღნიშნულიდან გამომდინარე, კავკასიის მთიანი რელიეფის მიმდებარე ნაპირის ფარგლებში მიზანშეწონილი გახდა ორი დამოუკიდებელი ოლქის გამოყოფა. მათ შორის საზღვარს ვ. ზენკოვიჩი (1958) მდ. კუდეფსთის შესართავთან ატარებს. მის დასავლეთი ნაწილისათვის დამახასიათებელია გასწორებული აბრაზიული ნაპირის ფორმირება, რომლის ფარგლებში ოთხი რაიონია გამოყოფილი: 1. აბრაუს ნახევარკუნძულის რაიონი, რომლის მორფოლოგიურ ასპექტებს გრანდიოზული მეწყრული მოვლენა განსაზღვრავს; 2. ნოვოროსიისკისა და გელენჯიკის ყურეებიანი ნაპირი, სადაც ზღვას ნაპირის პარალელური სინკლინების მიერ ფორმირებული დეპრესიები აქვს დაკავებული და, აქედან გამომდინარე, ამ რაიონში ნაპირის დალმაციური ტიპის ფორმირებას აქვს ადგილი; 3. გელენჯიკი-ტუაფსეს აბრაზიული ნაპირის რაიონში ალუვიური მასალის შემონატანი აშკარად მცირეა და, ამიტომაც, ნატანის ნაპირისგანსწვრივი ნაკადების არსებობა ფაქტობრივად არც კი შეინიშნება; 4. ტუაფსე-კუდეფსთას რაიონი, წინა რაიონისაგან განსხვავებით, ალუვიური მასალის აშკარად შესამჩნევი მოცულობის მიერ შექმნილია სამხრული მიმართულების საკმაოდ მძლავრი ნატანის ნაპირისგანსწვრივი ნაკადი, რომელიც ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით გადაადგილდება.

მდ. მზიმთას შესართავიდან აღმოსავლეთი მიმართულებით გამოყოფილია სანაპირო ზონის აფხაზეთის ოლქი, რომელიც აშკარად განსხვავებული ხასიათისაა წინა ოლქთან შედარებით. აქედან, საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო ზონის ფარგლებში, შესაბამისი ოლქების ცალკეულ რაიონებად და უბნებად დანაწევრება დელტური შევრილებისა (აკუმულაციური კონცხების) ან/და მათი მიმდებარე ნაპირის აბრაზიული ფრაგმენტების მიხედვითაა შესრულებული.

აღმოსავლეთი კავკასიის სანაპირო ოლქის (ნახ. 49. დანართი, 1) სამხრეთი საზღვარი რიონის დაბლობზე გადის, რომლის ნაპირი დაბალი და სწორი ხასიათისაა და აგებულია დიდი სიმძლავრის მეოთხეული ნალექებით. თუმცა, ამ ნაპირის გასწვრივ, ზღვიური ნატანის აკუმულაცია თითქმის არსად მიმდინარეობს. ალუვიური მასალა დიდი სიღრმეებისაკენ ადვილ გადადგილებას განიცდის, რასაც ხელს უწყობენ ნაპირთან ახლოს მიმდგარი წყალქვეშა კანიონები და განიერი ღარები.

დაბოლოს, საქართველოს ფარგლებში, უკიდურესი სამხრეთი მიმართულებით გავრცელების - ჭოროხის ოლქი მდებარეობს. მას, როგორც ღუნაის დელტას, ნაპირის გასწვრივ აკუმულაციური სხეული აქვს გამომუშავებული და მიმდებარე აბრაზიული ნაპირის მონაკვეთზეც ვრცელდება, თუმცა შედარებით მცირე გავრცელება ახასიათებს. დელტის ფორმა რამდენადმე ასიმეტრიულია და მდ. ჭოროხის შესართავის ჩრდილოეთი მიმართულებით ვრცელდება. ნატანი მასალის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის გადაადგილება დანარჩენ ანალოგიურ წარმონაქმნებთან შედარებით, სარკისებრი ანარეკლის სახით (სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით) მიმდინარეობს¹⁵.

ქვემოთ მოტანილია უკვე განხილული დარაიონების შესაბამისი ოლქების, რაიონებისა და უბნების დასახელების სრული სია (ცხრილი 8. დანართი 3. ნაწილი 1-8). ამ მასალის ანალიზი აჩვენებს, რომ შავი ზღვის ნაპირების მორფოდინამიკური ნიშნები განპირობებულია როგორც ნაპირფორმირების ბუნებრივი (გეოლოგია და ტექტონიკა, რელიეფი და კლიმატი, ზღვისა და მდინარეთა ჰიდროლოგიური რეჟიმები, ნატანი მასალის ბალანსი), ისე ტექნოგენური რისკ-ფაქტორებით. ამდენად, ვ. ზენკოვიჩის (1958) შავი ზღვის ნაპირების (უკრაინა რუსეთი, საქართველო - სიგრძე 2247 კმ) დარაიონების სქემის შესაბამისი დასახელებებს¹⁶ მკითხველი მითითებულ ცხრილებში იხილავს.

ამასთან ერთად, ავტორებს მიზანშეწონილად მიაჩნიათ საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების საკმაოდ დეტალური განხილვა. ამჟამად მიღებული ნაპირების სისტემური დარაიონების მიხედვით (Кикнадзе, 1970; 1977) საქართველოს შავი ზღვისპირეთი 9

¹⁵ საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო ზონის დეტალური დახასიათება ამ ნაშრომის ერთ-ერთ ნაწილშია (3.5. საქართველოს შავი ზღვის პლაჟები და ნაპირები) განხილული.

¹⁶ ოლქის გასწვრივ მოცემული ციფრები აჩვენებენ რაიონების შესაბამის მანძილების ჯამს. რაიონების გასწვრივ მოცემული ციფრები კი - უბნების ნაპირების შესაბამისი სიგრძეებია, რომლებიც შედიან შესაბამისი რაიონების შემადგენლობაში.

დამოუკიდებელ დინამიკურ სისტემად იყოფა. თითოეულ მათგანში პლაჟების ფორმირება მდინარეთა მყარი ნატანი მასალის მიერ ხორციელდება, ხოლო მათ შორის საზღვრები მახასიათებელი პეტროგრაფიული ტიპების (Кикнадзе, 1977) გავრცელების მიხედვითაა დადგენილი. ვნახოთ ისინი ცალ-ცალკე: 1. მზიმთა-ფსოუს დელტიდან მდ. ბზიფამდე – 45 კმ; 2. მდ. ბზიფიდან ბიჭვინთის ყურემდე – 12 კმ; 3. ბიჭვინთის ყურედან მდ. ჰიფსთამდე – 15 კმ; 4. მდ. ჰიფსთიდან მდ. გუმისთამდე – 38 კმ; 5. მდ. გუმისთიდან მდ. ბესლეთამდე – 10 კმ; 6. მდ. ბესლეთიდან მდ. კოდორომდე – 25 კმ; 7. მდ. კოდორიდან მდ. ენგურამდე – 67 კმ; 8. მდ. ენგურიდან მდ. ნატანებამდე – 57 კმ; 9. მდ. ჭოროხიდან (სარფი) მდ. ნატანებამდე – 53 კმ.

სანაპიროების ტრადიციული გეომორფოლოგიური დარაიონების პრინციპის (Ионин и др., 1964) გათვალისწინებით, მიზანშეწონილად მივიჩნიეთ, საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების გაერთიანება მსხვილ გეომორფოლოგიურ ერთეულში – **ოლქში**, რომელსაც შედარებით იზოლირებული ტექტონიკური სტრუქტურა შეესაბამება და განსაზღვრულია ნაპირების განვითარების გამომწვევი უმთავრესი პირობებით – გეოლოგიური აღნაგობით, მეოთხეულის ვერტიკალური მოძრაობებითა და ნატანის სანაპირო ზონაში შემოსვლის ხასიათით.

აღნიშნული ოლქების დაყოფა კი შესაძლებელი გახდა შედარებით მარტივ ერთეულებად – **რაიონებად**, რომლებსაც რელიეფის ფორმათა მხოლოდ მისთვის დამახასიათებელი მუდმივი შეხამება-კომბინაცია ახასიათებთ. ამ ტაქსონომიური ერთეულის ფარგლებში რელიეფის წყალქვეშა და წყალზედა ფორმები ერთიან და მთლიან კომპლექსურ წარმონაქმნად განიხილება, რაც რელიეფის ფორმებსა და მათი განვითარების თავისებურებათა შორის გენეტურ დამოკიდებულებაში აისახება.

უფრო მცირე და შედარებით მარტივი, ვიდრე რაიონი, ნაპირის ტაქსონომიური ერთეული – **ქვერაიონს** წარმოადგენს. მისი ნაპირი განსხვავებული აგებულებით, საკუთარი თანამედროვე დინამიკითა და განვითარების ფაზით ხასიათდება. მეზობელ ქვერაიონებს შორის აშკარა დინამიკური კავშირები შეინიშნება, რომლის გამო ისინი შესაბამის მორფოდინამიკურ სისტემაში ერთიანდებიან.

სანაპიროების ათვისების კვალდაკვალ, აბრაზიისა და წარეცხვისაგან ნაპირდაცვის მიზნით, არაგონივრული მეთოდების დანერგვის პირობებში (ბუნის სერიები, ნავსადგურების მოლები, ტალღასამსხვრევები, საბრჯენი კედლები, შპორები), მდინარეთა დარეგულირების, ჰეს-ებისა და ნავსადგურების აგების შედეგად, ნაპირების მცირე მონაკვეთებად (ალფენიძე, 2015) დანაწევრების, ასევე გეოეკოლოგიური რისკების გაძლიერების გამო მიზანშეწონილია სანაპიროების დეტალური ზონირების (Alphenidze et al., 2015) ჩატარება.

აღნიშნულ შემთხვევაში, ნაპირების ერთიანი სისტემების დაშლა-დაქუცმაცების პირობებში, ნაპირების დაბალი რანგის ტაქსონომიური ერთეულების – ქვერაიონებისა და

მოკლე სანაპირო უბნების გამოყოფა გახდა შესაძლებელი. ნაპირის ამ მოკლე პერიმეტრების როგორც მორფოლოგიური, ისე დინამიკური ნიშნები ერთმანეთისაგან აშკარად განსხვავებული ასპექტებით ხასიათდება. რაც შეეხება სანაპირო უბნების პერიმეტრებს - მათი სიგრძე რამდენიმე ასეული მეტრიდან ერთეული კილომეტრების ფარგლებშია მოქცეული, თუმცა სანაპიროს ეს მოკლე ფრაგმენტები ბუნებრივი ან ანთროპოგენური პროცესის ინტენსიურობის კონკრეტული გამოვლინებით ხასიათდება.

ცნობილია, რომ შავი ზღვისპირეთის მთელ პერიმეტრზე და ასევე მსოფლიო ოკეანის უმეტეს სანაპიროზე, ვიურმული გამყინვარების შემდგომი დროის, ზღვის დონის აწევის პოლოცენური, ისტორიული და თანამედროვე ტენდენციის პირობებში, ზღვის ნაპირების „ბუნებრივი (შეფარდებითი) წონასწორობა“ ნაპირების უმნიშვნელო უკან დახევითა და პლაჟის ზოლების მცირე წარეცხვებით (Алпенидзе, 1985, 1988, 2014; Джанелидзе, 1980; Джаошвили, 1986, 2003; Зенкович, 1948, 1954, 1962; Каплин и др., 1961; Островский, 1967; Сафьянов, 1978, 2001; Федоров, 1959, 1978; Церетели, 1963; Шуйский, 1981; Bruun, 1962; Bird, 2010) ხასიათდებოდა. ამასობაში, განსაკუთრებით კი, გასულ საუკუნესა და მიმდინარე წლებში, ზღვის დონის აწევისა და მდინარეთა ჩამონადენის შემცირების ტენდენციის პირობებში, ნაპირების დეგრადაციამ შეუქცევადი ხასიათი (Каплин и др., 1961; Сафьянов, 1978; Walker, 1981a, 1981b; Зенкович, 1987) მიიღო.

ზღვის ნაპირებზე, განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ხასიათის ძვრები მივიღეთ ბუნებრივ გარემოზე ადამიანის სამეურნეო დატვირთვების (ნავსადგურებისა და ჰესების მშენებლობა, პლაჟწარმოქმნელი ინერტული მასალის გაზიდვა და სხვ), გლობალური კლიმატური ცვლილებების ფონზე კი ანთროპოგენური ზემოქმედებებისა და ტექნოგენური დატვირთვების აშკარა გაძლიერების პირობებში სანაპიროების შესამჩნევი დეგრადაცია და რღვევა ჩამოყალიბდა. აქედან გამომდინარე, სახეზეა ნაპირების აქტიური დეგრადაცია, პლაჟების წარეცხვები, მიმდებარე სატრანსპორტო თუ სამრეწველო ინდუსტრიის, სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებისა და საკურორტო-ტურისტული ინფრასტრუქტურის ძირეული განადგურება.

შტორმული შეტევების შენელებისა და პლაჟების წარეცხვის შეჩერების მიზნით ეკონომიკურად არაეფექტური და სოციალურად გაუმართლებელი ნაპირდაცვის „ბეტონური პოლიტიკის“ გატარებამ მსოფლიო მასშტაბის სავალალო შედეგები მოგვცა: ბეტონის ნაგებობათა (ბუნა, ტალღამსხვრევი, ფასონური ბლოკები - ტეტრაპოდები, დიპოდები, ტალღამრეკლი და საბრტენი კედლები) მიერ ნაპირის გასწვრივი ნაკადების ხელოვნური განყვეტისა და ნაპირის გასწვრივი დინებების გაძლიერების გამო, აქტიური „ქვედა წარეცხვების“ განვითარების პირობებში, პლაჟის ზოლის დეგრადაციის ერთი-ორად გაზრდა; ტალღამრიდი კედლებსა და წყალქვეშა ტალღამტეხების შემოზღუდავი ნაგებობებზე ტალღური დინებების ზემოქმედების გამო, ამ ნაგებობების ძირის გამორეცხვა, პლაჟების გამოლევა გაქრობის შედეგად კი სანაპირო ხაზის უკან დახევა და ძირითადი

ნაპირის აბრაზიის დაჩქარება; ნაპირსამაგრი ნაგებობის ნგრევა და სანაპირო ზოლის მიმზიდველობითი უნარის დაცემა; აბრაზიულ ნაპირებზე მეწყრული პროცესების გააქტიურება; ნაპირების ესთეტიკური იერ-სახისა და ატრაქციულობის ეფექტის მოშლა; ზღვისპირა საკურორტო-ტურისტული და სამრეწველო ინდუსტრიის, სატრანსპორტო ქსელისა და სოციალური ინდუსტრიის, ისტორიულ-არქიტექტურული ძეგლების განადგურების საშიშროება¹⁷.

ამდენად, როგორც მოტანილი მასალიდან ჩანს, ნაპირდაცვის არაგონივრულ წარმართვის განსაკუთრებული ნეგატიური შედეგი ერთიანი და მთლიანი ბუნებრივი ლითოლინამიკური სისტემების დარღვევაში გამოვლინდა.

ამკარაა, რომ ზღვის სანაპიროზე ჩამოყალიბებული ერთიანი ნაპირისგანსწვრივი ნაკადების მიერ შექმნილი მორფოლინამიკური სისტემები მრავალ ადგილზე განწყტდნენ და ნაპირსამაგრი ნაგებობების მიერ ხელოვნურად შექმნილ სივრცებრივ დანაწევრებას დაექვემდებარნენ. აქედან გამომდინარე, ნაპირების ხელოვნურად შექმნილი უბნები მორფოლინამიკური თვალსაზრისით ადრე არსებულ მდგომარეობასთან შედარებით სრულიად განსხვავებულ მდგომარეობაში აღმოჩნდნენ: გაჩნდნენ ნატანის დისკრეტული ნაკადები; წარმოიქმნენ პლაჟების „ქვედა წარეცხვების“ უბნები; გახშირდა ძირითადი ნაპირების აბრაზია და ა.შ. ამავე დროს, ნაპირის თითოეულ ასეთ პერიმეტრზე ნეგატიური პროცესების მსვლელობა ერთმანეთისაგან განსხვავებული მასშტაბებით წარიმართა და არაერთგვაროვან სიტუაციაში აღმოჩნდა. ამდენად, მოკლედ რომ ვთქვათ, ანთროპოგენური გზით შეცვლილი დინამიკური სისტემების შესაბამისი ნაპირები მოკლედ უბნებად დანაწილდნენ.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, დინამიკური ნიშნების მიხედვით (Кикнадзе, 1970; 1977), საქართველოს შავი ზღვის ნაპირები, ამჟამად ცხრა დამოუკიდებელ დინამიკურ სისტემადა იყოფა. თითოეულ მათგანში პლაჟების ფორმირება მდინარეთა მყარი ნატანი მასალის მიერ ხორციელდება, ხოლო მათ შორის საზღვრები მახასიათებელი პეტროგრაფიული ტიპების (Кикнадзе, 1977) გავრცელების მიხედვითაა დადგენილი. პლაჟის ნატანსა და მის ძირითად კვების წყაროს შორის კავშირების, ასევე სანაპირო ზონაში ფორმირებული აკუმულაციის სტადიის მიხედვით, ავტორის მიერ აღნიშნული დინამიკური სისტემები ქვესისტემებადაა „დანაწევრებული“.

უნდა ვივარაუდოთ, რომ რელიეფის აკუმულაციური ფორმების სიმნიშვნის სტადიაში, კვების ხასიათის მიხედვით, სანაპიროზე ღლეს არსებული 9 დინამიკური სისტემის ნაცვლად, მხოლოდ ოთხი სისტემა ფიგურირებდა: 1. მზიმთა-ფსოუ – ბიჭვინთა – მიუსერა; 2. მიუსერა – გუმისთა – კელასური – კოდორი; 3. კოდორი – ენგური-ნატანები; 4. ჭოროხი-ნატანები.

¹⁷ ნაპირების ნგრევის მიზეზების, ნაპირდაცვის პოლიტიკის ისტორიის კრიტიკული განხილვასა და პლაჟების აღდგენა-დაცვის სისტემური, რეგულირება-მართვის პრინციპების, დანერგვის შესახებ მასალის გადმოცემას - ავტორები მონოგრაფიის მე-2 ტომში აპირებენ.

აქედან გამომდინარე აშკარაა, რომ ნაპირების განვითარების უახლეს და თანამედროვე ეტაპებზე სანაპირო ზონის აშკარა სივრცებრივ დიფერენციაციას ჰქონდა ადგილი. ამავე დროს ცხადია, რომ ნაპირების სივრცებრივი დიფერენცირების ბუნებრივი პროცესი ამუამდაც „წარმატებით“ მიმდინარეობს. მისი აქტიურობა, უმთავრესად, ამ ბოლო 50 წლის განმავლობაში გამოვლინდა, როცა ნაპირების, როგორც საკმაოდ დინამიური სხეულების, დანაწევრება ნაპირდაცვის არაგონივრული (რკინა-ბეტონური ნაგებობების მშენებლობა) მეთოდებით წარმართვას უკავშირდებოდა, რაც ბუნებრივი პროცესებისათვის დამახასიათებელი სისტემური მიზეზ-შედეგობრივი კავშირების უგულველყოფით იყო გამოწვეული.

ნაპირების ათვისების არარაციონალური მიდგომის მაგალითად გამოდგება შემდეგი მსჯელობა: ნაპირდაცვის პოლიტიკა აგებული იყო არა ბუნებრივი მოვლენების მიზეზების უკუგდებისა და აღმოფხვრისაკენ, არამედ საინჟინრო დარგებში დაგროვილი გამოცდილება ამ ბუნებრივი მოვლენებით შეპირობებული შედეგების წინააღმდეგ იყო მიმართული. ასე, მაგალითად, ცნობილი ფაქტია, რომ პლაჟის წარეცხვა ნაპირზე, რაიმე მიზეზით, ნატანი მასალის დეფიციტითაა (ალუვიონის შემცირება, ნატანის წყალქვეშა კანიონში შთანთქმა, ნატანი მასალის ნაკადის სიმძლავრის გაზრდა და სხვ) გამოწვეული. ცხადია, რომ ნაპირდაცვა, სწორედ ამ მიზეზის აღმოფხვრას ანუ ნატანი მასალის დეფიციტის შევსებას უნდა ემსახურებოდეს. სინამდვილეში კი ნაპირების დაცვას, სწორედ ამ მოვლენით გამოწვეული შედეგის - ძირითადი ნაპირის აბრაზიის ანუ უკან დახევის შეჩერების მიზნით რკინა-ბეტონის ზღუდეების აშენებით ახდენდნენ.

სანაპირო ზონის მორფოდინამიკის მსვლელობის სისტემური გააზრების ზემოთ აღნიშნული „ფილოსოფიური“ მეტანაპირთმცოდნეობის უფრო გასაგებად გაცნობიერების მიზნით, მკითხველს მოვლენის შინაარსის საყოველთაოდ აღიარებული და კონკრეტული ფაქტის გადატანითი მნიშვნელობის აღწერის ხერხით წარმოვუდგენთ. ყოველი ავადმყოფის მკურნალობის წარმართვა ნიშნავს ავადობის გამომწვევი მიზეზის დადგენას და ამ მიზეზის დათრგუნვის მიზნით მედიკამენტოზურ წარმატებულ თერაპიას. იშვიათად, მიმართავენ ქირურგიულ ჩარევას, ავადობის შედეგის - ორგანოს სრული ან ნაწილობრივი ამჟუტაციას, რასაც უკიდურეს შემთხვევაში აქვს ადგილი. აქედან აშკარაა, რომ ნაპირის მკურნალობას საკმაოდ წარმატებული ეფექტი გააჩნია, ხოლო ქირურგიული ჩარევა პაციენტის დახეიბრებას იწვევს.

დავუბრუნდეთ ნაპირების ხელოვნური გარდაქმნების შედეგად გამოწვეულ ცვლილებებსა და სანაპიროს რღვევის შედეგებს. შავი ზღვის ნაპირების დინამიკური სისტემების რღვევისა და სივრცებრივი დიფერენციაციის ამსახველი სქემა (**ცხრილი 9. დანართი 3. ნაწილები 1-2**) გვიჩვენებს, რომ შავი ზღვის ნაპირების (საქართველოს სექტორი) ყველაზე მსხვილი ტაქსონომიური ერთეული (ოლქი) გეოლოგიურ-გეოტექტონიკური და ტერიგენული მასალის ხასიათის მიხედვითაა გამოყოფილი. შავი ზღვის სანაპირო სამი გეომორფოლოგიური ოლქის ფარგლებში (აფხაზეთის, კოლხეთის,

აჭარის) ჯდება. მათ შორის, პირველი მათგანი მდ.მდ. მზიმთა-ფსოუს გაერთიანებული აკუმულაციური კონცხიდან მდ. გუმისთის დელტამდე (102 კმ) ვრცელდება. მეორე – კოლხეთის ოლქი თითქმის კურ. ქობულეთამდე (160 კმ) ვრცელდება, ხოლო მესამე – აჭარის ოლქი (ჭოროხის დინამიკური სისტემა) სარფიდან ქობულეთამდე (53 კმ) წარმოდგენილი.

კავკასიის ოლქის შემადგენლობაში 4 რაიონი (დინამიკური სისტემა), 14 ქვერაიონი და 45 უბანი გამოიყოფა; კოლხეთის ოლქში 4 რაიონი (დინამიკური სისტემა), 14 ქვერაიონი და 41 უბანი, ხოლო აჭარის ოლქში 1 რაიონი (დინამიკური სისტემა), 4 ქვერაიონი და 15 უბანი გამოიყოფა. ამდენად, საქართველოს შავი ზღვისპირეთი სამ ოლქად, 9 რაიონად (დინამიკურ სისტემად), 32 ქვერაიონად და 101 უბნად დაიყო.

ამრიგად, სანაპიროების განვითარების ბუნებრივი რეჟიმის პირობებში, ჩამოყალიბებული დინამიკური სისტემები (რაიონები), დროთა განმავლობაში, გეომორფოლოგიური (დელტების ზრდა შელფის კიდემდე, ზღვის დონის აწევის ტენდენცია, ალუვიური მასალის შემცირება) ან ტექნოგენური (პორტის მოლის, ბუნის სერიის, ტალღასაჭრელების აგება) ფაქტორების მიერ, გასული საუკუნის შუა წლებში, რამდენადმე განყვეტილი, დანაწევრებული და მცირე ზომის მონაკვეთებად დაყოფილი აღმოჩნდნენ. სანაპირო ზონის დინამიკური სისტემების სივრცობრივი დიფერენციაციის ხელშეწყობი ფაქტორი გახდა ასევე მდინარეთა ნაკადების ხელოვნური (ჰეს-ების აგება) რეგულირება, ინერტული მასალის გაზიდვა.

აღნიშნული ფაქტორების მიერ გამოწვეული ცვლილებების მაგალითად მხოლოდ რამდენიმეს მოვიტანთ: ძველი გაგრის ნავსადგურის მოლის აგების გამო, ნაპირის 4-5 კმ-ის პერიმეტრზე, „ქვედა წარეცხვების“ ეფექტის შენელებას ბუნის სერიის მშენებლობა და წარეცხვის ახალი მონაკვეთების გაჩენა მოყვა; გაგრის ყურეს დასავლეთით (სოფ. გრებეშოვის (თხემი) ნაპირის მიდამოები), რკინიგზის კონტურის დაცვის მიზნით, ბუნის სერიის მიერ (32 ბუნა და 3 ტალღასამსხვრევი) ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი განყვეტილი აღმოჩნდა (**ნახ. 50. დანართი, 1**). მოგვიანებით, ბუნის სერია ნატანი მასალით (30 ათასი მ³/წწ) შეივსო (Пешков, 1987).

ამის მიუხედავად, „ქვედა წარეცხვები“ 5-6 კმ-ის მანძილზე გაგრძელდა. ანალოგიური მოვლენა ფიქსირდება გაგრის (**ნახ. 51. დანართი, 1**), გუდაუთის, ახალი ათონის, ოჩამჩირის მიდამოებში. რკინა-ბეტონის ბუნის სერიისა და ფასონური კონსტრუქციების (ტეტრაპოდები, დიპოდები), ასევე ტალღაჭრელების მეშვეობით აბრაზიის ლოკალური ხასიათის შეჩერებას შესაძენი ქვედა წარეცხვები მოსდევდა.

პიფსთა-გუმისთის (გუდაუთის) დინამიკურ (რაიონი D) სისტემაში (ბომბორის რეიდი და გუდაუთის ყურეს ქვერაიონები) ფსკერის მასალა (Алпенидзе, 1985) და მდინარეთა ალუვიონი ყველგან გვხვდება. „ქვედა წარეცხვებმა“ ადრე ფორმირებული და გასული საუკუნის 50 - იან წლებში ფიქსირებული (Зенкович, 1956), ერთიანი და მთლიანი

ნაპირისგასწვრივი ნაკადის უწინდელი სანაპირო ნალექების გაქრობა და ნაპირის ნგრევა, ჯერ კიდევ, ვერ შეძლეს.

მდ. გუმისთის შესართავსა და ეშერის მეწყრებს შორის მონაკვეთი (ეშერის ქვერაიონი) გუდაუთის დინამიკურ სისტემაში (რაიონის) ნატანის აკუმულაციის ბოლო მონაკვეთს წარმოადგენს. მის ფარგლებში, ყველაზე მეტი ხარისხით, ჩანს ძველი ნაპირისგასწვრივი ნაკადის პეტროგრაფიული სპექტრის მემკვიდრეობა. ამჟამად, აქ ნაპირი ირეცხება და გუდაუთის ყურედან ტრანსპორტირებული კენჭნარი მასალა თანდათანობით ქრება.

მდ. გუმისთის შესართავის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაპირის განვითარება მდ. გუმისთის ალუვიონის შემოსვლისაგან ნაწილობრივი იზოლაციის (გუმისთა ჰეს-ის კაშხალის გავლენა) ქვეშ იმყოფება, რომელმაც გუმისთა-სოხუმის ქვერაიონის ნაპირებზე ახალი ცვლილებების გამოწვევა შეძლო. ჯერ კიდევ, გასული საუკუნის 80-იან წლებში მდინარის შესართავისპირა უბნის ფარგლებში ჩატარებულმა კვლევებმა (გამორებითი აგეგმვა და ზამთრის სეზონის შტორმების მიერ გამოზიდვის კონუსის დეფორმაციის ფიქსირება) დაადასტურეს, რომ შტორმული ტალღების მეტ-ნაკლებად შეზღუდული ზემოქმედების მიუხედავად, აქ ალუვიური მასალის მობილიზება შესამჩნევი დეფიციტის პირობებში (ნახ. 52. დანართი, 1) იმყოფება (Алпенидзе, 1985, 1988). ცხადია, რომ მდ. გუმისთის შესართავსა და სოხუმის კონცხს შორის ნაპირის მონაკვეთზე ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ნაწილობრივი შეწყვეტა და სოხუმის ნაპირის ნგრევა შიდა მორფოდინამიკურ ცვლილებებს უკავშირდება.

ამასთან ერთად, აღნიშნული ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის განწყვეტის მიუხედავად, გუმისთა-ბესლეთის შესართავებს შორის მოქცეულ სანაპიროს - როგორც უწინ (ანთროპოგენური ფაქტორის გამოვლენამდე), ისე ამჟამად, გუმისთის დინამიკურ სისტემაში გაერთიანება ეკუთვნის. ამ ნაპირის სისტემური ერთიანობა და ორგანული მთლიანობა აშკარად გამოჩნდა გასული საუკუნის 40-იან წლებში, როცა სოხუმის ყურეში სამხედრო გემების ჩაძირვამ (Алпенидзе, 1978; 1985) ნაპირის მთელი პერიმეტრის ურთიერთდაკავშირებული ცვლილებები გამოიწვია: ჩაძირული გემების წინ პლაჟის სიგანის ზრდას (125 მ-მდე), მიმდებარე ნაპირის (ქალაქის ფარგლები - მდ. დამპალადან მდ. ბესლეთის შესართავამდე) სწრაფი ნგრევის ინდუცირება და 60-70 მ-ით უკან დახევა მოყვა.

სოხუმის ყურეს ნაპირის აღმოსავლეთ ფრთაზე ქვიშიანი პლაჟის კვება მდ. კელასურის ნატანის მიერ ხორციელდება. აქ, ამ მდინარის ალუვიონის მხოლოდ წვრილი ფრაქცია შემოდის, ხოლო კენჭნარი მასალა საწინააღმდეგო (ნატანის დიფუზია) მხარეს (ალფენიძე და სხვ., 2011) გადაადგილდება. ეს ფაქტი გვაძლევს, რომ ბესლეთი-კელასურის ნაპირის მონაკვეთი განვითავსოთ კელასურის დინამიკურ სისტემაში (რაიონში). მდ. კელასურის შესართავიდან კოდორის დელტამდე ერთიანი დინამიკური

სისტემის ფარგლებში ბეტონის ნაგებობები არ აშენებულა და, შესაბამისად, ნაპირისგასწვრივი ნაკადის განწყვეტას ადგილი არა აქვს. თუმცა, ნაპირის ამ მონაკვეთზე რელიეფის ფორმების მორფოლოგიური ნიშნების სხვადასხვაობისა და თანამედროვე დინამიკური პროცესების მსვლელობის მიხედვით - აქ ოთხი ერთმანეთისაგან განსხვავებული უბანი (**ცხრილი 9. დანართი 3. ნაწილი 2**) გამოიყო.

კოდორის დინამიკური სისტემის (კოდორი-ენგური) ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი (69 კმ) ოჩამჩირის მისადგომებთანაა (ნავსადგურის მოლი) განწყვეტილი. ამის გამო, ოჩამჩირის მიდამოების სანაპიროს „ქვედა წარეცხვების“ შედეგად ნაპირის უკან დახევამ ნავსადგურის უშუალოდ ქარზურგა მონაკვეთზე 250 მ შეადგინა. ამიტომ, ქალაქის დასაცავად, ნაპირდამცავი კედლებისა და ბუნის სერიის აგება გახდა საჭირო.

ოჩამჩირის მიდამოების ნაპირზე ბუნის სერიის სამხრეთ პერიფერიაზე, მდ. ლალიძგის შესართავიდან მდ. ენგურამდე ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ნაწილობრივი განწყვეტა და ახალი უნების ფორმირება არა ბეტონის კონსტრუქციის ნაგებობის მშენებლობას, არამედ მდ. ერისწყლის კალაპოტში ენგური-ჰესის სარინი არხის წყლის მძლავრი ნაკადის ზღვაში შემოჭრას უკავშირდება. ამის გამო, ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი ორ ნაწილად განწყვეტილი აღმოჩნდა.

მდ. ერისწყლის (სარინი არხის) „შესართავის“ მარჯვენა უბანზე წყლის ნაკადის მიერ ე.წ. „მოლური ეფექტის“ გამოვლენის გამო, არხის ქარპირა მხარეს პლაჟის მასალის დაგროვება და განიერი (80-110 მ) პლაჟის ფორმირება დაფიქსირდა, ხოლო არხის შესართავის მარცხენა მონაკვეთის ნაპირზე, ნატანი მასალის მკვეთრი დეფიციტის გამო, სანაპირო ხაზის უკან დახევამ 12-15 მ/წწ შეადგინა. ამ მოვლენის შესახებ მეცნიერებმა, ჯერ კიდევ გასული საუკუნის 80-იან წლებში (Зенкович, 1987) მიუთითეს. მასვე მიეკუთვნება მდ. ერისწყლის კალაპოტის ენგური-ჰესის სარინ არხად გადაქცევის შედეგად წყლის ნაკადის მიერ ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის დისკრეტულობის ეფექტის გამოწვევა და ნაპირისგასწვრივი ნაკადის დატვირთვის დეფიციტი განაპირობა.

ამდენად, კოდორის რაიონის (დინამიკური სისტემის) ფარგლებში, ნაპირის რელიეფის ფორმების აწინდელი ცვლილებების შესაბამისად, 16 უბნის გამოყოფა გახდა (**ცხრილი 9. დანართი 3. ნაწილი 2**) შესაძლებელი. თითოეულ მათგანში პლაჟის მასალის ადგილობრივი წარეცხვის ან აკუმულაციის პროცესის მიმდინარეობა ფიქსირდება. ამის მიუხედავად, ნატანის ნაპირისგასწვრივი ერთიანი ნაკადის ნარჩენები (20 ათასი მ³/წწ) ენგურის დელტამდე ამჟამადაც (Зенкович, 1976) კი აღწევს.

ამდენად, ნაპირის ეს მონაკვეთი ანთროპოგენური ზემოქმედების შედეგად ძირეული გარდაქმნების ტიპურ მაგალითის მატარებელი გახდა. საქმე იმაშია, რომ როგორც საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების უმეტესი ნაწილი და, კერძოდ ოჩამჩირე - ფოთის სანაპირო პერიმეტრი აკუმულაციურ ტიპს მიეკუთვნება. შესაბამისად, სანაპირო ზონის ბიუჯეტის ფორმირებაში მნიშვნელოვან როლს მდინარეთა ალუვიონი ასრულებს.

არადა, ქვეყნის ორი მნიშვნელოვანი მდინარე - ენგური და რიონი დიდი წნეხის ქვეშაა მოქცეული¹⁸. ამ მხრივ, აღსანიშნავია ჰეს-ების მშენებლობა, მდინარეთა ნაკადების სივრცებრივი რეგულირება, ნატანი მასალის სამშენებლო ინდუსტრიის საჭიროებისათვის გაზიდვადა, ორი პორტის (ოჩამჩირისა და ფოთის) ექსპლოატაციაში შეყვანა. ცხადია, რომ ამ ანთროპოგენური ფაქტორის გავლენამ აშკარად დაამძიმა სანაპირო ზონის პროცესების ნეგატიური გზით განვითარება.

ცნობილია, რომ მდ. ენგურის კალაპოტში მალლივი კაშხალის აგების მომენტამდე - მისი მყარი ნატანი მასალის წლიური მოცულობა 1,5 მლნ. მ³ შეადგენდა, რომლის მესამედი პლაჟნარმომქმნელ ფრაქციას განეკუთვნებოდა. ამ ნატანი მასალის დიდი ნაწილი (80-90 %) ენგურის წყალქვეშა კანიონის მიერ შთანთქმას (Джаошвили, 2003; Леонтьев, Сафьянов, 1973; Маткава и др., 1987) განიცდიდა. ამის გამო, სანაპირო ზონაში შექმნილი ნატანის დეფიციტის პირობებში, ნაპირის ხაზი პროგრესულად უკან იხევდა, ხოლო წყალქვეშა კანიონის სათავეები სულ უფრო წინ მოიწვედნენ. ამ მდგომარეობას, დამატებით კიდევ ერთი, თუმცა ბუნებრივი, ფაქტორი ართულებდა: ანაკლიის კონცხის სანაპირო ხაზის გაბატონებული ღელვის ფრონტთან დაახლოებით ოპტიმალური კუთხით ($\varphi \approx 45^\circ$) ორიენტირების გამო, ამ აკუმულაციური სხეულის (კონცხის) პერიმეტრზე, ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის სიმძლავრის მკვეთრი ზრდა (110-120 ათასი მ³/წნ) დაფიქსირდა (Сакварелидзе, Мирцхулава, 1980). თუმცა, აქედან ფოთის მიმართულებით, მდ. ენგურის ალუვიონისა და ანაკლიის კონცხის წარეცხვის მასალის პროდუქტისაგან შემდგარი, თუმცა ნატანის ნაპირისგასწვრივი დისკრეტული ნაკადის (35 ათასი მ³/წნ) განვითარება შეიმჩნეოდა და, ამ ნაპირის მოკლე მონაკვეთზე, დინამიკური წონასწორობის შენარჩუნებას განაპირობებდა.

ბუნებრივი რეჟიმის დასადგურების უამს, XIX და XX საუკუნეების მიჯნაზე (1872-1933 წწ), მდ. ენგურის შესართავის ორივე მხარეზე ნაპირის მნიშვნელოვანი (Ломинадзе и др., 2006) ზრდა (1,3 - 1,8 ჰა/წნ) ფიქსირდებოდა (ცხრილი, 10. დანართი, 3). თუმცა, ოჩამჩირის პორტის მშენებლობისა და ექსპლოატაციაში შესვლის მომენტიდან (1934-1936 წწ), უკვე რამდენიმე წლის შემდეგ, „ქვედა წარეცხვის“ ნეგატიური ეფექტის მსვლელობამ თავი იჩინა: კოდორის ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი ოჩამჩირის პორტის მოლის მიერ გაწყვეტილი აღმოჩნდა. ამის გამო, დისკრეტული ნაკადის გავრცელების არეალში, ნატანის დეფიციტი და აქტიური წარეცხვა რეალური გახდა. როგორც აღმოჩნდა, ამ მოვლენას ადგილი ჰქონდა როგორც მდ. ენგურის შესართავიდან ნაპირის ჩრდილოეთით გაწოლილი პერიმეტრის 23 კმ-იან ზოლში, რომელმაც 2,9 ჰა/წნ შეადგინა, ისე მისი სამხრეთი პერიმეტრის 15 კმ-იან ნაპირზე, სადაც ნაპირის აბრაზიის მაჩვენებელმა 0,6 ჰა/წნ გადააჭარბა.

¹⁸ სანაპიროებზე ანთროპოგენური ფაქტორის შესახებ ძირითადი ყურადღება მონოგრაფიის მეორე ტომში იქნება გამახვილებული.

არსებული მდგომარეობის გაძლიერების ხელშეწყობ ფაქტორად გამოვლინდა ოჩამჩირის ნაპირის ბუნის სერიით დაცვის არაგონივრული პოლიტიკის გატარება და მდინარეთა კალაპოტებში (1967-1970 წწ) ინერტული მასალის კარიერების მოწყობა. ენგური-ჰეს-ის თაღოვანი კაშხალის აგების (1976-1979 წწ) შედეგად კი, ნატანის დეფიციტის პირობებში, რადიკალური ცვლილებები მივიღეთ: მდ. ერისწყლის (შემდგომში უკვე სარინი არხი) შესართავის უბანზე, ე. წ. „მოლური ეფექტის“ გავლენის არეალში, ნატანის ნაკადის აშკარა ბლოკირებას დღემდე აქვს ადგილი. მდ. ენგურის ქვედა ნაწილის კალაპოტში ამ მდინარისა და მისი შენაკადების (ჯუმი და მაგანა) მიერ ამჟამად 50 მ³/წმ მოცულობა გაედინება, რაც ზღვისკენ ნატანის ტრანსპორტირებას ვერ უზრუნველყოფს. შენაკადების მიერ კალაპოტში მოზიდული ნატანი კი იქვე რჩება და, შესაბამისად, მდ. ენგურის კალაპოტის ნიშნულების აწევას იწვევს. აქედან გამომდინარე, მდ. ენგური-ჰეს-ის წყალსაცავიდან წყლის ხარჯის ავარიული გაშვების (2500 მ³) შემთხვევაში (Кереселидзе, Гагошидзе, 1998) დიდი კატასტროფის მოწმენი გავხდებით.

მდ. ენგურის მყარი ნატანი მასალის მკვეთრი დაცემის პარალელურად, თუმცა ათიოდე წლის დაგვიანებით, სანაპირო ზონის წარეცხვის ტემპის მატება დადასტურდა (Ломинадзе и др., 2006). ამ მდინარის შესართავის ჩრდილოეთი ნაპირის ნგრევამ 9-11 ჰა/წწ, ხოლო სამხრეთი პერიმეტრის უკან დახევამ 4,4 ჰა/წწ შეადგინა. მომდევნო წლებში ამ ნეგატიური პროცესის შენელება დაფიქსირდა.

მდ. რიონის შესართავისაკენ, კოლხეთის შავი ზღვისპირეთი თანდათან ტიპიური დაბალი სანაპიროს ხასიათს ღებულობს. აკი, ვრცელი დაბლობის ფარგლებში განვითარებული მდინარეული ქსელი, წყლის ნაკადის უმნიშვნელო ენერგიის პირობებში, ნაპირზე ქვიშისა და თიხოვანი ფრაქციის (დიამეტრი 1 მმ) მასალას ეზიდება და, შესაბამისად, ზღვის როგორც წყალზედა, ისე წყალქვეშა სანაპირო ზონა წვრილი ფრაქციის ნატანი მასალითაა აგებული. რეგიონის უმთავრესი არტერიის - მდ. რიონის ნატანი მასალის წლიური მოცულობა 4,4 მლნ მ³ შეადგენს. მათ შორის, 0,1 მმ-ზე მეტი დიამეტრის ფრაქციის მასალის მოცულობა 1,35-1,4 მლნ მ³-ია (Джаошвили, 1986). როგორც ტიპიური დაბლობის აკუმულაციური ნაპირი - აქ ძირითადად დახრის კუთხეები $i=0,007-0,008$ (ტანგენსებში) ფარგლებში მერყეობს. წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი პარალელური წყალქვეშა სამი ან ოთხი ზვინულების გენერაციებითაა წარმოდგენილი. ყველაზე შორი ზვინული ნაპირიდან 400-500 მ მანძილზე მდებარეობს. მისი მოცულობა 1 გრძივ კმ-ზე 770-800 ათ. მ³-ის ფარგლებშია.

ქ. ფოთის ფარგლებში მდ. რიონის შესართავიდან 2,5 კმ დაშორებით წყალქვეშა კანიონის შემოჭრას აქვს ადგილი, რომელიც 10 მ იზობათის ფარგლებშია შემოჭრილი და ნაპირიდან 700 მ დაშორებით მდებარეობს. აქ, წყალქვეშა კანიონის ტალღევის დახრილობა 0,013-ია და მისი მაღალი აქტიურობიდან გამომდინარე, ფოთის ნაპირის დინამიკის მსვლელობაში, დიდი როლი აქვს შესრულებული. მართლაც, ფოთის სანაპირო

პერიმეტრის განვითარება XIX ს-ის მიწურულამდე ბუნებრივი გზით ვითარდებოდა, თუმცა 1873-1883 წლებში პორტის მშენებლობამ, სანაპირო პროცესების მსვლელობაში, რიგი ხარვეზების შეტანა მოახდინა.

ბუნებრივი რეჟიმის პირობებში მდ. რიონი ზღვას ორი ტოტით ერთვოდა. ერთ-ერთი მათგანი ზღვას, სწორედ ამ წყალქვეშა კანიონის წინ ერთვოდა, ხოლო მისი ნატანი მასალა ამ კანიონის ხვედრი ხდებოდა და უკან მოუბრუნებლად ზღვის დიდ სიღრმეზე გადადიოდა. ამავე დროს, შტორმებისაგან პორტის აკვატორიის დაცვამ მოლოს აგება მოითხოვა, რომელსაც წყალქვეშა კანიონის აქტიურობა ნგრევით დაემუქრა. ამასთან ერთდ, ქალაქის ინფრასტრუქტურა ზრდა განუხრელად მიმდინარეობდა, რომლის პარალელურად, მდ. რიონის მიერ დასახლებული კვარტალები ხშირად იტბორებოდა. ქალაქის დატბორვის ტენდენცია თანდათან სულ უფრო შესამჩნევი ხდებოდა. ამიტომ, გადაწყდა მდინარის რეგულირების პროცესის წარმართვა და მისი ძირითადი ნაკადის ახალ სადინარში - პორტის ჩრდილოეთ ნაწილში (ნაბადას უბანი) გადატანა.

ამ საქმიანობის ექსპლოატაციაში რეალიზაციის მომენტიდან, მდ. რიონის ძველი კალაპოტში ნატანი მასალის მკვეთრი დაცემა მოყვა. ალუვიური მასალის მკვეთრი დეფიციტის გამო, ქალაქის ფარგლებში, „დიდი კუნძულის“ ზღვისპირა პერიმეტრზე ნაპირის ინტენსიური უკან დახევა დაფიქსირდა, რომლის წლიური ტემპი 20-30 მ აღემატებოდა. რიგი საინჟინრო ღონისძიებების გატარების მიუხედავად, ნაპირის უკან დახევამ 800 მ გადააჭარბა, ხოლო ზღვის ტალღების მიერ 300 ჰა-ზე მეტი ფართობის სანაპირო ზოლი წარეცხილი აღმოჩნდა. რაც შეეხება ფოთის წყალქვეშა კანიონს, მისი კვების წყაროს არიდების პირობამ, როგორც ეს მოსალოდნელი იყო, სათავის ფარგლების აქტიური წინ წამოწევა სტაბილურობის სტადიაში გადავიდა და პორტის მოლოს დანგრევის საშიშროება შეწყდა.

ამასთან ერთად, მდ. რიონის მიერ ახალი კალაპოტის ფორმირებამ, მისი შესართავის შვერილის „აშენება“ (ნახ. 53. დანართი, 1) გამოიწვია. ალუვიური მასალის ინტენსიური დაგროვების შედეგად შესართავისპირა წყალქვეშა ფერდობზე, 15 მ-ის სიღრმემდე, დახრილობის მაჩვენებელმა $i=0,007$ შეადგინა. სანაპირო ხაზის აზიმუტის მიმართ გაბატონებული შტორმული ტალღების სხივის 90^0 -იანი მნიშვნელობის გამო, აქ სანაპიროს გასწვრივ ნატანის ურთიერთმეხვედრი მიმართულებით მიგრაციის (ორივე მათგანის სიმძლავრე 600-600 ათას მ³/წწ) ფორმირება განაპირობა. შესაბამისად, შესართავის შვერილის სწრაფი წინ წამოწევაზე არ დაახანა. გასული საუკუნის 50-იანი წლებიდან, მდინარის ორი ტოტისაგან შექმნილი დელტის ზრდა 30-35 მ/წწ აღწევდა, რომლის ტენდენცია (Лебанидзе и др., 2010) ამჟამადაც (13-15 მ/წწ) შენარჩუნებულია, ხოლო შვერილის წინ წამოწევის ჯამურმა სიდიდემ 1,9 კმ შეადგინა.

მდ. რიონის შესართავის ფარგლებში ფორმირებული „ახალი კუნძულის“ სანაპირო ხაზის სიგრძე 2.5 კმ მიუახლოვდა და ტალღური რეჟიმის ტოლქმედის

პერპენდიკულარული მნიშვნელობა მიიღო. პლაჟის აკუმულაციამ სანაპიროს 14 კმ-იანი უბანი (ფოთის პორტი - მდ. ხობისწყლის შესართავი) მოიცვა, სადაც 1939 წლიდან დღემდე ნაპირის ზრდამ 1100 ჰა შეადგინა. მდ. რიონის ახალი შესართავიდან ფოთის პორტამდე (სიგრძე 3.5 კმ) სანაპირო ხაზის წინ წამოწევის ჯამურმა სიდიდემ კი საშუალოდ 470 მ მიაღწია. დაკვირვებებით (Леванидзе и др., 2010) ფიქსირდება აგრეთვე „ახალი კუნძულის“ ზრდისა და მდინარის ტოტების ერთმანეთისაგან დაშორების (37 მ/წწ) უტყუარი ტენდენცია. ამავე დროს, „ახალი კუნძულის“ ფართობის ზრდასთან ერთად, მცირე ზომის ტოტების გაჩენა ფიქსირდება. ჩანს, რომ ახალი დელტის ფარგლებსა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე (15 მ სიღრმემდე) 3,5-4,0 მლნ მ³/წწ ნატანის აკუმულაციას აქვს ადგილი.

ამდენად, ფოთის პორტის მშენებლობისა და მდ. რიონის შესართავის უბნის წყლის ნაკადის რეგულირებამ აქ სანაპიროს ლითოლინამიკური სისტემის ორ ნაწილად დაყოფა გამოიწვია. მისი ჩრდილოეთი ნაწილი აქტიურ აკუმულაციას, ხოლო სამხრული დისკრეტული უბანი, ნატანის დეფიციტის პირობებში, შესამჩნევ უკან დახევას განიცდის. ჩანს, რომ ზღვის დონის აწევისა და მიმდებარე სანაპირო ხმელეთის დაძირვის მიუხედავად, სახეზეა სანაპირო ზონის ფორმირების პირველხარისხოვანი პროცესის - ნატანის ბალანსის (Bruun, 1962) პრევალირება.

საქართველოს უკიდურეს სამხრეთ-აღმოსავლეთი სანაპირო ზონა მდ. ჭოროხის შესართავიდან ქ. ქობულეთამდე (მდ. ნატანები) ვრცელდება. ქობულეთის სანაპირო ზონა ჭოროხის ლითოლინამიკური სისტემის ბოლო ფრაგმენტს წარმოადგენს. მდ. ჭოროხის ალუვიური მასალა, სწორედ მდ. ნატანების შესართავამდე აღწევს და 50 კმ-ზე მეტ მანძილზე ვრცელდება. ნაპირის ამ პერიმეტრზე ფართო პლაჟის ზოლის ფორმირებას აქვს ადგილი. მდ. ჭოროხის ალუვიონის აქტიური აკუმულაციამ და, ნატანის ადგილობრივი დაგროვების პირობებმა, ბათუმის კონცხის (ჭოროხის დელტა) დისტალური ნაწილის შეღწევის კიდეზე გასვლა გამოიწვია. XX ს-ში კი კონცხის მომრგვალების პერიმეტრზე პორტის მშენებლობამ ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ბლოკირება და მისი დიდი სიღრმეებისაკენ გადაადგილება (ბათუმისა და ჭოროხის წყალქვეშა კანიონებში) გამოიწვია.

ნატანი მასალის დეფიციტმა კი, ამ ერთი საუკუნეზე მეტი ხნის წინ, მეოცე საუკუნის დასაწყისში, მახინჯაური-ქობულეთის ნაპირის პერიმეტრზე აქტიური წარეცხვა გამოიწვია, ხოლო 1900-1980 წწ-ის პერიოდში სანაპიროს 200 ჰა ფართობი ზღვის მიერ აღმოჩნდა შთანთქმული, ხოლო. ნატანის დეფიციტმა თითქმის 12 მლნ მ³ შეადგინა (Руссо и др. 1987). აქედან, 8,0-8,5 მლნ მ³ ნატანი მასალა გაიზიდა სამშენებლო ინდუსტრიის მიზნებისათვის, ხოლო დანარჩენი 3,5-4,0 მლნ მ³ მასალის ხრეშისა და კენჭების ცვეთას მოხმარდა.

ამდენად, ჭოროხის პალეოლინამიკური სისტემის დიფერენციაციის შედეგად რამდენიმე ავტონომიური ქვესისტემები გაჩნდნენ. ნატანი მასალის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა აქ 20-30 მლნ მ³/წწ შეადგენს, ხოლო მცირე მდინარეთა პლაჟის

მასალის წარმომქმნელი ფრაქციის მოცულობა ორჯერ ნაკლებია (Джаошвили, 1986). გასული საუკუნის 60-იან წლებში ნატანის დეფექტის აღმოფხვრის მიზნით, ქობულეთის ნაპირის პერიმეტრსა და მდ. აჩკვას შესართავთან ნაპირსამაგრი კედელი და ბუნის სერია აღმართეს. მეცნიერულად დაუსაბუთებელი ნაპირდაცვის ნაგებობების მშენებლობამ მდგომარეობა კიდევ უფრო გააუარესა: განყდა ნაპირისგასწვრივი ნაკადი, შეიქმნა „ქვედა წარეცხვის“ უბნები, გაუარესდა საერთო ესთეტიკური მდგომარეობა.

ამგვარად, განხილული მასალიდან ჩანს, რომ საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე, ჯერ კიდევ შუა და გვიანპოლოცენურ დროს ფორმირებული ნაპირები და მათი შესაბამისი ბუნებრივი რეჟიმის შესაბამისი ნაპირის გასწვრივი ნაკადები, დროთა განმავლობაში, განიცდიდნენ რა სივრცებრივ დიფერენციაციას - ანთროპოგენური ნეგატიური ზემოქმედებების გამო, კიდევ უფრო მეტად იზოლირებულნი აღმოჩნდნენ და მცირე მონაკვეთებად (უბნებად) დაიყვნენ. აქედან გამომდინარე, თავდაპირველად 4 დამოუკიდებელი დინამიკური სისტემის დიფერენცირების შედეგად ცხრა დინამიკური სისტემა მივიღეთ, რომელთა ბუნებრივ-ანთროპოგენური დანაწევრება 32 ქვერაიონის, ხოლო ხელოვნური დატვირთვების შედეგად 91 უბნის გამოყოფა გახდა შესაძლებელი.

ასე, რომ შავი ზღვის ნაპირების ბუნებრივი რეჟიმის პირობებში განვითარებული მორფოლოგიური ნიშნებისა და ანთროპოგენური ზემოქმედებების შედეგად მიღებული თანამედროვე მდგომარეობა მორფოდინამიკურ ტაქსონომიურ ერთეულებში (ოლქი, დინამიკური სისტემა (რაიონი), ქვერაიონი, უბანი) აისახა. მათი შედარებიდან აშკარაა ნაპირების სივრცებრივი დიფერენციაცია და ამ ერთიანი-მთლიანი დინამიკური სისტემების მოკლე ნაწილებად დაყოფა.

დაბოლოს, ნაპირები დანაწევრებულია რა დამოუკიდებელ და მოკლე, პლაჟის მასალას მეტ-ნაკლებად მოკლებულ, უბნებად - ყოველი მათგანი ნატანის უმნიშვნელო კენჭნარ-ქვიშიანი ან ქვიშიანი მონაკვეთების მონაცვლეობით ხასიათდება. პლაჟის ზოლების გარეშე დარჩენილი ნაპირები ქვედა წარეცხვების უბნებს შეესაბამებათ, ხოლო მეზობელი უბნიდან ნატანი მასალის შემოსვლის სრული არარსებობის შემთხვევაში - მკაფიოდ ჩანს მასალის ნივთიერი შედგენილობის აშკარა არაერთგვაროვნება.

3.8. შავი ზღვის ნაპირების გენეტური კლასიფიკაცია. ზღვის ნაპირების ფორმირებაში მონაწილე ფაქტორების მრავალფეროვნება ნაპირების ტიპებისა და რელიეფის ფორმათა განსაკუთრებულ მრავალგვარობას განსაზღვრავს. ზღვების ნაპირების მეცნიერული კლასიფიკაციამ, როგორც ამის შესახებ ვ. ზენკოვიჩი (1954) მიუთითებს, უნდა დააკმაყოფილოს შემდეგი ძირითადი მოთხოვნილებები:

1. მან უნდა მოიცვას ნაპირების ყოვლის მომცველი და მრავალგვარი ტიპები;
2. უნდა იყოს გენეტური, ანუ უნდა ასახოს ნაპირების წარმოშობისა და განვითარების უმთავრესი ფაქტორები და პროცესები, სხვადასხვა ტიპებს შორის ურთიერთკავშირები;
3. კლასიფიკაციამ სრულად უნდა ასახოს ნაპირის თანამედროვე დინამიკა.

მეორე ცნობილი მეცნიერის - ო. ლეონტიევის (1961) მოსაზრებით, აღნიშნულ მოთხოვნებთან ერთად მიზანშეწონილია, რომ კლასიფიკაციამ უნდა მოიცავს ნაპირების ფორმირების იმ ძირითად ფაქტორებს შორის დამოკიდებულებათა ასახვა, როგორცაა ზღვის დელტის რეჟიმი, მდინარეთა მუშაობა, ზღვის მოქცევა-უკუქცევის მოვლენები, რიფების წარმომქმნელი ორგანიზმებისა და ზღვის წყლის თერმული მოქმედებები და სხვ.

წინამდებარე მონოგრაფიაში, შავი ზღვის ნაპირების დარაიონება ვ. ზენკოვიჩის მიერ შემუშავებულ კრიტერიუმს ეყრდნობა: 1. სანაპირო ოლქი - ყველაზე მსხვილი ერთეული; 2. რაიონები და 3. უბნები. საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების დარაიონება კი ავტორის (ალფენიძე, 2015) მიერ ანთროპოგენური დარღვევებით გამოწვეული სანაპირო ლითოლინამიკური სისტემების დიფერენციაციას, ხოლო ო. ლეონტიევის (1961) მიერ ნაპირების გენეტიკური ტიპების კლასიფიკაცია გენეტურ ჯგუფებად და განვითარების სტადიებად დაყოფას ეყრდნობა.

ამ უკანასკნელის მიხედვით გენეტურ ჯგუფში გაერთიანებულია დენუდაციური, თალასოგენური, პოტამოგენური და ბიოგენური ნაპირები, რომლებსაც ოთხ-ოთხი განვითარების სტადია შეესაბამება: 1. დანყებითი სტადია - პირველადი სწორი და პირველადი დანაწევრებული ნაპირები; 2. სიყმანვილის სტადია - მეორადი დანაწევრებული ნაპირები; 3. ახალგაზრდობის სტადია - გასწორებული (მოსწორებული) ნაპირები და 4. მოკვდომის სტადია - დეგრადირებადი ნაპირები. დაბოლოს, შავი და აზოვის ზღვების (ისე, როგორც სხვა აუზების) ნაპირების ტიპები მოტანილია ა. დობროვოლსკისა და ბ. ბალოგინის (1982) სქემიდან.

როგორც ეს ნახაზიდან (ნახ. 54. დანართი, 1) ჩანს, შავი ზღვის ნაპირები საკმაოდ დიდი მრავალფეროვნებით გამოირჩევა, ხოლო გეომორფოლოგიური ტიპები ასევე აშკარა სხვადასხვაობით ხასიათდება. ამ მხრივ, შავი ზღვა გარშემრტყმულია უმთავრესად აბრაზიული, ზღვის ტალღური მოქმედებებით შეცვლილი ნაპირებით. შედარებით იშვიათია ნაპირების რელიეფის აკუმულაციური ფორმები.

ნახ. 54 - ის ლეგენდა

I. სუბაერალური და ტექტონიკური პროცესებით ფორმირებული და ზღვის მიერ მცირედ შეცვლილი ნაპირები; A. პირველადი დანაწევრების ნაპირები; 7. ნასხლეტებში ფორმირებული ნაპირები;

II. უმთავრესად არატალღური ფაქტორების მოქმედებით ფორმირებული ნაპირები; A. პოტამოგენური ნაპირები; 8. დელტური ნაპირები; 9. ალუვიური ვაკეების ნაპირები;

III. ტალღური პროცესების მოქმედებით ფორმირებული ნაპირები;

A. გასწორების ტენდენციის ნაპირები; 14. აბრაზიულ-ყურეებიანი ნაპირები;

B. გასწორებული ნაპირები; 17. გასწორებული აბრაზიულ-აკუმულაციური ნაპირები.

სუბაერალური და ტექტონიკური პროცესებით ფორმირებული და ზღვით ნაკლებად შეცვლილი და პირველადი დანაწევრების (I, A, 7) ტექტონიკურ ნასხლეტებში ფორმირებული ნაპირების ტიპი გავრცელებული ბულგარეთის უკიდურესი სამხრეთი (ვარნა-ბურგასი), თურქეთის დასავლეთი (სტამბოლი-ედირნე), შუა (ზონგულდაქი-სინოპი) და აღმოსავლეთი (რიზე-სამსუნი) ნაწილების სანაპირო პერიმეტრებზე.

უმთავრესად არატალღური ფაქტორების მოქმედებით ფორმირებული პოტამოგენური - დელტური ნაპირები (II, A, 8) წარმოდგენილია იმერეთის ყურეს, საქართველოს შავი ზღვის დაბალმთიანი, გორაკ-ბორცვებიანი და ვაკეებიანი სანაპირო (ფსოუ-გუმისთა-რიონი-ჭოროხი) პერიმეტრებზე, ხოლო ალუვიური ვაკეების ნაპირის ტიპი (II, A, 9) წარმოდგენილია კარკინიტისა და ღნეპრის უბეების, ასევე მდ.მდ. ღნესტრისა და ღუნაის შესართავების ფარგლებში.

ტალღური პროცესების მოქმედებით ფორმირებული, მოსწორების ტენდენციის აბრაზიულ-ყურეებიანი (III, A, 14) ნაპირები გავრცელებულია ნოვოროსიისკ-ქერჩის, ყირიმის ნახევარკუნძულის აღმოსავლეთი სანაპიროს, ვარნა-ღუნაის, ედირნე-ბურგასის, ზონგულდაქ-სტამბოლისა და სარფი-რიზეს სანაპირო მონაკვეთებზე. გასწორებული აბრაზიულ-აკუმულაციური (III, B, 17) ნაპირები გავრცელებულია სოჭი-ნოვოროსიისკის, ყირიმის ნახევარკუნძულის დასავლეთი სანაპიროს, მდ. მდ. ღნესტრი-სამხრეთი ბუგის შესართავების, სამსუნ-რიზეს სანაპირო მონაკვეთებზე.

აღსანიშნავია, რომ სანაპირო რელიეფის ფორმების საკმაოდ ფართო სპექტრის სხვადასხვაობასთან ერთად - შავი ზღვის ქვაბულის, განსაკუთრებით კი, შელფისა და წყალქვეშა ფერდობის რელიეფის შთამბეჭდავი არაერთგვაროვნება შეინიშნება. ამასთან დაკავშირებით აშკარაა, რომ როგორც წყალქვეშა სანაპიროსა და მიმდებარე ხმელეთის სანაპირო ფართო ზოლის რელიეფის მორფოგრაფიულ-მორფომეტრიული ასპექტები, სანაპიროს გეოლოგიურ-ტექტონიკურ ნიშან-თვისებებთან ერთად, ისე ზღვის აუზის კლიმატურ-ჰიდროლოგიური პირობები, ნაპირების გენეტური ტიპების ჩამოყალიბებისა და თანამედროვე მდგომარეობის განმსაზღვრელ უმთავრეს ფაქტორებს წარმოადგენენ. ცხადია, რომ მათ განხილვას საფუძვლად უდევს მიზეზ-შედეგობრივი სისტემური კავშირების ორგანულად ურთიერთდაკავშირებული ასპექტების შეთანხმება.

თავი II. შავი ზღვის ფიზიკურ-ქიმიური თავისებურებები

შავი ზღვის ვრცელი აკვატორიის ზედაპირზე კლიმატური პირობების არაერთგვაროვნება განსაზღვრულია ზღვის წყლის სივრცეობრივი განფენილობითა და ოვალური ფორმის სინოპტიკური მდებარეობით, ზღვის ზედაპირზე ჰაერის მასების გავრცელების სირთულითა და მათი ფიზიკური მახასიათებლებით, მიმდებარე ხმელეთის

რელიეფის თავისებურებებითა და ა. შ. წინამდებარე მონოგრაფიაში უმთავრესი ყურადღება შავი ზღვის საქართველოს სექტორის ჰავის ნიშნების ანალიზს ეხება. თუმცა, ზღვის აკვატორიის აღმოსავლური ნაწილის კლიმატური პირობების ფორმირება და მათი ნაირსახეობათა ნიშნების გამოვლინება ორგანულადაა დაკავშირებული შავი ზღვის მთლიანი აუზის სინოპტიკურ ასპექტებთან. აქედან გამომდინარე, ავტორების მიერ ზღვის სინოპტიკური მახასიათებლების მიმოხილვა როგორც მის მთელ აკვატორიას, ასევე მიმდებარე ხმელეთის მეტ-ნაკლებად ფართო ზოლს მოიცავს.

§ 4. ზღვის მეტეოროლოგიურ-სინოპტიკური ნიშნები

4.1. ჰავა და კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები. შავი ზღვის განედური გავრცელება შედარებით მოკრძალებულია (ჩრდ. განედის 41-47⁰) და მხოლოდ 6⁰-ს შეადგენს. ამის მიუხედავად, ზღვის აკვატორიის ჰავის ნიშნების ფორმირებაში ამ ფაქტორს საკმაოდ მნიშვნელოვანი გავლენა აქვს. ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილი ვაკე რელიეფის ხმელეთში საკმაოდ ღრმადაა შეჭრილი. ზამთრის სეზონში აქ ციმბირის ანტიციკლონის განაპირა განშტოება მძვინვარებს, რომელიც ცივი (ჩრდილო-აღმოსავლური) ჰაერის დიდი ნაკადების ფორმირებას უწყობს ხელს. ამიტომ, ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის ჰაერი შესამჩნევად ცივდება, ხოლო თვით წყლის ზედაპირი ყინულის ფენით იფარება. ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთი პერიფერია ცივი ჰაერის მასების შემოჭრისაგან დაცულია კავკასიონის ბარიერული ქედით და, ამ მხრივ, უფრო ხელსაყრელ პირობებში იმყოფება. ზღვის სამხრეთ ნაწილში კი, ჩრდილოეთიდან გავრცელებული ცივი ჰაერის მასები, ზღვის ვრცელი აკვატორიის ფარგლებში, ძლიერ ტრანსფორმაციას განიცდიან, მკაცრ პირობებს კარგავენ, რბილი ჰავის ნიშნებს იძენენ და შედარებით თბილი ჰავის იერ-სახეს ღებულობენ.

შავი ზღვა პარალელის გასწვრივ ფართო ზოლშია (აღმ. გრძედის 28⁰-სა და 42⁰-ს შორის) გავრცელებული, რომლის დასავლურ და აღმოსავლურ პერიფერიულ ნაწილებს შორის სხვაობა 12⁰ შეადგენს. ზღვის დასავლეთი ნაწილი, ატლანტის ოკეანის მაღალი წნევის არეალის სიახლოვის გამო, მთელი წლის მანძილზე, შედარებით ცივი ჰაერის მასების გავლენის ქვეშ იმყოფება.

წლის სხვადასხვა დროს შავი ზღვის აკვატორია პოლარული (კონტინენტური და ზღვიური), ტროპიკული და არქტიკული ჰაერის მასების ზემოქმედების (ცხრილი 11. დანართი, 3) ქვეშაა მოქცეული.

მოტანილი მასალიდან ჩანს, რომ შავი ზღვის ზედაპირზე ყველაზე მეტად (185 დღე-ღამე ანუ 51 %) პოლარული კონტინენტური ჰაერის მასის ზემოქმედებას აქვს ადგილი. ზღვის აკვატორიაში ჰაერის მასების შემოჭრის სიხშირის მიხედვით მეორე ადგილზე (87 დღე-ღამე ანუ 22 %) სამხრეთის (ტროპიკული) ცხელი ჰაერის ზემოქმედება დგას. ყველაზე

უფრო იშვიათია არქტიკული ჰაერის მასების შემოსვლა. ის წელიწადში მხოლოდ 43 დღე-ღამეს (12 %) ფიქსირდება.

ზამთრის სეზონში შავი ზღვის ზედაპირზე კონტინენტური ხასიათის პოლარული ჰაერის მასების გავრცელება ჩრდილო-დასავლური მიმართულების ძლიერი ქარების ფორმირებას იწვევს. ცხადია, რომ ცივი ქარი ზღვის შედარებით თბილ ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურის მკვეთრ დაცემას (თითქმის 0° -მდე) განაპირობებს, თვითონ კი უმნიშვნელოდ თბება, რაც უხვი ატმოსფერული ნალექების ფორმირებას (იანვარი-თებერვალი) განსაზღვრავს.

ზღვის დასავლურ პერიფერიაზე ცივი, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში (საქართველოს შავი ზღვისპირა სექტორი) შედარებით თბილი ჰაერის მასების გავრცელება (კავკასონის ქედის ბარიერული ეფექტი) ხელს უწყობს არა მარტო ჰაერის ტემპერატურის, არამედ ატმოსფერული წნევის არაერთგვაროვნებას, რაც საბოლოოდ ატმოსფერული ცირკულაციის ადგილობრივ რეჟიმს ამყარებს.

ზღვის დასავლეთი სექტორი მაღალი (ანტიციკლონური) წნევის არეალშია მოქცეული, რაც მის მოპირდაპირე ციკლონური არეალისაკენ (აღმოსავლეთი შავი ზღვისპირეთი) დასავლური რუმბების (ჩრდილო-დასავლური და სამხრეთ-დასავლური) ქარების გაბატონებას განაპირობებს. ამის შესაბამისად, ზღვის ღელვის რეჟიმშიც იმავე მიმართულების ძლიერი (შტორმული) ტალღების ფორმირება ფიქსირდება. წლის თბილ სეზონში პოლარული ჰაერის მასების გამოვლინება შესამჩნევად შესუსტებულია, რაც მათი ამინდის ფორმირებაში მონაწილეობის დაბალ მნიშვნელობაზე მიუთითებს.

პოლარული ზღვიური ჰაერის მასები შავი ზღვის ზედაპირზე ატლანტის ოკეანიდან შემოდის. ის, დასავლეთი ევროპის ვრცელ ხმელეთზე მნიშვნელოვან ტრანსფერმაციას განიცდის. მათი გავრცელების ხანგრძლივობა 25-30 დღე-ღამეს შეადგენს, ზოგჯერ კი 70 დღე-ღამემდეც კი გრძელდება. ზაფხულის სეზონში პოლარული ზღვიური ჰაერის მასების შავი ზღვის აკვატორიაში შემოჭრა ჰაერის ტემპერატურის უმნიშვნელო შემცირებას, ხოლო ზამთარში შესამჩნევ (0° -მდე) დაცემას განაპირობებს. ზღვიური პოლარული ჰაერის მასები, როგორც წესი, ციკლონური ხასიათისაა და დიდი არამდგრადობით ხასიათდება, რომელთანაც ძლიერი კონვექციური ღრუბლები და თავსხმა (შკვალური) წვიმები დაკავშირებული.

ზღვიური ტროპიკული ჰაერის მასების ფორმირებას ატლანტის ოკეანის აკვატორიაში (აზორის მაქსიმუმი) აქვს ადგილი. ამ დროს, შავი ზღვის აკვატორიაში, ძლიერი სამხრეთ-დასავლური ნაკადებიც (ხმელთაშუა ზღვიდან) იჭრებიან, რომლებიც ციკლონური ჰავის არამდგრადობითა და სამხრეთ-დასავლური ან დასავლური მიმართულების ძლიერი ქარების გავრცელებით ხასიათდებიან. ზაფხულობით ჰაერის ეს ნაკადები გამთბარი ხმელეთის გავლით შემოდის და ჰაერის ტემპერატურის მკვეთრ ზრდას განაპირობებს. ზამთრის სეზონში კი ჰაერის ეს ნაკადი, ხმელეთის ცივი ზედაპირის

გავლენით, შედარებით ნაკლებად თბება და სითბოსაც მცირე დროის მანძილზე ინარჩუნებს.

შავი ზღვის სანაპიროებზე განსაკუთრებით დამახასიათებელი ამინდის ნიშნები ზაფხულობით ყალიბდება. ამ დროს, ძლიერ გაფართოებული აზორის მაქსიმუმის პერიფერიული განშტოებები შავი ზღვის აკვატორიას მთლიანად იკავებს. ამიტომ, მაისიდან ოქტომბრის ჩათვლით აშკარად მდგრადი ამინდი დგას. თუმცა, სანაპიროებისათვის დამახასიათებელი ტიპური ბრიზები ამ სეზონის პაპანაქება სიცხეს რამდენადმე ამცირებენ და ანიველირებენ.

კონტინენტური ტროპიკული ჰაერი შავი ზღვის აკვატორიაში ვოლგისპირეთისა და არალ-კასპის ვაკე-დაბლობებიდან შემოდის და უმთავრესად გვიანი გაზაფხულის, მთელი ზაფხულისა და ადრეული შემოდგომისთვისაა დამახასიათებელი. ამ დროს, ევროპული რუსეთის სამხრეთი ნაწილი ტროპიკული ჰაერის მასის გავრცელების არენას წარმოადგენს, რომელიც საკმაოდ გადახურებული და უჩვეულოდ მშრალია. ჰაერის ასეთი მასა შავ ზღვაში იშვიათად შემოდის და 2-4 დღე-ღამის განმავლობაში ხორშაკის (ცხელი ქარი) ფორმირებას განაპირობებს.

არქტიკული ჰაერის მასები შავ ზღვაში იშვიათად (საშუალოდ 40 დღე-ღამე წწ-ში) შემოდის. წლის თბილ სეზონში ზღვიური არქტიკული, ხოლო ცივში – კონტინენტური არქტიკული ჰაერის გავრცელება ჭარბობს. პირველი მათგანის ფორმირება არქტიკის არეალში მიმდინარეობს და ჩრდილოეთი ევროპის ზღვების გავლით, დასავლეთი ევროპის ვრცელ ტერიტორიაზე შემოდის. ევროპაში ის თავის პირვანდელ იერ-სახეს მნიშვნელოვნად იცვლის და შავ ზღვაზე უკვე კონტინენტური პოლარული ჰაერის ნიშნებით ხასიათდება. იგი საკმაოდ არამდგრადია და კონვექციური ღრუბლებს ქმნის. ჰაერი წლის ცივ პერიოდში, კონტინენტური არქტიკული ჰაერთან შედარებით, თბილია, ხოლო თბილ სეზონში – პირიქით უფრო ცივია.

ზამთრობით მან შეიძლება თოვლის უეცარი მოსვლაც კი განაპირობოს. კონტინენტური არქტიკული ჰაერის მასა შავ ზღვაზე კარის ზღვიდან შემოდის და, ევროპის ვრცელ კონტინენტზე გავლის მიუხედავად, თავის თერმულ ნიშნებს კარგად ინარჩუნებს, ზაფხულში კი სწრაფ გათბობას განიცდის. ზამთრის თვეებში ძლიერი ჩრდილო-აღმოსავლური ქარები შტორმული ტალღების ფორმირებას იწვევს, თუმცა, ზაფხულის სეზონი უღრუბლოა, დიდი ტალღებიც იშვიათია და ზღვაზე შტილი ბატონობს.

4.2. მზის რადიაცია და ატმოსფეროს ცირკულაცია. მზის რადიაცია ის ძირითადი ფაქტორია, რომლის ინტენსიურობა და ხანგრძლივობა გეოგრაფიული განედითაა განსაზღვრული. შავი ზღვის დასავლურ აკვატორიაზე ბოსფორის სრუტის მიმდებარე რეგიონში მზის რადიაციის წლიური ჯამი შეადგენს 140 კკალ/სმ² რამდენადაც აჭარბებს. ვარნაში მისი მნიშვნელობა 130 კკალ/სმ², უფრო ჩრდილოეთით - ყირიმის სანაპიროზე 120 კკალ/სმ² შეადგენს. მზის ნათების საშუალო წლიური ხანგრძლივობა, შავი ზღვის

სანაპიროს ცალკეულ ფრაგმენტებზე, განსხვავებული სიდიდეებით ხასიათდება: ვარნაში ის 2237 სთ, იალტაში 2223 სთ, ევპატორიაში 2384 სთ შეადგენს. მზის ნათება განსაკუთრებით ინტენსიურია ზაფხულის თვეებში. ასე, ვარნაში მზის ნათების მაქსიმუმი ივლისშია და 333 სთ აღწევს. შავი ზღვის ჩრდილოეთ რაიონებში მზის ნათების მაქსიმუმი დღის ხანგრძლივობის ზრდას უკავშირდება.

რაც შეეხება ზღვის ზედაპირზე ჰაერის ატმოსფერულ ცირკულაციას, მის აკვატორიაზე ჰაერის მასები თითქმის ყველა მიმართულებით მოძრაობს. ჩრდილო-დასავლეთიდან, დასავლეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრა ატლანტის ოკეანიდან და ხმელთაშუა ზღვიდან ხორციელდება, ხოლო სამხრეთ-დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან ტროპიკული და ზომიერი განედების კონტინენტური ჰაერის მასების შემოსვლას აქვს ადგილი. ზღვის ჩრდილოეთიდან, ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან მხოლოდ კონტინენტური ჰაერის მასები ქრიან. შავი ზღვის აკვატორიაში შემომავალი არქტიკული, ზომიერი განედებისა და ტროპიკული სარტყლიდან გავრცელებული ნებისმიერი წარმოშობის ჰაერის მასები აკვატორიის ზედაპირზე შესამჩნევ ტრანსფორმაციას განიცდის და ზღვიური ჰაერის მასის ხასიათს ღებულობს.

ზღვის ფარგლებში ჰაერის მასების გადაადგილება, ძირითადად, ციკლონური და ანტიციკლონური მოქმედებითაა განსაზღვრული, რომელთა ჩამოყალიბება, ევროპის ტერიტორიაზე, განსაკუთრებით კი, აზორის ანტიციკლონისა და ისლანდიის დეპრესიის გავლენით ხორციელდება. მათ შორის, ზამთარში ხმელთაშუა ზღვის ციკლონისა და აღმოსავლეთი ევროპის ანტიციკლონის გავლენა იგრძნობა. ისლანდიის დეპრესიის სამხრეთ კიდეზე მიწისპირა ჰაერი ატლანტის ოკეანიდან ევროპის გავლით, ზოგჯერ კავკასიამდეც კი აღწევს.

ცივი ჰაერის მასების შემოჭრის შედეგად შავ ზღვაზე შტორმების გენერირებას აქვს ადგილი. ზღვის კლიმატზე დიდ გავლენას ახდენს აგრეთვე ვრცელი აღმოსავლეთი ევროპის ვაკე და ბალკანეთის ნახევარკუნძულის აღმოსავლეთი ნაწილი, რომლებზედაც კონტინენტური ჰაერი (ზამთარში ძალიან ცივი, ხოლო ზაფხულში ცხელი) ყალიბდება. წლის ცივ პერიოდში, განსაკუთრებული სინოპტიკური მდგომარეობის შედეგად, კონტინენტური ჰაერი სამხრეთ რუსეთის ვაკიდან ზღვისკენ დიდი სიჩქარით ჩადის. მას ადგილობრივი ქარის - ნოვოროსიისკის ბორას ფორმირება მოსდევს და ქარის სიჩქარეც 30-50 მ/წმ აღწევს.

შავი ზღვის აკვატორიის ამინდს ხშირად ციკლონები განსაზღვრავს. ეს უმეტეს შემთხვევაში რეგენერირებული ციკლონებია, რომლებიც ხშირად, აქ ხმელთაშუა ზღვიდან აღწევენ. ზაფხულში, ატლანტიკური ჰაერის შემოჭრის შედეგად, მძლავრი ფენა-წვიმიანი ღრუბლების ფორმირებას აქვს ადგილი. მას მოსდევს ნალექიანობა, ხოლო ზოგჯერ გრიგალიც კი თქისირდება. ასეთი ნალექები ტიპურია ბულგარეთის შავი ზღვის

სანაპიროებზე, განსაკუთრებით, ხშირად ის ვარნის ყურეს ჩრდილოეთი მხარისათვისაა დამახასიათებელი. აღმოსავლეთ და სამხრეთ სანაპიროზე, ტენიანობის ზრდისა და ჰაერის არამდგრადობის გამო, ნალექები ზოგჯერ სტიქიურ ხასიათს იღებს. უხვი ატმოსფერული ნალექები მოაქვთ აგრეთვე ხმელთაშუა ზღვის ჰაერის მასებსაც, რომელიც მეტწილად შავი ზღვის რაიონში წლის ცივ პერიოდში იჭრებიან. ამ ჰაერს შავ ზღვაზე შემოაქვს შედარებით მეტი სითბო და, ამიტომ, სანაპიროს სამხრეთი და აღმოსავლეთი ნაწილების უმეტეს რაიონებში თოვლის საფარი თითქმის არასოდეს გვხვდება.

შავი ზღვის კლიმატის ჩამოყალიბებაში კონტინენტური ჰაერის მასების როლი აშკარად არაერთგვაროვანია. წლის თბილ დროს ამ მასებს სანაპირო რაიონებში სითბოს დიდი რაოდენობა მოაქვთ და ხშირად გვალვებსაც კი იწვევენ. შესამჩნევია სითბო და სიციხიანი ამინდი ფიქსირდება ჩრდილოეთი აფრიკიდან და მცირე აზიიდან ან აღმოსავლეთი ევროპიდან წამოსული კონტინენტური ტროპიკული ჰაერის შემოღწევის შემთხვევაშიც. მსგავს მოვლენას აქვს ადგილი შუა აზიის უდაბნოებიდან და აგრეთვე ნახევარუდაბნოებიდან შემოსული საკმაოდ გადახურებული კონტინენტური ჰაერის შემოტანის შემთხვევაშიც.

აღმოსავლეთი ევროპაში ატმოსფერული წნევის მატებისა და შავ ზღვაზე ციკლონური სიტუაციის გამეფების შედეგად, ზამთარში ჩრდილოეთიდან ცივი კონტინენტური ჰაერის მასების სწრაფი გადაადგილების ხელსაყრელი პირობების შექმნის შემთხვევებში, ზღვის ჩრდილოეთ ნაწილში, ძლიერი და ცივი ქარების გენერირებას აქვს ადგილი, ხოლო მყარი ატმოსფერული ნალექების (თოვლი) მოსვლის დროს ხშირად ადგილობრივი ქარბუქის ფორმირებაც შეინიშნება. ეს ქარები ყველაზე ძლიერია ნოვოროსიისკის ზღვისპირა მიდამოებში, თუმცა 1976 წლის 17-18 ოქტომბერს, ბულგარეთის შავი ზღვისპირა სანაპიროზე, ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარებთან ერთად წარმოქმნილი ძლიერი შტორმის სიჩქარემ 40 მ/წმ მიაღწია.

შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი და სანაპირო, ღიაა ჩრდილოეთიდან წამოსული ცივი ჰაერის მასების შემოჭრისაგან. წლის ცივ პერიოდში ზღვის წყალმარჩხი ნაწილი ჩრდილო-დასავლეთი აკვატორია ხშირად იყინება. ამავე მიზეზით, თითქმის ყოველ ზამთარს, იყინება აზოვის ზღვაც. აქ, მნიშვნელოვანი ძვიფი 1928-1929 წლების ზამთრის სეზონებში იქნა დაფიქსირებული.

წლის ცივ პერიოდში ზღვაზე ტროპიკული ჰაერის მასებიც იჭრება. ამასთან ერთად, შეინიშნება მნიშვნელოვანი დათბობა და თოვლის საფარის სწრაფი დნობა. ზოგჯერ თბილი ჰაერის მასები შორს იჭრება და ყირიმის სანაპიროსაც აღწევს, რის გამო იქ მაქსიმალური ტემპერატურები ხშირად 10°C-ზე მაღალია. დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან შემოსული კონტინენტური ჰაერის მასების გავლენა სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთი სანაპიროს კლიმატზე საკმაოდ დაბალია, ხოლო სამხრეთიდან წამოსული კონტინენტური ჰაერი ჩრდილოეთ სანაპიროზე თითქმის შეუმჩნეველია.

4.3. ღრუბლიანობა, ნისლიანობა და ყინული შავ ზღვაზე. შავი ზღვის ზედაპირი და მის სანაპირო პერიმეტრზე ღრუბლიანობას კარგად გამოკვეთილი შიდაწლიური მსვლელობა ახასიათებს. ასე, მაგალითად, წლის ცივ პერიოდში ის უმეტეს რაიონებში 7 ბალს აჭარბებს, ხოლო ზაფხულის თვეებში - დაახლოებით 3 ბალია. ზღვის ჩრდილოეთ და დასავლეთ სანაპიროებზე ღრუბლიანობა ზამთარსა და გაზაფხულზე ფართო გავრცელებას პოულობს, ზაფხულში კი მინიმალური მნიშვნელობა გააჩნია. ზამთრის სეზონში აქ ჭარბობს ფენა ღრუბლები, ხოლო თბილ პერიოდში - ფენა-გროვა ან მხოლოდ გროვა ღრუბლების გავრცელებას აქვს ადგილი. მაისიდან სექტემბრამდე, ხოლო ზოგჯერ უფრო გვიანაც, გროვა ღრუბლები ჰაერის მაღალ ფენებში ვითარდება. მძლავრი გროვა-წვიმის ღრუბლების განვითარების გამო ყირიმში ისტორიულად (1906 და 1914 წწ) კოკისპირული წვიმები ფიქსირდებოდა. კოკისპირული წვიმა გამოვლენილა აგრეთვე ვარნის მიდამოებში. მსგავსი ღრუბლები და კოკისპირული წვიმა, წლის თბილ პერიოდში, ხშირად, შავი ზღვის კავკასიის სანაპიროებზეც შეინიშნება.

ნისლიანობა - წლის ცივი სეზონის ტიპური მოვლენაა. შავი ზღვის სანაპიროზე ან ზღვის ზედაპირზე ნისლის წარმოიქმნას ცივი ჰაერის მასების შემოჭრას უკავშირდებიან. სანაპიროზე კი ყველაზე ხშირად გაზაფხულის სეზონში აქვს ადგილი. ზაფხულობით, ივლისის დასაწყისში, ბალჩიკის რაიონში წარმოქმნილი ნისლი, ზღვის ბრიზთან ერთად ტოლბუხინამდეც კი აღწევს. ბალჩიკსა და ტოლბუხინს შორის წარმოქმნილ ნისლს ადგილობრივი ნისლს უწოდებენ. მისი ხანგრძლივობა, როგორც წესი, ძალიან მოკლეა.

ბულგარეთის მეტეოროლოგიური სამსახურის დაკვირვებით ნისლი წელიწადის ყოველ ნებისმიერ დროს შეიძლება წარმოიქმნას, უფრო ხშირად კი მას იანვარში აქვს ადგილი. ნისლიანი დღეების ყველაზე დიდი გამეორადობა ზამთრობით აღინიშნება. ვარნაში ნისლიანი დღეები შედარებით მცირეა. ამასთან ერთად, ნისლის წარმოიქმნას, როგორც წესი, ვარნის ყურეს სამხრეთ ნაწილში და სანაპიროზე აქვს ადგილი. ბალჩიკის რაიონში ნისლიანი დღეები, განსაკუთრებით ხშირია. მაღალი ნისლიანობა ფიქსირდება ასევე ბოსფორის მიდამოებში (80 დღე-ღამე) და ზღვის ჩრდილოეთ-დასავლეთ ნაწილში (78 დღე-ღამე). ზოგჯერ ნისლიანობა ოდესის მიდამოებშიც შეიმჩნევა და ის 10 დღე-ღამესაც გრძელდება, რაც ხშირად ხელს უშლის ნავიგაციის გამართულ მუშაობას. შავი ზღვის ჩრდილოეთი მთიანი ნაწილის ნაპირებზე (ყირიმის სანაპირო), ასევე ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროზე, განსაკუთრებით, კავკასიის სანაპიროზე - სოჭი-სოხუმის პერიმეტრზე, ნისლიან დღეთა რიცხვი მნიშვნელოვნად დაბალია.

შავი ზღვის მხოლოდ ჩრდილოეთ აკვატორიაში ყინულის წარმოშობა ხშირად ფიქსირდება. ის მკაცრი ზამთრის პირობებს უკავშირდება. კავკასიისა და ანატოლიის ზღვისპირეთებზე ყინული, ჩვეულებრივ, არ ჩნდება. მაგრამ, თითქმის ყოველ წელს იყინება დნეპრის, ბუგის, დნესტრის ლიმანები, დუნაის დელტის ნაპირები და მათ სიახლოვეს გავრცელებული ტბები. ყინულსვლის პერიოდში წყლის დინებას ყინული გადააქვს

სამხრეთით. აქ, ბულგარეთის ზღვისპირა აკვატორიაში, ყინული ჩვეულებრივ კალიაკრის კონცხამდე აღწევს, ხოლო იშვიათ შემთხვევებში, სამხრეთისაკენ მოძრაობენ. გამონაკლის შემთხვევაში, მკაცრი ზამთრის პირობებში, ყინულები დამტვრეული სახით უკვე ბოსფორისა და ერეკლესაც აღწევენ.

ყირიმის სანაპიროზე ყინული ჩვეულებრივ თარხანკუტის კონცხამდე წარმოიქმნება, ხოლო დამტვრეული ყინული ევპატორიასაც კი აღწევს. აზოვის ზღვიდან წამოსული ყინული, არცთუ იშვიათად, ქერჩის სრუტეს აღწევს და მისგან აღმოსავლეთი მიმართულებით - თითქმის ანაპამდე, დასავლეთი მიმართულებით კი ფეოდოსიამდე ვრცელდება. 2012 წელს ძლიერმა ყინვებმა შავი ზღვის ამ რეგიონის აკვატორიის დიდი ნაწილი მოიცვა. სანაპიროსთან ყინულის ნამსხვრევები დაცურავდნენ, ხოლო ნაპირიდან 100 მეტრის მანძილზე საშუალო ზომის აისბერგიც კი ფიქსირდებოდა. შექმნილი მდგომარეობის გამო 15 თებერვლამდე უკრაინის პორტებში საზღვაო მიმოსვლა შეჩერდა. დაიკეტა რუმინეთის პორტი - კონსტანცა, სადაც ზღვის ნაპირიდან 100 მ-ზე ზღვა გაყინული იყო. ყინულის სისქე აქ თითქმის 40 სანტიმეტრს აღწევდა. ყინულმა მოიცვა რუმინეთის, ბულგარეთის სანაპირო აკვატორია, ევპატორიაში ყინულმა წყლის 2 მლნ მ² ფართობი დაფარა. უფრო ადრე კი (1977 წ) შავი ზღვს სანაპირო აკვატორიის გაყინვა ოდესის მიდამოებშიც დაფიქსირდა.

4.4. შავი ზღვის ზოგიერთი ჰიდროფიზიკური ნიშნები. ზღვის ზედაპირის ფერს განსაზღვრავს წყალში არაორგანული და ორგანული წარმოშობის სუსპენზია, ცის ფერი, წყლის სიღრმე, სანაპირო ზონის ფსკერული ნალექების ფერი და სხვ. შავი ზღვა, აზოვის ზღვის წყლის, ღია-მწვანე წყლებთან შედარებით, შედარებით მუქი ფერისაა. რაც შეეხება მარმარილოსა და ეგეოსის ზღვების წყლები, ძირითადად, უღრუბლო დღეების პირობებში, უფრო ღიაა. შავ ზღვაზე ცა ხშირად ბნელია, რადგან დაბალი და წვიმის ღრუბლებითაა დაფარული. ამის გარდა, შავი ზღვის წყლები, მარმარილოსა და ეგეოსის ზღვებთან შედარებით, დიდი რაოდენობის პლანქტონის შემცველია, ხოლო ნაპირებთან დეტრიტისა და თიხოვანი ნალექების გავრცელებით ხასიათდება.

აღნიშნულის მიუხედავად, შავი ზღვის წყლის ფერი ერთნაირი ყველგან არ არის. წყლის ფერი იცვლება წლის სეზონისა და ამინდის პირობების შესაბამისად. ზღვის სანაპიროზე, ზღვის თხელი და მტკნარი ნაწილის წყლები ჩვეულებრივ, მომწვანო ფერისაა, ნაპირიდან 30-40 მილის დაშორებით კი წყალი სუფთა ლურჯი ფერისაა, ხოლო შუაში მოლურჯო-მომწვანო ფერია დამახასიათებელი. სანაპირო წყლებს მწვანე ფერს ძირითადად ფიტოპლანქტონი ანიჭებს. გაზაფხულზე ზღვის წყლის ფერი მოყვითალო-მომწვანოდან მოყავისფროზე გადადის. მდინარეთა შესართავის სიახლოვეს ზღვის წყალს მდინარეული ნატანი მასალის შეტივნარება, უმეტესად მღვრიე ფერს აძლევს და მოყვითალო-მოყავისფრო ფერის ხდება. წვიმის შემდეგ, ზღვაში თიხოვანი ნაწილაკების შეტივნარება მნიშვნელოვან აკვატორიაში იფანტება.

ზღვის ძლიერი და შტორმული ღელვისას სანაპიროს მეჩხერი ნაწილი თიხის ფერის ხდება. წყლის ფერის ცვლას იწვევს ასევე საყოფაცხოვრებო და საწარმოო ჩამონადენიც. მათ შორის კარგად ჩანს ნავთობის ლაქები.

წყლის ფერი მჭიდროდაა დაკავშირებული გამჭვირვალობასთან. ასე, მდინარეთა შესართავებთან და წყალმარჩხ აკვატორიებში, წვიმის ან ღელვის შემდეგ, წყლის გამჭვირვალობა მხოლოდ რამდენიმე სმ-ით იზომება. ღია წყლებში გამჭვირვალობა, უმეტეს შემთხვევებში, 2-8 მ აღწევს, ღრმა წყლიან რაიონებში კი თითქმის 3-ჯერ მატულობს. შედარებისთვის აღვნიშნავთ, რომ პლანქტონით ღარიბ ზღვებში წყლის გამჭვირვალობა რამდენადმე მაღალია. ასე, ხმელთაშუა ზღვის ღია აკვატორიაში იგი 50-60 მ აღწევს, ხოლო სარგასის ზღვაში - 67 მ-ია. შავი ზღვის წყლის ღრმა ფენებში გამჭვირვალობა თანდათანობით კლებულობს და რამდენიმე ათეული სმ-ით განისაზღვრება.

ზღვის წყალი აკუსტიკურად არაერთგვაროვან გარემოს წარმოადგენს. ბგერის ტალღების გავრცელებაც არათანაბარია. შავი ზღვის წყალში ბგერის ტალღების სიჩქარეს განსაზღვრავენ მისი მასების განშრევა, მინარევებისა და პლანქტონის სიმრავლე, მყარი სუსპენზია, აირის ბუშტები და სხვ. ბგერის გავრცელების სიჩქარე იცვლება ასევე მარილიანობისა და ტემპერატურის ცვლილებებთან ერთად. სხვადასხვა სიმკვრივის წყლის ფენებში გავლისას, ბგერის ტალღა გარდატეხას განიცდის, ხოლო მის გაფანტვასა და დაშლას აირის სუსპენზია და ბუშტები განაპირობებენ. თუმცა, წყლის მასის განშრევა, ზოგჯერ ბგერის დიდ მანძილზე გავრცელებას ხელს უწყობს კიდევაც.

შავი ზღვის წყლის მარილიანობისა და ტემპერატურის ცვლილების შესაბამისად ელექტროგამტარობა¹⁹ (1 სიმენსი არის გამტარიანობის უნარის მქონე სხეულის ელექტროგამტარობა, რომლის წინაღობა 1 ომის ტოლია) სეზონური და სივრცითი სხვადასხვაობით გამოირჩევა. ზღვის წყლის ელექტროგამტარობა ფართო დიაპაზონში (0,015-0,029 $\text{Om}^{-1}/\text{სმ}$) მერყეობს. მისი მინიმუმი ზამთარსა და გაზაფხულზე აღინიშნება. მაქსიმალურ სიღრმეებზე ელექტროგამტარობა 0,024 $\text{Om}^{-1}/\text{სმ}$ შეადგენს. გაზაფხულში მაქსიმალური სიდიდე ზედაპირულ წყლებში, ხოლო მინიმუმი - დაახლოებით 75 მ სიღრმეზე აღინიშნება, ხოლო ფსკერთან ელექტროგამტარობა თანდათან მატულობს.

შავი ზღვის წყლის სიმკვრივე (სხეულის მასა, რომელიც მოდის მოცულობის ერთეულზე ρ , კგ/მ³) შესამჩნევ სივრცე-დროით ცვლილებას განიცდის და წყლის ტემპერატურისა და მარილიანობის რეჟიმით განისაზღვრება. ამავე დროს, სიმკვრივე სეზონური ხასიათის მატარებელია ასე, მაგალითად, გაზაფხულსა და გაზაფხულში წყლის ზედა ფენებში იგი შესამჩნევად მცირდება. ზღვის შუა ნაწილში წყლის საშუალო სიმკვრივე ზედაპირულ ფენაში 1,0123-ს უახლოვდება, მაქსიმალურ სიღრმეებზე კი 1,0173-ს აღწევს. შავი ზღვის გამტკნარებულ სანაპიროზე სიმკვრივე მცირდება, მისი საშუალო მნიშვნელობაა

¹⁹ ელექტროგამტარობის განზომილების ერთეულია სიმენსი (S), ხოლო წინაღობა ომი (Om).

დაახლოებით 1,0115-ია, ხოლო ზოგჯერ, კერძოდ ზაფხულში, მდინარეების შესართავის რაიონებში ეს მაჩვენებელი 1,0-მდე მცირდება.

4.5. ატმოსფერული წნევა. შავი ზღვის ზედაპირის ჰაერის წნევის (ატმოსფეროს ნორმალურ წნევად მიღებულია 760 მმ ვწყ. სვ. = 1013,25 მბ = 101325 ნ/მ²) სივრცებრივი და სეზონური განაწილების ცალკეული დეტალები საკმაოდ დაშორებული არეალების ბარიული რელიეფითაა განპირობებული. მათ შორის აღსანიშნავია: ატმოსფერული წნევის მსვლელობა აზორის მუდმივი მაქსიმუმის ფარგლებში; აზიის ანტიციკლონისა და მისი წინააზიური განშტოების სეზონური ცვლილებები; ჩრდილოეთი აფრიკის ზაფხულის თერმიული დეპრესიის ხასიათი და მსვლელობა და სხვ. შედარებით შეზღუდული სივრცის მქონე შავი ზღვის აკვატორიაზე ატმოსფერული წნევა მიმდებარე ხმელეთის ბარიული ნიშნების მსგავსია. წლის ცივ სეზონში ის მაღალი, ხოლო თბილ პერიოდში შედარებით დაბალია.

შავი ზღვის ატმოსფერული წნევის მსვლელობა აზიისა და აზორის მაქსიმუმების ძირითადი ცენტრების სივრცებრივი გადაადგილებების, ასევე ჰაერის წნევის სეზონური ცვლილებების სიდიდეებზეა დამოკიდებული. ზამთარში აზორის მაქსიმუმის ცენტრის წნევა (1021 მბ) აზიის მაქსიმუმთან (1035 მბ) შედარებით დაბალია. ამ უკანასკნელის სამხრეთ-დასავლური განშტოება შავ ზღვამდეც კი აღწევს და ჰაერის წნევაც 1022-1024 მბ-ის ფარგლებში (Земляков, 1957; Добровольский и Залогин, 1982) მერყეობს.

დეკემბერში, შედარებით მაღალი ტემპერატურის ფორმირების, ციკლონების ხშირი შემოჭრისა და ხმელთაშუაზღვიური დეპრესიის გავლენის შედეგად, შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილის ზედაპირზე ჰაერის წნევა დაბალია (1017-1018 მბ), რომელსაც კიდევ რამდენიმე თვეს (მარტის დასაწყისამდე) სტაბილურად ინარჩუნებს. ამასთან, აღმოსავლეთით ანუ საქართველოს ზღვისპირა სექტორის მიმართულებით ატმოსფერული წნევა თანდათანობით მატულობს და გავრა-სოხუმის პერიმეტრზე 1020-1021 მბ-ს (**ნახ. 55. დანართი, 1**) აღწევს. ჰაერის წნევის ზამთრის რეჟიმში გადასვლასთან ერთად შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილში, ისევ მაღალი (1020-1021 მბ) წნევის არეალი იქმნება.

ნოემბერში, შავი ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილში ჰაერის წნევა 1020-1022 მბ აღწევს (**ნახ. 56. დანართი, 1**), ხოლო სამხრეთ ნაწილში 1015-1016 მბ-მდე ეცემა. ამ დროს, შავი ზღვა აზორის მაქსიმუმის გავლენის ქვეშ ექცევა. მისი ცალკეული განშტოებები ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში წნევის დაცემას, ხოლო სამხრეთ სექტორში წნევის მინიმუმის ფორმირებას (1014-1015 მბ) განაპირობებს.

ზაფხულში აზიის ანტიციკლონი მთლიან დაშლას განიცდის. ზღვის სამხრეთი ნაწილი ზაფხულის თვეებში არაბეთის, ხოლო ოქტომბრიდან ნოემბრის ჩათვლით – ხმელთაშუაზღვიური თერმიული დეპრესიების (**ნახ. 57. დანართი, 1**) გავლენის ქვეშ იმყოფება. შავი ზღვის მთელი სამხრული აკვატორიაზე ჰაერის უკიდურესად დაბალი

ატმოსფერული წნევის ფარგლებში ექცევა და თურქეთის სანაპიროს ზღვისპირა აკვატორიაზე (ბათუმიდან სტამბულამდე), თითქმის 1400 კმ-ის მანძილზე, ჰაერის წნევის მინიმუმი (1010-1012 მმ) დგას. ამავე დროს, ზღვის შუა ნაწილში ჰაერის წნევის გამყოფი ზოლი გადის. მისი ჩრდილოეთი ნაწილი შედარებით მაღალი წნევის არეში ექცევა (1014-1017 მმ) და ჩრდილოეთი მხრიდან შედარებით გრილი ჰაერის მასების სამხრეთისაკენ გადმონაცვლებას უწყობს ხელს.

ციკლონების შემოჭრისა და ატმოსფერული წნევის გავრცელების აღნიშნული სურათი ადვილად ირღვევა თუ ბარიული ველისა და, აქედან გამომდინარე, ამინდის უმნიშვნელო გადახრებს ექნება ადგილი. მათი საშუალო მრავალწლიური ნიშნების აღდგენა ანუ დაბალი თუ მაღალი წნევების არეალების ნორმალური (სეზონის შესაბამისი ტიპური ამინდი) განლაგება - საკმაოდ სწრაფად ჩამოყალიბდება და სტაბილურად წარიმართება.

4.6. ქარები. ატმოსფერული წნევის სივრცე-დროითი ნიშნები მნიშვნელოვნად განისაზღვრება ატმოსფეროს ზოგადი და ადგილობრივი ცირკულაციით, რომლებიც განაპირობებენ ქარების ბუნებრივი რეჟიმის ჩამოყალიბებას. შავი ზღვის აკვატორია, წლის ცივ პერიოდში, კონტინენტური პოლარული ჰაერის მოქმედების ქვეშ იმყოფება. ზაფხულში კი შავი ზღვა ატმოსფეროს ციკლონური მდგომარეობის (ხმელთაშუა და შავი ზღვები) ფარგლებში ექცევა. ამიტომ, ზღვის აკვატორიის ჩრდილოეთი ნაწილი ჩრდილო-დასავლური მიმართულების ქარების გავრცელების არენას წარმოადგენს. ამ ქარების მოქმედება განსაკუთრებით ზღვის სანაპირო ზოლშია დაფიქსირებული. არც თუ იშვიათად, ხანმოკლე დროის განმავლობაში, შავი ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილი სამხრეთი კავკასიისა და ციმბირის მაქსიმუმების (ანტიციკლონური ცირკულაცია) განაპირა არეალებში ექცევა და, ამიტომაც, აღმოსავლური ქარების (ხმელეთიდან ზღვისკენ) მოქმედების (**ნახ. 58. დანართი, 1**) როლიც მნიშვნელოვნად იზრდება.

გაზაფხულის გარდამავალ სეზონში, ქარების რეჟიმის აღნიშნული სურათი ცვლილებას განიცდის. ამ დროს, ზაფხულის სეზონის ქარის რეჟიმის ნიშნების ჩამოყალიბებას აქვს ადგილი. ამასთან ერთად, ზღვის შუა ნაწილში მაღალი წნევის არეალის ფორმირება ზღვიდან მონაბერი დასავლური ქარების აქტიურობას განაპირობებს.

ზაფხულში, ატმოსფერული წნევების აზორისა (ზაფხული) და აზიის მაქსიმუმების (ზამთარი) გავლენის ზრდის გამო, შავი ზღვის დასავლურ ნაწილში, ჩვეულებრივად (**ნახ. 59. დანართი, 1**) ჩრდილო-დასავლური, დასავლური და სამხრეთ-დასავლური ქარების გაბატონება ჩანს. აღმოსავლური მიმართულებით ეს სურათი თანდათანობით იცვლება. ზამთარში გაბატონებულ მნიშვნელობას ჩრდილო-აღმოსავლური, ხოლო ზაფხულში - სამხრეთ-დასავლური ქარები ღებულობენ. ასე, მაგალითად, ოდესის მიდამოები მთელი წლის განმავლობაში ჩრდილო-დასავლური (ზაფხულში - 23-28 %, ზამთარში - 15-18 %)

ქარების მოქმედების ქვეშაა მოქცეული; ტარხანკუტის კონცხზე ჩრდილო-დასავლური (30-35 %) და ჩრდილო-აღმოსავლური (25-35 %) ქარები ქრიან; სევასტოპოლის მიდამოებში დასავლური რუმბის ქარის გავრცელება 17-25 %-ს აღწევს, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლური და ჩრდილოეთი მიმართულების ქარების გამეორებები 16-24 %-ია; სოჭის მიდამოებშიც შემოდგომასა და ზამთარში ჩრდილო-აღმოსავლური (55 %), ხოლო ზაფხულში ჩრდილო-დასავლურთან (20 %-მდე) ერთად ჩრდილო-აღმოსავლური ქარების გაბატონება შეინიშნება; ჩრდილო-აღმოსავლური (52-60 %) ქარების გაბატონების ნათელი მაგალითი ნოვოროსიისკის ზღვისპირეთზეც აქვს ადგილი, თუმცა აქ სამხრეთ-აღმოსავლური ქარები მნიშვნელოვან სიდიდეს (32-33 %) აღწევს.

შავი ზღვის დასავლეთი და ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილები ჩრდილო-დასავლური ქარების გაბატონების ქვეშაა მოქცეული. ზღვის ჩრდილო სექტორში ზამთრობით ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების ქარები ქრიან, ხოლო ზაფხულში სამხრეთ-აღმოსავლეთი ქარებია გავრცელებული. მათგან განსხვავებით, აკვატორიის აღმოსავლეთ სექტორში ქარების გავრცელება მიმდებარე ხმელეთის რელიეფითაა განპირობებული. ამის მაგალითს სოჭის მიდამოების მთათაშორისი ხეობა წარმოადგენს.

ზღვის აკვატორიის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში, მიმდებარე ხმელეთისა და ზღვის არათანაბარი გათბობის გამო, ზაფხული დასავლური და სამხრეთ-დასავლური ქარებით ხასიათდება, ზამთარში კი აღმოსავლური ქარების გავლენა შეინიშნება. ასე, მაგალითად, ქ. ფოთის მიდამოების ზღვის სანაპიროზე ზამთრობით აღმოსავლური ქარების შემთხვევათა რიცხვი 50-55 %-ს, ხოლო ზაფხულში დასავლური და სამხრეთ-დასავლური ქარების გამეორებები 20-25 %-ს შეადგენს. ბათუმის ორ ქედს შორის მოქცეულ ზღვისპირეთზე კი, მთელი წლის განმავლობაში, სამხრეთ-დასავლური და დასავლური ქარებია გაბატონებული. ზაფხულში მათი შემთხვევათა რიცხვი 18-20 %-ს აღწევს. შავი ზღვის სამხრეთი ნაწილის პერიფერიაზე (ტრაპზონი, სინოპი) ზამთრობით სამხრეთი და სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულების ქარები ქრის, ხოლო აკვატორიის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში (ვარნა, ბურგასი) ზაფხულობით აღმოსავლური, ხოლო წლის ცივ პერიოდში, დასავლური ქარებია გაბატონებული.

როგორც ჩანს, შავი ზღვის აკვატორიის ქარული რეჟიმი ადგილობრივი პირობების (სანაპიროს მთიანი რელიეფის გავლენა) მიერ ბარიული ველის ზოგადი სურათიდან რამდენადმე გადახრილია. ამის მიუხედავად, ქარების გავრცელების უმთავრესი ნიშნები ზოგადად შენარჩუნებულია. აქედან გამომდინარე, ქარული რეჟიმის მიხედვით შავი ზღვის აკვატორია ორ ნაწილად იყოფა: შავი ზღვის დასავლეთი ნაწილი, სადაც ქარების რეჟიმი ციმბირისა და აზორის ანტიციკლონების სივრცეებრივ განლაგებას უკავშირდება და, მეორე - ზღვის აღმოსავლეთი სექტორი, სადაც ქარის გაბატონებული მიმართულებები ადგილობრივი პირობებითაა (ძირითადად რელიეფი) შეცვლილი.

ძირითადი ბარიული ველების მიერ შეპირობებული ქარების გარდა, შავი ზღვის აკვატორიაში, უმთავრესად მის სანაპიროზე, შედარებით მოკლე პერიოდის სუსტი ქარები (ბრიზები) ფიქსირდება. მათი ფორმირება ზღვის წყლისა და მიმდებარე ხმელეთის არათანაბარ გათბობასთანაა დაკავშირებული. ზაფხულის უღრუბლო დღეებში, დილის 10-12 საათზე, ზღვიდან ნოტიო და გრილი სუსტი ქარის (სიოს) ქროლვა იწყება. ხანმოკლე ღრის შემდეგ (14-15 საათზე) ქარი თანდათანობით ძლიერდება. მოგვიანებით ის შესუსტებას განიცდის და ბოლოს (სალამოს 7-9 საათები) მიმართულებას იცვლის, ანუ სანაპირო ბრიზის ტიპში (ხმელეთიდან ზღვისკენ) გადადის, რომელიც შედარებით სუსტია.

შავი ზღვის აღმოსავლეთ სექტორში მთაგორიანი რელიეფის განმტოებები, ხშირად, სანაპირო ზოლის ფარგლებშიც იჭრება. მათი მიდამოების ღრმა ხეობებში მთა-ხეობური ქარების ფორმირებას აქვს ადგილი, რომელიც ბრიზული ცირკულაციის დარღვევას იწვევს. ბრიზები და მთა-ხეობური ქარები სანაპირო ზოლის განიერ სექტორში (ათეულობით, ზოგჯერ ასეულობით კილომეტრი) ჰაერის დღე-ღამური ტემპერატურული ამპლიტუდის ნიველირებას (პიკების ჩამოჭრა) ახდენენ. ასე, მაგალითად, ბრიზების მიერ ღლის განმავლობაში ხმელეთის ჰაერი ცივდება.

მთა-ხეობური ქარები ღამით მთის ცივ ჰაერს ზღვისკენ გადაადგილებს, ხოლო დღისით ჰაერი, ხეობის გავლით, მთებისაკენ მოძრაობს. ცხელი ზაფხულის დღეებში, ბრიზები და მთა-ხეობური ქარები სანაპირო ზოლის ჰაერის თერმული პიკების ჩამოჭრასა და შემცირებას ანუ ზღვისპირეთის ჰაერის ბუნებრივ გასუფთავებას იწვევს.

შავი ზღვის სანაპირო ზონის ღელვის რეჟიმის ჩამოყალიბება აქ გავრცელებული გაბატონებული ქარების მიმართულებებთან, გამეორებებთან და სიჩქარებთანაა გამომწვეული. ზღვიდან ხმელეთისაკენ გავრცელებული ქარების სიჩქარის წლიური მსვლელობა მაქსიმუმს ზამთარში აღწევს, ხოლო ზაფხულში მინიმუმამდე ჩამოდის. წლის ცივ პერიოდში როგორც ციმბირის ანტიციკლონის, ისე ჰაერის წნევის ხმელთაშუაზღვიური დეპრესიის პირობებში, ბარიული გრადიენტის ზრდის კვალდაკვალ, ქარის სიჩქარეები თითქმის ყველგან ძლიერდება. მისი ზამთრის (იანვარი) მაქსიმუმები განსაკუთრებით ზღვის აღმოსავლეთი სექტორისათვისაა დამახასიათებელი, დასავლურ ნაწილში კი ზამთრის მაქსიმუმები თებერვლის თვეშია გამოვლენილი.

შემოდგომის სეზონი ქარების საშუალო (6-10 მ/წმ) სიჩქარით ხასიათდება. შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში ქარის სიჩქარე მხოლოდ 5 მ/წმ-ია, ხოლო დასავლულ სექტორში ის 8 მ/წმ-ის სიჩქარით ქრის. შავი ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში შემოდგომის სუსტი (1-5 მ/წმ) ქარების გამეორებები 50-60 %-ს შეადგენს, რომელიც ზამთრის მოახლეობასთან ერთად 30-40 %-მდე მცირდება. იმავე სიდიდისაა შედარებით მაღალი სიჩქარის ქარების (6-10 მ/წმ) გამეორებებიც.

შედარებით ძლიერი ქარების (11-15 მ/წმ) გავრცელება ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში მხოლოდ 3-5 %-ს, ზამთარში 5-10 %-ს შეადგენს. ზღვის სხვა

რაიონებში მათი გამეორებათა შემთხვევები უფრო ხშირია. კერძოდ, აგვისტო-ნოემბერში იგი 15 %-ს, ხოლო დეკემბერ-თებერვალში - 15-20 %-ს აღწევს.

15 მ/წმ-ზე მეტი სიჩქარის ქარების გავრცელება ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში უმნიშვნელოდ მცირეა. აგვისტო-სექტემბერის თვეებში მათი მხოლოდ ერთეული შემთხვევებია დაფიქსირებული. წლის სხვა დროს მათი გამეორებები 3-5 %-მდე მატულობს. ზღვის დანარჩენ აკვატორიაში შემოდგომით ამ ქარების გამეორებები 2-3 %-ის, იშვიათად კი 8-10 %-ის ფარგლებში მერყეობს. ყველაზე მშვიდი ზედაპირი შავი ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში შეინიშნება. აქ, თითქმის მთელი წლის განმავლობაში შტილია (უქარო ამინდი) გაბატონებული. მისი სეზონური განაწილება შემდეგ სურათს იძლევა: შემოდგომა - 10-15 %; ზამთარი - 4-7 %.

გაზაფხულსა და ზაფხულში ქარის სიჩქარე სხვა სეზონებთან შედარებით გაცილებით ნაკლებია. ამავე დროს, ძლიერი და სუსტი ქარების სივრცებრივი ლოკალიზაცია თითქმის უცვლელია. შავი ზღვის მიმდებარე ხმელეთის ოროგრაფიის ან ბარიული რელიეფის სხვადასხვაობის შესაბამისად, ქარის რეჟიმის რეგიონული ნიშნები ყალიბდება. ასე, მაგალითად, კოლხეთის დაბლობზე (მდ. რიონის ქვემო დინება), შავი ზღვისა და კავკასიონის ქედს შორის წნევათა მკვეთრი სხვაობის გამო, ზღვისპირეთში ძლიერი აღმოსავლური ქარის გავრცელებას აქვს ადგილი. ამ ქარების გამეორებები დეკემბერ-იანვრის თვეებში 78-80 %-ს, ხოლო საშუალო სიჩქარე 10-12 მ/წმ-ს შეადგენს, ზოგჯერ კი 30-32 მ/წმ აღწევს. უფრო სამხრეთით - ბათუმის მიდამოებში, აღმოსავლეთ შავი ზღვისპირეთში, ქარის ყველაზე დაბალი საშუალო სიჩქარე ფიქსირდება. მათი სიდიდე 1,3-1,5 მ/წმ არ აღემატება. ზოგადად კი, როგორც წესი, ზამთრობით ქარების გაძლიერებას, ხოლო ზაფხულობით შესუსტებას აქვს ადგილი.

გაზაფხულობითა და ზაფხულობით უქარო დღეების რიცხვი ყველგან მაღალია. ამ სეზონში ძლიერი ქარების (15 მ/წმ-ზე მეტი) წილი მხოლოდ 10-20 %-ს, ზამთრობით კი 35-49 %-ს აღწევს. ყველაზე ძლიერი ქარები შავი ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილში, ხოლო სუსტი - სამხრეთი სანაპიროსათვისაა დამახასიათებელი. ისინი ჩრდილოეთი და ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებების ქარების მიერაა ფორმირებული. წლის ცივ სეზონში, სწორედ ამ ქარების გავრცელება შეიმჩნევა.

შავი ზღვის სანაპიროებზე ქარების გავრცელების აღწერა სრული არ იქნება თუ მოკლედ არ შევხებით ჰაერის ადგილობრივი ცირკულაციით გამოწვეული უჩვეულო ქარის - „ნოვოროსიისკის ბორას“ დახასიათებას. მისი წარმოშობა დაკავშირებულია სანაპიროს ჩრდილოეთ მთიან ნაწილში ანტიციკლონის, ხოლო ზღვისპირზე ღრმა ბარიული დეპრესიის ერთდროულ ფორმირებასთან. მსგავსი სურათს ზამთრის (61 %) სეზონში (სურ. 52. დანართი, 2) აქვს ადგილი. ზაფხულობით (მაისი და აგვისტო) ბორა იშვიათი (1-2 შემთხვევა თვეში) მოვლენაა. ამ ქარის წლიური შემთხვევათა რიცხვი (20-25 შემთხვევა) საკმაოდ მაღალია. იგი საშუალოდ ერთიდან რვა დღე-ღამეს გრძელდება.

ნოვოროსიისკის ბორას (ჩრდილო-აღმოსავლური ქარის) სიჩქარე ხშირად 20 მ/წმ, ზოგჯერ 24 მ/წმ შეადგენს, ხოლო იშვიათად 40 მ/წმ აღწევს. ქარი ზღვის ვიწრო ზოლზე ვრცელდება და ქალაქის მხოლოდ ერთ-ერთ ნაწილში მძვინვარებს.

შავი ზღვის სანაპიროებზე (ყირიმის სამხრეთი ნაპირი, გაგრა, ტრაპიზონი) აკვატორიის მიმდებარე მთებიდან თბილი ქარების - ფიონების ქროლვას აქვს ადგილი. ზღვის აკვატორიაზე ზამთარში შეზღუდული გავრცელების ფიონები ჰაერის ტემპერატურის სწრაფ ზრდასა (რამდენიმე წუთში 10-140-ით) და ტენიანობის მკვეთრ შემცირებას იწვევენ. მათ ზოგჯერ, თოვლის „მშთანთქმელებს“ უწოდებენ.

ამგვარად, შავი ზღვის აუზის ქარული რეჟიმის ფორმირების მიზეზებიდან უმთავრეს ფაქტორებს მიეკუთვნება: შავი ზღვის გეოგრაფიულ-სინოპტიკური მდებარეობა; ატმოსფერული ჰაერის ზოგადი, რეგიონული და ადგილობრივი (ლოკალური) ცირკულაცია; ზღვის მიმდებარე ხმელეთის არართგვაროვნება; ბარიული რელიეფი და მისი სეზონური ცვალებადობა; ჰაერის თერმული რეჟიმი; ზღვა-ხმელეთის სითბური ბალანსი. აღნიშნული ფაქტორების გამოვლინების არაერთგვაროვანი ტერიტორიული სურათისა და სეზონური დინამიკის შესაბამისად, აუზის ქარულ რეჟიმს პლანეტარული, რეგიონული და ლოკალური სივრცობრივი დიფერენციაცია და დროითი (სეზონური) ცვლილებების მკვეთრად გამოხატული ნიშნები ახასიათებს.

4.7. ჰაერის ტემპერატურა. შავი ზღვა გამორჩეულია არა მარტო ზედაპირის ჰაერის, არამედ წყლის ღრმა ფენების შედარებით მაღალი ტემპერატურით. ზღვის თბილი გარემო პირობები აუზის კლიმატწარმოქმნელი ფაქტორებითაა (გეოგრაფიული მდებარეობა, მზის რადიაცია, ატმოსფეროს ცირკულაცია, მიმდებარე ხმელეთის რელიეფი და სხვ) განპირობებული. ამიტომ, შავი ზღვის სანაპირო ზოლის ჰაერის სითბური რეჟიმი დიდი მრავალფეროვნებით ხასიათდება. ამ მხრივ, განსაკუთრებით გამოირჩევა ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილი, რომელიც ვაკე რელიეფს წარმოადგენს. აქ, ზამთრის განმავლობაში ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულების ქარების შემოჭრა სანაპიროსა და ზღვის აკვატორიის მნიშვნელოვან გადაცივებას იწვევს. შავი ზღვის აღმოსავლეთი სანაპირო, კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის მიერ, ცივი ჰაერის მასების შემოჭრისაგან რამდენადმე დაცულია. ამის გამო, ზღვის ზედაპირზე თბილი ჰაერი ვრცელდება. მიმდებარე სტეპებიდან კი ცივი ჰაერის მასები ზღვამდე ვერ აღწევენ.

შავი ზღვის ზედაპირის ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ამსახველი სურათიდან (ნახ. 60. დანართი, 1) ჩანს, რომ მისი სიდიდე აკვატორიის სამხრეთ-აღმოსავლეთი სანაპიროდან ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით 15⁰,5-დან 10-12⁰-მდე კლებულობს. ზღვის შუა ნაწილში ჰაერის ყველაზე დაბალი ტემპერატურა (6-7⁰) ზამთარში აღინიშნება, ხოლო მაქსიმალური - ივლის-აგვისტოს თვეებში ფიქსირდება. ამავე დროს, შემოდგომით (სექტემბერი-ოქტომბრის დასაწყისი), ზღვის ზედაპირზე ჰაერი, ჯერ კიდევ, წინა სეზონის (ზაფხულის) სინოპტიკური ფაქტორების გავლენის ქვეშ იმყოფება.

აზორის ანტიციკლონის აღმოსავლეთით გადაადგილებასა და ზღვის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურის ცვლას მცირე ღრუბლიანობა და მდგრადი თბილი ამინდი თან ახლავს. ოქტომბერში სინოპტიკური პროცესები გარდაქმნას განიცდის, რაც ჰაერის ტემპერატურის მკვეთრ დაცემას იწვევს. ამ დროს, შავი ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროზე (სექტემბრიდან დეკემბრამდე) ჰაერის ტემპერატურა $17-18^{\circ}$ -დან $0-1^{\circ}$ -მდე ეცემა. ზღვისპირეთის საქართველოს სექტორზე, ჰაერი $21-22^{\circ}$ -დან $9-10^{\circ}$ -მდე ცივდება, ხოლო ზამთრის მოახლოებასთან ერთად, ის $5-6^{\circ}$ -ის ტოლი ხდება.

ზამთრის თვეებში (იანვარი-თებერვალი) ზღვის შუა ნაწილის ატმოსფერული ჰაერის ტემპერატურა (ცხრილი 12. დანართი, 3) მხოლოდ 8° აღწევს, ხოლო აღმოსავლეთი სექტორის სანაპირო ზოლში იგი 6° -მდე ჩამოდის, დასავლურ ნაწილში კი ჰაერი მხოლოდ $2-3^{\circ}$ -მდე თბება. ამ დროს, ზღვის ჩრდილოეთი სექტორის ჰაერის ტემპერატურა $1-2^{\circ}$ -ის ფარგლებში მერყეობს.

გაზაფხულზე, შავი ზღვის ზედაპირის ჰაერის ტემპერატურა ($15-16^{\circ}$) თითქმის ყველგან (ნახ. 61. დანართი, 1) თანაბარია. საქართველოს სექტორზე ჰაერი 16° -მდეც კი თბება, ხოლო ზაფხულობით განსაკუთრებით მაღალ მნიშვნელობას ($25-26^{\circ}$) ღებულობს. მასთან შედარებით შავი ზღვის შუა და დასავლეთ ნაწილებში ჰაერის ტემპერატურა ოდნავ დაბალია და შესაბამისად 23° და 22° -ის ტოლია. ზღვის სანაპიროზე ჰაერის გათბობის მაჩვენებლები საკმაოდ ცვალებადია როგორც დროში, ისე სივრცეში. ასე, მაგალითად, სანაპიროს ყველაზე დაბალი (10°) საშუალო წლიური ტემპერატურა ოდესის მიდამოებში, ხოლო მაქსიმალური (15°) მნიშვნელობა ბათუმის ზღვისპირეთზეა დაფიქსირებული. ზღვისპირეთის ყველაზე თბილი თვე ივლისია, თუმცა ამ მხრივ, ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილი გამორჩეულია და ავგისტოს თვის ჰაერის ტემპერატურა, ივლისის მაჩვენებელთან შედარებით, ოდნავ მეტია. ამავე დროს, ჰაერის ყველაზე მაღალი საშუალო თვიური (იანვარი, $7,2^{\circ}$) ტემპერატურა ბათუმში, ხოლო მინიმალური ($2,5^{\circ}$) ოჩაკოვშია დაფიქსირებული.

ჰაერის ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმები (-30° -მდე) ზღვის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში აღინიშნა. სევასტოპოლში ეს სიდიდე -22° -ს, ფეოდოსიასა და ქერჩში -25° -ს აღწევს. ზღვის აღმოსავლეთ სექტორში ჰაერის ტემპერატურის უარყოფითი მაჩვენებლები იშვიათია, თუმცა 0° -ზე დაბალი მნიშვნელობები აქაც კი გვხვდება. ყინვიანი დღეების ხანგრძლივობის მიხედვით გამორჩეული ისევ ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილია, სადაც ასეთი დღეების გამეორებათა რიცხვი 100 -ზე მეტია. ეს რიცხვი აღმოსავლეთ შავი ზღვისპირეთზე საკმაოდ დაბალია (სოხუმში $10-14$ დღე, ბათუმში 11 დღე). ზაფხულის აბსოლუტური მაქსიმუმები ყველაზე მეტად ზღვის ჩრდილო-დასავლური მხარის, ხოლო მინიმუმები სამხრეთი ნაწილისათვისაა დამახასიათებელი. აღმოსავლეთ ნაწილზე (ფოთის მიდამოები) $35^{\circ}, 2$ -ზე მაღალი ტემპერატურა არაა შემჩნეული. იანვარში ჰაერის ტემპერატურის აბსოლუტური სიდიდეებიც ფოთსა და ბათუმში (200 -მდე) გვაქვს.

ზღვის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურის დღე-ღამური ცვლილების მაღალი ამპლიტუდა (6-7⁰) ზაფხულის სეზონთანაა დაკავშირებული, ხოლო ზამთარში ეს სიდიდე უმნიშვნელოდ მცირეა (1,5-2,5⁰). ამ ზოგად სურათში მნიშვნელოვანი ცვლილებების შეტანას ზღვისპირა, საკმაოდ ფართო ზოლში გავრცელებული ადგილობრივი ქარები - ფიონები და ბრიზები იწვევენ.

ზღვის აკვატორიასა და მიმდებარე ხმელეთს შორის სითბოს გაცვლის დროითი არათანაბრობის გამო, ხმელეთზე ჰაერის ბუნებრივ რეგულირებას - მინიმალური და მაქსიმალური პიკების ჩამოჭრას აქვს ადგილი, რაც სანაპიროსა და მიმდებარე ხმელეთის ფართო ზოლში ამინდის მიკროკლიმატური ნიშნების ფორმირებას იწვევს. ამის გამო, ზამთარი აქ შედარებით რბილია, ხოლო ზაფხული ზომიერი ჰავით (**ნახ. 62, დანართი, 1**) გამოირჩევა. ამასთან, ზღვის წყლისა და სანაპირო ხმელეთის ჰაერის სეზონური და საშუალო წლიური ტემპერატურა განსხვავებულია. აღნიშნულის დადასტურების მიზნით მოგვაქვს ფაქტობრივი მასალა სოხუმისა და ბათუმის მიდამოებში ზღვის წყლისა და სანაპიროს ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობის შესაბამისი მონაცემების (**ცხრილი 13. დანართი, 3**) და (**ცხრილი 14. დანართი, 3**) შესახებ.

ამ ცხრილებში მოტანილი მასალიდან ჩანს, რომ ზღვის მიერ ზაფხულის სეზონში შთანთქმული სითბოს დროებით (3-4 თვე) აკუმულირებას აქვს ადგილი, რომელიც მოგვიანებით - ზამთარში (დეკემბერი, იანვარი, თებერვალი) ხმელეთისაკენ იწყებს სითბოს გაცემას. გაზაფხულზე (მარტი-მაისი) კი წინა ცივ სეზონში (ზამთარი) გაცივებული ზღვის წყალი, ჯერ კიდევ, გრილია. ამიტომ, ამ დროს ზღვიდან მონაბერი ბრიზის სიო მიმდებარე ხმელეთის გახურებულ ზედაპირს გრილი ჰაერით „ამარაგებს“, რაც ზღვის ფართო ზოლზე შედარებით რბილი სეზონის ფორმირებას უწყობს ხელს.

ცხრილი 13-დან ჩანს, რომ სოხუმის ყურეს აკვატორიის ზღვის წყლის სითბო ზამთრის განმავლობაში, სანაპირო ხმელეთის ჰაერის ტემპერატურასთან შედარებით გაცილებით (+3,3⁰) მაღალია. გაზაფხულზე კი პირიქით - ზღვის წყლის სითბო მიმდებარე ხმელეთის ჰაერის ტემპერატურას რამდენადმე (-1,6⁰) ჩამორჩება.

განსხვავებული სურათია ბათუმის (**ცხრილი 14. დანართი, 3**) ყურეში. აქ, დეკემბრიდან თებერვლის ჩათვლით როგორც ზღვის წყლის (12⁰,7-დან 8⁰,8-მდე), ისე სანაპირო ხმელეთის ჰაერის ტემპერატურა (9⁰,2-დან 6⁰,6-მდე) კლებულობს. თუმცა, ზღვის წყლისა და სანაპირო ჰაერის ტემპერატურათა შორის სხვაობა აქაც მეტია და სხვაობის მაქსიმუმს (+3,9⁰) იანვარში აღწევს. ცივი სეზონის განმავლობაში ზღვის წყლის ტემპერატურა ყველაზე მაღალი (12⁰,7) დეკემბრის თვეშია.

წლის ცივ სეზონში ბუნებრივი წყალსატევების მიერ სითბოს მარაგის გაცემა და მიმდებარე ხმელეთის ჰაერის ტემპერატურის შენარჩუნება ან მისი ზრდა საკმაოდ გავრცელებული მოვლენაა. ფორელის გაანგარიშებით, ზამთრის 5-დღიან მონაკვეთში უნევის ტბის წყლის ტემპერატურა სულ რაღაც 0,2⁰-ით დაეცა, რომლის შედეგად

წყალსატევმა 10 მლრდ. კალორია სითბოს დაკარგვა განიცადა, რაც ცხადია ამ ტბის მიმდებარე სანაპიროს ჰაერის გათბობას მოხმარდა.

აქედან გამომდინარე, შავი ზღვის სანაპიროს საქართველოს სექტორში ზღვის წყლისა და სანაპიროს ჰაერის ტემპერატურათა ცვალებადობის თბური ბალანსის დინამიკა ისეთივე მექანიზმით მიმდინარეობს, როგორც ეს თეორიულად შეიძლება გვევარაუდა. შავი ზღვის სანაპიროს ხმელეთსა და ზღვის აკვატორიას შორის სითბოგაცვლის მიმდინარეობა აქ რბილი ზამთრის ფორმირებასთან ერთად, ცხელი და პაპანაქება, გვალვიანი ზაფხულისაგან თავის არიდებასა და შედარებით კომფორტული ზაფხულის დასადგურებას განაპირობებს.

4.8. ატმოსფერული ნალექები. შავი ზღვის აუზის ატმოსფერული ნალექების ხასიათი (სეზონური გადანაწილება) და აბსოლუტური სიდიდეები, ზღვის წყლის ბალანსთან ერთად, აუზის რიგი ბუნებრივი ასპექტების - მდინარეთა ჩამონადენის, ზღვის დონის ცვლილებისა და სანაპირო ზონის ნატანის მოცულობის განმსაზღვრელ ფაქტორებს წარმოადგენენ. აქედან გამომდინარე, მიზანშეწონილია ჰავის აღნიშნული კომპონენტის ზოგადი ნიშნების სივრცე-დროითი ანალიზის გეოგრაფიული ინტერპრეტაცია.

შავი ზღვის აკვატორიასა და მიმდებარე ხმელეთზე ატმოსფერული ნალექების გავრცელება შესამჩნევად არაერთგვაროვანია. ზღვის ჩრდილო-დასავლური ნაწილი საკმაოდ დაბალი ნალექიანობით ხასიათდება. აქ, მთელი წლის მანძილზე მხოლოდ 300-350 მმ ნალექი მოდის, ქერჩის მიდამოებში კი ოდნავ მეტ სიდიდეს (400-420 მმ) აღწევს (**ნახ. 63. დანართი, 1**). ამ მხრივ, შავი ზღვის აღმოსავლეთი და სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილები შედარებით განსხვავებულ მდგომარეობაში (**ცხრილი 15. დანართი, 3**) იმყოფება. აქ ნალექების წლიური რაოდენობა თანდათან იზრდება და უკვე სოხუმთან 1800 მმ-ს აღწევს, ბათუმის მიდამოებში კი მაქსიმალურ სიდიდეს (2300-2400 მმ) ღებულობს. ზღვის სამხრეთ სექტორში ატმოსფერული ნალექები 750 მმ-მდე (სტამბოლში 730 მმ) კლებულობს, ხოლო ზღვის დასავლეთ პერიფერიაზე ნალექების წლიური ჯამი 370-550 მმ-მდე (ბურგასი, 553 მმ; კონსტანცა, 374 მმ) მცირდება.

ნალექების ამგვარი სურათის ფორმირება, პირველ რიგში, სანაპირო ხმელეთის რელიეფის თავისებურებებით განისაზღვრება. კერძოდ, ზღვის ჩრდილოეთი სექტორის მიმდებარე ვაკე-დაბლობი მშრალი ჰავის განმსაზღვრელ ფაქტორად გვევლინება. მის ზედაპირზე ტენიანი ჰაერის მასები, შემომზღუდავი ბარიერების არარსებობის გამო, თავისუფლად გადაადგილდება და ნალექების მოსვლას აღვილი არა აქვს. შავი ზღვის აღმოსავლეთი სანაპიროზე ჰაერის გაბატონებული მასების მოძრაობის გზაზე, კავკასიონის ქედის მთაგორიან რელიეფს მართობული (ბარიერული) მდგომარეობა უკავია. ხმელთაშუაზღვიური ნოტიო ჰაერი კი ამ მთების ფერდობებზე აღმავალ მოძრაობას განიცდის, სწრაფად ცივდება და ქედის ფერდობებზე ტენსაც უხვად გამოყოფს.

შავი ზღვის ზედაპირზე და სანაპირო უბნებში ატმოსფერული ნალექების წლიური (სეზონური) განაწილება არათანაბარია. ზღვის დასავლურ ნაწილში (ბურგასი-ქერჩის პერიმეტრი) ყველაზე მეტი ნალექი ადრე გაზაფხულზე მოდის, მინიმალური რაოდენობა კი ზამთრის სეზონშია დაფიქსირებული. სამხრეთი ყირიმისა და დასავლეთი კავკასიონის სანაპიროებზე, ასევე ზღვის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში, უხვი ნალექებიანი (წვიმიანი) დღეები ზამთრის სეზონშია დამახასიათებელი, ხოლო მშრალი პერიოდი გაზაფხულის ბოლოს ფიქსირდება. წვიმიანი და მშრალი პერიოდების განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობათა შორის სხვაობა საკმაოდ დიდია. კერძოდ, თუკი ბათუმში შემოდგომა (სექტემბერი) ატმოსფერული ნალექების მაქსიმუმით (830-850 მმ) ხასიათდება, როცა ის წლიური რაოდენობის $\frac{1}{3}$ შეადგენს, ყველაზე მცირე ნალექიანობა (ზოგჯერ 10 მმ) გაზაფხულზე (მაისი) შეინიშნება, რადგან ამ დროს ზღვა, ხმელეთთან შედარებით, უფრო ცივია და ნალექების ფორმირების პირობები ნაკლებად იქმნება. ზამთარი კი, გაზაფხულთან შედარებით, უფრო უხვი ნალექებით ხასიათდება.

ზღვის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში ატმოსფერული ნალექებიანი დღეების რიცხვი საშუალოდ 100 დღეს, აღმოსავლეთ და სამხრეთ ნაწილებში კი 120 დღეს (სოხუმში 145 და ბათუმი 175 დღეს) შეადგენს. მათი გადანაწილება წლის სეზონების მიხედვით თითქმის თანაბარია. გაზაფხულში ნალექები სწრაფი და თავსხმა ხასიათისაა, ხოლო ზამთარში წვიმიანი დღეები უფრო ხანგრძლივია. ბათუმში არც თუ იშვიათი თავსხმა წვიმების დროს ატმოსფერული ნალექების დღე-ღამური რაოდენობა 260 მმ-იც კი (ნიჟარაძე და სხვ., 1957) დაფიქსირებულა.

ატმოსფერული ნალექების წლიური მსვლელობის მიხედვით შავი ზღვის სანაპირო (საქართველოს სექტორში) ნალექიანობის ზღვიურ ტიპს (ჯავახიშვილი, 1977) მიეკუთვნება. იგი ნალექების რაოდენობის შემოდგომის მაქსიმუმითა და გაზაფხულის მინიმუმით გამოირჩევა (ცხრილი 16. დანართი, 3).

შავი ზღვის წყლის ზედაპირზე, საშუალო წლიური იზოჰიეტების მიხედვით გამოთვლილი, ნალექების რაოდენობა 230 კმ³/წწ (Леонов, 1960) შეადგენს, ხოლო უფრო გვიანდელი გამოკვლევებით (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1991; Практическая экология морских..., 1990) ამ სიდიდის მნიშვნელობა 238 კმ³-ის ტოლია. მათ მიერ ზღვის ზედაპირზე თანაბარი განაწილების შემთხვევაში (აორთქლების გარეშე) 557-დან 562-მდე მმ-ის სისქის წყლის ფენა მიიღებოდა.

ამგვარად, შავი ზღვის აუზის ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური მსვლელობა, მისი სეზონური დინამიკა ზღვის წყლის ბალანსის ფორმირების მთავარ და აქტიურ ნაწილებს შეადგენენ. აღნიშნულთან ერთად, ბალანსის მრავალწლიური მაჩვენებელი დაკავშირებულია როგორც მდინარეული ჩამონადენის, ისე მათი ზედაპირიდან წყლის აორთქლების სიდიდებზე. მათ შესახებ, წინა პარაგრაფებში განხილული მასალის ანალიზის საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ ზღვის წყლის

ბალანსში მოცულობის ყოველწლიური გადამეტება (2-3 კმ³/წ-ში) მისი დონის აწევის ტენდენციას განაპირობებს.

4.9. აორთქლება. შავი ზღვის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდეს, როგორც წყლის ბალანსის შემადგენელ მნიშვნელოვან ელემენტს - საკმაოდ დიდი პრაქტიკული როლი ენიჭება. ზღვის წყლის აორთქლების მაჩვენებელი კი როგორც დროში, ისე სივრცეში ცვალებადი ხასიათისაა. წყლის აორთქლების მაქსიმალური სიდიდე აგვისტოში, ხოლო მინიმალური - თებერვალშია. აკვატორიის კლიმატური პირობების გათვალისწინებით ნათელია, რომ აორთქლების მინიმალური მაჩვენებელი მის ჩრდილოეთ, ხოლო ყველაზე მაღალი სიდიდე სამხრეთ ნაწილში ფიქსირდება.

მეცნიერთა მიერ გამოთვლილი აორთქლების საშუალოწლიური ჯამური სიდიდე საკმაოდ დიდ (232-დან 396-მდე კმ³) დიაპაზონში (**ცხრილი 17. დანართი, 3**) მერყეობს. აორთქლების მნიშვნელობისა სხვადასხვა პარამეტრების გათვალისწინებით, შესაძლებელია წყლის ბალანსისა და, შესაბამისად, მთელი რიგი ჰიდროლოგიური მახასიათებლების (მაგალითად, დონის ცვლილების ტენდენცია, მისი დიაგნოსტიკა და პროგნოზი) სრულყოფილი წარმოდგენა. გასული საუკუნის ბოლო ათწლეულებში (80-90-იანი წლები) ჩატარებული გამოთვლებით (Практическая экология морских..., 1990; Гидрометеорология..., 1991) მიღებულია საკმაოდ სარწმუნო შედეგები. მათ საფუძველზე აშკარად ჩანს, რომ ზღვის წყლის ბალანსი დადებითია და 2-3 კმ³ შეადგენს, რაც იწვევს შავი ზღვის დონის 4,7-5,0 მმ/წ-ით აწევის აშკარა ტენდენციის ჩამოყალიბებას.

როგორც ჩანს, შავი ზღვის დონეს აწევის უტყუარი ტრენდი გააჩნია. ამ ბოლო 3-4 ათეული წლების განმავლობაში გამოვლენილი მისი ზრდა მსოფლიო ოკეანის ევსტაზიის პარალელურად მიმდინარეობს, რაც „სათბურის ეფექტს“ უკავშირდება. როგორც ირკვევა, ამ შემთხვევაში გასათვალისწინებელია არა მარტო აბიოტური (ატმოსფერული ნალექები და მდინარეული ჩამონადენი) ფაქტორები, არამედ ზღვის ზედაპირული 120-140 მ-ის სისქის ბიოლოგიურად აქტიური (სიცოცხლის ფენის) ფენის თბო-სიმკვრივითი ანუ დენსიტისტატიკური (densitas - ლათ. სიმკვრივე) გაფართოება, რაც ზღვის დონის აწევის 70 % (Колхидская низменность, 1990; Пью, 1991; მეტრეველი, 1995) შეადგენს. ამ მოვლენასთანაა დაკავშირებული შავი ზღვის აღმოსავლეთი სექტორის დონის მკვეთრი აწევის ფაქტებით დადასტურებული (1 სმ/წ) ტენდენცია.

4.10. შავი ზღვის წყლის თერმიკა. შავი ზღვის სითბური საშუალო ბალანსის განტოლება შემდეგი სახისაა:

$$Q = Q_0 - R \pm Q_a \pm Q_b,$$

სადაც Q - სითბოს შემოსავალ-გასავალის (ბალანსის) ჯამური სიდიდეა, Q_0 - მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაცია, R - ეფექტური გამოსხივება, Q_a - კონვექციურ-ტურბულენტური სითბოგაცვლა ზღვასა და ატმოსფეროს შორის, Q_b - აორთქლება.

ზოგადად, სითბური ბალანსის რამდენიმე მაჩვენებელი საკმაოდ მცირე სიდიდისაა. ამიტომ, ისინი განტოლებებში არ ფიგურირებენ. ეს ელემენტებია: ზღვაში შემოსული მდინარეთა წყლების, ასევე ბოსფორისა და ქერჩის სრუტეებში სითბოს შემოსავალ-გასავალის სიდიდეები; ყინულების წარმოშობასა გამოყოფილი და მათი დნობისას დახარჯული სითბო, რომლებიც სითბური ბალანსის საშუალო წლიურ მნიშვნელობას (ცხრილი 18. დანართი, 3) პრაქტიკულად არ ცვლიან.

ვ. შულეიკინის მიხედვით შავი ზღვის ყოველი სმ² ზედაპირი ღებულობს და გასცემს დაახლოებით თანაბარი სიდიდის (93 000 კალ/სმ²) რადიაციას. სითბოს გასავალი უმთავრესად აორთქლების საშუალებით მიმდინარეობს, რომელიც მთელი ბიუჯეტის 76 % შეადგენს.

შავი ზღვის ზედაპირული წყალი არათანაბრად მაგრამ საკმაოდ ინტენსიურად თბება. სქემაზე ჩანს, რომ ზღვის წყლის (ნახ. 61. დანართი, 1) ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურა არათანაბარია. ის ყველაზე მეტად (15-16°) ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში თბება, ხოლო ჩრდილოეთ სექტორში შედარებით დაბალია და მხოლოდ 11-13° აღწევს. ზღვის წყლის ტემპერატურა განსაკუთრებით მკვეთრ ცვლილებებს მცირე სიღრმეებიან (50-100 მ) სანაპიროს მარჩხ აკვატორიაში განიცდის. ეს მოვლენა წყლის ზედაპირული ფენიდან ატმოსფეროში სითბოს კონვექციურ გაცემასა და ზღვის ქვედა ჰორიზონტებიდან ამ დანაკარგის შეუქცებლობას უკავშირდება. მისი მიმდინარეობა კარგად ესადაგება ზღვის მარჩხი და ღრმა წყლების ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის განსხვავებული სიდიდის არსებობას. ასე, მაგალითად, მარჩხი (სიღრმე 20 მ) ზღვის ზედაპირზე წყლის ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა 19°,1-ის, უფრო ღრმა (20-30 მ) ფენების ფარგლებში 16°,3-ის, 50-100 მ სიღრმეებზე დაახლოებით 15°,4-ისა და 100 მ-ზე უფრო ღრმად კი 15°-ის ფარგლებშია მოქცეული.

შავი ზღვის წყლის ტემპერატურის მკვეთრი სხვადასხვაობა ადვილად შეიმჩნევა წლის სეზონების მიხედვით. ზღვის ზედაპირზე წყლის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა ივლისის თვეში ფიქსირდება. ზაფხულის სეზონი (ნახ. 64. დანართი, 1) კი ზღვის აკვატორიის ზედაპირული წყლის ტემპერატურის მნიშვნელოვანი აწევით ხასიათდება. ამ დროს, წყლის ზედაპირულ ფენაში წყლის ტემპერატურა 25-26°-მდე (აღმოსავლეთი სექტორი) მატულობს. ამასთან ერთად, ზაფხულის სეზონში წყლის ტემპერატურის ერთგვაროვნების რამდენადმე დარღვევასაც კი აქვს ადგილი. სქემაზე (ნახ. 64. დანართი, 1) ჩანს, რომ ის ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით თანდათანობით იზრდება, თუმცა, ზამთრის სეზონისაგან განსხვავებით, შედარებით რბილად მიმდინარეობს.

სექტემბრიდან მარტამდე ზღვის სითბოს ატმოსფეროს ქვედა ფენებში გადაცემას აქვს ადგილი და, შესაბამისად ზღვის წყალიც ინტენსიურად ცივდება. აკვატორიის ზამთრის თერმული მდგომარეობა სექტემბრის თვიდან იწყება. დეკემბერში ზღვის ზედაპირის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის ტემპერატურა 13°-მდე კლებულობს, ხოლო

ჩრდილოეთ სექტორში 3-4⁰-მდეც კი (ნახ. 65. დანართი, 1) ეცემა. დაკვირვებების მონაცემთა მიხედვით აშკარაა, რომ ზღვის წყალი ყველაზე ცივი თებერვლისა და მარტის თვეებშია დაფიქსირებული. ამავე დროს, ზამთრის სეზონში ზღვის წყლის ტემპერატურის შესამჩნევი კლება მის ჩრდილო აკვატორიაში შეიმჩნევა. ამ სექტორში ყველაზე ცივი თვის (თებერვალი) წყლის ტემპერატურის ანომალიურ დაცემას (-1,0⁰) სანაპიროსთან აქვს ადგილი. ღია ზღვაში კი წყლის ტემპერატურა 7⁰-ზე დაბლა არ ჩამოდის, ხოლო მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სექტორში ოდნავ (8⁰,5-მდე) მატულობს. სანაპიროს მიმართულებით ეს სიდიდე კიდევ უფრო მცირდება. ასე, მაგალითად, თუკი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი სანაპირო აკვატორიის წყლის ტემპერატურა უარყოფით მნიშვნელობას ღებულობს, ხოლო ზღვის სამხრეთი სექტორის სანაპიროს ზედაპირული წყალი შედარებით მაღალ სითბოს (3-4⁰) ინარჩუნებს.

ზამთარში, წყლის სიღრმის ზრდასთან (50 მ-მდე) ერთად, ნაპირიდან საკმაოდ შორს, წყლის ტემპერატურა 6-7⁰-ის ფარგლებში მერყეობს, სანაპიროებთან კი იგი 4-6⁰-ია, ხოლო ზღვის ჩრდილოეთ ნაწილში -1-4⁰-მდე ეცემა. ზღვის დანარჩენი ნაწილის (ღრმა აკვატორია) წყლის ზედაპირის ტემპერატურა, წლის დანარჩენ სეზონებში, ყველგან მატულობს და 9⁰-ზე ოდნავ მეტ მნიშვნელობას ღებულობს.

ზღვის წყლის სითბური რეჟიმის ზამთრიდან ზაფხულის მდგომარეობამდე გადასვლა უკვე მარტის თვიდან შეიმჩნევა. მაისში კი ზღვის დასავლეთი ნაწილის წყლის ზედაპირის ტემპერატურა 10⁰-ს, აღმოსავლეთ სექტორზე თითქმის 15⁰-ს აღწევს. ივლისში ეს სიდიდეები შესაბამისად 21-23⁰ და 24-26⁰-ის ტოლია. ასეთი მკვეთრი განსხვავების მიზეზი დასავლური ქარების მიერ წყლის აღმოსავლეთით გადატანასა და ზღვის ღრმა (შუალედური) ფენებიდან ცივი წყლების ამოტანას უკავშირდება.

შავი ზღვის წყალში (სიღრმე 25 მ) ყველაზე დაბალი ტემპერატურა (7-8⁰) ჩრდილო-დასავლური სექტორისათვისაა დამახასიათებელი. ზღვის დანარჩენ აკვატორიაში (შუა ნაწილი და სანაპირო ზონის ზოგიერთი ფრაგმენტი) წყლის ტემპერატურა 13-15⁰-ს აღწევს.

ზედაპირულ ფენაში (50 მ) ყველაზე დაბალი (5-6⁰) ტემპერატურა ჩრდილო-დასავლურ აკვატორიაშია დაფიქსირებული. დანარჩენ ნაწილებში წყალი 7-8⁰-მდე თბება, ხოლო 75 და 100 მ სიღრმეზე წყლის ყველაზე დაბალი ტემპერატურა ისევ ჩრდილოეთი სექტორის ფრაგმენტებზე მოდის. შედარებით დაბალი ტემპერატურა აღმოსავლური ქარების მიერ წყლის გადატანითაა განპირობებული, რომლის კომპენსაციას შუალედური (ღრმა) ფენიდან ცივი წყლის შემოდინება განაპირობებს. უფრო ღრმად (150 მ), ზღვის როგორც ჩრდილოეთი, ისე სამხრეთი, აღმოსავლეთი და დასავლეთი ნაწილების წყლის ტემპერატურა თითქმის ერთნაირად თანაბარია. მათ შორის განსხვავება მხოლოდ 10²,2-ს შეადგენს. 200 მ სიღრმეზე კი იგი უმნიშვნელოდ (0⁰,3-0⁰,4) მცირეა.

შავი ზღვის 300 მ-ის სიღრმის ფენაში წყლის დაბალი (8⁰,75) ტემპერატურა ფიქსირდება. ზღვის წყლის ამ თერმული მდგომარეობის სამი აკვატორია გამოიყოფა:

1. უკიდურესი ჩრდილო-დასავლური და აღმოსავლური ნაწილები;
2. ზღვის აკვატორიის ფართო (აღმ. გრძედის 34^0 და 35^0 შორის) ზონა;
3. ზღვის დასავლური და აღმოსავლური ფრაგმენტების შუა ნაწილები.

უფრო დიდ სიღრმეებზე (500-1000 მ) ზღვის ჩრდილო-დასავლური ნაწილი ისევ ცივი რჩება. ამავე დროს, სახეზეა სტრატოფიკაციული ნიშნის ცვლილების აშკარა ტენდენცია. ასე, ზღვის დასავლეთი და აღმოსავლეთი ნაწილებიდან მინიმალური ტემპერატურის, ხოლო პერიფერიებისაკენ მათი მაქსიმალური სიდიდის გადაადგილება ფიქსირდება. აღწერილი მოვლენის აშკარა გამოვლინება უფრო ღრმად (-1500 მ) შეიმჩნევა, რომელიც ზღვის ფსკერულისპირა გეოთერმული კონვექციის უეჭველი დამადასტურებელი ნიშანია. ფსკერული თბილი წყლების კონვექციის კომპენსაცია ცივი წყლების „დაძირვას“ უკავშირდება. აღნიშნული სტრატოფიკაციის მნიშვნელობა ძალიან მცირეა და მხოლოდ $0^0, 1-0^0, 15$ -ს აღწევს.

ამგვარად, შავი ზღვის წყლის ზედაპირის ტემპერატურული რეჟიმი, უმთავრესად, ჰაერის სითბურ ნიშნებს უკავშირდება და მკვეთრი სეზონურობით გამოირჩევა. ამასთან, ტემპერატურის სეზონური ცვლილება $150-200$ მ ჰორიზონტებამდე შეიმჩნევა. ყველაზე მკაფიოდ ის $50-60$ მ ფენაში ფიქსირდება. მისი ხარისხი ზღვის ზედაპირზე მიმდინარე ატმოსფერული პროცესების ხასიათზეა დამოკიდებული. ზღვის წყლის თერმიკის სივრცებრივი მოზაიკა გეოგრაფიული ნიშნებითაა შეპირობებული. აშკარაა, რომ ზღვის წყლის სითბოს შესამჩნევ ცვლილებას ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით გაძლიერებას აქვს ადგილი, რომელიც ატმოსფერული ჰაერის ზოგადი და რეგიონული ცირკულაციითაა განპირობებული. ღია ზღვაში (სიღრმე $75-100$ მ) კი, პირიქით, ცივი ფენის წყალი სითბოს სტაბილურად ($7-8^0$) ინარჩუნებს. ამავე დროს, ზღვის წყლის ტემპერატურის ვერტიკალური სტრატოფიკაცია არ შეიმჩნევა, თუმცა ზედაპირიდან მცირე სიღრმეებზე ($60-75$ მ) წყალი ჯერ ცივდება, უფრო ღრმად (2000 მ) კი თანდათანობით თბება, ხოლო ფსკერზე კიდევ უფრო მეტ სიდიდეს აღწევს, რაც მანტიიდან გეოთერმული სითბოს შემოდენით აიხსნება.

§ 5. შავი ზღვის წყლის ქიმიური ასპექტები

5.1. მარილიანობა. ცნობილია, რომ ბუნებრივი წყლები ქიმიურად სუფთა სახით არ გვხვდება. იგი თითქმის ყველა ქიმიურ ელემენტს შეიცავს. ცხადია, რომ წყალში გახსნილი ნივთიერებები მის მარილიანობას განსაზღვრავენ. დადასტურებულია, რომ ხანგრძლივი გეოლოგიური დროის განმავლობაში შავი ზღვის წყლის მარილიანობამ შესამჩნევი ცვლილება განიცადა. მესამეული და მეოთხეული დროის გეოტექტონიკური დისლოკაციური პროცესების მსვლელობისას შავი ზღვის ქვაბულს ოკეანისაგან გამოცალკევებას რამდენიმეჯერ ჰქონდა ადგილი, რომელმაც მისი წყლის ბუნებრივი

(კლიმატური) პირობების, კერძოდ მარილიანობის ჩამოყალიბებაში თავისი ღრმა ანაბეჭდი დატოვა. ასე, მაგალითად, შავი ზღვის ახალევქსინური ღრმა რეგრესიული აუზის ოკეანისაგან გამოცალკევებას ბოსფორის სრუტის ფსკერის აზევება და იქ ქვედა ღინების შესუსტება (საბოლოოდ კი მთლიანი შეწყვეტა) მოჰყვა. მოგვიანებით, ხმელეთის დაძირვის ან ზღვის დონის აწევის (ბოსფორის ტექტონიკური გახლეჩვის) შედეგად, მარმარილოსა და შავი ზღვის უშუალო წინამორბედის - ახალევქსინური ზღვა-ტბის აუზებს შორის კავშირი ისევ აღდგა და შავი ზღვის მარილიანობის ზრდის ტენდენცია მკვეთრად გაძლიერდა. შედარებითი სტაბილიზაციის პირობებში მყოფი, შავი ზღვის წყლის თანამედროვე ფაზის მარილიანობა წარსული გეოლოგიური პერიოდების ძლიერი ტექტონიკური პროცესების მსვლელობის სუქცესიურ შედეგს წარმოადგენს.

ცნობილია, რომ შავი ზღვის წყალში კონტინენტური ჩამონადენისა და ატმოსფერული ნალექების ჯამური რაოდენობა, აორთქლებასთან შედარებით, $172 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ -ით მეტია, რაც წყლის მარილიანობის მთავარი განმსაზღვრელი ნიშანია. ამავე დროს, შავი ზღვიდან, ბოსფორის სრუტის გავლით, ყოველწლიურად 400 კმ^3 წყლის გადინებას აქვს ადგილი, რომლის მარილიანობა დაახლოებით 18 ‰ შეადგენს. სამაგიეროდ, შავ ზღვაში მარმარილოს ზღვიდან 36 ‰ მარილიანობის მქონე $200 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ წყლის შემოდინების შედეგად, შავ ზღვაში წლიურად 720×10^7 ტონა მარილის შემოტანა ფიქსირდება და მარილიანობაც შედარებით წონასწორობას (Леонов, 1960) ინარჩუნებს.

შავი ზღვის მარილიანობის გეოგრაფიული განაწილების (ნახ. 66. დანართი, 3) განხილვისას საყურადღებოა აკვატორიის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში შედარებით მტკნარი წყლის გავრცელება. აქ, ზაფხულში, ზღვის ზედაპირზე მარილიანობა 14-16 ‰-მდე ეცემა, სანაპირო ზონაში კი მხოლოდ 5-10 ‰-ს შეადგენს. სხვა ფრაგმენტებზე (შესართავისპირა უბნების გამოკლებით) კი მარილიანობა ყველგან 17,5-17,8 ‰ ფარგლებშია.

შავი ზღვის წყლის ზედაპირული ფენის (0-დან 100-მდე მეტრი) მარილიანობა უმეტესად მდინარეული წარმოშობისაა და შედარებით დაბალია. ზღვის სიღრმის ზრდასთან ერთად, მარმარილოს ზღვიდან (ბოსფორის სრუტის ფსკერული ღინება) შემოდის რა საკმაოდ მარილიანი და, ცხადია, უფრო მძიმე წყლის მასა - შავი ზღვის წყალში ღრმად იძირება და მარილიანობის სიდიდეს 30 ‰ - მდეც კი ზრდის. თუმცა, მარილიანობის სიღრმეში ზრდა თანაბარი სრულიადაც არაა. ზედაპირიდან 50-100 მ სიღრმემდე მარილიანობა სწრაფად (17 ‰ - დან 21 ‰ - მდე), ხოლო უფრო ღრმად - თანაბრად მატულობს.

აქედან გამომდინარე, შავი ზღვის წყლის მარილიანობის საშუალო სიდიდე 22 ‰ შეადგენს, თუმცა ზედაპირიდან 600 მ-ის სიღრმეზე 4-5 ‰ ნაკლებია და 17-18 ‰ შეადგენს. ეს მოვლენა საყოველთაო გავრცელებისაა. გამონაკლისს მხოლოდ მდინარეთა შესართავების მიმდებარე აკვატორიის ფრაგმენტები წარმოადგენენ. შავი ზღვის წყლის მარილიანობის საშუალო სიდიდიდან ანომალიური გადახედება არ შეინიშნება. ამკარად ჩანს, რომ მხოლოდ ზედაპირული ფენის (-20 მ) მარილიანობის სეზონური (1-3 ‰

დიაპაზონში) ცვლილება, რომლის გამომწვევ მიზეზად სიმტკნარის ბალანსის ელემენტების (აორთქლება, ნალექები და კონტინენტური ჩამონადენი) სივრცებრივი და დროითი ასინქრონული მსვლელობა შეიძლება დასახელდეს.

ამგვარად, შავი ზღვის აუზის გეოლოგიური ისტორიის მემკვიდრეობით მიღებული სუქცესიური შედეგების გამოძახილიდან გამომდინარე, მისი წყლის თანამედროვე ჰიდროლოგიური რეჟიმის ელემენტებიდან შეიძლება დასახელდეს კონტინენტური ჩამონადენი, ატმოსფერული ნალექების ჯამური სიდიდის გადამეტება აორთქლებასთან შედარებით, ბოსფორის ვიწრო და მარჩხი სრუტის გავლენით ოკეანესთან სუსტი და გაძნელებული კავშირი, შიდა ვერტიკალური შერევის ნიშნების არსებობა, მარილიანობის განაწილების ერთგვაროვნება და უცვლელი ტენდენცია. ამ ელემენტების ურთიერთდაკავშირებული, ერთიანობასა და მთლიანობაში მყოფი სისტემის მარილიანობის თანამედროვე მდგომარეობა მიუთითებს შავი ზღვის თანამედროვე აუზის ქიმიზმის შედარებით სტაბილური მდგომარეობის შესახებ.

5.2. გოგირდწყალბადი. შავი ზღვა კიდევ ერთი განსაკუთრებული და არაჩვეულებრივი ნიშნით ხასიათდება. ზღვის დაახლოებით 150-160 მ-ის ქვემოთ თითქმის უუჩაგბადო სივრცეა გამეფებული და, სიღრმის ზრდასთან ერთად, გოგირდწყალბადის (H_2S) კონცენტრაცია თანდათან მატულობს. ამიტომ, ეს ფენა სიცოცხლის ფორმებიდან მხოლოდ ანაერობულ ბაქტერიებს შეიცავს. ზღვის 150 მ სიღრმეზე გოგირდწყალბადის შემცველობა ერთ ლიტრ წყალში 0,19 მგ შეადგენს, 200 მ სიღრმეზე კი 0,83 მგ აღწევს. სიღრმეში გოგირდწყალბადი სწრაფად (5-6 ჯერ) მატულობს და 2000 მ-ზე 9,60 მგ/ლ შეადგენს.

ზღვის წყალში გოგირდწყალბადის კონცენტრაციის განაწილების სქემიდან (**ნახ. 67. დანართი, 1**) ჩანს, რომ H_2S -ის ძირითად კონცენტრაციას ზღვის შუა ნაწილის სამხრეთი პერიფერია უკავია. ამ ნაერთის მაღალი კონცენტრაცია 42⁰-იანი პარალელის გასწვრივ, აკვატორიის ვიწრო ზოლშია თავმოყრილი და თურქეთის ღრმანწყლიანი სანაპიროდან მხოლოდ რამდენიმე 100-ლი კმ-ის დაშორებითაა წარმოდგენილი. აქ, 300 მ სიღრმეზე, H_2S -ის კონცენტრაცია 2,1-2,4 მგ/ლ აღწევს და სამი წრიული „გუმბათის“ ფარგლები აქვს დაკავებული. შავი ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილის აკვატორიაში კი გოგირდწყალბადის შემცველობა სწრაფად კლებულობს და 1,5 მგ/ლ შეადგენს. უფრო ჩრდილოეთით კი (რუმინეთისა და უკრაინის წყლებში) ეს ნაერთი, ზღვის განიერ აკვატორიაში, საკმაოდ იშვიათი შემცველობით ხასიათდება.

რაც შეეხება გოგირდწყალბადის სივრცებრივ გავრცელებას აღსანიშნავია, რომ მისი ძირითადი ნაწილი თურქეთისა და საქართველოს ტერიტორიული წყლების სიახლოვესაა დასადგურებული. შედარებით ნაკლები (1,0-1,5 მგ/ლ) კონცენტრაცია კი ყირიმის ნახევარკუნძულისა და რუსეთის ფედერაციის (ქერჩიდან მდ. ფსოუს შესართავამდე) სანაპიროებთანაა წარმოდგენილი.

აღნიშნულ ფარგლებში, ზღვის წყალში, H_2S -ის ვერტიკალურ გავრცელებაში არათანაბარი კონცენტრაცია (**ცხრილი 19. დანართი, 3**) ფიქსირდება. კერძოდ, თუ კი ზღვის ზედაპირულ (150-200-მდე მეტრის სიღრმემდე) თხელ ფენაში ჟანგბადის კონცენტრაცია საკმაოდ მაღალია (4,6-7,6 მგ/ლ), ხოლო ამავე სიღრმეში H_2S -ის შემცველობა არ შეინიშნება. მისი გამოჩენა მხოლოდ 150-200 მ სიღრმეზე იწყება და მხოლოდ 0,088 მგ/ლ შეადგენს. სიღრმის ზრდასთან ერთად, კერძოდ 300 მ სიღრმემდე, ის ჯერ უმნიშვნელოდ იზრდება და 1,470 მგ/ლ აღწევს, ხოლო უფრო ღრმად - სწრაფად (3,8-დან 5,8-მდე მგ/ლ) მატულობს. ცხადია, რომ შავი ზღვის მხოლოდ ზედაპირული ფენა (150-200 მ სიღრმემდე) ხასიათდება ჟანგბადის შემცველობით, ხოლო მისი დანარჩენი ნაწილი გოგირდწყალბადითაა მოწმალეული. აღნიშნულიდან გამომდინარე, ზღვის მთლიანი ბიომასის 90 % წყლის ზედა თხელ ფენაშია თავმოყრილი.

გოგირდწყალბადის შემცველობის მიხედვით, შავი ზღვა უნიკალური სრულიადაც არაა. ზღვებსა და ოკეანეებში „ორსართულიანი“ ფენები ცნობილია ხმელთაშუა, აზოვის, ბალტიისა და კასპიის ზღვებში, აფრიკისა და ვენესუელას სანაპირო აკვატორიებში, არაბეთის ზღვაში, სპარსეთის უბეში, გოტლანდის ღრმულისა და ნორვეგიის ფიორდების წყლებში, ინდოეთის ოკეანეში, ნიტინატ-ფიორდის აკვატორიაში...

შავ ზღვაში გოგირდწყალბადის არსებობის შესახებ პირველად ნ. ანდრუსოვმა (1890 წ) მიუთითა. გასული საუკუნის 20-იან წლებში ზღვის გოგირდწყალბადის კვლევა აკად. ნ. კნოპოვიჩმა გააგრძელა. მეცნიერთა უმრავლესობის აზრით ამ ნაერთის წარმოქმნა ფსკერზე ორგანულ ნივთიერებათა (წყლის ორგანიზმების ნარჩენები) დაშლასთანაა დაკავშირებული (Кузьминская, 2006; 2007). ქიმიკოსი ნ. ზელინსკი, ჯერ კიდევ XX ს-ის დასაწყისში, მიუთითებდა შავი ზღვის გოგირდწყალბადის ბიოქიმიური გზით წარმოშობის შესახებ. მეცნიერის აზრით შავი ზღვის ღრმა წყლის უჟანგბადო გარემოში დიდი რაოდენობით ბინადარი ანაერობული გოგირდის მადეფიციტური ბაქტერიები მცენარეებისა და ცხოველების ნარჩენების დაშლას ახდენენ, რომლის შედეგად წარმოქმნილი მარტივი ქიმიური შენაერთები ზღვის წყლის მარილებთან ურთიერთქმედებაში შედიოდა. წყალში არსებული სულფატების აღდგენა თავისუფალი გოგირდწყალბადის წარმოქმნას განაპირობებდა. ამ ნაერთის წარმოქმნის სხვა თეორიაც არსებობს, რომლის მიხედვით მიწის ქერქის ღრმა ნაპრალებიდან გოგირდის ნაერთის შემოდინებას ჰქონდა და ამჟამადაც აქვს ადგილი.

შავ ზღვაში გოგირდწყალბადის გავრცელების ხასიათი არაერთგვაროვანია. ყირიმის სანაპიროსთან ამ ფენის ზედა საზღვარი 150 მ, კავკასიის სანაპიროსთან - 200 მ, ხოლო ზღვის შუა ნაწილში 80-100 მ სიღრმეზე ფიქსირდება. ამ ნაერთის ფენა ზღვის შუა ნაწილში მაღლა ამოწეულ გუმბათს ქმნის, ხოლო ნაპირებთან ძირსაა დაწეული. ამ სურათის გამომწვევ მიზეზებს შორის ასახელებენ სანაპირო ზოლში წყლის შედარებით ინტენსიური შერევის არსებობასა და ზღვის წყლის ცირკულაციის ციკლონურ ხასიათს.

შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის (დნესტრ-დუნაის აკვატორია) ზღვის ფსკერისა და სანაპირო ზონის ფარგლებში დაკვირვებებმა აჩვენეს, რომ ბოლო რამდენიმე ათეული წლის განმავლობაში ევტროფიკაციის (წყლის სფეროს გამდიდრება ბიოგენური ელემენტებით) მკვეთრ ზრდასა და ჰიპოქსიის (ჟანგბადის შემცირება) განვითარების ინტენსიფიკაციას (1976-1978 წლები) ჰქონდა ადგილი. ზღვის წყალში აზოტისა და ფოსფორის შენაერთების მოჭარბებამ მიკროწყალმცენარეების მასიური განვითარება და ინტენსიური „აყვავება“ გამოიწვია.

აქედან გამომდინარე, წყალმცენარეების კვდომისა და გახრწნის პროცესი წყალში ჟანგბადის ინტენსიურ ხარჯვას იწვევდა, რაც გოგირდწყალბადის დაგროვების პირობებს ქმნიდა. გოგირდწყალბადის მოჭარბება ზღვის ბინადართა მკვეთრ შემცირებასა და ეკოსისტემის დეგრადაციას განაპირობებდა. ამასთან ერთად, ზღვის წყლის გამჭვირვალობა და ბინადართა სახეობრივი შემადგენლობის შემცირებას ქონდა ადგილი, თუმცა ძლიერდებოდა ჰიპოქსიის მოვლენა, რომელმაც ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის ზღვის დიდი ნაწილი მოიცვა.

მკვლევართა აზრით შავი ზღვის ღრმა ფენებში გოგირდწყალბადის კონცენტრაციის ზრდის მიზეზი შემდეგში მდგომარეობს. ატმოსფეროს ჟანგბადი ზღვის ზედაპირზე (ნახ. 68. დანართი, 1) ფოტურ ბონას ქმნის და პლანქტონის წყალმცენარეებში ფოტოსინთეზის ატიურობას განაპირობებს. უფრო ღრმა ფენებში ჟანგბადის მოხვედრა წყლის შერევის შედეგადაა შესაძლებელი, რასაც ხელი ტალღებმა და ვერტიკალურმა დინებებმა უნდა შეუწყოს. რადგან, წყლის ვერტიკალური შერევა საკმაოდ ნელა მიმდინარეობს, ამიტომ ზედაპირული წყლის მასების ზღვის ფსკერამდე ჩასვლას საუკუნეები ჭირდება.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, თუ კი შავი ზღვის ზედაპირული წყალი (100 მ სიღრმემდე) უმთავრესად მდინარეული წარმოშობისა და ნაკლებად მარილიანია, მაშინ მარმარილოს ზღვიდან შემოდინებული მარილიანი და მძიმე წყლები აღვის ღრმა ფენაში იძირება. წყლის ამ ორ ფენას შორის შერევის პროცესი ნელა მიმდინარეობს. ამიტომ, ქვედა ფენაში მარილიანობა 38 ‰, ზედაპირზე 17 ‰ - ია. ზედაპირიდან 50-100 მ-ის სიღრმის ფენაში 21 ‰ აღწევს.

წარმოდგენილი სურათი შავი ზღვის წყლის ორი სხვადასხვა მასის არსებობაზე მიუთითებს. მათ შორის საზღვარზე კი წყლის ტემპერატურა წლის განმავლობაში მხოლოდ 5-6⁰-ის ფარგლებში მერყეობს, რადგან ზამთრის ცივ სეზონში, სუსხიანი ჰავის პირობებში, ზედმეტად გაცივებული წყალი, მაღალი სითბოტევადობის გამო, თავის „სიგრძილეს“ დიდხანს ინარჩუნებს. ამიტომ, წლის თბილ სეზონში (ზაფხული) გათბობას, ჯერ კიდევ, ვერ ასწრებს. ამ „სასაზღვრო ფენაში“ ადგილი აქვს როგორც სითბოს, ისე მარილიანობისა და სიმკვრივის მკვეთრ ცვლილებებს.

აქედან გამომდინარე, ამ ფენაში წარმოქმნილი თერმოკლინი²⁰, ჰალოკლინი²¹ და პიკნოკლინი²² ხელს უშლის ვერტიკალურ შერევასა და, შესაბამისად, ზღვის ღრმა ფენების ჟანგბადით გამდიდრებას.

ზღვის ზედა „პროდუქტიული“ ფენის ბინადართა მკვდარი ბიომასა საპროფიტული (მკვდარი ორგანული ნივთიერებების ორგანულში გარდამქმნელი) ბაქტერიების კვების წყაროდ იქცევა. ამავე დროს ცხადია, რომ ორგანული ნივთიერების დაშლაში ჟანგბადი მონაწილეობს და მისი ინტენსიური ხარჯვა მიმდინარეობს. სიღრმის ზრდასთან ერთად დაშლის პროცესი უფრო ინტენსიური ხდება, ხოლო პლანქტონური წყალმცენარეების გამრავლება შედარებით დაბალია. სუნთქვისა და ლპობის პირობებში ჟანგბადის მოხმარება ინტენსიურად მიმდინარეობს, ხოლო ფოტოსინთეზი დაბალი აქტიურობით ხასიათდება. ამიტომ, რაც უფრო ღრმა ფენებში გადავდივართ, მით უფრო ნაკლებია ჟანგბადის შემცველობა.

ზღვის აფოტიურ ზონაში (მზის სინათლის შეუღწევადი და ფოტოსინთეზის გარეშე არსებული ფენა) გარდამავალი ცივი ფენის ქვეშ (100 მ-ზე ღრმა) ჟანგბადი მცირე რაოდენობითაა, ხოლო მისი მოხმარება განუხრელად მიმდინარეობს. უკვე აღნიშნული იყო, რომ წყლის უნიკალური სტრატეგიკაციის გამო, შავ ზღვაში ვერტიკალური შერევის პროცესი დაბალია. ამის შედეგად, ზღვის სიღრმეში ფაუნისა და ფლორის არსებობისათვის აუცილებელი ჟანგბადის გადაცემა, ან კიდევ მისი წარმოება შავი ზღვის მხოლოდ ზედაპირულ (150 მ) ფენაშია. ამიტომ, ცოცხალი ორგანიზმები და, შესაბამისად, შავი ზღვის ბიომასა ამ 100 მ სიღრმეზე მაღლაა კონცენტრირებული.

როგორც დაკვირვებები აჩვენებენ, შავი ზღვის წყლის გოგირდწყალბადის ვერტიკალური დინამიკა სახიფათო ტენდენციისაა. ამჟამად, მისი ზედა ფენა 80-85 მ სიღრმეზე იმყოფება და მიუთითებენ მისი ზედაპირისაკენ „ამონევის“ შესახებ. ხშირად მისი ამოსვლა ზღვის ზედაპირზეც კი შეუნიშნავთ, რასაც აირის აალება და „ზღვიური ხანძარი“ თან ახლდა. ამ ფენის სიღრმის თანდათანობით (ან ნახტომისებრ) შემცირებას ზოგჯერ გოგირდწყალბადის ზღვის ზედაპირულ, სასიცოცხლო ზოლში და, რაც ყველაზე უფრო სახიფათოა, სანაპირო (Кузьминская, 2006-2007) ზოლშიც (სიღრმე 10-15 მ) კი ჰქონია ადგილი, რაც ცოცხალ ორგანიზმებს მასიური განადგურებით ემუქრება. ზღვის

²⁰ ზღვის წყალში ტემპერატურული ნახტომისებრი გადასვლა, როცა მოცემული ფენის ტემპერატურული გრადიენტი მისი მეზობელი (ზედა და ქვედა) ფენების ანალოგიურ თვისებებთან მკვეთრად განსხვავებულია და განპირობებულია წყლის სხვადასხვა ტემპერატურის ფენების სუსტი შერევის არსებობით.

²¹ სიღრმის ზრდასთან ერთად, წყლის ფენაში, მარილიანობის მკვეთრი ცვლილება, რაც მის მაღალ ვერტიკალურ გრადიენტს იწვევს.

²² სიღრმის ზრდასთან ერთად, წყლის ფენაში, სიმკვრივის მკვეთრი ზრდა და მაღალი ვერტიკალური გრადიენტი.

ეკოლოგიური მდგომარეობით დაინტერესებული სპეციალისტები შავი ზღვის ლოკალურ კატასტროფებსაც კი არ გამოირიცხავენ.

აღნიშნული პრობლემის შესწავლას დიდი ყურადღება ექცევა. მეცნიერ-სპეციალისტების კვლევის შედეგებმა აჩვენეს, რომ ზღვის წყლის სანაპირო გოგირდწყალბადი ამ ნაერთის სიღრმისეულ შემოღინებასთან არაა დაკავშირებული. სანაპირო ზონაში მისი ფორმირება უმთავრესად ზღვისპირა ხმელეთის მიწის საფარგულებიდან მინერალური სასუქების წყალში ჩარეცხვის შედეგად უნდა იყოს განპირობებული.

აქედან გამომდინარე ცხადია, რომ ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად იცვლება არა მარტო მისი უშუალო გემოქმედების გარემო, არამედ სახეზეა ანთროპოგენური ნეგატივიზმის შორეული (დიდ მანძილზე და სხვაგვარ სფეროსა და გარემოში) გამოძახილი და ნეგატიური შედეგები. გოგირდწყალბადის დინამიკასაც პერიოდული ხასიათი აღმოაჩნდა. ზღვის ზედაპირზე, ხომ ამ ნაერთის შემოჭრა სეზონურ ცვლილებებს განიცდის: შემოდგომით ის ღრმა ფენებში შერევასა და დაჟანგვას, ხოლო წლის დანარჩენ სეზონებში, პირიქით - ზედაპირზე „ამოწევის“ ტენდენცია გააჩნია. მიუთითებენ, მსგავსი მოვლენის ბალტიის ზღვაშიც დაფიქსირების შესახებ.

შავი ზღვის სანაპიროზე გოგირდწყალბადიანი წყაროების გამოსასვლელები იშვიათობა არაა. ამ მხრივ, გამოირჩევა აფხაზეთის (გაგრა, სანაპირო, კინდლი), აჭარის (მახინჯაური), მაცესტას (სოჭი-ადლერის არტეზიული აუზი) მიდამოები, სადაც გოგირდწყალბადიანი წყლები ზედაპირზე გამოდიან. ავტორის დაკვირვებით, მსგავსი მოვლენა აღმოჩნდა ჭაბურღილში (სიღრმე 14 მ) მდ. ენგურის კალაპოტიდან 4 კმ-ის დაშორებით (მარჯვენა სანაპირო) ზღვიდან 3-4 კმ-ის მანძილზე, რომელსაც გეიზერული (პერიოდული ამოფრქვევა) ხასიათი ჰქონდა და ჰაერში შემოსვლისთანავე უეცრად იწვოდა.

ნაერთის ქიმიური შემადგენლობა ყველგან თითქმის ერთგვაროვანია. თუმცა, წყალქვეშა და ხმელეთის გოგირდწყალბადის წყაროების იდენტურობისა თუ სხვადასხვაობის შესახებ მეცნიერები დღემდე დავობენ. ასე, მაგალითად, მაცესტის სულფიდური წყლის წარმოშობის შესახებ რამდენიმე განსხვავებული ჰიპოთეზა არსებობს: მეცნიერთა ერთ ნაწილს მიაჩნია, რომ შავი ზღვის ღრმა ფენებიდან გოგირდწყალბადიანი წყლის შემოსვლა მიწის ქერქის ნაპრალების მეშვეობით ხორციელდება და სხვადასხვა ქანებთან შეხებისას ის იცვლის თავის შემადგენლობას; სხვა მეცნიერების აზრით კი ჭაბურღილებიდან მიღებულ ამ სამკურნალო წყლებს ზღვის გოგირდწყალბადიან ნაერთთან არანაირი კავშირი არ აქვთ; ბოლო მონაცემებით ამ ნაერთის წარმოშობა წვიმის წყლების მიწაში ჩაჟონვასა და მათი გაზებითა თუ მარილებით გაჯერებას უკავშირდება ან კიდევ, ეს ნაერთი ძველი ზღვიური წყლის განამარხებასა და შემდგომი ქიმიური გარდაქმნის პროდუქტს წარმოადგენს.

როგორი გზითაც არ უნდა მიმდინარეობდეს გოგირდწყალბადის წარმოქმნა, ერთი რამ ნათელია - მომწამლავი ნაერთი ზღვის ეკოსისტემას კარგს არაფერს უქადის. ამიტომაც, ინტენსიურად მიმდინარეობს ამ მოვლენის კვლევა და ეკოსისტემაზე მისი ზემოქმედების პრევენცია.

ამჟამად, უკრაინელი მეცნიერების (<http://shkolazhizni.ru/archive/0/n-13133/>) მიერ შემოთავაზებულია იდეა შავი ზღვის გოგირდწყალბადის დამუშავებისა და პრაქტიკაში გამოყენების შესახებ. გოგირდწყალბადის აბიოტური (გაზის წიაღიდან შემოღინება) წარმოშობის კონცეფციის მომხრე სპეციალისტების შემფოთება აშკარაა: ნაერთის ატმოსფეროში მასშტაბური შემოჭრა სერიოზულად ემუქრება სანაპირო ეკოსისტემას; ბიოტური კონცეფციის (აირის წარმოშობა ორგანული ნარჩენების გახრწნით) მიმდევრები კი ამ მოვლენაში ძლიერ კატაკლიზმებს ვერ ხედავენ და შედარებით უფრო მშვიდ პროგნოზებს იძლევიან.

ამის მიუხედავად მეცნიერებს მიაჩნიათ, რომ ამ ნაერთიდან წყალბადის გამოყოფა და მისი ენერგეტიკული მიზნებით ათვისება არც თუ ისე ძნელი პრობლემაა. ამ მიზნით, ჯერ ერთი, მიზანშეწონილია გოგირდწყალბადის ნაერთის ზედაპირზე კონტროლირებადი (აფეთქების საშიშროების მინიმუმამდე დაყვანა) ამოქაჩვა, რაც საჭიროებს ძვირადღირებული მიწების ზღვაში ღრმად ჩაშვებასა და H_2O -ანი ნარევის ტრანსპორტირებას. ამ მეთოდის რეალიზაცია სპეციალისტებს საკმაოდ მარტივად აქვთ წარმოდგენილი: ნაერთის ამოფრქვევა მილის „საცობის“ გახსნასთან („შამპანურის ეფექტი“) ერთად დაიწყება და შადრევანის ამოსვლის პროცესი გოგირდწყალბადიანი გაზის გამოლევაზე გავრცელდება. მსგავსი ექსპერიმენტი ბუნებაში უკვე (2005 წ) ჩატარდა და თეორიული მოსაზრება პრაქტიკულად დადასტურდა.

ამდენად, წყალბადის ენერგეტიკაში რეალიზაციის პრაქტიკა უკვე რეალურია. ნავთობის მარაგების გამოლევასთან ერთად ეს პრობლემა სულ უფრო აქტუალური ხდება. წყალბადის მარაგები კი ბუნებაში (ნაერთების სახით) საკმაოდ დიდია. წყალბადის ატომების ჯამური მასა დედამიწის მასის 1 % შეადგენს. ამჟამად, მზეზე წყალბადის შემცველობა მისი მასის 90 % ანუ $0,24 \cdot 10^{27}$ ტონას შეადგენს. მზის ენერგიის მხოლოდ 0,2 % აღწევს ჩვენი დედამიწის ლანდშაფტურ გარსში ($2,34 \cdot 10^2$ ჯმ $^{-2}$ წმ $^{-1}$) და მრავალ მაცოცხლებელ ბუნებრივ პროცესს აძლევს დასაბამს. მისი წარმოდგენის მიზნით მოვიტანთ ერთ მაგალითს: თუკი, მზის ენერგიის წყალობით (ფოტოსინთეზი), დედამიწის ხმელეთზე ამჟამად არსებული მცენარეულობის ($6,54 \cdot 10^{12}$ ტონა) ენერგიას საშუალოდ 17-20 კ ჯოული გრ $^{-1}$ -ის ტოლად ჩავთვლით, მარტივად მივიღებთ (ალფენიძე და სხვ., 2003) თუ მხოლოდ ფოტოსინთეზის გზით (მხოლოდ რამდენიმე ასეული წლის მანძილზე) რა კოლოსალური ($10-12 \cdot 10^{19}$ კჯოული) ენერგიის დაგროვება მოუხდენია მზეს ჩვენ პლანეტაზე.

ამავე დროს, წყალბადის ათვისებას თავისი დადებითი და უარყოფითი მხარეები გააჩნია. წყალბადის გამოყენების უპირატესობა ბენზინთან შედარებით შემდეგია:

ა) **გამოუღწევადობა.** დედამიწის წყალბადის $5,98410^{19}$ ტონა მთლიანი ათვისება პრაქტიკულად შეუძლებელია. მისი მხოლოდ 0,01 %-ის ათვისების შემთხვევაშიც კი წყალბადის სასარგებლო მასამ $5,98410^{15}$ ტონა უნდა შეადგინოს, რაც პლანეტაზე მის აშკარა გამოუღწევადობაზე მიანიშნებს. ამავე დროს, თუკი ერთი ტონა გოგირდწყალბადი 58 კგ წყალბადს შეიცავს, რომლის წვისას ბენზინთან შედარებით 4-ჯერ მეტი ენერგიის გამოყოფას აქვს ადგილი, მაშინ უბრალო ანგარიშით, მარტივად ვღებულობთ 1 კგ წყალბადისა და 4 ლ ბენზინის ენერგეტიკულ ექვივალენტურობას. აქედან გამომდინარე ცხადია, რომ 58 კგ წყალბადის წვა კი 222 ლიტრი ბენზინის ხარჯვას ათავისუფლებს. შავ ზღვაში კი გოგირდწყალბადის შემცველობა 3-8 მლრდ ტონითაა (<http://www.yuga.ru/news/>, 2009) შეფასებული, რომლის ათვისებისას მიღებული ენერგია 22-60¹⁰ ლ ბენზინის ტოლფას სიდიდეს შეადგენს;

ბ) **ეკოლოგიური უსაფრთხოება.** წყალბადის წვის დროს წყალი წარმოიქმნება და დედამიწის ბუნებრივ წრებრუნვაში მიიღებს მონაწილეობას. ამავე დროს, რაც განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია, მას არ მოსდევს სათბურის ეფექტი და ჰაერში არ გამოიყოფა მავნე ნივთიერებები;

გ) **მაღალი თბოუნარიანობა.** წყალბადის თბოუნარიანობა ბენზინთან შედარებით 2,8 ჯერ მაღალია, ხოლო აალების ენერგია 15 ჯერ დაბალი, ალის გამოსხივება კი 10 ჯერ ნაკლებია;

დ) **ენერგიის აკუმულირების (შენახვის) შესაძლებლობა.** წყალბადის ენერგიის აკუმულაცია შესაძლებელია ენერგიის შემნახველი ნივთიერებების გამოყენებით. მსგავსი მოვლენები საკმაოდ კარგადაა ცნობილი. მცენარეთა მერქანი მის ბუნებრივ ანალოგს წარმოადგენს, რომლის წარმოქმნა მზის ენერგიის შთანთქმის გზით (ფოტოსინთეზი) აგერ უკვე მილიარდობით წლის მანძილზე მიმდინარეობს. მცენარეთა მერქანში განამარხებული მზის ენერგია კი მისი წვის დროს გამოიყოფა.

ამდენად, შავი ზღვის გოგირდწყალბადი დიდი ეკოლოგიური საფრთხის მატარებელია. ამიტომ მისი მოპოვება და უტილიზაცია, ზღვის წყლის დასუფთავების საკითხის გადაჭრას განაპირობებს. ამ ნაერთის ენერგეტიკაში ათვისება ეკოლოგიურად უსაფრთხო საქმიანობასთან ერთად მაღალი ეკონომიკური ეფექტურობას გვპირდება. ამავე დროს, გოგირდწყალბადი ალტერნატიული ენერგორესურსის წყაროცაა. არსებობს მისი მოპოვების, დავროვებისა (აკუმულაციის) და ენერგეტიკაში ათვისების რეალური შესაძლებლობა. თუმცა, წყალბადის ათვისებას გარკვეული საფრთხეც (ძლიერი ფეთქებადია) ახლავს. ამავე დროს, ამ პროექტის თანამედროვე ეტაპზე რეალიზაცია დიდ ფინანსურ სიძნელეებს უკავშირდება.

აღნიშნულის მიუხედავად, შავი ზღვის სრულყოფილი ეკოლოგიური გარემოს შექმნისა და აუზის მდგრადი ეკონომიკური განვითარების უზრუნველყოფის მიზნით, მიზანშეწონილია ამ ფრიად საინტერესო და ეფექტური ბუნებრივი რესურსის გონივრული

ათვისება და რაციონალური გამოყენება, ხანგრძლივი და სოციალურად გამართლებული საქმიანობის წარმართვა. ცხადია, რომ ამ ამოცანის შესრულება - ზღვის სიღმისეული აიროვანი გოგირდწყალბადის მოპოვებაში მდგომარეობს. ამ მხრივ, მეცნიერ-პრაქტიკოსებს მრავალი წინადადება აქვთ შემუშავებული, რომელთა დაყოფა ორ მთავარ ნაწილად შეიძლება: ზღვის სიღრისეული გოგირდწყალბადიანი წყლის ზედაპირზე ტრანსპორტირება ან მისი იქვე - in situ „დამუშავება“.

მეცნიერთა ერთი ნაწილი (Бондаренко и др., 2009) თვლიან, რომ ზღვის ღრმა ფენებიდან გოგირდწყალბადიანი წყლის ზედაპირზე მოწოდება, წყალბადის აირის უტილიზაცია და სუფთა წყლის ისევ სიღრმეში დაბრუნების მიზნით სრულიადაც არაა საჭირო სატუმბო მოწყობილობის გამოყენება. მითითებული ავტორთა ჯგუფის მიერ შემოთავაზებულია მეთოდი, რომლის მიხედვით ღრმა წყლის ზედაპირზე ამოწევის ძალად გამოიყენება მილსადენში აირწყლიანი ემულსიისა და წყლის სიმკვრივის სხვადასხვაობა. ამკარაა, რომ ზღვის ღრმა ფენებიდან მილსადენით წყლის ამოზიდვის პროცესში, წნევის დაცემასა და გაზოვან-წყლიანი ემულსიის დეგაზაციას უნდა ველოდოთ. თუმცა, ამ მიზნით, აუცილებელია მილსადენში განსაზღვრული მოცულობის წყლის ამოქაჩვა.

წყლის სიღრმიდან ენერგიის დანახარჯების გარეშე ამოქაჩვის მეორე მიდგომა კი ზიარჭურჭელის თვისებას ეფუძნება. სპეციალისტები შესაძლებლად თვლიან, აგრეთვე ხსნარის ღრმა ფენებში უტილიზაციასაც. გოგირდწყალბადის ზედაპირზე ამოქაჩვას მაღალი ტექნოლოგიების დანერგვა ან/და ენერგიის დიდი დანახარჯები ჭირდება. ენერგიის გარეშე წყლის სიღრმიდან ამოქაჩვა პრაქტიკულად შესაძლებელი საქმიანობაა. თუმცა, მას ხელს რამდენიმე გარემოებაც უშლის. მათ შორისაა გოგირდწყალბადის ან მისი არადისოცირებული ფორმის მნიშვნელოვნად დაბალი კონცენტრაცია.

დაბოლოს, გოგირდწყალბადის ათვისებისა და მისი რეალიზაციის ნეგატიურ-პოზიტიური მხარეების შეფასებისა და მათი შედეგების სოციალურ-ეკონომიკური და ეკოლოგიური ეფექტურობათა გათვალისწინებიდან გამომდინარე - რიგი სიძნელეების მიუხედავად, ამ ნაერთის გონივრული ათვისება სოციალურად გამართლებული, ეკონომიკურად ეფექტური და ეკოლოგიურად უსაფრთხო სამეურნეო საქმიანობაა.

თავი III. შავი ზღვის ჰიდროდინამიკა

§ 6. წყლის დინამიკა

6.1. ზოგადი ცნობები. ზღვის გარემოს აბიოტური ფაქტორებიდან ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ადგილი წყლის დინამიკური რეჟიმის ჩამოყალიბებასა და მის მიმდინარეობას უკავია. ცნობილია, რომ სანაპირო ზოლისა და მიმდებარე ხმელეთის

დინამიკურ-მორფოლოგიური პროცესების წარმართვა, ასევე ცოცხალი ორგანიზმების ნორმალური ფუნქციონირება ზღვის აუზების წყლის მასების სივრცე-დროით დინამიკას უკავშირდება. სანაპირო ზონის ჰიდროდინამიკა კი, თავის მხრივ, როგორც მის ფარგლებში, ისე ღია ზღვებსა და ოკეანეებში მიმდინარე წყლების მოძრაობებს მოიცავს. წყლის მოძრაობის მექანიზმი მრავალ გარე ფაქტორებზეა დამოკიდებული. მათ შორისაა როგორც პლანეტარული (გრაวิตაცია, აკვატორიის ზომები, ფორმა და სიღრმეები), კლიმატური (ატმოსფეროს ზოგადი და ლოკალური ცირკულაცია), გეოდინამიკური (ტექტონიკა, ვულკანურ-სეისმური მოვლენები), ისე ადგილობრივი და ლოკალური მორფოლოგიური (ფსკერისა და ხმელეთის რელიეფი, ნაპირების მორფოდინამიკა, სანაპირო ხაზის კონფიგურაცია) დატვირთვები.

ზღვის (ოკეანის) წყლის დინამიკის უმთავრესი მამოძრავებელი ძალების მიერ მიმდინარეობს ღელვის (ტალღები), ასევე მოქცევითი, ქარული და მუდმივი თუ პერიოდული დინებების ფორმირება. ამ უკანასკნელთა როლი სანაპირო ზონის მორფოლოგიურ-დინამიკური პროცესების მსვლელობაში საკმაოდ დაბალია. თუმცა, წყლების მიმოცვლის, შერევის, სითბოსა და სინოტივის დიდი მასშტაბებით გადატანის პროცესში მათი როლი განუზომლად დიდია. საბოლოოდ, მას ბიოტური გარემოს შექმნისა და სანაპირო ან ღია ზღვის ეკოსისტემების შენარჩუნების თვალსაზრისით - უაღრესად არსებითი როლის შესრულება აკისრია. ამ მხრივ, ჩვენთვის მნიშვნელოვანია არა მხოლოდ ამ პროცესების ფართო არეალებში გამოვლინებების, არამედ მათი შედარებით შეზღუდულ ფრაგმენტებში (სანაპირო ზონა, ლიმანები, მდინარეთა შესართავები, ესტუარები) მიმდინარეობის ანალიზი და აღქმა.

ზღვის დიდი აკვატორიის ჰიდროდინამიკის მთავარ გამოვლინებას ტალღური პროცესები წარმოადგენს. მათ სანაპიროებზე შთამბეჭდავი დინამიკური ცვლილების მოტანა შეუძლიათ. ამასთან, სანაპირო ზონაში წყლის ცირკულაცია საკმაოდ რთულ სისტემას ჰქმნის, რომელიც მოიცავს წყლის გარდигარდმო დინებებს (ტალღური, კომპენსაციური დინებები) და გრძივ (სანაპიროსგასწვრივი ენერგეტიკული დინებები) მიმართულებით მოძრაობებს. ამ უკანასკნელთა ენერგიის წყაროს ტალღური ენერგიის ნაკადის მდგენელი წარმოადგენს. ეს სიდიდე ტალღის ელემენტებისა და მათი ნაპირზე (ან სანაპირო ხაზთან) შემოსვლის კუთხეზეა დამოკიდებული. ზოგადად, ამ მაჩვენებლებს, ტალღების გავრცელების მიმართ, ნაპირების ექსპოზიცია განსაზღვრავს.

ტალღების მოქმედება (მუშაობა) სანაპირო ზონაში ხშირად ქარული ან დრეიფული დინებებს იწვევს. ამავე დროს, ისინი წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე მუდმივ ტრანსფორმაციასა (რეფორმაციას) და ენერგიის დაშლას განიცდის. აღნიშნული ჰიდროდინამიკური პროცესებისა და გარდაქმნების შედეგად, საბოლოოდ სანაპიროების თანამედროვე იერ-სახის ფორმირებას აქვს ადგილი.

6.2. ზღვის წყლის დონე. შავი ზღვის წყლის ზედაპირი, მრავალი მიზეზის გავლენით, განუწყვეტელ და არაპერიოდულ რყევას განიცდის. თავისი წარმოშობის მიხედვით ის შეიძლება დაიყოს: 1. მოცულობითი (სეზონური და მრავალწლიანი) რყევა, რომელთა წარმოშობა ზღვაში წყლის მოცულობის ცვლილებითაა გამოწვეული; 2. დეფორმაციული რყევის წარმოშობა წყლის ზედაპირის ფორმის შეცვლას უკავშირდება და სეიმების, მიდენა-მოდენის, მოქცევა-უკუქცევის სახით ვლინდებიან.

შავი ზღვის შედარებით უფრო შესამჩნევ მოვლენას წყლის დონის სეზონური რყევა წარმოადგენს. მისი გამოწვევა წყლის ბალანსის - მასის შემოსავლისა და გასავლის ნაწილებს შორის წონასწორობის დარღვევასთანაა დაკავშირებული. წყლის დონის პერიოდული რყევა შეიძლება გამოიწვიოს ჰაერის ატმოსფერული წნევამ, ან კიდევ, გაბატონებული ქარების მიმართულებათა სეზონურმა ცვლილებებმა. ამასთან ერთად, სანაპირო ხაზის სხვადასხვა უბნებზე, ადგილობრივი (რეგიონული) თავისებურებების წყალობით, დონის რყევა, მისი ზოგადი კანონზომიერების მსგელობის ფონზე მიმდინარეობს. ზოგადად კი, შავი ზღვის დონის სეზონური რყევის სურათი, წლის ცივ პერიოდში, დონის მინიმალური სიდიდით, ხოლო თბილ სეზონში მისი მაქსიმუმით ხასიათდება. ასე, მაგალითად, ზღვის აღმოსავლეთი (ფოთი), ჩრდილოეთი (ოდეშა, სევასტოპოლი) და დასავლეთი ნაწილების აკვატორიებში დეკემბრიდან, ნახევარი წლის განმავლობაში, ანუ აპრილ-მაისის ჩათვლით, წყლის დონე თანდათან მატულობს (**ცხრილი 20. დანართი, 3**) და მაქსიმალურ სიდიდეს ზაფხულში (ივნისი) აღწევს. ამის შემდეგ წყლის დონე დაწევას განიცდის და მინიმალურ მნიშვნელობას ნოემბერში ღებულობს. ამავე დროს, აპრილიდან აგვისტომდე ზღვის დონე საშუალო მაჩვენებელზე უფრო მაღალია, ხოლო სექტემბრიდან მარტამდე - პირიქით, საშუალოზე დაბლა მდებარეობს.

ზღვის წყლის დონის ყველაზე მეტი აწევა მარტიდან აპრილ-მაისის თვეებამდე გრძელდება, ხოლო ყველაზე დაბალი დონე აგვისტო-სექტემბრის თვეებში ფიქსირდება. ზღვის დონის მაქსიმალური სიდიდის დაწყების დრო ზღვაზე ყველგან მდგრადია. მისი გამეორებათა 70 % ივნისის, ნაკლებად კი ივლისის თვეებს ემთხვევა და მხოლოდ ერთეულ შემთხვევებში აგვისტოს თვეში ფიქსირდება. დონის ყველაზე მინიმალური დგომის მომენტი შედარებით არამდგრადია: მისი დაწყების მომენტის იანვრის თვეში დამთხვევა, საერთო შემთხვევათა რიცხვიდან, 30 %-ს შეადგენს, ოქტომბრისა 23 %-ს, ნოემბრის თვეში კი ზღვის წყლის ზედაპირის მინიმალური დონის დადგომას მხოლოდ 20 %-იანი მაჩვენებელი აქვს. აღწერილია შემთხვევები (ძალიან იშვიათი), როცა წყლის დონის მინიმუმი მარტის, სექტემბრის ან დეკემბრის თვეებს დამთხვევია ხოლმე.

ზღვის წყლის დონის საშუალო მრავალწლიური ამპლიტუდა სხვადასხვა უბანზე არაერთგვაროვანია. მისი ზოგადი მნიშვნელობა 20-28 სმ-ს შორის მერყეობს. ცალკეულ წლებში კი ზღვის თითქმის მთელ აკვატორიაზე, ამ სიდიდიდან, მნიშვნელოვანი გადახრებიც შეინიშნება. ასე, მაგალითად, ერთეულ შემთხვევებში, ფოთის მიმდებარე

აკვატორიაში, ზღვის დონის მაქსიმალურ (43,0 სმ) და მინიმალურ (16,4 სმ) სიდიდეთა შორის სხვაობას 26,6 სმ-იც კი შეუდგენია. ზოგჯერ კი, ზღვის დონე ანომალურად მაღალ სიდიდეს ღებულობს და საშუალო მრავალწლიურ მაჩვენებელთან შედარებით 51 სმ-ით მეტი გამხდარა, ხოლო მისი მინიმალური მნიშვნელობა 42 სმ-ით დაბლა ჩამოსულა, რამაც ყველაზე დიდი ამპლიტუდა (93 სმ) დააფიქსირა. ზღვის წყლის დონის ყველაზე დაბალი მნიშვნელობა 38 სმ-მდე დაცემულა.

ზღვის წყლის დონის მაქსიმალური რყევები ზამთრის სეზონს, განსაკუთრებით დეკემბერ-იანვარის თვეებს ემთხვევა. დონის ყველაზე დაბალი მდგომარეობა ივლისის თვეშია დაფიქსირებული. მსგავსი სურათი ატმოსფერული წნევისა და გაბატონებული ქარების ერთობლივი გამოვლინების შედაგადაა ფორმირებული. ასე, მაგალითად, ზამთარში შავი ზღვის აღმოსავლეთი სექტორი აღმოსავლური ქარების მოქმედების ქვეშაა მოქცეული, ხოლო ზღვის დასავლურ ნაწილში ჩრდილო-დასავლური ქარები ბატონობს. მათ მიერ ზღვის წყლის მიდენას აქვს ადგილი. ამ დროს დამახასიათებელია სამხრეთ-დასავლური და დასავლური ქარების მიერ წყლის მოკლევადიანი, თუმცა ძლიერი მოდენა, რომელსაც თან წყლის დონის აწევა მოსდევს. ზაფხულობით ძლიერი ქარები იშვიათ მოვლენას წარმოადგენს, ხოლო სანაპირო ზოლისა და ხმელეთის ბრიზები შედარებით სუსტია, რომელსაც დონის ცვლილებები და მაღალი ამპლიტუდის მკვეთრი რყევები, როგორც წესი, არ ემჩნევა.

შავი ზღვის წყლის დონის საშუალო წლიური მაჩვენებლები არაერთგვაროვანი გადანაწილებით ხასიათდება. ზღვის დონის რყევის სინქრონული ხასიათი კი მისი წარმოშობის ერთიან მიზეზებზე მიუთითებს. ამავე დროს, დონის ცვლილების მრავალწლიანი დაკვირვების (ოდესის ფუტპოტოკის მონაცემები) მასალები ცხადყოფენ, რომ მისი საშუალო წლიური მაჩვენებლის სტაბილური ქცევის პარალელურად, შიდაწლიური ცვლილება ± 18 სმ-ს არ აღემატებოდა. თუმცა, როგორც დონის აწევის ციკლურობის, ისე საშუალო წლიური დონეების დაწევის ხანგრძლივობა 2-5 წელიწადი გრძელდება.

შავი ზღვის ცალკეულ სანაპირო უბანზე (ფოთისა და ბათუმის პორტები), გასული საუკუნის 20-იან და 30-იან წლებში, ზღვის დონის სისტემატური აწევის (ნახ. 69. დანართი, 1) ტენდენცია დაფიქსირდა, რომელიც შემდგომ, საერთო აწევის ფონზე, შედარებით ნაკლები ინტენსიურობისა და სტაბილური აწევის ტენდენციით შეიცვალა. ასე, მაგალითად, 1894-1917 წლების განმავლობაში, ფოთის პორტის აკვატორიაში ზღვის წყლის დონე ყოველწლიურად 1 სმ-ით მაღლა იწევდა, რომელმაც არა მარტო ზღვის მიმდებარე დაბალი ვაკის დატბორვა, არამედ მიმდებარე ძველი დასახლებებიც დააზიანა. ზღვის დონის აწევის მსგავსი სურათი აშკარად გამოვლინდა აგრეთვე სოხუმის მიდამოებშიც. ამ მოვლენის მეშვეობითი მიზეზი ზღვის დონის აწევაც უნდა იყოს. ჯერ კიდევ, XIX ს-ის მეორე ნახევარში (Чернявский, 1877) სოხუმის ყურეს სანაპიროს ნგრევის ფაქტი დადასტურდა.

ამავე უბანზე, გვიანმეოთხეულში (Алпенидзе, 1985) სახეზეა ბერძნული კოლონიზაციის ქალაქის - დიოსკურიის ზღვის ფსკერზე „განამარხება“, რაც ზღვის დონის შესამჩნევ აწევაზე მიუთითებს.

ამგვარად, შავი ზღვის წყლის დონის როგორც მრავალწლიური, ისე სეზონური (შიდანლიური) მსვლელობა განპირობებულია როგორც ფიზიკურ-გეოგრაფიული, ისე გეოდინამიკური პროცესების ერთობლივი გამოვლინებით. აქედან გამომდინარე, სახეზეა გეოგრაფიულ კანონზომიერებას დაქვემდებარებული, სისტემაში გარეგანი დატვირთვებისა და გეოეკოლოგიური მამოძრავებელი ფაქტორების (ალფენიძე, სეფერთელაძე, 2006) შედეგად ფორმირებული ზღვის დონის ცვლილებების სეზონური, ადგილობრივი (რეგიონული), მრავალწლიური რეჟიმები, რომელიც ამ ცვლილებების გამომწვევი ფაქტორების მიზეზ-შედეგობრივ კავშირებს ადასტურებს.

6.3. დინებები. ოკეანისაგან იზოლირებული შავი ზღვის აკვატორიის დინებების ცალკეული დეტალები (წყალმიმოცვლა შავი, აზოვისა და მარმარილოს ზღვებს შორის), მისი ზოგადი ცირკულაციის საერთო სურათის წარმოსადგენად, საკმარისი არ არის. შავი ზღვის წყლის დინებების ფორმირების გამომწვევი მიზეზებს შორისაა როგორც კლიმატური (ატმოსფერული ცირკულაცია და მისი ადგილობრივი გამოვლინებები) პირობები, ისე აკვატორიის ზომები - სინოპტიკური იერ-სახე, ფორმა და სიღრმეები, ფსკერისა და ხმელეთის რელიეფის მოფოლოგიური და მორფომეტრიული ასპექტები, სანაპირო ხაზის კონფიგურაცია და სხვ.

შავი ზღვის წყლებში არსებობს ზღვებისათვის დამახასიათებელი დინებების საყოველთაოდ ცნობილი სახეები. ამ მხრივ, ზღვის ზედაპირზე შეინიშნება როგორც ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის, ისე მოკლევადიანი ქარების მიერ რეზულტირებული სტაციონარული, დრეიფული და ქარული დინებები, რომლებსაც თან ახლავს რთული ჰორიზონტული და ვერტიკალური სტრუქტურის გრადიენტული დინებები.

დინებებს შორის ერთი მეტად საინტერესო ბუნებრივი მოვლენაზე გავამახვილებთ ყურადღებას. ზღვის სანაპიროდან დაახლოებით 20 კმ-ის დაშორებით, მძლავრი შავზღვიური დინება ფიქსირდება. დინება მოძრაობს რა საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით გადაადგილდება და კურორტების სანაპირო ზოლიდან გაბინძურებულ წყლებს შორს - შუა აკვატორიული სივრცისაკენ მიერეკება. სამაგიეროდ, ამ ზოლში, ზღვის შუა ნაწილიდან, ბუნებრივი გზებით გასუფთავებული სუფთა წყალი შემოდის. ამ დინებას ორის წრიული გეომეტრიული სხეულის ფორმა გააჩნია, რომელიც სათვალეს (**ნახ. 70. დანართი, 1**) ჩამოგავს. მისი პირველადმწერის საპატივცემლოდ, ამ დინებას „კნიპოვიჩის სათვალე“ ეწოდა. ამ მოძრაობის მიმართულებისა და ფორმის წარმოშობის საფუძველი წყლის მასის აჩქარებაშია, რაც დედამიწის ღერძის გარშემო ბრუნვითაა (კორიოლისის ძალა) გამოწვეული. თუმცა, შავი ზღვის შედარებით არც თუ შესამჩნევად დიდი აკვატორიისათვის, დინებების წარმოშობაში ქარების მოძრაობათა მიმართულებებსა და

ძალას ასევე შთამბეჭდავი როლი აკისრია. ამ დინების წარმოშობის მიზეზის მიუხედავად, წყლის მოძრაობის სიჩქარე 100 სმ/წწ არ აღემატება (<http://blacksea-education.ru/faq/answer18.shtml>).

ჩაკეტილი ზღვების დრეიფული დინებების პრინციპული სქემის მიხედვით, შავი ზღვის წყლებში წლის ცივ დროს ჩრდილოეთი და ჩრდილო-დასავლური ქარები დომინირებენ. თბილ სეზონში კი ზღვის ზედაპირზე სამხრეთ-დასავლური და დასავლური ქარებია გაბატონებული. ზღვის ზედაპირის ქარული რეჟიმის საშუალო წლიურ მახასიათებელს ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლური მდგენელები გააჩნია. ამავე დროს, შავი ზღვის ჩრდილოეთი ნაწილის არაერთგვაროვანი ქარული ველის არსებობა, ზღვის ამ ფრაგმენტზე ჩრდილოეთი და ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულების, ასევე აღმოსავლეთიდან მონაბერი ქარების სიჭარბეს განაპირობებს. აკვატორიის სამხრეთ ნაწილში დასავლური და სამხრეთ-დასავლური ქარები გაბატონება შეიმჩნევა. აქედან გამომდინარე, მათი სიჩქარეების წლიური მსვლელობა დრეიფული დინებების ციკლონურ უნარს იძენს.

ზღვის წყლის ფიზიკური ნიშნების არაერთგვაროვნების გამო, აკვატორიის სხვადასხვა ნაწილებში, კონვექციური დინების აღძვრას აქვს ადგილი. ზამთრის სეზონში, ზღვის დასავლურ სექტორზე, ნაპირიდან რამდენადმე დაშორებულ უბნებზეც კი წყლის ტემპერატურა $0,5-3^{\circ}$ -მდე ეცემა, ხოლო ჩრდილო-დასავლური ნაწილი ყინულით იფარება. ამ დროს, ზღვის აღმოსავლეთი სექტორის წყლის ტემპერატურა $7-8^{\circ}$ -ს შეადგენს. წყლის მარილიანობის მცირე ჰორიზონტული სტრატეფიკაციის პირობებში ზღვის დასავლური სექტორის წყლის სიმკვრივე იზრდება. ცხადია, რომ ამ შემთხვევაში წყლის მარილოვან ველში კონვექციური დინებების ფორმირებას აქვს ადგილი. მათი ზოგადი მიმართულება და დრეიფული დინებებით ფორმირებული ციკლონური ცირკულაციის სისტემა ერთმანეთს ემთხვევა. ბოსფორის სრუტიდან კონვექციური ქვედაბოლოვანი დინება მარმარილოსა და შავი ზღვების წყლებს შორის სიმკვრივეთა სხვაობითაა გამოწვეული.

შავ ზღვაში ჩამდინარე მდინარეული არტერიების შესართავების ფარგლებში, ზღვის წყლის ადგილობრივი დინების ფორმირება შეინიშნება. ასე, მაგალითად, შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლურ სექტორში მდინარეთა შესართავებთან ე.წ. ჩამონადენური დინებებია წარმოქმნილი. სიდიდის შეზღუდულობის მიუხედავად, მათ, უმთავრესად გაზაფხულ-ზაფხულის სეზონებში (ჩრდილოეთი და ჩრდილო-დასავლური ქარების პასიურობის პირობები) დრეიფული დინებების გაძლიერება შეუძლიათ. ზღვის აუზებისათვის დამახასიათებელი წყლის ბალანსის ადგილობრივი რღვევის აღდგენის უნარის შედეგად, შავ ზღვაში ადგილი აქვს შედარებით სუსტი და უნიშვნელო კომპენსაციური დინების ფორმირებასაც.

ამდენად, შავი ზღვის დინებები გამოწვეულია რა მათი აღმძვრელი (მუდმივი, დროებითი და პერიოდული) ძალებით, შედარებით უცვლელი, ზოგჯერ ცვალებადი და

გამეორებადი ხასიათი გააჩნია და ჰიდრომეტეოროლოგიური ფაქტორებით ან მოძრაობის გარე პირობებითაა გამოწვეული.

შავი ზღვის ძირითადი დინების სიგანე 40-დან 80-მდე კმ აღწევს და კონტინენტური ფერდობის თავზე მდებარეობს. ის საკმაოდ მდგრადია და ციკლონური მიმართულება (გადაადგილდება მარჯვნივ) გააჩნია. დინების სიჩქარე 40-50 სმ/წმ (ზედაპირზე), ზოგჯერ 100 სმ/წმ, განსაკუთრებულ შემთხვევაში (დინების ღერძზე) კი, 150 სმ/წმ აღწევს. ზედა, 100 მ-ან ფენაში დინების სიჩქარე სიღრმის ზრდასთან ერთად საკმაოდ სუსტად კლებულობს. დინების სიჩქარის ცვლილების მაქსიმალური ვერტიკალური გრადიენტი ჩანს 100-200 მ დიაპაზონში, ხოლო უფრო ღრმად - სიჩქარე სწრაფად ქრება. ზღვის ღია ნაწილში დინებები სუსტია. აქ, საშუალო სიჩქარეები 5-10 სმ/წმ არ აღემატება, რომელიც სიღრმეში კლებულობს და 500-1000 მ დიაპაზონში მხოლოდ 4-5 სმ/წმ შეადგენს.

შავი ზღვის სამხრული ნაწილი ანატოლიის დინებას უკავია, ხოლო აღმოსავლური და ჩრდილოეთი აქვატორია (კოლხეთიდან ქერჩის სრუტემდე) კავკასიური ცირკულაციითაა დაკავებული. უფრო შორს კი ყირიმის დინება მოქმედებს, ხოლო დასავლეთ ნაწილში (ბოსფორის სრუტემდე) რუმელის დინებაა წარმოდგენილი. დინებების სიჩქარეები ყველგან დაბალია.

შავი ზღვის სანაპირო აკვატორიაში წყლის დინება საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებისაა. მისი სიჩქარე 1 კმ/სთ-ს აღწევს, თუმცა ძლიერი ქარების დროს იგი 5-6 კმ/სთ-მდე იზრდება. წყალქვეშა რელიეფის თავისებურებებისა და მდინარეთა ჩამონადენის ერთობლივი მოქმედებით, ხშირია უკუდინებების არსებობაც. კერძოდ, აჭარის სანაპიროზე, მდ. სუფსის შესართავიდან ბათუმამდე, აგრეთვე სოხუმი-ოჩამჩირის სანაპირო მონაკვეთზე ზღვიური დინებები საათის ისრის მიმართულებისაა.

შავი ზღვის ცალკეული მცირე ფრაგმენტებზე ადგილობრივი ქარების, მდინარეთა ჩამონადენის, ჰიდროგრაფიული პირობების მიზეზების გამო ლოკალური და მდგრადი ხასიათის დინებების ფორმირებას აქვს ადგილი. ასე, მაგალითად, ბათუმის ყურეში წყალი ანტიციკლონური ხასიათის ცირკულაციით ხასიათდება. ცალკეული დინებები შეინიშნება კოლხეთის სანაპირო პერიმეტრზე, სოხუმის, ბიჭვინთის, გუდაუთის ყურეების ფარგლებში.

ამგვარად, შავი ზღვის ზედაპირული დინებების მიერ აკვატორია ერთიანი ციკლონური ხასიათის დინებათა სისტემითაა დასერილი. ჩანს, რომ ისინი მუდმივი, დროებითი და პერიოდული გარეგანი ძალებითაა აღძრული და შესაბამისი გამოვლინება ახასიათებს. ამკარა - შავი ზღვის ზედაპირის დინების ერთიანი ციკლონური სისტემის არსებობა. ამავე დროს, შავი ზღვის ცალკეული დიდი ნაწილები შეკრული და ღია დინებების ქვესისტემებითაა დასერილი.

6.4. წყლის მასები. შავი ზღვის წყლის ბალანსის კომპონენტების განხილვამ გვიჩვენა, რომ ქვაბულის შევსება როგორც ატლანტის ოკეანის აუზის (მარმარილოს ზღვა), ისე საკუთრივ, კონტინენტური ჩამონადენისა და ატმოსფერული ნალექების წყლებით

ხორციელდება. მარმარილოს ზღვის წყალი ატლანტის ოკეანის წყლის „სახეცვლილ მოლიფიკაციას“ წარმოადგენს. ამ წყლის ტემპერატურა შავ ზღვაში შემოსვლის შემდეგ ძირეულ ცვლილებას განიცდის. ზამთარში მისი ტემპერატურა 9-11⁰-ს შეადგენს, ხოლო ზაფხულში 17-19⁰-მდე მატულობს. მისი მარილიანობა გაბატონებული ქარების მოქმედების შესაბამისად 26-დან 38 ‰-მდე ცვალებადობს. ზედაპირული შემონადენისა და ნალექების ტემპერატურა კი წლის განმავლობაში 0-დან 26⁰-მდე მერყეობს.

წყლის აღნიშნული მასები (მარმარილოს მლაშე, ან ზედაპირული ჩამონადენისა და ატმოსფერული ნალექების მტკნარი წყლები) სუფთა სახით, ბუნებაში როგორც წესი, არ გვხვდება. ზღვაში მიმდინარე მრავალი ბუნებრივი ფაქტორებით გამოწვეული პროცესები, იწვევენ რა წყლების აქტიურ შერევასა და რთულ დინამიკურ ცვლილებებს, საწყისი ფიზიკური ნიშნების შესამჩნევ ტრანსფორმაციას განიცდიან. საბოლოოდ კი, შავი ზღვის ქვაბულის შემავსებელი წყლები ხარისხობრივად ახალ და ერთმანეთთან ორგანულად დაკავშირებულ შეთანწყობას წარმოადგენენ. ბუნებრივი შერევის პროცესის მიმდინარეობის პარალელურად, შავი ზღვის წყალი სამ ფენად შეიძლება დაიყოს: ზედა - თითქმის 1000 მ სიღრმემდე, შუა (150-300 მ-დან 800-1000 მ-მდე) და სიღრმის - 1000 მ-ზე უფრო ღრმად მდებარე წყლები.

ზედა ფენის წყლის მოძრაობის ხასიათიდან გამომდინარე იგი ორ ზონად იყოფა: ა. აქტიური - 50-60 მ სიღრმეისა და ბ. ნაკლებად აქტიური (გარდამავალი) 50-60 მ-დან 1000 მ-მდე. აქტიური ზონა მაქსიმალურად ინტენსიურ მოძრაობაშია, რომელსაც ხელს უწყობს ქარული ტალღები, სეიშები, წყლის მიდენა-მოდენა, მოქცევები, თერმული კონვექცია, ღელვა და ღინებები. ამის გამო, ზღვის ზედაპირული წყლები ძლიერ გადაჯგუფებას განიცდის. კერძოდ, ზედაპირული წყლები ზღვის შუა ნაწილიდან პერიფერიისაკენ გადაადგილდება, ხოლო ზედაპირულის ქვეშ მდებარე წყლები პერიფერიებიდან შუა ფრაგმენტებისაკენ მიემართება.

შუა ანუ გარდამავალი ზონის ზემო (სიღრმე 150-300 მ) და ქვემო (800- 1000 მ) ნაწილებში წყლები ჯერ კიდევ მათ ზედა და სიღრმის წყლების გავლენას განიცდის. ქვემო ნაწილში ფსკერულისპირა კონვექციების გავლენის, ღრმა გრადიენტული ღინებებისა და მათი წარმომქმნელი ანტიციკლონური ან/და ციკლონური -გრადიგარდმო ცირკულაციის ზემოქმედების ქვეშ იმყოფებიან.

სიღრმის ფენა 1000 მ-ზე უფრო ღრმად მდებარეობს. ის ფსკერული კონვექციისა და ლიფუზიური პროცესების გავლენის ქვეშაა, რაც წყლის ტემპერატურისა და მარილიანობის შესამჩნევ ერთგვაროვნებასთან ერთად მის დაბალ მდგრადობას განაპირობებს.

ჩამოთვლილი სამივე ზონა ერთმანეთისაგან მკვეთრი ზედაპირებით არაა გამოყოფილი. მათ შორის, ფართო ტრანსფორმაციის სუბზონები ფიქსირდება. აღნიშნულიდან გამომდინარე, შავი ზღვის ქვაბულში მოქცეული წყლის მასა ოთხ ნაწილად იყოფა:

1. ზედა შავზღვიური წყლის მასა - ატმოსფერულ-კონვექციური შერევის ზედაპირული ფენა, რომლის ქვედა საზღვარი წყლის მუდმივი ტემპერატურის (ღია ზღვაში 50-60 მ, სანაპიროზე 70-100 მ) სიღრმეებზე გადის;

2. სანაპირო შავზღვიური წყლის მასა - ზღვის წყლის ლოკალური გამტკნარების ზოლშია ფორმირებული. იგი ადგილობრივი ბიოტური ფაქტორების, აგრეთვე სანაპირო ეკოსისტემის ჩამოყალიბებას უწყობს ხელს;

3. გარდამავალი შავზღვიური წყლის მასა - ზედაპირული ფენის ქვეშა (100-150 მ-დან 800-1000 მ-მდე) გავრცელებული. მისი ზედა ფენის ტემპერატურა $6^{\circ}-9^{\circ}$, ხოლო მარილიანობა 18-22 ‰ შორის მერყეობს. მცირე სიღრმეებზე უანგბადის შემცველობა 55-95 %-ს აღწევს, ხოლო 200 მ-ზე და უფრო ღრმად - 0,2-5,0 %-მდე მცირდება. სამაგიეროდ, ამ სიღრმეებში გოგირდწყალბადის შემცველობა მატულობს და 125-150 მ-ის სიღრმეზე 0,25-0,66 მგ/ლ შეადგენს. უფრო ღრმად (200 მ-დან 800-1000 მ-დე) უანგბადი, როგორც წესი, არ შეინიშნება, ხოლო გოგირდწყალბადის შემცველობა 8,6 მგ/ლ აღწევს;

4. ღრმა შავზღვიური წყლის მასა - 1000 მ-ზე უფრო ღრმად, ფსკერული კონვექციის ზონაშია გავრცელებული. წყლის ტემპერატურა აქ 8,90 - 9,10-ია, ხოლო მარილიანობა კი 22-22,5 ‰ შეადგენს. უუანგბადო წყლის მასაში გოგირდწყალბადის კონცენტრაცია 4-დან 11,5 მლ/ლ აღწევს.

ამგვარად, შავი ზღვის ქვაბულის შემავსებელი წყალი არა მარტო თავისი მოძრაობის ნიშნებით, არამედ ბიოქიმიური ასპექტებითაც გამოირჩევა. ზედაპირული და სანაპირო აკვატორიის წყლები მტკნარი და შედარებით მსუბუქია, ხოლო ღრმა ზღვის წყლის მასები, მარმარილოს ზღვის მსგავსად - მძიმე და მარილიანია.

6.5. ღელვის რეჟიმი. შავი ზღვის ზედაპირის დიდი ფართობი, ყინულებით დაფარვის დაბალი ხარისხი, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ტოპოგრაფიული ნიშნები, შელფის ვერტიკალური და ჰორიზონტული დანაწევრება, ძლიერი ციკლონებისა და გაბატონებული ქარების (განსაკუთრებით ზამთრის სეზონში) გავრცელება სინოპტიკური ნიშნები ქარული გენეზისის ტალღებისა და ძლიერი ზვითრტყემის ნაკადების გამომწვევი მიზეზებია.

შავი ზღვის ტალღების წარმოშობა ძირითადად გაბატონებული ქარებითაა გამოწვეული. წყლის ტალღების ყველაზე მეტი გამეორებები ზღვის შუა ნაწილში ძლიერი ქარების მოქმედებას (**ნახ. 71. დანართი, 1**) უკავშირდება და დეკემბერ-იანვრის თვეებს ემთხვევა. მარტიდან ივლისის ჩათვლით (**ნახ. 72. დანართი, 1**) ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები ყველგან კლებულობს და ტალღებიც შედარებით სუსტია. მარტის თვეში ღელვის ყველაზე მაღალი საშუალო მაჩვენებელი 3,7-ს, აპრილში - 2,8-ს, მაის-ივლისში - 2,5 ბალს შეადგენს.

ტალღების ძირითადი პარამეტრის (სიმაღლის, h) გამეორებათა ხარისხის მიხედვით (**ნახ. 73. დანართი, 1**) შავი ზღვის აკვატორიაზე ყველაზე გავრცელებულ (58,4 %)

მოვლენას 1-2 ბალის მქონე ღელვის რეჟიმი ქმნის. მათი შესაბამისი სიმაღლეები 0,0-დან 0,5-მდე მ-ის ფარგლებში მერყეობს. უფრო შესამჩნევი სიდიდის ($h=0,5-1,5$ მ) ტალღების (3-4 ბალი) გამეორებათა რიცხვი 33,7 % შეადგენს. ძლიერი შტორმული (5-6 ბალი) ხასიათის ($h=1,5-2,5$ მ) ტალღების გამეორებათა მნიშვნელობა შედარებით ნაკლებია და მხოლოდ 6,6 %-ი ტოლია. ექსტრემალური სიდიდის ($h=3-4$ მ, იშვიათად >5 მ) ტალღების გამოვლინებას, მათი მოქმედების მნიშვნელობა უმნიშვნელოდ მცირეა და 1,3 % შეადგენს. აღნიშნულის მიუხედავად, როგორც ღია ზღვაში (მცირე წყალნაცვის სამგზავრო საშუალებების უსაფრთხო ნაოსნობა), ისე სანაპირო ზოლში შთამბეჭდავი მოქმედებების (ნაპირების გარდაქმნები, პლაჟის ზოლის წარეცხვები და ძირითადი ნაპირების აბრაზია, მდინარეთა შესართავების ძლიერი გარდაქმნები და სხვ) გამოწვევა სწორედ ექსტრემალური ტალღების მუსაობასთანაა დაკავშირებული.

შავი ზღვის ძლიერი შტორმები მაინც ზამთრის სეზონთანაა დაკავშირებული. ამ მხრივ, აკვატორია (**ნახ. 74. დანართი, 1**) ორ (ჩრდილო-დასავლეთი და სამხრეთ-აღმოსავლეთი) ნაწილად იყოფა. პირველ მათგანში ოქტომბრიდან მარტის ბოლომდე 2-5 ბალის ტალღების გამეორებები 70-80 % აჭარბებს, ხოლო 6-7 ბალის ტალღების წილზე მხოლოდ 5-15 % მოდის. განსაკუთრებით დიდი (8-9 ბალი) ტალღები კი იშვიათობას (1-2 %) წარმოადგენს. აპრილში ძლიერი ხუთი და მეტი ბალის ტალღები შესამჩნევად მცირეა, ხოლო შტილი და 1-3 ბალის ტალღების გამეორებათა რიცხვი გაცილებით მეტია. თითქმის ისეთივე რეჟიმი მყარდება მაისი-სექტემბერის თვეებში (ზაფხული), როცა 1-3 ბალის ტალღების გავრცელება 75-85 % აღწევს, ხოლო ძლიერი ტალღები (7-8 ბალი) აშკარად (1-2 %) დაბალია.

როგორც ჩანს, შავი ზღვის ზაფხულის სეზონი ძლიერი შტორმებით არ ხასიათდება და შედარებით იშვიათი მოვლენაა. შემოდგომით ზღვიური შტორმები უფრო ხშირია, ზამთარში კი მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს. გაზაფხულზე შტორმები ისევ იშვიათია. შტორმული მოვლენის მთავარ მახასიათებელ ნიშანს ტალღის სიმაღლე წარმოადგენს. ამ მხრივ, შავი ზღვის აკვატორიაში ძლიერი შტორმების პირობებში ფორმირებული ტალღების სიმაღლე 5-6 მ-ის ფარგლებშია, უფრო იშვიათად 7 მ-ს, ხოლო ზოგჯერ (საკმაოდ იშვიათად) მხოლოდ 8 მ-ს აღწევს.

კლიმატური თვალსაზრისით, შავი ზღვის აკვატორიის არაერთგვაროვანი რეგიონების ღელვის ძალური (ბალიანობა) გრადაცია აშკარად განსხვავებულ სურათს იძლევა. ამ მოვლენის ასახვის მიზნით მოტანილია შავი ზღვის ზედაპირის რიგი ფრაგმენტების ტალღების საშუალო გამეორებათა კრებისთი (**ცხრილი 21. დანართი, 3**) მონაცემები.

როგორც ცხრილი 21-დან ჩანს, შავი ზღვის დასავლეთ სექტორზე სუსტი (1-3 ბალი) ტალღები ფრიად გავრცელებული (67 %) მოვლენაა. შედარებით ნაკლები ინტენსივობითაა (27 %) გამოვლენილი საშუალო ძალის (3-5 ბალი) ტალღები, ხოლო ძლიერი (>5 ბალი)

ტაღლები (6 %) აშკარა იშვიათობას წარმოადგენს. ზღვის ამავე სექტორზე, სეზონების მიხედვით, ტაღლების ძალურმა გრადაციებმა არაერთგვაროვანი სურათი მოგვცა. ზამთრის სეზონის ღელვის რეჟიმიდან სუსტი ტაღლების გამეორებათა ჯამმა აქ 50 % შეადგენს. გაზაფხულსა და ზაფხულში მათი მნიშვნელობა (შესაბამისად 74 % და 84 %) შედარებით მაღალია. შემოდგომით კი ისევ კლებულობს (61 %), თუმცა, ზამთრის სუსტი ტაღლების გამეორებათა ჯამურ სიდიდესთან შედარებით, რამდენადმე მაღალია. ზამთარში საშუალო ძალის (3-5 ბალი) ტაღლების გამეორებები საკმაოდ დიდ (41 %) მნიშვნელობას ღებულობს. გაზაფხულისა და ზაფხულის მაჩვენებლები (შესაბამისად 20 % და 15 %) კი ძალზე დაბალია, ხოლო შემოდგომის ტაღლების გამეორებათა რიცხვი (33 %) ისევ იზრდება. ზამთრის ძლიერი ტაღლების (>5 ბალი) გამეორება 9 %-ია და გაზაფხულის (6 %), ზაფხულისა (1 %) და შემოდგომის (6 %) მაჩვენებლებთან შედარებით, გაცილებით მეტია.

შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სექტორზე სუსტი (1-3 ბალი) ტაღლები უფრო გავრცელებულ (69 %) მოვლენას წარმოადგენს. შედარებით ნაკლებია (27 %) საშუალო ძალის (3-5 ბალი) ტაღლები, ხოლო ძლიერი (>5 ბალი) ტაღლები (4 %) იშვიათი მოვლენაა. ზღვის ამ სექტორზე, სეზონების მიხედვით, ტაღლების გრადაციები საშუალო მდგომარეობის ანალოგიურ სურათს იძლევა: ზამთრის სუსტი ტაღლები (52 %), გაზაფხულის (75 %), ზაფხულისა (76 %) და შემოდგომის (75%) ტაღლებთან შედარებით გაცილებით მცირეა, ხოლო წლის სხვა სეზონებში თითქმის ერთნაირია. ზამთარში საშუალო ძალის (3-5 ბალი) ტაღლების გამეორებები (36 %) შეადგენს, გაზაფხულის, ზაფხულისა და შემოდგომის (შესაბამისად 24 %, 24 % და 25 %) სიდიდეები ზამთრის შესაბამის მონაცემებთან შედარებით აშკარად მეტია. ზამთრის ძლიერი ტაღლების (>5 ბალი) გამეორებები (12 %) დანარჩენი სეზონების მაჩვენებლების ჯამთან (1 %) შედარებით, ასევე განუზომლად დიდია.

შავი ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სექტორზე სუსტი (1-3 ბალი) ტაღლები საკმაოდ ხშირი (82 %) მოვლენაა. გაცილებით ნაკლებია (15 %) საშუალო (3-5 ბალი) ტაღლები, ხოლო ძლიერი (>5 ბალი) ტაღლები (3 %) კიდევ უფრო ნაკლებ სიდიდეს იძლევა. სეზონების მიხედვით ტაღლების გრადაციათა სურათი ასეთია: ზამთრის სუსტი ტაღლათა გამეორება (69 %) როგორც ჯამურ საშუალო სიდიდეზე (82 %), ისე დანარჩენი სეზონების მნიშვნელობებთან (გაზაფხული - 84 %, ზაფხული - 91 %, შემოდგომა - 84 %) შედარებით გაცილებით ნაკლებია. ეს სიდიდე ზაფხულში (91 %) ყველაზე მაღალ მნიშვნელობას ღებულობს. ზამთრის საშუალო (3-5 ბალი) ტაღლების გამეორებები მაღალია (24 %) და აშკარად ჭარბობს გაზაფხულის (13 %), ზაფხულისა (8 %) და შემოდგომის (14 %) შესაბამის მაჩვენებლებს. ზამთრის ძლიერი ტაღლების (5 ბალზე მეტი) გამეორებები აქ 7 %-ია, ხოლო გაზაფხულის (3 %), ზაფხულისა (1 %) და შემოდგომის (2 %) სიდიდეები კიდევ უფრო დაბალია.

შავი ზღვის სამხრეთი სექტორის სუსტი (1-3 ბალი) ტალღების ჯამი საკმაოდ დიდია (78 %). გაცილებით ნაკლებია (18 %) საშუალო ძალის (3-5 ბალი) ტალღები, ხოლო ძლიერი ტალღები (4 ბალზე მეტი) აქ მხოლოდ (4 %) შეადგენენ და იშვიათი გამოვლინება ახასიათებთ. წლის სეზონების მიხედვით ტალღების გრადაციათა სურათი შემდეგნაირი სახისაა: ზამთრის სუსტი ტალღების (62 %) გამოვლინება შესაბამის ჯამურ საშუალო სიდიდეს (78 %) საგრძნობლად ჩამორჩება. ასევე დაბალია მისი მნიშვნელობა დანარჩენი სეზონების ანალოგიურ მონაცემებთან (გაზაფხული - 83 %, ზაფხული - 91 %, შემოდგომა - 74 %) შედარებით. უნდა აღინიშნოს, რომ თუკი გაზაფხულსა და ზაფხულში სუსტი ტალღების გამეორებათა რიცხვები ფრიად მნიშვნელოვან (შესაბამისად 83 % და 91 %) სიდიდეებს აღწევენ, მაშინ შემოდგომით ისინი დამორჩილებულ სიდიდეს (74 %) ღებულობენ. ზამთრის საშუალო (3-5 ბალი) ტალღების გამეორებების რიცხვი 33 % აღწევს. თითქმის იმავე მნიშვნელობისაა (24 %) შემოდგომით გამოვლენილი ტალღებიც. ამავე დროს, გაზაფხულისა და ზაფხულის ანალოგიური სიდიდეები შედარებით დაბალია და შესაბამისად 16 % და 9 % აღწევენ. ზამთარში ძლიერი ტალღების რიცხვი (>5 ბალი) ზღვის სამხრეთ ნაწილში მხოლოდ 5 %, გაზაფხულზე 1 %, ხოლო შემოდგომით 2 %-ია. ზაფხულში 5 ბალზე მეტი ძალის ტალღები არც შეინიშნება.

აქედან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ შავი ზღვის ზედაპირის ღელვის საშუალო წლიური და სეზონური რეჟიმები რეგიონის ბუნებრივ-გეოგრაფიული ნიშან-თვისებებითაა განსაზღვრული და ატმოსფეროს ზოგადი თუ ადგილობრივი ცირკულაციის პირობებითაა შეპირობებული.

საქართველოს ზღვისპირა აკვატორიაში ზამთრის სეზონი ჩრდილო, ჩრდილო-დასავლური და დასავლური მიმართულების ქარების მოქმედების ქვეშაა მოქცეული. მასთანაა დაკავშირებული შტორმული ტალღების გავრცელებაც. საქართველოს ზღვისპირა აკვატორიის ტალღური რეჟიმი არაერთგვაროვანია, თუმცა ყველგან, წლის განმავლობაში, სუსტი (1-3 ბალი) ტალღები ჭარბობს. ტალღების გარეშე - წყნარი ზღვა ყველაზე მეტი (8 %) გაგრის ყურეშია. აქედან, სამხრეთი მიმართულებით მისი მნიშვნელობა თანდათანობით მცირდება, რაც ღელვის გაძლიერებაზე მიუთითებს. სამაგიეროდ, ბათუმის ზღვის სანაპირო აკვატორიასთან შედარებით ფოთისაკენ ძლიერი ტალღები შესამჩნევად იზრდება. ასე, მაგალითად, თუკი ბათუმში ძლიერი ტალღების გამეორებები 12,3 % აღწევს, ფოთის აკვატორიაში 17,9 % შეადგენს.

გავრიდან ბათუმის მიმართულებით, იზრდება აგრეთვე მაქსიმალური სიმაღლეების ტალღების შემთხვევათა რიცხვიც. ასე, გაგრამი იგი 6,5 მ-ს უდრის, ფოთში 8,0 მ-ს, ხოლო ბათუმში 9,0 მ-ს აღწევს. ოთხი და მეტი ბალის ტალღების გავრცელება გაგრამი საშუალოდ 29,5 დღე-ღამეს, ოჩამჩირეში - 6,1 დღე-ღამეს, ფოთში - 118 - ს, ხოლო ბათუმში 62 დღე-ღამეს შეადგენს.

როგორც ჩანს, შავი ზღვის აღმოსავლეთი სექტორი საკმაოდ მაღალი ღელვის რეჟიმით ხასიათდება. გამონაკლისია გუდაუთის ყურესა და სოუკ-სუს კონცხის მიმდებარე აკვატორია, სადაც მარჩხი ზღვის (გუდაუთის მარჩხოზი, ბომბორის რეიდი) ზედაპირზე ტალღების ტრანსფორმაციის (Алпенидзе, 1988; ალფენიძე, 2008) გამო, ისინი შედარებით სუსტი პარამეტრებით ხასიათდებიან. გუდაუთის სანაპირო აკვატორიაში, ძლიერი ტალღები მხოლოდ 0,8 %-ს შეადგენს, ხოლო ტალღების მაქსიმალური სიმაღლე 3,4 მ-ს აღწევს. ასევე, დაბალია ოჩამჩირის ზღვისპირეთის მაქსიმალური სიმაღლეების ტალღების შემთხვევათა მაჩვენებელი, რაც აქ ფართო მარჩხოზისა და მისი, დასავლური ტალღების მიმართ, რამდენადმე ჩაკეტილობით აიხსნება.

უფრო დეტალური სურათის ნახვა შეიძლება ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემების (**ცხრილი 22. დანართი, 3**) საფუძველზე. ამ ცხრილიდან ჩანს, რომ გავრის სანაპირო აკვატორიაში დასავლური (44 %) და სამხრული (35 %) მიმართულებების ტალღები საკმაოდ გაბატონებულ მნიშვნელობას ღებულობენ. ამავე დროს, ტალღის სიმაღლეების მონაცემების (**ცხრილი 23. დანართი, 3**) ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დასავლური მიმართულების ტალღებში მნიშვნელოვნად ჭარბობს მაღალი ენერგიის ნატანის მამოძრავებელი ძალები. ცხადია, რომ სწორედ მათ მიერაა ნატანის ნაკადის გენერალური (ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ) მიმართულება ფორმირებული. ტალღების მაქსიმალური სიმაღლეები (7 მ) სწორედ ამ მიმართულების მქონე ტალღებზე მოდის და გვიანი შემოდგომისათვისაა (ნოემბერი) დამახასიათებელი.

ზღვაში შეჭრილი სოხუმის კონცხის მომრგვალების მიმდებარე აკვატორიაში ტალღების (**ცხრილი 24. დანართი, 3**) პარამეტრების (სიგრძე, სიმაღლე, მიმართულება) რეგისტრაცია 1947 წლიდან მიმდინარეობს. სოხუმის კონცხის წინ, ვოლნოგრაფის (ტალღმწერი - ტალღის პარამეტრების საზომი ინსტრუმენტი) დამონტაჟების ადგილზე, ზღვის სიღრმე 15 მ შეადგენდა. ზღვის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის დახრილობის მაღალი მნიშვნელობის (30⁰-ზე მეტი) გამო, ტალღები აღნიშნულ მონაკვეთზე დეფორმაციას ფაქტობრივად არ განიცდიან. ტალღების პარამეტრების გასაზომი ხელსაწყო მაღალი ხარისხის, ტალღის ელემენტების კომპეტენტური სპეციალისტების მიერ რეგისტრირების, დაკვირვების ფაქტობრივი მასალის გულმოდგინებით და დეტალური კამერალური დამუშავებით მიღებული შედეგები შემდეგი დასკვნის გამოტანის საშუალებას იძლევა: ღელვის რეჟიმის შესახებ მიღებული შედეგები ფრიად სარწმუნო და საკმაოდ რეპრეზენტატიულია.

სოხუმის კონცხის სანაპირო აკვატორიის უბანზე რეგისტრირებული ტალღების ანალიზის შედეგად შეიძლება მოვახდინოთ ზოგიერთი ზოგადი და კერძო სახის მსჯელობა. დაკვირვების 35 წლის განმავლობაში ზღვის ზედაპირის მდგომარეობის გაზომვის წარმოებას სხვადასხვა სიხშირით (Наставление..., 1984) მიმდინარეობდა. თუკი ძლიერი შტორმული ღელვის (> 5 ბალი) დროს დაკვირვების სიხშირე დღე-ღამეში 6 - 8

დაფიქსირებით ხასიათდებოდა, მაშინ საშუალო (3-4 ბალი) შტორმული ტალღების გამოშვას ყოველ 8 საათში ჰქონდა ადგილი, ხოლო სუსტი ღელვისას ტალღებს 1-2 ჯერ ზომავდნენ, შტილის დაფიქსირება კი ყოველდღე მიმდინარეობდა.

ცხადია, რომ ღელვის რეჟიმი მოიცავს როგორც ზღვის შტორმული ხასიათის, ისე საშუალო და სუსტი ტალღების, ასევე შტილის (ღელვის გარეშე) მდგომარეობის გამოვლინებას. მათ შესახებ წარმოდგენას ღელვის პარამეტრების სტატისტიკური მონაცემების დაჯგუფება, შესაბამისი ცხრილის შედგენა (**ცხრილი 24. დანართი, 3**) და მისი ანალიზი იძლევა. ღელვის რეჟიმის გამოვლინების მიზნით, ტალღებზე დაკვირვების მასალის დამუშავებისას, ჩვენ შეგნებულად გვერდი ავუარეთ შტილის შემთხვევათა რიცხვის გათვალისწინებას.

ზღვაში ღრმად გამოშვერილი სოხუმის კონცხის ნაპირის რკალურ მომრგვალებაზე საკმაოდ ფართო სპექტრის (აღმოსავლური, სამხრეთ-აღმოსავლური, სამხრული, სამხრეთ-დასავლური და დასავლური მიმართულების) ტალღების შემოსვლას აქვს ადგილი. მათი ფიქსირების ჯამმა 18 046 შემთხვევა შეადგინა. აქედან, ყველაზე მეტი (6800 შემთხვევათა რიცხვი) სამხრეთ-დასავლურ მიმართულებაზე (37,6 %) მოდის. მეორე ადგილზე სამხრული (5209 შემთხვევათა რიცხვი) მიმართულების ტალღებია, რომელთა ხვედრითი წილი 28,9 % შეადგენს. ორივე მათგანის სუმარული გამოვლინება ყველა დანარჩენი მიმართულების ტალღების 2/3-ის ანუ (66,5 %) ტოლია.

შესამჩნევი გამოვლინებით ხასიათდება ასევე დასავლური (3478 შემთხვევათა რიცხვი) მიმართულების ტალღები, რომელთა ხვედრითი წილი 19,2 %-ია, თუმცა ნაპირზე ზემოქმედების თვალსაზრისით, მათ მნიშვნელოვანი როლი აკისრიათ. ღელვის რეჟიმის სრულყოფილი წარმოდგენის მიზნით აღენიშნავთ კიდევ ერთი - დასავლური ტალღების გამოვლინებას, რომლებსაც წინა ორი (სამხრეთ-დასავლური და სამხრული) მიმართულების ტალღებთან შედარებით აშკარად მცირე ხანგრძლივობა, მაგრამ საკმაოდ მძლავრი შტორმული ხასიათის პარამეტრები გააჩნიათ. დასავლური მიმართულების ტალღების შემთხვევათა რიცხვი 3478 - ის ტოლია, რაც ჯამური სიდიდის 19,2 % შეადგენს. სწორედ, ამ მიმართულების ტალღებს, სამხრეთ-დასავლურ შტორმებთან ერთად, 7 - ბალიანი ღელვის პარამეტრები აღმოაჩნდა. როგორც ჩანს, გამორჩეული - სამივე მიმართულების ტალღების ჯამური გამოვლინებათა რიცხვი 85,7 % აღწევს.

რაც შეეხება სამხრეთ-აღმოსავლური და აღმოსავლური მიმართულებათა შტორმების გამოვლინებას, ზღვის აკვატორიის შედარებით მცირე გაქანების გამო, მათ როგორც მოქმედების (შემთხვევათა რიცხვი 2560) ხანგრძლივობა, ისე სიმძლავრე აშკარად შეზღუდული (ძირითადად 5 ბალზე ნაკლები) აღმოაჩნდათ.

ხუთი და მეტი ძალის მქონე ტალღების გამოვლინებები დასავლური სექტორის რუმბებზე მოდის. სოხუმის კონცხის მახლობლად, ტალღების ფიქსირების წერტილში (**ნახ. 75. დანართი, 1**), ძლიერი დასავლური და სამხრეთ-დასავლური ცალკეული შტორმული

(დაკვირვების დრო 35 წელიწადი) მოქმედებათა ჯამურმა ხანგრძლივობამ განუწყვეტელი მოქმედების 85 დღიანი პერიოდი დაათვისებინა. ძლიერი დასავლური ტალღების მიერ გამოწვეული ღელვა 1965 წლის 23-24 თებერვალსაა დაფიქსირებული, როცა ტალღების სიმაღლეები 3,6 მ-დან 4,5 მ-მდე მერყეობდნენ, მათი პერიოდი 7,6 წმ-ს, ხოლო სიგრძე 100 მ-ს შეადგენდა. ერთი წლის შემდეგ კი სამხრეთ-აღმოსავლური რუმბის ტალღის სიმაღლე 4,5-5,5 მ-ს, ხოლო ზოგიერთი მათგანი 8,0 მ-ს აღწევდა. ამ ტალღების პერიოდი 10-11 წმ, ხოლო სიგრძე 170-180 მ შეადგენდა. მათი მაქსიმალური პარამეტრების ზღვისპირზე მუშაობა 8-10 საათის განმავლობაში გაგრძელდა, ხოლო ტალღების გადაადგილების სიჩქარე 20 მ/წმ უდრიდა. უფრო ადრე (6 თებერვალი, 1959 წ), დიდი ტალღების (სიმაღლე 5 მ, სიგრძე 93 მ, პერიოდი 8-9 წმ) მოქმედება 8 სთ-ის განმავლობაში მიმდინარეობდა.

ცნობილია, რომ ღელვის სტატისტიკური მონაცემების საფუძველზე შედგენილი შესაბამისი ცხრილისა და ტალღების სქემის (ვარდის) ანალიზი, მისი რეჟიმისა და ნაპირის მორფოდინამიკის შესახებ, მხოლოდ მიახლოებით ასახვას იძლევა. ამ მხრივ, დეტალური და სინამდვილესთან მიახლოებული სურათის მიღება ნაპირზე ღელვის რეალური ენერგეტიკული ზემოქმედების მეთოდის (Жданов, 1951) გათვალისწინებითაა შესაძლებელი.

დასახელებული ავტორის მიერ დადასტურებულია, რომ 2 - ბალიანი, ყველაზე ხშირად განმეორებადი, ტალღები უცვლელად უნდა დარჩეს, ხოლო დანარჩენი გადაანგარიშებას უნდა დაექვემდებაროს. ამ გზით მიღებული ტალღების პარამეტრები - ენერგეტიკული ზემოქმედების რეალური სურათის ასახვას გვაძლევს. ჩვენ შემთხვევაში - სოხუმის კონცხთან დაფიქსირებული ღელვის რეჟიმის (ცხრილი 24.ა. დანართი, 3) სუსტი (1 ბალი) ტალღების ნაპირზე რეალური ზემოქმედების უმნიშვნელო სიდიდის გამო, მათი სტატისტიკური პარამეტრების ენერგეტიკული ზემოქმედების რეალური სიდიდეების მისაღებად ჩატარებული გადაანგარიშების შედეგად, ერთი ბალის ტალღების სტატისტიკური მნიშვნელობა 6,7 - ჯერ შემცირდა, ხოლო 3 ბალიანი - 3,8-ჯერ გაიზარდა, 4 ბალიანი - 9,7-ჯერ, 5 ბალიანი - 34,6-ჯერ, 6 ბალიანი - 109,3-ჯერ და 7 ბალიანი - 325-ჯერ მეტი მნიშვნელობა მიიღო.

როგორც ცხრილიდან 24. ა-დან ჩანს, ღელვის სიმძლავრის ზრდასთან ერთად, ენერგეტიკული ზემოქმედების რეალობასთან მისაყვანი სიდიდეების მისაღებად სტატისტიკური მონაცემების ზრდა გეომეტრიული პროგრესიის ერთგვარი მოდიფიკაციის საფუძველზე, როცა მისი ყოველი (ა) წევრი ერთსა და იმავე სიდიდეზე (მნიშვნელი, q) კი არ მრავლდება, არამედ ტალღების სიმაღლის (ენერგიის ძირითადი სიდიდის) პარამეტრების მიხედვითაა გამოთვლილი, თუმცა ამ წევრების სიდიდეებს შორის შეფარდება (მნიშვნელი, q) დაახლოებით თანაბარია და, ჩვენ შემთხვევაში, 2,55-დან 3,6-მდე განიცდის ცვალებადობას.

აქედან გამომდინარე, ნაპირზე (ასევე, ნაპირდაცვის ნაგებობაზე ან თავისუფალ პლაჟზე) ღელვის ენერგეტიკული ზემოქმედების რეალური მნიშვნელობა აშკარად >3 ბალის ტალღების მუშაობიდან იწყება. მოტანილი ცხრილის მიხედვით ენერგეტიკული ზემოქმედების დეტალური აღწერის შესახებ ამჯერად, თავს ვიკავებთ. აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ ამ უკანასკნელსა და ღელვის სტატისტიკურ მონაცემებს შორის საკმაოდ შესამჩნევი განსხვავება ძალიან ძლიერი შტორმული ხასიათის ტალღებში ფიქსირდება. ასე, მაგალითად, სამხრეთ-დასავლური და დასავლური მიმართულების მქონე 7 ბალის ტალღის შემთხვევათა რიცხვი სტატისტიკის მიხედვით მხოლოდ 3-ჯერ დაფიქსირდა, რომელთა ჯამური სიდიდის ხვედრითი წილი უმნიშვნელოდ მცირე (0,02 %) გამოდგა. ღელვის ენერგეტიკული (ნახ. 75.ა. დანართი, 1) ზემოქმედების მნიშვნელობაზე სტატისტიკურ მონაცემთა გადაანგარიშებისა და გადაყვანის შედეგად ზემოთ აღნიშნული უმცირესი სიდიდე კოლოსალურ მნიშვნელობას (976 Ke ანუ 2,29 %) ღებულობს, რაც სტატისტიკურ მოცამთან შედარებით მეორე მათგანის 115-ჯერ მეტ სიდიდეს იძლევა.

შთამბეჭდავ განსხვავებას ვამჩნევთ ყველაზე ხშირი გამეორების შტორმული სამხრეთ-დასავლური ღელვის სტატისტიკური მონაცემებისა და ამ სიდიდეების გადაყვანილი ენერგეტიკული ზემოქმედებების მნიშვნელობათა შორის. კერძოდ, თუკი >3 ბალის ღელვის სტატისტიკური მონაცემების ჯამი 1859 შემთხვევათა რიცხვს ანუ 10,3 % შეადგენდა, მაშინ ენერგეტიკული ზემოქმედებების შესაბამისი მნიშვნელობა 10-ჯერ მეტი (18 616 Ke) გამოდგა ანუ 39 % ტოლი სიდიდე (4-ჯერ მეტი) მოგვცა. სოხუმის კონცხის მომრგვალების პროექსიმალური რკალის წინ აღრიცხული > 3 ბალის ღელვის მიმართულებათა მთლიანი სპექტრის (E, SE, S, SW, W) სტატისტიკურ და ენერგეტიკულ მაჩვენებლების შედარებიდან აშკარად ჩანს, რომ პირველი მათგანის შესაბამისი სიდიდეები (4474 შ. რ. და 23 %) მეორეს აშკარად (9,0-ჯერ) ჩამორჩება (39864 შ. რ. 86 %).

შავი ზღვის ტალღების რეგისტრაცია ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურების (ჰმს-ის) მიერ მიმდინარეობდა აგრეთვე ეშერისა და გუდაუთის სანაპირო სადგურებშიც. მათი, ნახევრად ინსტრუმენტული, დაკვირვების შედეგები შედარებით სიზუსტეს მოკლებულია, ხშირად არაზუსტი და არადაზუსტრებელ მონაცემებს წარმოადგენენ. ამის მიუხედავად, გუდაუთისა და სოხუმის ყურეების აკვატორიის ტალღების პარამეტრების შედარებითი ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მათ შორის შესამჩნევი განსხვავებები არსებობს. ამ სხვაობათა გამომწვევი მიზეზები მეცნიერულ ახსნას ექვემდებარება, რომელსაც თავისი მორფოლოგიით-ჰიდროდინამიკური შედეგები გააჩნია.

ღელვის მონაცემების ანალიზის შედეგად გაირკვა, რომ სოხუმის, ეშერისა და გუდაუთის სანაპირო პერიმეტრებისა (ზღვის კიდის განსხვავებული აბიმუტი) და წყალქვეშა ფერდობების არაერთგვაროვანი მორფოლოგიური თავისებურების (სოხუმის აკვატორია ღრმანწყლიანია, გუდაუთისა კი - მარჩხობი) გამო, სანაპირო ტალღურ რეჟიმში მნიშვნელოვანი განსხვავებები შეინიშნება. კერძოდ, ბომბორის, გუდაუთისა და სოხუმის

ყურეების ჩრდილო-დასავლური ფრთები დასავლური და სამხრეთ-დასავლური რუმბების ტალღებისაგან დაცულია. ამ უბნების დასავლურ მხარეზე კი აღნიშნული ღელვის ზემოქმედება შესამჩნევად იზრდება. ასე, მაგალითად, გუდაუთის ყურეს მახლობლად ღელვის ყველაზე მეტი შემთხვევათა რიცხვი (92,38 %) სამხრული სექტორის ტალღებზე მოდის, ხოლო სოხუმის სანაპირო აკვატორიაში ჭარბობენ (56,96 %) ტალღების დასავლური მიმართულებები.

შტორმული ტალღები არა მარტო სანაპიროების, არამედ წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის (10-15 მ სიღრმემდე) ძლიერ გარდაქმნას იწვევს. მათ მიერ როგორც ნგრეული მასალის, ისე მასიური სტრუქტურის სანაპირო კლდეებისა (კლიფების) და წყალქვეშა ფილების (ბენჩის) ნგრევასა და აბრადირებას აქვს ადგილი. ამ შემთხვევაში, ძლიერ დეფორმაციას (ტრანსფორმაციას) ტალღებიც განიცდიან, რაც მათი ენერგიის დაკარგვას მოასწავებს.

ეს საინტერესო მოვლენა გრაფიკულად რეფრაქციის გეგმების მეშვეობით შეიძლება აისახოს. ექსტრემალური ტალღების ელემენტების რეფრაქციის გაანგარიშება და შესაბამისი სურათის შექმნა ავტორის მიერ (მ. ალფენიძე, 1988; 2008) გუდაუთის მარჩხობის აკვატორიის მაგალითზეა (ნახ. 76. დანართი, 1) შესრულებული. ღია ზღვის სიღრმესთან შედარებით, რაიმე მოცემული იზობათის გასწვრივ, რეფრაქციის კოეფიციენტის ანგარიში შესაძლებელი გახდა მეზობელ ორთოგონალებს (ტალღების სხივებს) შორის მანძილების სხვაობათა გაზომვების მეშვეობით.

წარმოდგენილი რეფრაქციის გეგმაზე ნათლად ჩანს ტალღების ფრონტის შესამჩნევი შემობრუნება და სანაპირო ხაზის პარალელური მდგომარეობის მიღება, ასევე ტალღის სხივის თავდაპირველი მდგომარეობიდან გადახრის ტენდენცია. ასე, მაგალითად, თუკი გუდაუთის მარჩხობის კიდეზე (სიღრმე 50 მ) სამხრეთ-დასავლური რუმბის ტალღებს (აზიმუტი 225°) რეფრაქცია თითქმის არ ეტყობათ, უკვე 20 მ-იან იზობათზე ტალღის სხივის გადახრამ 7-10°, ხოლო ნაპირთან ახლოს (სიღრმე 2-3 მ) უკვე 25-30° შეადგინა და სამხრული მიმართულების (აზიმუტი 180°) დეფორმირებულ ტალღებად იქცა. აქვე, არა მარტო ტალღების ენერგიის შესამჩნევი დაკარგვა დაფიქსირდა, არამედ სახეზეა მარჩხობის ქარბურგა „ტალღური ჩრდილის“ ფორმირებაც.

კოლხეთის ზღვისპირა აკვატორიის ღელვის რეჟიმი რამდენადმე სრულიად სხვა სურათისაა. ფოთის ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურის (ჰმს) მიხედვით შედგენილი ცხრილებიდან (ცხრილი 25. დანართი, 3) ჩანს, რომ გაბატონებული მნიშვნელობა სამხრეთ-დასავლური (33 %) და დასავლური (25 %) მიმართულების ტალღებს გააჩნიათ, რომლებიც ნაპირთან თითქმის ნორმალის გასწვრივ ვრცელდებიან. ამის გამო, ამ ტალღებს მხოლოდ სუსტი ნატანის ნაპირისგანსწვრივი ნაკადის ფორმირება შეუძლიათ. ხშირად კი, ისინი ნაპირისგანსწვრივ შემხვედრ მიგრაციებს იწვევენ ხოლმე.

ფოთის სანაპიროს მიმდებარე ზღვის აკვატორიის ფსკერი აშკარად დამრეცი და ოდნავ დახრილი ზედაპირით ხასიათდება ($i=0,005$), რის გამო ტალღების რეფრაქცია ნაპირიდან საკმაოდ შორს იწყება. ცხადია, რომ ამ პირობებში მათი სიმაღლე საგრძნობლად მატულობს, ძლიერი რეფრაქციის გამო კი, ტალღის ფრონტები იზობათების ან სანაპირო ხაზის პარალელურ მდგომარეობას ღებულობენ, თავიანთ ენერგიას კარგავენ, ხოლო ტალღის სხივი სანაპირო ხაზთან ნორმალის მიმართულებით ლაგდება და ზღვის კიდეგან 90° -იან კუთხეს ქმნის.

ამ აკვატორიის ფარგლებში, ტალღების მაქსიმალური პარამეტრები (სიმაღლე 8,5 მ; სიგრძე 90 მ; პერიოდი 9,4 წმ) ზამთრის სეზონისთვისაა (ცხრილი 25. დანართი, 3) დამახასიათებელი. შემოდგომისა და ზამთრის (სექტემბერიდან მარტამდე) სეზონში ზღვის ტალღებს მაქსიმალური მნიშვნელობა (სიმაღლე 5-8 მ, სიგრძე - 70-80 და პერიოდი - 8,6-9,4 მ) გააჩნიათ. გაზაფხულსა და ზაფხულში კი მათი სიდიდეები (შესაბამისად 2,5-4,0; 54-75; 7,2-8,6) შედარებით დამორჩილებულ როლს ასრულებს.

ფოთის ჰმს-ის მონაცემებით კოლხეთის შავი ზღვის სანაპირო აკვატორიაში შტორმული ტალღების გამოვლენები (მიმართულებათა გრადაციების მიხედვით) საკმაოდ არაერთგვაროვანია. ყველაზე მეტად (თითქმის 54 %) სამხრეთ-დასავლური და დასავლური რუმბების ტალღები ფიქსირდება. ამ ტალღებს ხშირად 5,0 მ-ზე მეტ, ხოლო იშვიათად 9,0 მ-ის სიმაღლეს აღწევს.

კოლხეთის ზღვისპირა აკვატორიის ტალღების ელემენტების შესახებ კვლევის (Джганджгава, 1979) მონაცემების მიხედვით (ცხრილი 26. დანართი, 3) ჩანს, რომ კოლხეთის ზღვისპირა აკვატორიაში თითქმის აღმოსავლური მიმართულების ტალღების შემოსვლას აქვს ადგილი. მსგავსი მოვლენის არსებობის შემთხვევაში ზღვის ტალღები ნაპირიდან ღია აკვატორიის მიმართულებით უნდა ვრცელდებოდეს, რაც საფუძვლიან ეჭვს ბადებს. კოლხეთისა და, კერძოდ, ფოთის მიდამოების სანაპირო პერიმეტრზე ტალღების შემოსვლის სეგმენტი საკმაოდ ფართოა (225°) და სამხრეთი-აღმოსავლეთიდან თითქმის ჩრდილოეთი მიმართულებამდე სპექტრს (SE, S, SW, W, NW, N) მოიცავს, ხოლო აღმოსავლური მიმართულების ტალღებისთვის სანაპირო აკვატორია აშკარად დაკეტილია. მდ. რიონის ხეობაში გავრცელებული ქარები მართლაც ქრიან აღმოსავლეთიდან დასავლური მიმართულებით, მაგრამ ისინი იმავე მიმართულების ტალღების გენერაციას აშკარად არ იწვევენ. ამის მიუხედავად, ეს ციფრები მაინც მოგვაქვს, რადგან უფრო დეტალური კრებებით მონაცემები ტალღური რეჟიმის შესახებ ჩვენ ხელთ არ გვაქვს.

ბათუმის ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემების მიხედვით ტალღების ელემენტების (სიმაღლე, სიგრძე, პერიოდი) მაქსიმალურ სიდიდეთ წლიური რეჟიმის სურათი მათი მაჩვენებლების დროითი გადანაწილების სეზონურ ხასიათზე მიუთითებს. ამ სიდიდეთა ანალიზის მიხედვით შედგენილ შესაბამის ცხრილში (ცხრილი 27. დანართი, 3)

აშკარად ჩანს, რომ გაზაფხულსა და ზაფხულის სეზონები ტალღების ელემენტების სიდიდეები შედარებით დაბალი მაჩვენებლებით ხასიათდება. ამ დროს, ტალღის სიმაღლეთა მაქსიმალური სიდიდე 2,0 – 3,0 მ შორის მერყეობს, სიგრძე 90 მ არ აღემატება, ხოლო პერიოდი - 7,7-სა და 8,1 წმ ფარგლებში იცვლება. შესაბამისად, მათი სიჩქარეები 10-12 მ/წმ ფარგლებშია დაფიქსირებული. შემოდგომისა და, განსაკუთრებით, ზამთრის სეზონებში ზღვის დეღვა უფრო შთამბეჭდავ იერ-სახეს ღებულობს. ტალღის სიმაღლეებიც 2,6-დან 5,0-მდე მეტრს აღწევს, შტორმული დეღვის დროს მისი სიგრძე 100 მ, ხოლო ექსტრემალურ შემთხვევაში 120-130 მ აღწევს. დეღვის შტორმული ხასიათი განსაკუთრებით ზამთრის პერიოდს ემთხვევა და ტალღის ნაპირზე შემოსვლის პერიოდიც, ზაფხულის სეზონთან შედარებით, ოდნავ მეტია და მაქსიმალურ მნიშვნელობას (9,7 წმ) ღებულობს. ტალღის სიჩქარეებიც ასევე საკმაოდ მაღალია (16,0 მ/წმ).

აჭარის სანაპირო აკვატორიაში დეღვის რეჟიმის სურათი **(ცხრილი 28. დანართი, 3)** დიამეტრალურად საზნაალმდეგო ხასიათისაა. აქ გაბატონებულ მნიშვნელობას დასავლური (57 %), ჩრდილო-დასავლური (18 %) და სამხრეთ-დასავლური (15 %) ტალღები ღებულობენ. პირველი ორი მათგანის მიერ გამოწვეულია ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის სამხრეთი-აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-დასავლური მიმართულებით გადატანა, რაც საქართველოს ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში (აფხაზეთსა და კოლხეთის ჩრდილოეთი პერიფერია) განვითარებული ნაკადის დიამეტრალურად (სარკისებრი ანარეკლი) საპირისპირო მიმართულებას ქმნის. მისი გამომწვევი მოვლენის (სინოპტიკური პირობა) დეტალური აღწერისაგან თავს ვიკავებთ. ამ პირობებში ნაპირისგასწვრივი ნატანის ნაკადი ბათუმიდან ქობულეთი-ფოთის მიმართულებით ვრცელდება.

ქობულეთის უბანზე ტალღები საკმაოდ მაღალია (9,0 მ). თუმცა, მათი მიმართულება ნორმალის გასწვრივაა განოლილი და ნატანის გადაადგილების იმპულსი ფრიად უმნიშვნელოა.

ტალღების (დეღვის) ძალის ნათელი წარმოდგენის მიზნით მოგვაქვს მათი ენერგიის გრანდიოზულობის ამსახველი რამდენიმე მონაცემი. ნაპირზე ტალღების დარტყმითი ძალა შულეიკინის განტოლებით (Шулейкин, 1968) გამოითვლება. ამ განტოლების²³ $P_{max}=0,51h+2,42h^2/L$ T/m² გამოყენებით გამოირკვა, რომ ტალღების მაქსიმალური დარტყმის ძალა (Джганджгава, 1979) შავი ზღვის აფხაზეთის სანაპიროზე 5 T/m², კოლხეთის სანაპიროზე 6,2 T/m², ხოლო აჭარის ზღვისპირა ნაწილში (ბათუმთან ახლოს) 3 T/m², ქობულეთის ზღვისპირა პერიმეტრზე კი 6,5 T/m² შეადგინა.

ამავე დროს, ზღვის გარემოში ერთეული ტალღები ზოგჯერ საკმაოდ დიდ მასშტაბებს აღწევს. გამოთვლებით დადგინდა მათი შესაძლო სიმაღლეები: აფხაზეთის

²³ სადაც h - ტალღის სიმაღლეა, L - სიგრძე, T - მასა (ტონა), m^2 - ფართობის ერთეული.

სანაპიროზე ტალღის მაქსიმალური სიმაღლე 9 მ, ქობულეთში 10,5 მ, ხოლო ბათუმში 5,8 მ აღმოჩნდა. აქედან გამომდინარე, მაქსიმალური ტალღების დარტყმის პროგნოზული სიდიდეები შთამბეჭდავ მნიშვნელობას იძლევა.

ამგვარად, შავი ზღვის აკვატორია ხასიათდება რა, სინოპტიკური გავრცელებისა და ჩაკეტილი აუზის ელიფსური ფორმით, აგრეთვე ატმოსფერული ცირკულაციის საერთო (ზოგადი, დასავლური და ჩრდილოეთი მიმართულებების გაბატონება) და ადგილობრივი (სანაპიროების არაერთგვაროვანი მორფოლოგიურ-მორფომეტრიული ნიშნები) ასპექტებით, მისი დინამიკური (დონე, დინებები, ღელვა) თავისებურებათა სეზონური, წლიური და მრავალწლიური მსვლელობა განპირობებულია, ბუნების კანონზომიერებებს დაქვემდებარებული, ფიზიკურ-გეოგრაფიული და გეოდინამიკური პროცესებით, რომლის შედეგად სახეზეა: ზღვის დონის ცვლილებების სეზონური და საშუალო მრავალწლიური რეჟიმები და მათი ადგილობრივი გართულებები; მუდმივი, დროებითი და პერიოდული გარეგანი ძალებით აღძრული ზედაპირული დინებების მიერ, მთლიანი აკვატორიის, ერთიანი ციკლონური ხასიათი და ღია დინებათა სისტემა; ტალღური რყევების (ღელვის რეჟიმი) ძალის, მიმართულებებისა და გამოვლენათა მაჩვენებლების, ბუნებრივი ნიშნებით განსაზღვრული, მკაცრი და ზუსტი სივრცებრივ-დროითი განსაზღვრულობა; ზღვის წყლის ბიოქიმიური (ზედაპირული მტკნარი და მსუბუქი, ღრმა მძიმე და მარილიანი წყლის მასები) დიფერენციაცია; დაბოლოს, ზღვის წყლის დინამიკური თავისებურებების გამომწვევ ფაქტორებს შორის ორგანული მიზეზ-შედეგობრივი კავშირების დადასტურება.

§ 7. შავი ზღვის აუზის ჰიდროლოგიური ნიშნები

7.1. კონტინენტური ჩამონადენი. შავ ზღვას მრავალი მდინარე ერთვის. მათი რიცხვი 1000-ზე მეტია. ისინი როგორც ჩამონადენის, ისე აუზის ფართობის მიხედვით ერთმანეთისაგან ძლიერ განსხვავდებიან. მდინარეთა უმრავლესობა, როგორც წესი, მცირე მდინარეების კატეგორიას მიეკუთვნება. მხოლოდ 500 მათგანის სიგრძეა 10 კმ-ზე მეტი. შავ ზღვაში ჩაედინება ასევე დროებითი ნაკადებიც, რომელთა როლი წყლის ბალანსის ფორმირებაში უმნიშვნელოდ მცირეა. დიდი მდინარეების (ფართობი 10 000 კმ²-ზე მეტი) კატეგორიას მხოლოდ რამდენიმე მათგანი მიეკუთვნება. მათ შორისაა: დუნაი, დნესტრი, დნეპრი, ბუგი (ზღვის ჩრდილოეთი სანაპირო); ბზიფი, კოდორი, ენგური, რიონი, ჭოროხი (აღმოსავლეთი სანაპირო); ეზილირმაქი, ყიზილირმაქი, საქარია (სამხრეთი სანაპირო) და სხვ.

შავი ზღვის წყალშემკრები აუზი (700 ათას კმ²) მრავალფეროვანი (ნახ. 77. დანართი, 1) კლიმატნარმომშობი ფაქტორებით ხასიათდება. მათი გათვალისწინებით, ჰავის კომპონენტები საკმაოდ ცვალებადი ნიშნებისაა. ზღვის ჩრდილო-დასავლურ სტეპურ ნაწილში, ცივი ზამთრისა და ცხელი ზაფხულის (მზის ხანგრძლივი ნათება) ამინდის

პირობებში, ატმოსფერული ნალექები შედარებით მცირე, ხოლო აორთქლება აშკარად მაღალია. აქ გამდინარე წყლის არტერიების საშუალო წლიური ჩამონადენის მოდულიც 6-8-დან 50-55-მდე ლ/წმკმ² ცვალებადობს. შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლურ და სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილებში ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა და, შესაბამისად, მდინარეთა ჩამონადენი შედარებით მაღალია. ამ მხრივ, განსაკუთრებით აღსანიშნავია შავი ზღვის აუზის აღმოსავლური სექტორი, სადაც ატმოსფერული ნალექები დანარჩენ რეგიონებთან შედარებით 3-5-ჯერ, ხოლო ცალკეულ უბნებზე, 8-9-ჯერ მეტია.

შავი ზღვის აუზის მდინარეების ჰიდროლოგიური მახასიათებლები საკმაოდ არაერთგვაროვნადაა შესწავლილი. ასე, მაგალითად, თუკი შავი ზღვის აუზის დასავლეთი ნაწილის (ბულგარეთი, რუმინეთი) ქვეყნების მდინარეებზე ხანგრძლივ ჰიდრომეტეოროლოგიურ დაკვირვებებს ჰქონდა ადგილი, ანატოლიის მდინარეების შესახებ შედარებით სპორადული (არამუდმივი, დროდადრო, ეპიზოდური) მონაცემები არსებობს, სტაციონარული ჰიდროლოგიური დაკვირვებები კი არც ჩატარებულა, ხოლო ხანმოკლე სამუშაო მხოლოდ ზოგიერთ დიდ მდინარეზე მიმდინარეობდა და ეპიზოდურ ექსპედიციურ ხასიათს ატარებდა.

აქედან გამომდინარე, შავი ზღვის აუზის მდინარეების ჯამური ჩამონადენის შესახებ სხვადასხვა ავტორების მიერ მოტანილი მონაცემები (§ 7.2) ერთმანეთისაგან საკმაოდ განსხვავებულ (294-474 კმ³/წწ) დიაპაზონში მერყეობს, უმთავრესად კი 330-340 კმ³/წწ-ის ფარგლებშია. ზედაპირული ჩამონადენის მოდულის მაქსიმალური სიდიდის მიხედვით განსაკუთრებით გამორჩეულია აჭარის ნოტიო სუბტროპიკული რეგიონი (60-70 ლ/წმ-კმ²), ხოლო მინიმალური სიდიდეები (1-2 მ³/წწკმ²) შავი ზღვის დასავლეთი და ჩრდილოეთი რეგიონებს ახასიათებს.

კავკასიონის წყალგამყოფი ქედის სამხრეთ ფერდობზე გამდინარე წყლის არტერიები უმეტესად მცირე და საშუალო სიდიდის მდინარეთა ნაკადებს ქმნიან და ზღვის აკვატორიაში ჩაედინებიან. თუმცა, ამ მდინარეების ჩამონადენს შავი ზღვის წყლის ბალანსის ფორმირებაში მნიშვნელოვანი როლი არ უკავია. აღმოსავლეთ შავი ზღვისპირეთში, მდინარეთა აუზების ფართობები, კავკასიონის ქედიდან დაშორებასთან ერთად, თანდათანობით იზრდება, მათი როლიც თანდათან იზრდება.

ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე წყლის მუდმივი ნაკადების ფორმირება მხოლოდ ქ. ანაპის სამხრეთი უბანზე იწყება. რუსეთის ფარგლებში, ზღვას უმთავრესად მცირე მდინარეები ერთვის, რომელთა შორის ყველაზე დიდი - მდ. შშიმა საქართველოს დასავლეთ საზღვრთან მდებარეობს. ამ მდინარეთა უმეტესი ნაწილის წლიური ჩამონადენი 0,15 კმ³-ზე ნაკლებია. შედარებით გამორჩეული მდინარეების (ფშადა, ტუაფსე, აშე, პსეზუაფსე და სოჭი) წლიური ჩამონადენი 0,3 კმ³-ზე ოდნავ მეტია. მათი ჩამონადენის 80 %-ის ფორმირებას ზამთარ-გაზაფხულის (მდინარის კვებაში წვიმის მდგენელის სიჭარბე) სეზონებში (Кочетов, 1991; Хмаладзе, 1975; Хмаладзе, 1978) აქვს ადგილი. ამ მხრივ,

გამორჩეულთა შორისაა მდ. მზიმთა, რომლის მიერ ზღვაში შემოტანილი წყლის მოცულობა $1,5 \text{ კმ}^3/\text{წ}$ შეადგენს და, მთებში თოვლის საფარის დნობის გამო, გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობით ხასიათდება.

ზღვის აუზის ჩრდილოეთი ნაწილის მდინარეების (ნახ. 78. დანართი, 1) წყლები ამუამად სამეურნეო მიზნით ფართო გამოყენებას პოულობენ (წყალმომარაგება) და რეგულირებას განიცდიან, თუმცა მათ შესახებ ზუსტი მონაცემები ცნობილი არაა. ზღვის აუზის ამ სექტორის (რუსეთის ფედერაციაა ფარგლები) მდინარეთა ჩამონადენის ჯამური სიდიდე $6,4 \text{ კმ}^3/\text{წ}$ (მცირე მდინარეების ჩათვლით) შეადგენს. მათ შესახებ, შესაბამისი მონაცემები, მცირე შემოკლებით (ცხრილი 29. დანართი, 3) მოცემულია (Джаошвили, 2003) მიხედვით.

შავი ზღვის საქართველოს სექტორზე (აუზის აღმოსავლეთი ნაწილი) მდინარეთა (ცხრილი 30. დანართი, 3) ჩამონადენის მოღუული სწრაფად მატულობს. საქართველოს ტერიტორიიდან მდინარეთა ჩამონადენის (ნახ. 79. დანართი, 1) საერთო (მცირე მდინარეების ჩათვლით) წლიური ჯამი $46,0 \text{ კმ}^3$ აღწევს. ამ მნიშვნელობის სამი მეოთხედი დიდი მდინარეების (ბზიფი, $3,79 \text{ კმ}^3$; კოდორი, $4,17 \text{ კმ}^3$; ერისწყლის (მდ. ენგურის ახალი კალაპოტი) სარინი არხი, $3,15 \text{ კმ}^3$; რიონი, $13,37 \text{ კმ}^3$ და ჭოროხი, $8,71 \text{ კმ}^3$) მიერაა ფორმირებული. საშუალო ზომის მდინარეების წლიური ჩამონადენიდან კი აღსანიშნავია: ფსოუ ($0,606 \text{ კმ}^3$), გუმისთა ($1,051 \text{ კმ}^3$), მოქვი ($0,571 \text{ კმ}^3$), ლალიძგა ($0,928 \text{ კმ}^3$), ენგური რეგულირების შემდეგ ($1,247 \text{ კმ}^3$), ხობი ცივთან ერთად ($1,895 \text{ კმ}^3$), სუფსა ($1,581 \text{ კმ}^3$), ნატანები ($0,773 \text{ კმ}^3$) და კინტრიში ($0,527 \text{ კმ}^3$).

პატარა მდინარეების გვერდით მცირეწყლიანი ნაკადები (გაგიდა, $F=270 \text{ კმ}^2$; ჭურია, $F=296 \text{ კმ}^2$ და ფიჩორი, $F=406 \text{ კმ}^2$) ზემოთ დასახელებულ ცხრილში (ცხრილი 30. დანართი, 3) დაფიქსირებული არ არის. თითოეული მდინარის (გაგიდა და ჭურია) წლიური ჩამონადენები $0,3 \text{ კმ}^3$ შეადგენს. მდ. ფიჩორი სანაპიროზე ლაგუნური ტბა - პალიასტომში ჩაედინება, რომელიც, თავის მხრივ, ხელოვნური სადინარით (მალთაყვის არხით) ზღვას უერთდება, სადაც ჯამური ჩამონადენი დაახლოებით $0,05 \text{ კმ}^3$ შეადგენს. ზღვისპირეთის ამ ფრაგმენტზე კიდევ რამდენიმე ტიპური ჭაობის მდინარე ფიქსირდება. მათ რიცხვს მიეკუთვნება მდინარე ცივი ($F=254 \text{ კმ}^2$), რომელიც მდ. ხობის შენაკადს (ჩამონადენი $0,416 \text{ კმ}^3$) წარმოადგენს (ეს სიდიდე მდ. ხობის ჩამონადენშია გათვალისწინებული) და მას ზღვიდან ერთი კილომეტრის დაშორებით ერთვის.

დასავლეთი საქართველოს სექტორში ზღვას რამდენიმე ანთროპოგენურად რეგულირებული მდინარე ერთვის. მდინარეების რიონისა და გუმისთის რეგულირებას (კალაპოტებში აგებულია ჰეს-ბი) მათი წყლის ჩამონადენი ფაქტობრივად არც კი შეუცვლია. მდ. ენგურზე აგებული ჰეს-ის (1976 წ) კაშხლის ქვედა ნაწილში მთავარი არტერიის წყლის ნაკადის მნიშვნელოვანი ნაწილი ($3,15 \text{ კმ}^3/\text{წ}$) მდ. ერისწყლის კალაპოტშია გადატანილი. ამიტომ, მდ. ენგურის წყლის ხარჯი $165 \text{ მ}^3/\text{წ}$ -დან $39,5 \text{ მ}^3/\text{წ}$ -მდე შემცირდა. მსგავსი

ცვლილებები შეინიშნება აგრეთვე კოლხეთის შუა ნაწილში. ასე, მაგალითად, ქ. ფოთის დატბორვის თავიდან აცილების გამო, მდ. რიონის წყლის ძირითადი მასა ამ ქალაქის ჩრდილოეთ ნაწილში იქნა გადატანილი (1939 წ). მოგვიანებით კი (1959 წ) მდ. რიონის წყლის ნაკადის ნაწილი ისევ ძველ კალაპოტში დააბრუნეს.

ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ შავი ზღვის აღმოსავლეთი სექტორის მდინარეების წყალი მცირე რეგულირების ქვეშაა მოქცეული. ამის გამო, მისი ნაწილი ბუნებრივ მიმოქცევაში არ მონაწილეობს, ხოლო მდინარის ჩამონადენის შედარებით მცირე (2-3 კმ³) მოცულობა წყალმომარაგებაში გამოიყენება.

შავი ზღვის სამხრეთი ნაწილის (თურქეთი) მდინარეები ყველაზე სუსტადაა შესწავლილი. მათი ჰიდროლოგიური მაჩვენებლებიც უმთავრესად ემპირიულ გამოთვლებს, ანალოგების გამოყენებასა და რეგიონის ატმოსფერული ნალექების მონაცემებს ეყრდნობა. დიდი მდინარეების ხარჯის განსაზღვრა ნატურული (Algan et al., 2000) დაკვირვების შედეგებს ეყრდნობა. როგორც მეცნიერები (Джаошвили, 2003) მიუთითებენ, ამ სექტორის მდინარეების დიდი ნაწილი მნიშვნელოვანი ხელოვნური რეგულირების რეჟიმში (ენერგეტიკა, მორწყვა) იმყოფება. ამ პირობებში არსებული მდინარეების ჯამური (მდ.მდ. ჭოროხისა და ველეჟას გარდა) ჩამონადენი 38,0 კმ³-მდე აღწევს. ამ სიდიდის ნახევარზე მეტი (**ცხრილი 31. დანართი, 3**) დიდ მდინარეებზე (იეშილირმაქი, ყიზილირმაქი, ფილოსი და საქარია) მოდის.

ზღვის სამხრეთი სექტორის მდინარეთა ჩამონადენის თითქმის მესამედი (24 ათასი კმ²) ნაწილის (თურქეთის შავი ზღვისპირა აუზის 10,5 %) ფორმირება რეგიონის უკიდურესი აღმოსავლური ფრაგმენტის სუბტროპიკულ ზონას (მდ. ჭოროხისა და მდ. იეშილირმაქის მდინარეთაშუეთი) ემთხვევა. მდ. ჰარშითი კი ამ რეგიონის ყველაზე დიდი (აუზის ფართობი 3500 კმ²) მდინარეა და ზღვაშიც ყოველწლიურად 1,10 კმ³ წყლის მოცულობა შემოაქვს. ზღვისპირზე მრავალი პატარა და საშუალო მდინარეა (**ნახ. 80. დანართი, 1**). მათი აუზების ფართობები 200-500 კმ²-დან 1000-2000 კმ²-მდე მერყეობს, ხოლო ჯამური ჩამონადენი 10,2 კმ³/წწ აღწევს. თურქეთის უკიდურესი აღმოსავლური ვაკის მდინარეების (მდ. ფილოსიდან ბულგარეთის საზღვრამდე) ჩამონადენის ჯამური (მდ. საქარიას გარეშე) მოცულობა 2,60 კმ³/წწ შეადგენს.

თურქეთის მდინარეების ჩამონადენის მნიშვნელოვანი ნაწილი ანთროპოგენურ დატვირთვას (მორწყვა და წყალმომარაგება) განიცდის. მდინარეთა ჩამონადენის მნიშვნელოვანი დანაკარგებით (3-5 კმ³/წწ) ხასიათდება მდინარეები ყიზილირმაქი, იეშილირმაქი, რივა, ქარასუ გიულიუქი და აბდალი. ასე, რომ ბუნებრივ პირობებში თურქეთის მდინარეების მიერ შავ ზღვაში შემოტანილი წყლის მოცულობა მხოლოდ 42 კმ³/წწ შეადგენს.

შავი ზღვის დასავლეთი სანაპიროს (ბულგარეთის ფარგლებში) მდინარეები შედარებით მცირე ჩამონადენით ხასიათდება. მათ შორის, ყველაზე შესამჩნევ მდინარეებს

ველეკა ($0,276 \text{ კმ}^3$) და კამჩია ($0,607 \text{ კმ}^3$) წარმოადგენს. ამ უკანასკნელის ჩამონადენი რამდენადმე დაწეულია, რადგან მის კალაპოტში რამდენიმე ჯებირი აივო. ამავე დროს, მდინარის წყალი დიდი ქალაქების (ვარნა და ბურგასი) წყალმომარაგებაზე იხარჯება. წყლის ანთროპოგენურ დანაკარგებს განიცდის აგრეთვე მდ. ველეკაც (Гергов и др., 1982; Геология и гидрология..., 1979; Печинков, 1959). შავ ზღვაში ჩამდინარე ბულგარეთის მდინარეების ჰიდროლოგიური რეჟიმის შესახებ მონაცემები (**ცხრილი 32. დანართი, 3**) შ. ჯაოშვილის (2003 წ) მიხედვითაა მოტანილი.

ბულგარეთის შავი ზღვის სანაპიროზე (**ნახ. 81. დანართი, 1**) მრავალი ტბა და ლიმანია გავრცელებული. ისინი უშუალოდ ან ნაწილობრივ ზღვასთანაა (Свиточ и Крыстев, 1995) დაკავშირებული. მათი მეშვეობით, ეს მდინარეები ზღვის მტკნარი წყლის უმნიშვნელო შევსებას განაპირობებენ. კერძოდ, ბურგასის ყურეს სანაპიროზე ტბა მანდრასში ჩამდინარე მდინარეების ნაკადების (ფაკიისკა, სრედევცკა, რუსოკასტრენსკა და სხვ) წლიური ჩამონადენის მოცულობა $0,260 \text{ კმ}^3$ შეადგენს.

ბურგასის ტბაში ჩამდინარე მდინარეების ჩაკრლიიკასა და აიტოსკას წლიური ჩამონადენი კი $0,03 \text{ კმ}^3$ -ის ტოლია. ამ ტბის მეზობლად მდებარე ბელოსლავსკის ტბას (ერთმანეთთან არხით არიან შეერთებული) კი მდინარეები პროვადინსკა და დევნია ერთვის, რომელთა წლიური ჩამონადენი $0,30 \text{ კმ}^3$ შეადგენს (Българского Черноморско..., 1979). ამდენად, ბულგარეთის შავი ზღვის სექტორის მდინარეთა წლიური ჩამონადენის მოცულობა ($1,2 \text{ კმ}^3$), სანაპირო ტბების აკვატორიაში ჩამდინარე ნაკადების ჩამონადენთან ერთად, $1,8 \text{ კმ}^3$ -ს შეადგენს. ამ რეგიონის წყალმომარაგების მიზნით მდინარეთა წყლების ანთროპოგენური დანაკარგების წლიური მოცულობა კი $0,5 \text{ კმ}^3$ -ია.

რუმინეთის შავი ზღვისპირა სექტორში უშუალოდ ზღვაში ჩამდინარე მდინარეების დიდი ნაწილი ღროებით ნაკადებს წარმოადგენენ. შავი ზღვის აუზის უდიდესი მდ. დუნაი - ერთ-ერთ ყველაზე კარგად შესწავლილ წყლის არტერიად ითვლება. მის შესახებ, ჯერ კიდევ, ჰეროდოტე (ჩვ. წ. აღრ-მდე 484-425 წლები) წერდა. რუმინელი ავტორების მიხედვით (Bondar and Blendea, 1900), ამ უკანასკნელი 160 წლის განმავლობაში, მდ. დუნაის თხევადი ჩამონადენის წლიური მოცულობა $196,9 \text{ კმ}^3/\text{წ}$ ანუ $6238,5 \text{ მ}^3/\text{წ}$ შეადგენს. აქედან, დაახლოებით $15 \text{ კმ}^3/\text{წ}$ წყალმომარაგების მიზნით გამოიყენება და ზღვაში არ ჩაედინება.

მდ. დუნაის ჩამონადენის ძირითადი ნაწილი დელტის (**ნახ. 82. დანართი, 1**) ფარგლებში ე.წ. გირლოს ქმნის ანუ განტოტებას განიცდის და ცალკეულ ტოტებად იყოფა. აქ მას ორი ძირითადი განტოტება (კილიისა და ტულჩინსკის) გააჩნია. პირველი მათგანი უკრაინის, ხოლო მეორე თვით რუმინეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს. ტულჩინსკის ტოტი კიდევ ორ (სულინსკისა და გეორგიევსკის) გირლოს (ნაკადი, ტოტი), ხოლო თითოეული მათგანი, კიდევ რამდენიმე ნაკადებს (ტოტებს) ჰქმნიან. ამ რთული სურათის გამო (**ცხრილი 31. დანართი, 3**) მდინარის მიერ შავ ზღვაში რეალურად შემოტანილი წყლის მოცულობის დადგენა საკმაოდ რთულია. შ. ჯაოშვილის (2003 წ) მითითებით უფრო მართლზომიერია

რუმინეთის ჰიდრომეტსამსახურის მონაცემების მიხედვით მდ. ღუნაის ხარჯის 6300 მ³/წმ-ის, ხოლო წყლის მოცულობის 200 კმ³-ის ტოლ სიდიდედ შეფასება.

უკრაინის ფარგლებში ზღვისპირეთზე მრავალი ლიმანია ფორმირებული. ზღვაში ჩამდინარე წყლის დიდი ნაკადები (დნესტრი, სამხრეთი ბუგი, ინგული და დნეპრი) შესართავებს სწორედ მათ ფარგლებში ქმნის. ამ მდინარეთა ჩამონადენი (**ცხრილი 33. დანართი, 3**) მრავალი წყალსაცავებითაა რეგულირებული და მძლავრი ანთროპოგენური დატვირთვების ქვეშ იმყოფება. ამის მიუხედავად, მდინარეების მიერ სანაპირო ლიმანებში შემოტანილი წყლის წლიური მოცულობა 55,5 კმ³ შეადგენს. მათ შორის, მხოლოდ მდ. დნეპრის წილზე 43,5 კმ³ მოდის, რომლის ჩამონადენის 18 % ხელოვნურადაა შემცირებული. მსგავსი სურათი შეინიშნება მდ. დნესტრის (შემცირება 11 %) ჩამონადენშიც.

ყირიმის ნახევარკუნძულის სანაპირო (**ნახ. 83. დანართი, 1**) პერიმეტრზე წყლის ნაკადებს საკმაოდ შეზღუდულ სივრცეში (ვინრო და ძლიერ დახრილი რელიეფი) უწევთ ფორმირება. ყირიმის სანაპიროზე გავრცელებულ მდინარეებს შორის აღსანიშნავია: ალმა, კაჩა, კოკოზკა, ბელბეკი, ჩორნაია, ალუ-აზენი, დემერჯი და სხვ. მათი დიდი ნაწილი სამეურნეო დანიშნულებით გამოიყენება, საკმაოდ მაღალ ანთროპოგენურ დატვირთვას განიცდის და განსაკუთრებული რეგულირებით გამოირჩევა. მათი ხარჯისა და ჩამონადენის მაჩვენებლებიც ფრიალ უმნიშვნელო სიდიდეებით (წლიური ჩამონადენი 0,3 კმ³-ზე ნაკლებია) ხასიათდება.

როგორც ჩანს, მდინარეული ჩამონადენის ფორმირება და სივრცებრივი გადანაწილება უპირველესად გეოგრაფიული ზონალურობისა და სიმაღლებრივი სარტყლურობის კანონზომიერებებს ემორჩილება. სწორედ, მათ მიერაა განსაზღვრული შავი ზღვის აკვატორიაში მტკნარი წყლის სივრცე-დროითი შემოღინების ამკარად არაერთგვაროვანი სურათი. ამის მიუხედავად, ჯამური წლიური მოცულობის (348 კმ³) მნიშვნელოვანი ნაწილი (დაახლოებით 86 %) ათი დიდი მდინარის (ჯაოშვილი, 2003) მიერაა შემოტანილი. მათ შორისაა: ღუნაი - 200 კმ³ (57,5 %), დნეპრი - 43,5 კმ³ (12,5 %), რიონი 13,37 - კმ³ (3,8 %), დნესტრი - 9,1 კმ³ (2,6 %), ჭოროხი - 8,71 კმ³ (2,5 %), ყიზილირმაქი - 5,90 კმ³ (1,70 %), საქარია - 5,60 კმ³ (1,60 %), ეშილირმაქი - 5,30 კმ³ (1,50 %), კოლორი - 4,17 კმ³ (1,20 %) და ბზიფი - 3,79 კმ³ (1,10 %).

შავი ზღვისპირა ქვეყნების მდინარეთა ჩამონადენი მაღალი მაჩვენებლებით გამოირჩევა. მაგალითად, საქართველოს მდინარეებს ზღვაში 46,0 კმ³ (13,30 %) წყალი შეაქვთ, თურქეთის - 38,0 კმ³ (10,90 %), უკრაინის - 56,0 კმ³ (15,90 %), მხოლოდ მდ. ღუნაის (რუმინეთი-უკრაინის საზღვარი) შავ ზღვაში 200 კმ³ (57,9 %) წყალი შემოაქვს, რუსეთის მდინარეების წილი კი 6,5 კმ³ (2,0 %) შეადგენს. მტკნარი წყლის ეს სიდიდე (346 კმ³) შავი ზღვის აკვატორიაში შემოსული ის ფაქტობრივი მოცულობაა, რომლის რეალურ ჩადინებასაც ყოველწლიურად აქვს ადგილი. სამეურნეო მიზნებისათვის კი გამოიყენებული

წყლის მოცულობა 33,0 კმ³ შეადგენს. ამ დანაკარგის გათვალისწინებით, ზღვაში შემოსული მდინარეული წყლის წლიური ჩამონადენი 381 კმ³-მდე გაიზარდებოდა.

ზღვის აუზის მდინარეების მიერ მტკნარი წყლების შემოსვლის მაღალი მაჩვენებლები გაზაფხულისა და ზამთრის წყალდიდობებს ემთხვევა. ცალკეულ შემთხვევებში წყალმოვარდნების მიერ დაფიქსირებული ხარჯები მათ მრავალწლიურ მნიშვნელობებს რამდენჯერმე გადაამეტებს ხოლმე. ასე, მაგალითად, მდ. რიონის მაქსიმალურმა (Колхидская низменность:..., 1989) ხარჯმა 1895 წელს 2850 მ³/წმ, 1922 წელს - 5484 მ³/წმ, 1933 წელს - 3000 მ³/წმ და 1987 წელს - 4500 მ³/წმ შეადგინა, ხოლო საშუალო მრავალწლიური ხარჯი 305 მ³/წმ ტოლია და ექსტრემალურ პირობებში ფორმირებულ ხარჯებს რამდენჯერმე (10-15-ჯერ) ჩამორჩება.

გეოლოგიურ და ისტორიულ წარსულში მდინარეთა ჩამონადენი ცვლილებას კიდევ უფრო ფართო დიაპაზონში განიცდიდა. ამ ცვლილებებზე მეტყველებს მდინარეთა ძველი ნახეობარების მიკრორელიეფური ნიშნები - მეანდრების ფართო გავრცელება. სავარაუდოდ, წყლის ხარჯებს მაშინ 10-12-ჯერ მეტი მნიშვნელობა უნდა ჰქონოდა. პოლოცენის მეორე ნახევარში (ბლიტ-სერნარდერის სქემის მიხედვით) სამი ძირითადი კლიმატური პერიოდის (Маруашвили, 1985. с. 36) არსებობას მიუთითებენ. მათ შორის, ატლანტიკური პერიოდი (7500-5000 წლის წინ) თბილი და ნოტიო ჰავით ხასიათდებოდა, სუბორეალურ პერიოდში (500-2500 წლის წინ) თბილი, მაგრამ მშრალი, ხოლო სუბატლანტიკურში - გრილი და ნოტიო ჰავა იყო გაბატონებული (Хотинский, 1977). ცხადია, რომ თითოეული ამ პერიოდების კლიმატური პირობების შესაბამისად, მდინარეული ჩამონადენი საკმაოდ დიდი გრანდიოზულობით ხასიათდებოდა.

წარსული გეოლოგიური პერიოდების კლიმატური პირობების მსვლელობიდან გამომდინარე, შავი ზღვის აუზში ჩამდინარე წყლის ნაკადების მაქსიმალური ხარჯები შუა პოლოცენში (ატლანტიკური კლიმატური პერიოდი) უნდა ყოფილიყო დაფიქსირებული. მაშინ, შავი ზღვის აუზში, თბილი და ნოტიო ჰავის პირობებს, საფარისებრი და მთების მყინვარების ინტენსიური დნობა და, აქედან გამომდინარე, მდინარეების ჩამონადენის მნიშვნელოვანი ზრდა (Джаошвили, 2003) უნდა გამოეწვია. ცხადი, რომ მას ზღვის დონის აწევა (ჩვ. წ.აღ-მდე მეორე და პირველ ათასწლეულებს შორის) უნდა მოჰყოლოდა, რომელიც არა მარტო სანაპიროს პალეოგეოგრაფიული ნიშნებით (ზღვიური ტერასების გავრცელება და ძველი სანაპირო ხაზების მდებარეობა) დასტურდება, არამედ ძველბაბილონურ და ბიბლიურ თქმულებებშიც (მითი „მსოფლიო წარღვნის“ შესახებ) კი აისახა.

სუბორალურ პერიოდში, თბილი და მშრალი ჰავის პირობებს მდინარეთა ჩამონადენის დაცემა უნდა გამოეწვია. მომდევნო, სუბატლანტიკური პერიოდის დაწყებას (ჩვ. წ.აღ-მდე V ს), კლიმატური ოპტიმუმის დასრულების გამო, საერთო აცივებისა და ჰაერის ტენიანობის ზრდის ტენდენცია უნდა ჰქონოდა. მყარი ატმოსფერული ნალექების

გაძლიერებულ გაბატონებას კი შავი ზღვის წყლის მიმდებარე ხმელეთზე დროებითი „განამარხება“ და ზღვის ღონის შესამჩნევი დაწევა მოჰყვა. მაშინ, შავ ზღვაზე ფანაგორიული რეგრესია „მძვინვარებდა“, რასაც ზღვის ღონის, თანამედროვესთან შედარებით, 3-5 მ-ით დაწევა (Джанелидзе, 1989; Каплин и Селиванов, 1999) გამოუწვევია. ამ რეგრესიას შ. ჯაოშვილი (2003 წ) მდინარეთა მცირე წყლიანობით ხსნის. ამ აზრის ალტერნატივა ამ სტრუქტურების ავტორსაც არ გააჩნია.

აღნიშნული რეგრესიის მომდევნო ეტაპზე, ზღვის ღონის აწევა უკვე ახალი წ.აღ-ის პირველ საუკუნეებში მიმდინარეობდა და V ს-ში თითქმის თანამედროვე მდგომარეობა დაიკავა. ადრეულ შუა საუკუნეებში კი „მცირე კლიმატური ოპტიმუმის“ სტადია (XIII ს-ში) „მცირე მყინვარული ეპოქით“ შეიცვალა. ამ დროის განმავლობაში შავი ზღვის ღონე მნიშვნელოვანი რყევით არ გამოირჩეოდა. პირიქით, მას უფრო ნელი დაწევის ტენდენცია ჰქონდა, რაც XIX ს-ის შუა წლებამდე (Селиванов, 1996; Каплин и Селиванов, 1999) გრძელდებოდა.

ცხადია, რომ მდინარეთა ჰიდროლოგიური რეჟიმი და, განსაკუთრებით მათი წყლიანობა, თითქმის თანამედროვე ხასიათს ატარებდა. „მცირე მყინვარული ეპოქის“ დამთავრების შემდეგ, მომდევნო ერთი საუკუნის განმავლობაში, შავი ზღვის ღონეს ნელი, თუმცა სტაბილური აწევის ტენდენცია გააჩნდა. გასული საუკუნის 40-70-იან წლებში ზღვის ღონემ შედარებითი სტაბილურობა შეინარჩუნა. მომდევნო წლებში ზღვის ღონის აწევა საკმაოდ შესამჩნევი (ნახ. 69. დანართი, 1) გახდა, რასაც მკვლევარები (Джаошвили, 2003) გლობალურ დათბობას (ავტორის დაუენებელი აზრით - ჰავის გლობალურ ცვლილებებს) უკავშირებენ.

როგორც ჩანს, მდინარეული ჩამონადენის ფორმირება და სივრცებრივი გადანაწილება, უპირველესად, რეგიონების კლიმატური პირობების, ბუნებრივი ზონალურობისა და სიმაღლებრივი სარტყლურობის კანონზომიერებებსა და ზღვის სანაპირო ხმელეთის რელიეფის ნიშნებს ემორჩილება. მდინარეთა ჰიდროლოგიური რეჟიმის დასადგურებას განსაზღვრავენ აგრეთვე ანთროპოგენური დატვირთვების რაოდენობრივ-თვისებრივი მაჩვენებლები და გარემოს მდგომარეობის ხარისხი. სწორედ, მათი მიზეზითაა შეპირობებული შავი ზღვის აკვატორიაში მტკნარი წყლის სივრცე-დროითი შემოდინების არაერთგვაროვანი სურათი და, აქედან გამომდინარე, ზღვის წყლის ბალანსის ფორმირება.

ამგვარად, მდინარეული ჩამონადენის ანალიზის შედეგად გამოირკვა, რომ ჩამონადენის ჯამური წლიური მოცულობის (348 კმ³) მნიშვნელოვანი ნაწილი (თითქმის 86 %) ათი დიდი მდინარის (დუნაი, დნეპრი, რიონი, დნესტრი, ჭოროხი და სხვ) მიერაა ფორმირებული და ბუნებრივ ფაქტორებთან ერთად ანთროპოგენური დატვირთვების ხარისხზეცაა დამოკიდებული. შავი ზღვის აუზის ქვეყნებში მდინარეთა წყლის ნაკადების ანთროპოგენური ნეგატიური რეგულირების ანალიზი აჩვენებს, რომ მათ კალაპოტებში ჰეს-

ის აგების (გუმისთა, რიონი, ენგური, ჭოროხი, კამჩია და სხვ) პრაქტიკის, წყალმომარაგებისა და მორწყვის (დენაი, ველეკა, დნეპრი - 18 %-იანი შემცირება; დნესტრი - 11 %-იანი შემცირება; წყალსარინების მოწყობის (ერისწყალი, რიონი და სხვ) და სხვა სამეურნეო მიზნებისათვის გამოყენებული მდინარეთა წყლის (33,0 კმ³) დანაკარგი 9,7 % შეადგენს, რომლის გათვალისწინებით ზღვაში შემოსული მდინარეული წყლის წლიური მოცულობა 381 კმ³ მიაღწევდა.

მდინარეთა წყლის ჩამონადენის გეოლოგიური და ისტორიული წარსულის ცვლილებათა ფართო დიაპაზონიდან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ შავი ზღვის აუზის წყლის ნაკადების მაქსიმალური ხარჯები აღრეულ და შუა პოლოცენს (ატლანტიკური ფაზა) ესადაგება, რაც მყინვარების ინტენსიურ დნობას, თხევადი ჩამონადენის ზრდასა და ზღვის დონის აწევას უკავშირდება. სუბბორალური ფაზა ჩამონადენის დაცემით, ხოლო სუბატლანტიკური პერიოდი თოვლის საფარის ზრდით, მდინარეთა მცირე წელიანობით, ზღვის დონის დაწვეით (ფანაგორიული რეგრესია) ხასიათდება. ზღვის დონის შემდგომი აწევა (ჩვ. წ.აღ-ის I-V სს) „მცირე მყინვარულ ეპოქაში“, შემდგომი მცირე დაწვეით (XIII და XIX სს) შეიცვალა. ამჟამად, მდინარეთა წელიანობის თანამედროვე რეჟიმი, ბოლო ათწლეულებში ჩამოყალიბებული ზღვის დონის აწევის (გლობალური კლიმატური ცვლილებები) ტენდენციას ინარჩუნებს.

7.2. წყლის ბალანსი. ზღვის წყლის ბალანსის ელემენტების მაჩვენებელთა განსაზღვრას ზღვის აკვატორიის განვითარების ტენდენციის დადგენის საქმეში ფრიად მნიშვნელოვანი როლი ენიჭება. ბალანსის დადებითი თუ უარყოფითი სიდიდე ზღვის დონის ცვლილებას განსაზღვრავს, ტრანსგრესიული თუ რეგრესიული რეჟიმების ფორმირებასა და განვითარების ტენდენციას განაპირობებს, სანაპიროს კონფიგურაციის ჩამოყალიბებაში მონაწილეობს, აკვატორიის ფართობისა და წყლის მოცულობის, ასევე შეღვის მორფოლოგიურ-დინამიკური და ეკოსისტემური ნიშნების შექმნაში ღებულობს მონაწილეობას და ა.შ.

შავი ზღვის წყლის ბალანსის ელემენტების განსაზღვრას სპეციალისტები ხშირად მიმართავენ. თუმცა, მათ შესახებ მუდმივად განსხვავებული სიდიდეები ფიგურირებდნენ. ამის გამო, შავი ზღვის ბალანსის შემადგენელი კომპონენტების რაოდენობრივი პარამეტრებისა და თვისებრივი მახასიათებლების შესახებ მეცნიერთა შორის საერთო აზრი და შეთანხმება ჯერ კიდევ არაა მიღწეული. უფრო მეტიც, ზღვის წყლის ბალანსის შემოსავლისა და გასავლის სტატიების მაჩვენებელთა შორის ხშირად შესამჩნევი სხვაობა (ცხრილი 34. დანართი, 3) ფიქსირდება.

ცნობილია, რომ ბუნებრივი (ამავე დროს, ხელოვნური) წყალსატევების ბალანსის ელემენტების სიდიდეები მოკლე (სეზონური, ამინდის მიხედვით) და მრავალწლიურ, თუმცა მნიშვნელოვან ფაზურ (ციკლურ) რყევებს განიცდიან. ამ ცვლილებებს ხშირად საკმაოდ შესამჩნევი მნიშვნელობები გააჩნია. წყლის ბალანსის ელემენტებს შორის დაფიქსირებული

სხვაობები უმეტესად მონაცემების უზუსტობიდან გამომდინარეობს. ხშირად, წყლის ბალანსის შემადგენელი ზოგიერთი ელემენტის გათვალისწინებაც კი მეცნიერთა კამათის საგანს წარმოადგენს. ან კიდევ, ზღვის წყლის ბალანსის ცალკეული ელემენტების რაოდენობრივი მაჩვენებლების შესახებ, ზოგჯერ მხოლოდ, ემპირიული ან მეშვეობითი ნიშნებით (შედარებითი მეთოდი) შეიძლება (მაგალითად, ზღვაში მიწისქვეშა წყლების შემოსვლა) მსჯელობა.

შავი ზღვის წყლებში მიწისქვეშა წყლის შემოსავალი ნაწილის შესახებ ზუსტი მონაცემები ამჟამად არ არსებობს. მეცნიერთა ვარაუდით, ამ სიდიდემ აუზის ტერიტორიიდან ზედაპირული ჩამონადენის 5 % ანუ თითქმის 17 კმ³ უნდა (Джаошвили, 2003) შეადგინოს. ამდენად, შავ ზღვაში მიმდებარე ხმელეთიდან ზედაპირული (348 კმ³) და მიწისქვეშა მტკნარი წყლების (17 კმ³) ჯამური ჩამონადენი 365 კმ³-ის ტოლი უნდა გამოდგეს.

ზღვის წყლის ბალანსის მნიშვნელოვან შემადგენელ ელემენტს ატმოსფერული ნალექები წარმოადგენს. ამ მაჩვენებლის შესახებ მსჯელობა შეიძლება ნატურული დაკვირვებების შედეგად მიღებული მონაცემების მიხედვით. ასე, მაგალითად, „შავი ზღვის კლიმატის შესახებ ცნობარის“ (1974 წ) მიხედვით ნალექების (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1991; Практическая экология морских..., 1990) საშუალო წლიური ჯამი 518 მმ-ს, ხოლო შესწორებების გათვალისწინებით - 562 მმ-ს ანუ 238 კმ³/წწ შეადგენს. ამდენად, ზღვაში მტკნარი წყლის შემოსავალი ნაწილი, ჩამონადენის ანთროპოგენური დატვირთვების (რეგულირება და წყალსამეურნეო ხარჯვა) გათვალისწინებით, 603 კმ³-ის ტოლია, რაც ზღვის წყლის ჯამური რაოდენობის მხოლოდ 0,11 %-ია. ზღვის აუზის ბუნებრივი რეჟიმის შენარჩუნების შემთხვევაში ანუ ანთროპოგენური დატვირთვების გარეშე ეს მაჩვენებელი 636 კმ³-მდე გაიზრდებოდა.

შავი ზღვის წყლის ბალანსის შესახებ სრული სურათის წარმოდგენა სრულყოფილი აშკარად არ იქნება საკუთრივ შავი ზღვის, ასევე მარმარილოსა და აზოვის ზღვების წყლების მიმოცვლის ზოგადი სქემის მხედველობაში მიღების გარეშე. ამ მოვლენის რთული სურათის ცალკეული დეტალების განხილვა მონოგრაფიის ამოცანას არ წარმოადგენს, თუმცა მის შესახებ ზოგადი სურათის მიღება მკითხველს აშკარად დააინტერესებს.

ჯერ კიდევ, გასული საუკუნის შუა წლების გამოკვლევების საფუძველზე (Леонов, 1960) ცნობილი გახდა, რომ შავი და მარმარილოს ზღვებს შორის (ნახ. 84. დანართი, 1) წყალმიმოცვლა ბოსფორის სრუტით (სიგრძე 30 კმ, სიგანე 700-3700 მ, საშუალო სიღრმე 40 მ) ხორციელდება. მის მიზეზი, ამ სრუტის ორივე მხარეზე, სხვადასხვა სიმკვრივის მქონე წყლების არსებობაა, რომლებიც ერთმანეთთან (ამავე სრუტის მეშვეობით) მუდმივ დინამიკურ კავშირში იმყოფებიან. ცხადია, რომ მათ შორის სხვადასხვა სიმძლავრისა და ფიზიკური თვისებების წყლების ერთმანეთის საპირისპირო მიმართულების დინებების აშკარა აღძვრას აქვს ადგილი. ამ წყლებიდან კი უფრო მძიმე – ორი აუზის შემადგენელი „არხის“ ქვედა ნაწილში, ხოლო მსუბუქი – მის ზემო ფენაშია მოქცეული. ზემო დინებით

წყალი უფრო დაბალი სიმკვრივის - „მსუბუქი“ წყალი შავი ზღვიდან მარმარილოს ზღვაში გადადის, ხოლო ქვემო დინებით, პირიქით - მარმარილოს ზღვიდან შავ ზღვაში ჩაედინება.

ამ „ორსართულიანი“ დინების მამოძრავებელი მექანიზმის მიზეზს შავი და მარმარილოს ზღვების წყლების ზედა ფენების სიმკვრივეთა სხვაობა წარმოადგენს. სქემაზე (ნახ. 84, დანართი, 1) ჩანს, რომ ბოსფორის სრუტის ღონეზე, მარმარილოს ზღვის მხარეს მდებარე 1 მ² ფართობის 40 მ-იანი წყლის ზედა ფენის წონა 40123 კგ შეადგენს, როცა მარმარილოს ზღვის საშუალო წლიური სიმკვრივე $\sigma=1,0225$ კგ/მ³-ია. ამავე დროს, შავ ზღვაში (საშუალო წლიური სიმკვრივე $\sigma=1,0145$ კგ/მ³) წყლის ზედა ფენის წონა მხოლოდ 39789 კგ-ს, ანუ 334 კგ-ით ნაკლებს შეადგენს. ეს განსხვავებაა ქვედა ბოსფორული დინების წარმოშობის უშუალო მიზეზი, რომელიც მარმარილოს ზღვიდან შავი ზღვის მიმართულებით ხორციელდება.

უნდა ვივარაუდოთ, რომ შავი და მარმარილოს ზღვებს შორის სიმკვრივეთა არსებული თანათფარდობის შენარჩუნებას დიდი ხნის განმავლობაში ექნება ადგილი. შორეულ მომავალში, არც ბოსფორის სრუტის ამჟამინდელი სიღრმის (40 მ) მნიშვნელოვან ცვლას უნდა ველოდოთ. მაშინ ცხადია, რომ ქვედა ბოსფორული დინების არსებობას მანამ ექნება ადგილი, სანამ შავი ზღვის ღონე 30-40 სმ-ით არ აიწევს და ამ მნიშვნელობას მუდმივად არ შეინარჩუნებს.

ბოსფორის სრუტეში ზედა, შავი ზღვიდან მარმარილოს ზღვისკენ მიმართული დინების ფორმირება ადვილად აიხსნება. შავი ზღვის ზედაპირზე ბუნებრივი წყლის შემოსავალი (აუზის კონტინენტური ჩამონადენი, ატმოსფერული ნალექები და ქვედა ბოსფორული დინება) აორთქლებასთან შედარებით რამდენადმე გადაჭარბებულია. ამ მოვლენას კიდევ უფრო აძლიერებს შავი ზღვის ჩრდილოეთი და ჩრდილო-აღმოსავლეთი მხრიდან ძლიერი ქარების გაბატონება, რაც მისი ზედაპირული წყლის ბოსფორის სრუტისაკენ ანუ ზღვის დასავლური ნაწილისაკენ მიდენასა და, ამ სექტორში, წყლის შედარებით მაღალი „გუმბათის“ ფორმირებას განაპირობებს. ამ გუმბათიდან კი შავი ზღვის წყლის ბოსფორისაკენ მიმართვა საკმაოდ ადვილი და მარტივია.

შავი ზღვის წყლის ბალანსის შესახებ სხვადასხვა ავტორების მიერ შედგენილი მონაცემებისა (ცხრილი 34. დანართი, 3) და ზღვის აუზის ბალანსის ელემენტების გათვლების შედეგებიდან (ცხრილი 35. დანართი, 3) ნათლად ჩანს, რომ ბოსფორის სრუტის გავლით წყლის მიმოქცევის მაჩვენებლები ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავდება. ბოსფორის გავლით, შავ ზღვაში მარმარილოს ზღვიდან შემოსული წყლის სიდიდის არაერთგვაროვან შეფასებაზე მეტყველებს შემდეგი ციფრები: მინიმალური მაჩვენებელი (სერპოიანუ, 1973) მხოლოდ 123 კმ³/წწ-ს, ხოლო ყველაზე მაღალი - 312 კმ³/წწ (უნლოათა, 1990) მიხედვითაა დაფიქსირებული. შავი ზღვიდან მარმარილოს ზღვაში წყლის გადინების მიხედვითაც მსგავსი სურათია: ბოსფორის სრუტით შავი ზღვიდან წყლის გადინების მინიმალური სიდიდე 227 კმ³/წწ-ით (რეშეტნიკოვი, 1992), ხოლო მაქსიმალური - 612 კმ³/წწ-

ითაა (უნლოათა, 1990) შეფასებული (Джаошвили, 2003; Леонов, 1960). ამდენად, მკვლევართა უმრავლესობა ერთმნიშვნელოვნად აღნიშნავენ, ბოსფორის სრუტის გავლით, შავი ზღვის წყლის გადინების უპირატესობას, ვიდრე მის შემოღინებას.

შავი ზღვის წყლის ბალანსის ელემენტების გაანგარიშების სხვა მონაცემების (Леонов, 1960) მიხედვით შემოთავაზებული (ცხრილი 35. დანართი, 3) მასალიდან ჩანს, რომ შავი ზღვის წყლის ბალანსის შემოსავალი ელემენტებიდან დიდი მნიშვნელობა კონტინენტურ ჩამონადენსა ($309 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$) და ატმოსფერულ ნალექებს ($230 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$) გააჩნია, რაც ზღვაში შემოსული წყლის მოცულობის შესაბამისად 38 %-სა და 28 % შეადგენენ. წყლის გასავალ ნაწილში კი აორთქლების ($365 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$) უპირატესობა ფიქსირდება. მისი ხვედრითი წილი, საერთო გასავალი ნაწილიდან, თითქმის ნახევარს (45 %) შეადგენს, ხოლო ბოსფორის სრუტეში გადინებული წყლის რაოდენობა $392 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ -ის ტოლია, რაც საერთო გასავალიდან 47 % აღწევს. ბალანსის შესახებ მონაცემებიდან (ცხრილი 35. დანართი, 3) ასევე ჩანს, რომ შავი ზღვის კონტინენტური ჩამონადენისა და ნალექების ჯამური რაოდენობა აორთქლების სიდიდეს $174 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ -ით ჭარბობს. ამ სიდიდეების შესახებ, ავტორებს არაერთგვაროვანი ციფრები მოაქვთ: ასე, რეშეტნიკოვის (1992) მიერ ის $208 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ -თაა შეფასებული, სერპოიანუს (1973) მიერ ეს სიდიდე $116 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ -ს შეადგენს, ფონსელიუსისა (1974) და ალტმანის (1991) მიერ კი შესაბამისად 200 და $180 \text{ კმ}^3/\text{წწ}$ -ია დაფიქსირებული. აღნიშნულიდან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ ამკარად ჩანს შავი ზღვის ბალანსში საშემოსავლო ნაწილის პრევალირება გასავალთან შედარებით, თუმცა სხვადასხვა გამოკვლევების მიხედვით, მათი პარამეტრები ერთმანეთისაგან შესამჩნევად განსხვავებულია.

შავი ზღვის წყლის მიმოცვლის რთული (ჩამონადენის, ქარული, კომპენსაციური და დინებითი) სქემა შავსა და აზოვის ზღვებს შორისაც შეიმჩნევა, რომელიც ქერჩის სრუტით ხორციელდება. ჩამონადენური ტიპის დინება აზოვის ზღვაში კონტინენტური ჩამონადენის მიერ ფორმირებული ჭარბი წყლის შავ ზღვაში შემოსვლას უკავშირდება. ეს დინება მხოლოდ ერთი (აზოვიდან შავი ზღვისაკენ) მიმართულებისაა. ქარული წყალმიმოცვლა კი (სხვადასხვა დროს) როგორც შავი (შავზღვიური დინება), ისე აზოვის ზღვიდან (აზოვის დინება) ფიქსირდება. კომპენსაციური წყალმიმოცვლა ამ ზღვებს შორის წყლის ბალანსის დროებითი დარღვევითაა გამოწვეული და მისი წონასწორობის აღდგენას ექვემდებარება. ამიტომ, ეს დინება ხან შავი ზღვისკენ, ხან კი აზოვის ზღვისკენაა მიმართული. ცხადია, რომ წყლის აუზებს შორის დინებითი წყალმიმოცვლა ცვალებადი მიმართულების ქარის მიერ წყლის ბალანსის დარღვევის აღდგენას ემსახურება. ამიტომ, მას ორმხრივი მოძრაობა ახასიათებს. ამ მოვლენის საშუალო მრავალწლიურ რეჟიმში აზოვიდან შავი ზღვისკენ მიმართული დინებები 58 %-ით, ხოლო შავი ზღვის წყლის გადინება 38 %-თაა (Леонов, 1960) შეფასებული. დანარჩენი (4 %) დინებები საერთო სურათიდან გადახრილია და საშუალო მაჩვენებლებს ამკარად ცდება.

7.3. მდინარეთა მყარი ჩამონადენი. შავი ზღვის სანაპირო ზონაში ტერიტორიული მასალა უმთავრესად მდინარეთა ალუვიონის სახით შემოდის. იმის გამო, რომ მდინარეთა მყარი ჩამონადენი არათანაბრადაა შესწავლილი, შავი ზღვის ჩაკეტილი სისტემის რიგ ფრაგმენტებზე შემოსული ალუვიური მასალის რაოდენობრივ მაჩვენებელთა შესახებ დამატერებელი ცნობები აშკარად არ მოგვეპოვება. ზოგადად, მყარი ჩამონადენი ყველაზე ნაკლებად შესწავლილი ჰიდროლოგიური კომპონენტია. ის გამოწვეულია ნგრეული მასალის ფორმირების სირთულითა და მისი გაზომვის სიძნელეებით. მართლაც, მდინარეთა ნაკადებში, მყარი ნატანი მასალის მოძრაობა აშკარად დისკრეტული (შესაბამისი ჰიდრაულიკური პირობებისას) ხასიათისაა. ამავე დროს, მდინარის მთელ სიგრძეზე მყარი მასალის მოძრაობის ფორმები მუდმივ ცვალებადობას განიცდის: ყველგან მიმდინარეობს როგორც ეროზიის, ისე აკუმულაციის პროცესი. თუმცა, ალუვიონის უმთავრესი ნაწილის დავროვებას, წყლის მატრანსპორტირებელი უნარის შემცირების პირობების უბნებში (მდინარის შესართავი) და სანაპირო ზონაში აქვს ადგილი. საბოლოოდ კი, ნგრეული მასალა ზღვის (ოკეანის) ღრმა აუზში გროვდება და სედიმენტაციაში (Страхов, 1947) ღებულობს მონაწილეობას.

მდინარეთა თხევადი ჩამონადენისაგან განსხვავებით, ნგრეული მასალის შემოსვლა ზღვაში რთული მექანიზმის მატარებელია. მდინარეთა წყალი, ზღვაში შემოსვლის შემდეგ, ხმელეთს ისევ უბრუნდება და საერთო წრებრუნვაში მონაწილეობს. ნატანი მასალა კი შეიძლება დარჩეს წყალსაცავების ფსკერზე ან გაიზიდოს სამშენებლო მიზნით, დაილეწოს ლიმანებისა და დახურული ყურეების ფსკერზე. ცხადია, რომ იქიდან მათი ზღვაში მოხვედრა ძლიერ შემზღუდულია. სანაპირო ზონაში მოხვედრილი ნატანი მასალა, რომელიც ასე აუცილებელია პლაჟის შენარჩუნებისათვის, არც თუ იშვიათად, წყალქვეშა კანიონების არხებით ან ციცაბო ფერდობების გასწვრივ, უკან დაუბრუნებლად გადადის დიდ სიღრმეებზე.

ტერიტორიული მასალის შავი ზღვის აკვატორიაში შემოსვლის შესახებ ყველაზე სარწმუნო მონაცემები (Джаошвили, 1971; 1981; 1984; 1986; 1987; 1989; 1991; 1991; Джаошвили др., 1981; 1983; 1987; 1992; ჟაოსჰვილი, 1995; Джаოსჰვილი ეტ ალლ., 1993; Кочетов, 1991; Мачавариани, 1987; Меншиков, Пешков, 1978; Орлова и др., 1976; Сакварелидзе и др., 1982; Сванидзе и др., 1981; Халатян, 1977; Херхеулидзе и др., 1970; Хмаладзе, 1975; 1978; Чалов, 1979; 1985) კავკასიის მდინარეებზე მოდის. ამ მონაცემებზე დაყრდნობით შ. ჯაოშვილი (2003) რეპრეზენტატულ ციფრებს იძლევა. შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე ზღვაში წელიწადში 930 ათასი მ³ ალუვიური მასალა შემოდის, რომლის ნაწილი (320 ათასი მ³) ნაპირზე რჩება, ხოლო 610 ათასი მ³/წნ-ში ზღვის ღრმა ფსკერზე გადადის და იქ ილექება.

ამ რეგიონში ნატანი მასალის რაოდენობა ჩრდილოეთიდან სამხრეთი მიმართულებით ზრდას განიცდის. მდ. ტუაფსეს შესართავამდე მდინარეთა მყარი

ჩამონადენი უმნიშვნელოა და ნაპირზე პლაჟის მხოლოდ ეფემერულ დაგროვებებს ქმნის. აქედან, მცირე სიმძლავრის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ფორმირებას აქვს ადგილი, თუმცა ის ნაპირგამაგრებებითა და სოჭის ნავსადგურის მოლის მიერ რამდენიმე ნაკვეთადაა დანაწევრებული. შედარებით მნიშვნელოვანი ალუვიური მასალა გამოაქვთ მდინარეებს შაფსუხოს, ტუაფსესა და ფსებუაფსეს, თუმცა ყველაზე დიდი მდინარეს – მზიმთას მყარი ჩამონადენი 158 ათასი მ³-ია, რომლის 37,5 % ანუ 60 ათასი მ³ სანაპირო ზონის რელიეფის ფორმების წარმოქმნას იწვევს, ხოლო 98 ათასი მ³ ნგრეული მასალა ზღვის სიღრმეში (ცხრილი 36. დანართი, 3) გადადის.

რეგიონის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის მდინარეთა მყარი ჩამონადენი იმდენად უმნიშვნელოა, რომ მათი როლი ნაპირის სტაბილურობის დამყარებაში ძალიან მცირეა. ამიტომ, ტუაფსეს ჩრდილეთით აშკარა აბრაზია იგრძნობა, ხოლო მისი სამხრეთით, აკუმულაციურ ნაპირზე ნატანი მასალის დეფიციტი შეინიშნება და ნაპირები ყველგან მასიური ბეტონის ნაპირსამაგრი ჰიდროტექნიკური ნაგებობებითაა დაცული, რის გამო სანაპირო ლანდშაფტის ატრაქციულობა და მიმზიდველობა აშკარად იკარგება, სამაგიეროდ იზრდება მისი მძიმე და არასახარბიელო მდგომარეობა.

ადამიანის ნეგატიური ანთროპოგენური საქმიანობა (მდინარეთა რეგულირება) ასევე უარყოფითად მოქმედებს მდინარეთა მყარი ჩამონადენის სიდიდემე. ამ მხრივ, აღსანიშნავია ნატანის ბუნებრივი ბალანსის მკვეთრი დარღვევა: წყალმომარაგება, კალაპოტების რეგულირება, ნატანის გაზიდვა სამშენებლო მიზნით, არასწორი ნაპირგამაგრება და ა. შ. სანაპიროებზე ანთროპოგენური ზეგავლენის ყოველმხრივი ანალიზის შედეგების შესახებ მონაცემების მოწოდებამდე წინასწარ ვიტყვი, რომ სანაპირო პერიმეტრის ფარგლებში, ანთროპოგენური ფაქტორის გარეშე, მდინარეული მყარი ჩამონადენის ჯამურ მნიშვნელობას 1,0 მლნ მ³ უნდა შეედგინა.

შავი ზღვის აღმოსავლეთი სანაპიროს საქართველოს სექტორში მდინარეთა მყარი ჩამონადენი (ბუნებრივ რეჟიმში) მკვეთრად იზრდება. ალუვიური მასალის მოცულობა აქ 11 100 ათას მ³ შეადგენს. მათ შორის 4 300 ათასი მ³ სანაპირო ზონაში რჩება და 6 800 ათასი მ³ ღრმა ზღვაში გადადის. ამ რეგიონში, განსხვავებული სურათი აქვს აგრეთვე ნატანი მასალის ფრაქციულ შედგენილობას. ასე, მაგალითად, აფხაზეთისა და აჭარის მდინარეების მიერ ზღვაში შემოტანილი მყარი ნატანი მასალა შედარებით მსხვილმარცვლოვანია, ხოლო კოლხეთის ზღვისპირა პერიმეტრზე ნატანი მასალის საშუალო დიამეტრი გაცილებით მცირეა. განსაკუთრებით, აღსანიშნავია აფხაზეთის მდინარეთა ალუვიონში მსხვილი ფრაქციის ჭარბი რაოდენობა. ნატანის საერთო მოცულობიდან 90 % ალუვიური მასალა რამდენიმე დიდ მდინარეებს (ბზიფი, კოდორი, ენგური, რიონი, ჭოროხი) გამოაქვთ (ცხრილი 37. დანართი, 3). მათ მიერ ფორმირებული რვა დამოუკიდებელი ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი კოლხეთის ცენტრისაკენ (მდ. რიონის დელტა) არიან მიმართული.

მდინარეების გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმუმის პირობებში მათი მყარი წვრილდისპერსიული შეტივანარებული მასალა ზღვის სანაპირო აკვატორიის საკმაოდ შესამჩნევ ფართობზე ვრცელდება. ის შეიძლება ნაპირიდან შორს (15-20 კმ) გაიფანტოს. მდ. ჭოროხის წვრილი ალუვიუმის კონცენტრაციის 1000-2000 გ/მ³ შემთხვევაში ნატანი მასალა შესართავიდან ზღვაში 50-60 კმ-ის მანძილზე ვრცელდება (Джаошвили, 2003). აფხაზეთის მდინარეთა ალუვიონში წვრილმარცვლოვანი, შეტივანარებული მასალის სიმღვრივე 100-300 გ/მ³ (მდ. ბზიფი) და 300-500 გ/მ³ (მდ. კოდორი) აღწევს. კოლხიდის სანაპიროზე ეს მნიშვნელობა 1000-1500 გ/მ³ დიაპაზონში მერყეობს და, ასევე ზღვაში შორს მიმოიბნევა. ამ წვრილი მასალის მოძრაობა ძირითადად ზღვიური სანაპირო ღინებებითაა განსაზღვრული, რომელიც ნაპირიდან დამორებისა და წლის სეზონების, ასევე შტორმული ტალღების მოქმედების შესაბამისად დიამეტრალურად იცვლება, თუმცა ძირითადად მაინც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენაა მიმართული.

შავი ზღვის საქართველოს სექტორზე ნატანის გადანაწილებაში მნიშვნელოვანი როლის შესრულება წყალქვეშა კანიონებს უწევთ. სწორედ, ამ კანიონების ღარების (ღრანტეები, არხები) მეშვეობით ზღვის ფსკერზე დაახლოებით 2 000 ათასი მ³ მსხვილი ფრაქციის ნატანი მასალა აკუმულირდება. ყველაზე მეტი რაოდენობის ნატანი მასალის შთანთქმას ჭოროხის წყალქვეშა კანიონში აქვს ადგილი. ბუნებრივ პირობებში დანაკარგი 1 800 ათას მ³/წ აღწევს. მდ. კოდორის შესართავისპირა წყალქვეშა კანიონში 100 ათასი მ³ წგრეული ალუვიური მასალა დიდ სიღრმეში გადადის. შედარებით ნაკლები მასალა ხვდება ბზიფის, რიონისა და სუფსის წყალქვეშა კანიონებში. ნატანი მასალის დაკარგვას ადგილი აქვს არა მარტო მდინარეთა შესართავისპირა კანიონებში, არამედ ეს პროცესი საკმაოდ შთამბეჭდავად მიმდინარეობის წყალქვეშა ლატერალურ (გვერდით) კანიონებშიც. არაერთხელ შეუნიშნავთ ნატანის შთანთქმა ბათუმის კანიონის მიერ. წგრეული ნატანის მასალის ნაჭარბი, რომელიც დრო და დრო გროვდება ბათუმის ნავსადგურის მოლის გვერდზე, მცირედ შერყევის შედეგადაც კი კანიონში ჩაივლება. ერთდროულად დაცლის რაოდენობამ შეიძლება 50 ათას მ³ მიაღწიოს.

სანაპირო ნატანი მასალის დაკარგვას ადგილი აქვს ბიჭვინთის წყალქვეშა კანიონებსა (ერთ-ერთ მათგანს ძლიერი შთანთქმის უნარის გამო „ზვიგენი“ - Акула შეარქვეს) და თვით ბიჭვინთის კონცხის მომრგვალების წყალქვეშა ციცაბო ფერდობზე. როგორც ამ კანიონის, ისე სოხუმისა და ბათუმის კონცხების წყალქვეშა ციცაბო ღარების გასწვრივ ანალოგიური სურათი (Алпенидзе, 1988) ფიქსირდება. კანიონების აქტიურობა და მათ მიერ მასალის შთანთქმა ციკლურ ხასიათს ატარებს. მდინარეული ალუვიონის სიჭარბისა და სანაპირო ნატანის სუსტი სიჩქარის შემთხვევისას, წყალქვეშა კანიონებში, წგრეული მასალის შთანთქმის გაძლიერება ადვილი შესამჩნევია. პირიქით, სანაპირო ზონის შებრუნებული სურათის შემთხვევაში (ალუვიური მასალი დეფიციტი და ინტენსიური

ნაპირგასწვრივი ნაკადები), წყალქვეშა კანიონები შესამჩნევ აქტიურობას (Джаошвили, 1986; Джаошвили и др., 1987) ვერ ამჟღავნებენ.

საქართველოს შავი ზღვის აუზის მდინარეების რეგულირება გასული საუკუნის 30-იანი წლებში იწყება. მდინარეების წყლის რეგულირებას ხშირად მიმართავდნენ მათი ნაკადების ენერგიის პრაქტიკაში გამოყენების (ჰეს-ების აგება) ან წყალსაცავების მოწყობის, პლაჟის ნგრეული ინერტული მასალის სამშენებლო მიზნებით გაზიდვისა და სხვ. სამეურნეო თვალსაზრისით ათვისების მიზნით. ამის გამო, მდინარეთა მყარი ჩამონადენის ბუნებრივი დინამიკა ძლიერ დაირღვა.

მდინარეთა რეგულირებას მიეკუთვნება ირიგაციული წყალსარგებლობა და ნატანი მასალის სამშენებლო მიზნით გაზიდვა. ასე, მდ. რიონსა და მის შემდინარეებზე აგებულია რიონის (1933 წ), ლაჯანურის (1962 წ), ვარციხისა და გუმათის (1958 წ) ჰეს-ები. მათ შორის, მდინარის მყარ ჩამონადენზე გავლენა (ნატანის ჩამონადენის ორჯერ შემცირება) გუმათის ჰეს-მა იქონია. ძლიერი ნეგატიური დატვირთვა გამოიწვია ასევე კალაპოტის ქვიშის კარიერების დამუშავებამ, რომელმაც მთელი მყარი ჩამონადენის 15 % შეადგინა.

მდ. ენგურის თაღოვანი კაშხალის აგების გამო, ამ მდინარის შესართავთან მყარი ჩამონადენი 83 %-ით (Джаошвили, 2003) შემცირდა. ასევე, მდ. გუმისთის მყარი ჩამონადენის შემცირება გამოიწვია და სანაპიროზე უარყოფითი გავლენა იქონია სოხუმის ჰეს-ის აგებამ. აღმოსავლეთი გუმისთის წყალსაცავში (1948-1962 წწ) ამ მდინარის მყარი ჩამონადენის დაგროვებამ 51,9 ათასი მ³ (Виноградова, 1987) შეადგინა, ხოლო შესართავის ფარგლებში ნატანის მოცულობამ 20-25 %-ით იკლო. ამ მდინარეთა გარდა შედარებით ნაკლები დატვირთვის რეგულირებულ მდინარეებს წარმოადგენენ: აჭარისწყალი, აბაშა, ბჟუჟა (ნატანების შენაკადი), ჟოფესე (ხაშუფესეს შენაკადი) და სხვ.

მდინარეთა მყარი ჩამონადენის ბუნებრივ დინამიკაზე განსაკუთრებით ნეგატიური გავლენა იქონია კალაპოტების ფარგლებში კარიერების შექმნამ და აქედან ინერტული მასალის გაზიდვამ. ასე, მაგალითად, მდ. ჭოროხის კალაპოტში (შესართავიდან 7 კმ-ის დაშორებით) მოქმედი კარიერიდან (გასული საუკუნის 60-70-იანი წლები) 600 ათასი მ³ მსხვილი ფრაქციის ალუვიური მასალა გაიზიდა. მდ. რიონის (ს. საჯავახოსთან, შესართავიდან 50 კმ) ყოველწლიურად 0,5 მლნ მ³ ქვიშის მასალის გაზიდვას ქონდა ადგილი, ხოლო მდ. კოდორის კალაპოტიდან – 150 ათასი მ³ ალუვიონი იქნა დამუშავებული. ამავე დროს, ნატანის გაზიდვას მიმართავდნენ შედარებით მცირე მდინარეთა (მოქვი, ჟოეკვარა, მაჭარა, კელასური) კალაპოტებიდანაც, რომელთა მოცულობა ხშირად ამ მცირე ნაკადების მყარ ჩამონადენს ერთი ან ორი რიგით აჭარბებდა.

გასული საუკუნის 90-იანი წლებიდან, ქვეყნის ეკონომიკის განვითარების შეფერხებასთან დაკავშირებით, ინერტული მასალის გაზიდვა მნიშვნელოვნად შემცირდა. თუმცა, საუკუნის დასასრულს ამ მაჩვენებელმა ისევ იმატა. ასე, მაგალითად, მდ. სუფსის

კალაპოტიდან, ნავთობის ტერმინალის მშენებლობასთან (1997-1998 წწ) დაკავშირებით, ალუვიური მასალის დამუშავებამ 40 ათასი მ³ შეადგინა.

მდ. ჭოროხის ჩამონადენის რეგულირებასთან დაკავშირებით, თურქეთის ტერიტორიაზე, კაშხალების კასკადი (მურათლი, ბორჩხა, დერინერი და ა.შ) აიგო, რომლის შედეგად უკვე თითქმის 15-18 წელიწადია, რაც ამ მდინარის როგორც შესართავთან, ისე აჭარის შავი ზღვისპირა ზოლში, ალუვიონის მკვეთრი დაცემისა და ნატანის მასალის მსხვილმარცვლოვანი ფრაქცია შემცირების ტენდენციას განიცდის. არადა მდ. ჭოროხის ჰეს-ების ხანგრძლივი ექსპლოატაცია აჭარის სანაპიროებს კარგს ვერაფერს მოუტანს. ასევე, შესამჩნევი ცვლილებებს უნდა ველოდოთ მდ. ხობის შესართავის (ახალი ტერმინალის აგების გამო) მონაკვეთზეც.

ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან გამოვლინებას წარმოადგენს მდინარეთა კალაპოტებისა და შესართავების ადგილმდებარეობის შეცვლა. ამ საქმიანობის მაგალითად გამოდგება: მდ. ენგურის კალაპოტის მდ. ერისწყალში ჩაშვება და პირველი მათგანის მყარი ჩამონადენის ჯვრის წყალსაცავში დალექვა; ქ. ფოთის წალეკვისაგან დაცვის მიზნით მდ. რიონის ქვემო დინების (1939 წ) ახალ კალაპოტში გადატანა, რასაც ზღვისპირა (დიდი კუნძული) ფართო (300 ჰა) ზოლის წარეცხვა, ხოლო მის მეზობელ უბანზე (ნაბადა) ახალი დელტის ფორმირება (800 ჰა) და სანაპირო ზონის დინამიკის ახალ რეჟიმში გადასვლა.

შავი ზღვის საქართველოს სექტორის სანაპირო ზონაში მდინარეთა ალუვიონსა და ზღვის თანამედროვე ნალექთდაგროვებას შორის ურთიერთობები მკვეთრადაა გამოხატული. ნატანის ჩამონადენის ფორმირება და სანაპირო ზონაში მისი შემდგომი ტრანსფორმაცია, აგრეთვე ზღვიური ნალექების წარმოქმნა ადამიანის აქტიური სამეურნეო საქმიანობისა და წყალქვეშა კანიონების გავლენის ფონზე მიმდინარეობს, რომლებიც ნატანის ბუნებრივი ბალანსის სტრუქტურის დარღვევისაკენაა მიმართული. თვით ნატანის წლიური ბალანსის სტრუქტურა (Джаошвили, 2003) ასე გამოიყურება: წყალსაცავებში დალექილი და ზღვის ნაპირზე მოუხვედრელი მდინარეული ნგრეული მასალის რაოდენობა – 2 მლნ მ³-ს შეადგენს; მდინარეთა კალაპოტების კარიერებიდან გაზიდული ნატანი ალუვიური მასალა 1,0-1,5 მლნ. მ³-ის ტოლია; ზღვაში შემოსული (11,1 მლნ. მ³) მდინარეული მყარი მასალიდან სანაპირო ზონაში დარჩენილი და პლაჟების ფორმირებაში მონაწილე ალუვიონის მოცულობა 2,3 მლნ. მ³-ს არ აღემატება; წყალქვეშა კანიონების ღარების გავლით, უკან მოუბრუნებლად დიდ სიღრმეებზე ჩაცვნილი მსხვილი ფრაქციის ნატანი მასალა 2,0 მლნ. მ³-ს აჭარბებს; სანაპირო ზონიდან გასული და ზღვის ფსკერზე დალექილი (სედიმენტაცია) წვრილი ფრაქციის ნატანი მასალის მოცულობა 6,8 მლნ. მ³-ს შეადგენს.

თურქეთის მდინარეების დიდი უმრავლესობა ადამიანის ზემოქმედების ქვეშ (ჰეს-ების კაშხალები, წყალსაცავები, წყლის გაზიდვა მელორაცია და წყალმომარაგება)

იმყოფება. ამ ქვეყნის მდინარეთა მყარი ჩამონადენის შესახებ სხვადასხვა ავტორების მიერ შესრულებული ნატურული გაზომვებისა და ემპირიული გამოთვლებით მიღებული მონაცემები შეჯამებული აქვს შ. ჯაოშვილს (Джаошвили, 2003), რომლის მიხედვით თურქეთის მდინარეების მიერ შავ ზღვაში შემოტანილი ნგრეული მასალის წლიური (ცხრილი 38. დანართი, 3) მოცულობა 8 000 ათას მ³ შეადგენს, რომლიდანაც 4 855 ათასი მ³ (ანუ 60,7 %) მხოლოდ დიდ მდინარეებზე (იეშილირმაქი, ყიზილირმაქი, ფილოსი, ენიჯე და საქარია) მოდის.

ალუვიური მასალის მნიშვნელოვანი მოცულობა მოდის თურქეთის ზღვისპირა აღმოსავლეთი ნაწილის მდინარეებზე, რომელთა მყარი ნატანი მასალის ჩამონადენი მათი ეროზიის მოდულის სიდიდის მიხედვითაა (Джаошвили, 2003) განსაზღვრული. ამ მხრივ, მდ. ჭოროხიდან მდ. ჰარშითამდე ალუვიური ნატანის ჯამური მოცულობა 750 ათასი მ³, თვით ჰარშითის ჩამონადენი 300 ათასი მ³, ხოლო ჰარშითი-იეშილირმაქის მონაკვეთზე მდინარეთა ალუვიონი 850 ათასი მ³ შეადგინა. თურქეთის ტერიტორიაზე ნაპირის ფორმირებაზე მონაწილე ნატანის საორიენტაციო მოცულობა, დასახელებული ავტორის მიერ, 2-3 მლნ მ³-ითაა შეფასებული, ხოლო ზღვიური ნატანის მოცულობა 5,6 მლნ. მ³ შეადგინა. მკვლევარები მიუთითებენ (Джаошвили, 2003), რომ მდინარეთა წყალსამეურნეო მიზნებით ათვისების შედეგად იეშილირმაქისა და ყიზილირმაქის ნატანი მასალა 97 %-ითაა შემცირებული, ხოლო მდ. საქარიას ალუვიონის მეხუთედი (19 %) ზღვაში მოხვედრას ვერ ახერხებს, რასაც მკვეთრი გაზრდის ტენდენცია აშკარად გააჩნია. ალთინქაიასა და დერბენტის კაშხლების აგების შედეგად, ნატანი მასალის დეფიციტი შენიშნულია მდ.მდ. იეშილირმაქის, ჰასანულურლუსა და სუათულურლუს, ყიზილირმაქის კალაპოტებში. ამჟამად, თურქეთის დიდი მდინარეების წყალსაცავებში 17 მლნ. მ³/წნ მასალა ილექება. რეგულირების გარეშე კი თურქეთის მდინარეების შავ ზღვაში გამოტანილი ნგრეული მასალის მოცულობას 25-26 მლნ. მ³/წნ უნდა შეედგინა.

ბულგარეთის მდინარეების მყარი ჩამონადენი (ცხრილი 39. დანართი, 3) მაღალი არსად არაა. ამავე დროს, წყლის ნაკადების ყველაზე დიდი არტერიები (ველეკა და კამჩია) რეგულირებულია და მათი ნატანის მოცულობა შესაბამისად 17 % და 59 %-ითაა შემცირებული. მდ.მდ. ხოჯისკისა და ბატოვას წყალსარგებლობის გამო, მათ მიერ ნატანი მასალის ტრანსპორტირების უნარი 27 %-ით დაეცა. რაც შეეხება მდინარეებს ფაკიისკას, სრედევკას, აიტოსკასა და პროვადიისკას – ისინი სანაპირო ტბებს ეროვნიან და ნატანი ალუვიური მასალა მათ ფსკერზე ილექება. ამის გამო, ალუვიური მასალის დიდი ნაწილი ზღვის სანაპიროზე ვერ (Dimitrov P., et All., 2000) ვრცელდება.

ამ ქვეყნის მდინარეთა ჩამონადენის რაოდენობრივი მახასიათებლების სურათი შეცვლილია. ამჟამად, ხელოვნური რეგულირების შედეგად ბულგარეთის მდინარეების შავ ზღვაში მყარი ჩამონადენი 751 ათას ტონა/წნ შეადგენს. რეგულირების გარეშე კი ის 1448,9 ათასი ტონა/წნ უნდა ყოფილიყო. ამ მდინარეთა მიერ ზღვაში შემოტანილი პლაჟის

წარმომქმნელი წგრეული მასალის მოცულობა ღღეს 441,9 ათას მ³, ხოლო მათ ღარეგულირებამდე, ანუ ბუნებრივ რეჟიმში - ორჯერ მეტი (850 ათასი მ³) სიდიდე უნდა შეედგინა.

ამდენად, როგორც (ცხრილი 39. დანართი, 3) ჩანს, ბულგარეთის მდინარეებს ზღვაში გამოტანილი (441,9 ათასი მ³) ალუვიური ნატანი მასალის დიდი ნაწილი (80-85 %) წვრილმარცვლოვან ფრაქციას (თიხა-ალევერიტი და შლამი) შეადგენს, რომლის მოცულობა 355,0 – 375,0 ათას მ³ დიაპაზონში მერყეობს. ცხადია, რომ როგორც სანაპირო ზონის, ისე პლაჟის ფორმირებაზე მონაწილეობას დაახლოებით 65,0 – 87,0 ათასი მ³ ნატანი მასალა ღებულობს. როგორც ჩანს, პლაჟზე მთლიანი ალუვიონის მხოლოდ 1/5 ნაწილი რჩება, ხოლო დანარჩენი ბუნებრივ სედიმენტაციას ზღვის ღრმა ფსკერზე განიცდის.

მდ. ბატოვის ჩრდილოეთით, მდ. ღუნაის დელტამდე გავრცელებულ ღროებით ნაკადებს პრაქტიკულად პლაჟწარმომქმნელი ნატანი მასალა არც კი გამოაქვთ. რუმინელი მეცნიერების გამოთვლებით მდ. ღუნაის მყარი ჩამონადენის მოცულობა 54,06 მლნ. ტ/წწ შეადგენს (Bondar et All., 2000). მყარი ჩამონადენის ამ მაჩვენებლიდან დაახლოებით 9-12 % ფსკერულ ნატანს წარმოადგენს, რომელიც ძირითადად დელტის ფორმირებაში ღებულობს მონაწილეობას და ზღვისპირა შესართავის უბანზე ილექება (Михайлова, 1995).

ამჟამად, მდ. ღუნაის მყარ ჩამონადენს, განსაკუთრებით გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან, აშკარა შემცირების ტენდენცია გააჩნია. ასე, მაგალითად, თუ კი უწინ მდინარის ნატანის წლიური მოცულობა 80-85 მლნ. ტ/წწ შეადგენდა, ღღეს ის 50-55 მლნ. ტ/წწ დაეცა (Гидрология устьевой области., 1963). ბოლო კვლევების საფუძველზე მიღებული და შესწორებული (1921-1960 წწ) მონაცემებით კი, ამ მდინარეზე რამდენიმე წყალსაცავის მოწყობის შედეგად, ეს სიდიდე 42,2 მლნ ტ/წწ-დე (Михайлов, 1997) შემცირდა. ახალი მონაცემებით კი (Михайлова и Левашова, 1999) მდ. ღუნაის მყარი ჩამონადენის მთლიანი (ფსკერული და შეტივნარებული) სიდიდე, დელტის (1921-1960 წწ-ში) ფარგლებში 87,8 მლნ. ტ/წწ შეადგენს, ხოლო 1961-1998 წწ-ში ის 51,2 მლნ. ტ/წწ განისაზღვრებოდა.

როგორც ჩანს, რუმინეთის შავი ზღვის სანაპირო ზონაში პლაჟების ფორმირების ერთ-ერთ მთავარ ჰიდროლოგიურ არტერიის, მდ. ღუნაის მყარი ჩამონადენის სიუხვის მიუხედავად, მისი ნაკადის ძლიერი ანთროპოგენური დატვირთვისა და ხელოვნური რეგულირების გამო, რუმინეთის სანაპიროს დიდი ნაწილი, მდინარეთა შესართავებისა და, განსაკუთრებით, მდ. ღუნაის დელტის ზღვის ნაპირების პერიმეტრის გასწვრივ, თითქმის ყველგან ირეცხება, ძირითადი ნაპირი კი შესამჩნევ აბრაზიას განიცდის.

უკრაინის დიდი მდინარეები ყველგან ძლიერი ანთროპოგენური დატვირთვის ქვეშა მოქცეული და მათი ალუვიონის ჯამური მოცულობა 45 %-ითაა შემცირებული, მითუმეტეს, რომ მდინარეთა უმრავლესობა ვრცელ ლიმანებს ერთვის, სადაც 1500 ათასი მ³ ნატანი მასალა (Дедков, 1984; Днепровско-Бутская..., 1989; Лиманы северного..., 1990; Михайлов, 1997; Тимченко, 1990; Miliman, 1981) ილექება. ამ მიზეზის გამო, ზღვაში ამ

მდინარეებს უმნიშვნელოდ მცირე (160-170 ათასი მ³) ნატანი მასალა (ცხრილი 40. დანართი, 3) გამოაქვთ.

როგორც მოტანილი მასალიდან ჩანს, უკრაინის ტერიტორიიდან, შავი ზღვის აკვატორიაში შემდინარე წყლის არტერიების რეგულირების წნეხი საკმაოდ დიდია, რაც მათ როგორც წყლის, ისე ნატანი მასალის (განსაკუთრებით, პლაჟის წარმოქმნელ ფრაქცია) ჩამონადენზე აშკარადაა ასახული. აღნიშნულ მდინარეთაგან განსხვავებით, შედარებით ბუნებრივ მდგომარეობაში დარჩნენ მდ.მდ. სამხრეთი ბუგი და ინგული, რომელთა წყლის ჩამონადენის ჯამური სიდიდე (326 ათასი ტონა/წწ) არც თუ ისე შთამბეჭდავია. დიდი მდინარეების, განსაკუთრებით კი დნესტრისა (2500 ათასი ტონა/წწ) და დნეპრის (2100 ათასი ტონა/წწ) წყლის ჩამონადენის ჯამი დარეგულირებამდე 4600 ათასი ტონა/წწ შეადგენდა. ამჟამინდელი (წყლის ნაკადების ხელოვნური დარეგულირების გათვალისწინებით) ეს მაჩვენებლები, შესაბამისად, 1730 და 800 ათასი ტონა/წწ გახდა ანუ 2070 ათასი ტონა/წწ-ით შემცირდა.

როგორც ჩანს, უკრაინის მდინარეთა დარეგულირების შედეგად წყლის ჩამონადენის შემცირებამ 38670 ათასი ტონა/წწ შეადგინა, ხოლო ნატანი მასალის სიდიდე 21280 ათასი მ³/წწ შემცირდა. აქედან გამომდინარე უნდა ვივარაუდოთ, რომ ნატანი მასალის რაოდენობის დაცემასთან ერთად მოსალოდნელი იყო ნატანი მასალის ფრაქციული შედგენილობის სტრუქტურის დაღრმევა: კერძოდ, ქვიშის ფრაქციის (1,5-2,0 მმ) მკვეთრი შემცირება, რასაც სანაპირო ზონის ლითოვანი-ქვიშოვანი ასპექტების მკვეთრი რღვევის გამო, პლაჟის ზოლების წარეცხვებისა და ძირითადი ნაპირების აბრაზიის გააქტიურება უნდა მოყოლოდა. მომავლის პროგნოზის გათვალისწინებით კი მსგავსი ცვლილება ნაპირების ნეგატიური განვითარების მომასწავებლად უნდა მივიჩნიოთ.

ყირიმის მდინარეები შთამბეჭდავი სიდიდეებით არ გამოირჩევიან. პატარა მდინარეების მყარი ჩამონადენი 75 ათას მ³-ზე მეტს (Дедков, 1984) ვერ აღწევს, რაც ნათლად აისახება სანაპირო ზონის მორფოლოგიასა და დინამიკაში. ცხადია, რომ შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი სანაპირო და ყირიმის ნახევარკუნძულის სამხრეთი ზღვისპირა ზოლი ძლიერი ანთროპოგენური გემოქმედების ქვეშაა მოქცეული და, შესაბამისად, სანაპირო ზონის ფარგლებში (უმთავრესად ძირითადი ნაპირების პერიმეტრზე), აქტიური აბრაზია მიმდინარეობს. ინტენსიური აბრაზიის თავიდან აცილების მიზნით ნაპირების საინჟინრო დაცვასაც საკმაოდ დიდი ყურადღება ექცევა.

განხილული მასალის ანალიზიდან ნათლად ჩანს, რომ შავი ზღვის სანაპირო ზოლში მდინარეული მყარი ჩამონადენის საშუალო წლიური მნიშვნელობა 52,2 მლნ მ³ შეადგენს. ნგრეული მასალის ამ რაოდენობიდან 11,7 მლნ. მ³, თავისი ფრაქციული ნიშნების (მსხვილმარცვლოვანი მასალა) მიხედვით, სანაპირო ზონის უმთავრესი მორფოლოგიური ელემენტის – პლაჟის ფორმირებაში ღებულობს მონაწილეობას. აქედან, დაახლოებით 2,0 მლნ. მ³ სანაპირო ნატანი მასალა წყალქვეშა კანიონების ტალღეების (ფსკერული ღარების) მეშვეობით დიდ სიღრმეებში გადადის, თითქმის 40,5 მლნ. მ³ წვრილი ფრაქციის

ნატანი მასალა ზღვის ფსკერზე თანამედროვე სედიმენტაციას (დალექვას) განიცდის, რომლის 90 % შელფის ზედაპირზე ილექება, დანარჩენი კი დიდ სიღრმეებზე გადადის. ამ მოცულობის მასალის გადანაწილება მდინარეთა ანთროპოგენური გარდაქმნების (ნაკადების რეგულირება, წყალსამეურნეო ათვისება) პირობებში მიმდინარეობს. თუმცა, ბუნებრივ რეჟიმში მყარი ჩამონადენს 95,0 მლნ. მ³ ანუ 1,82-ჯერ მეტი სიდიდე უნდა შეედგინა.

მყარი ჩამონადენის წლიური ჯამური მოცულობის რაოდენობრივი მონაცემების წარმოდგენისა და სანაპირო ზონის მორფოდინამიკაში მათი მონაწილეობის შესახებ ანალიზი ვერ იქნება სრულყოფილი, თუ ჩვენ არ მივიღებთ მხედველობაში ნატანი მასალის ზღვაში შემოტანის დროითი (სეზონური, შიდასეზონური) დინამიკის სტრუქტურულ ნიშნებს, მასთან დაკავშირებულ ნაპირების შიდასისტემური ქცევების ხასიათს, მდინარეთა მყარი ჩამონადენის ფორმირებისა და სანაპირო ზონაში შემოტანის დროითი არათანაბრობის ზოგიერთ დეტალებს.

მუდმივი ზედაპირული წყლის არტერიების ფორმირების უმთავრესი მიზეზი კლიმატური პირობაა. ფრანგმა მეცნიერმა – მარტონმა გამოიანგარიშა, რომ არაკარსტულ არეალებში მდინარეთა მუდმივი ნაკადების ფორმირების მიზნით ატმოსფერული ნალექების წლიური მოცულობა ზომიერ განედებში 250 მმ-ს, ხოლო სუბტროპიკებში 500 მმ-ს უნდა აღემატებოდეს (ალფენიძე და სხვ., 2003, გვ. 206-207). მითითებულ მონოგრაფიაში ვკითხულობთ: “...ამკარაა, რომ მდინარე არა მარტო შესაბამისი ჰავის შედეგად ფორმირებული კლიმატის „შვილია“, არამედ ის კლიმატის ფუნქციაა, რადგან მისი წარმოშობა, მთელი მისი „სიცოცხლე“ და, საბოლოოდ კი ევოლუცია, სწორედ, კლიმატთან მჭიდროდ დამოკიდებულებაში არსებობს. მდინარეებზე, ჰავასთან ერთად, გავლენას სხვა კომპონენტებიც ახდენენ. ამიტომ, მდინარეები მათი აუზების ჰავის პროდუქტია, თუმცა მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმი და იერ-სახე ბუნებრივი პირობების ერთიანი გამოვლინების შედეგია”.

მდინარეების მიერ შესრულებული დამანგრეველი (ეროზია) მოქმედებას, მასალის ტრანსპორტირებასა და დალექვას, დელტების ფორმირებას, შესართავების ფრაგმენტების განვითარებასა და, ზოგადად წყლის არტერიების „ცხოვრებისეული“ რეჟიმის ჩამოყალიბებას საფუძვლად უდევს კვების წყაროები და ჩამონადენის დროითი გადანაწილება. ამ მხრივ, მდინარეთა კლასიფიკაციის (Львович, 1938; Соколов, 2007) მიხედვით, შავი ზღვის აუზის მდინარეები შემდეგ ტიპებშია გაერთიანებული: 1. წვიმის წყლების მდინარეთა ტიპი - შემოდგომის, ზამთრის ან გაზაფხულის წყალდიდობები მკვეთრად გამოხატული ცალკეული პიკებით; 2. თოვლის დნობის წყლით კვების მდინარეთა ტიპი - შუა და გვიანი გაზაფხულის წყალდიდობით; 3. მყინვარების წყლებით კვების მდინარეთა ტიპი - გვიანი გაზაფხულისა და ადრე გაზაფხულის წყალდიდობით.

როგორც მოტანილი ანალიზისა და კლასიფიკაციის ნიშნებიდან ჩანს, ეროზიული პროცესების მიმდინარეობა და მისი აქტიურობისა თუ პასიურობის ნიშნები, ასევე მდინარეების წყლიანობის (ცხადია, მყარი ჩამონადენის) რეჟიმის პარამეტრები, დამოკიდებულია არა მარტო მათი კვების წყაროებზე, არამედ სახეზეა ჩამონადენის სივრცე-დროითი სხვაობანი, რეგიონის ჰავის ნიშნები, რელიეფისა და ლითოლოგიის ფაქტორების სინთეზური ერთიანობა.

ცნობილია, რომ მდინარეებსა თუ დროებით ნაკადებს მყარი ნატანი მასალის გაბატონებული უმრავლესობა (80-90 %) სწორედ წყალდიდობების დროს გამოაქვთ. მცირე მდინარეებზე (კელასური, აათსთა, მაჭარა, კინტრიში და სხვ) წყლის უდიდესი ხარჯი შემოდგომისა და ზამთრის სეზონების წვიმებს უკავშირდება. თუმცა, მათი ნატანი მასალის მოცულობა ძალზე მცირეა და ნაპირების ფორმირებაში მნიშვნელოვან როლს ვერ ასრულებს. დიდი და საშუალო მდინარეები (ბზიფი, კოდორი, ენგური, რიონი, ჭოროხი, დუნაი, დნეპრი, მზიმთა, ფსოუ და სხვ) გაზაფხულისა და ზაფხულის მაღალი დონეებითა და ჭარბი წყლიანობით ხასიათდებიან, ნატანი მასალის სიუხვითაც გამოირჩევიან და ნაპირების ფორმირებასა თუ ზღვიური სედიმენტაციის პროცესებში, მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ.

მდინარეთა ჩამონადენის ბუნებრივი რეჟიმი უფრო შთამბეჭდავ და მასშტაბურ ასახვას გეოლოგიური და ისტორიული წარსულის ჰავის ცვლილებებში პოულობდა. სავარაუდოა, რომ პლეისტოცენისა და ჰოლოცენის საზღვარზე, ვიურმული მყინვარების ინტენსიური დნობის პირობებში, მდინარეთა ხარჯი და ნგრეული მსხვილი ფრაქციის ნატანი მასალის ჩამონადენი, დღევანდელთან შედარებით, განუზომლად მეტი იყო. შეტივანარებული წვრილი ფრაქციის (ალევერიტი) ნატანი მასალის ხარჯს კი დაბალი მნიშვნელობა ჰქონდა. ამასთან ერთად, ისტორიული დროის მოახლოვებასთან ერთად, მდინარეთა სადინარეებში წვრილდისპერსიული მასალის ერთი-ორად გაზრდილი მოცულობის მოხვედრას უნდა ჰქონოდა ადგილი. მის გამომწვევ მიზეზად უნდა ჩაითვალოს, მეზოლითსა (ჰოლოცენის დასაწყისი) და მომდევნო (შუა საუკუნეებამდე) ეპოქაში, მოსახლეობის მიერ მიწათმოქმედების ზრდისა და, მისგან გამომდინარე, კულტურული ნათესების ფართობების დამუშავების ფართო პრაქტიკა, რომლის გამო ტყეების გამუდმებული ჩეხვა და მიწის სავარგულების ზრდას ჰქონდა ადგილი. ცხადია, რომ დამუშავებული სავარგულების ფართო ზედაპირებიდან ინტენსიური ეროზიის მსვლელობამ, დიდი მოცულობის თიხისა და წვრილი ქვიშების მდინარეთა კალაპოტებში მოხვედრა განაპირობა.

მსხვილი ფრაქციის ნატანი მასალის ფორმირება და ზღვრული სიდიდის მიღწევა, ცხადია უფრო გვიან (შუა ჰოლოცენი, ატლანტური პერიოდი, 7500-5000 წლის წინ) დაიწყო. ცხადია, რომ ხანგრძლივი ვიურმული მყინვარული ეპოქის მანძილზე, ძლიერი მექანიკური გამოფიტვის პირობებში, ნგრეული მასალა მდინარეთა ხეობებში გროვდებოდა.

ჰოლოცენური კლიმატური ოპტიუმის დროს კი საფარისებრი და მთების მცინვარების მკვეთრი შემცირება მიმდინარეობდა, რომლის შედეგად მდინარეთა ხარჭი აშკარად გაიზარდა და მძლავრი ფლუვიოგლაციალური მყარი მასალის ზღვისკენ ტრანსპორტირებას შეუწყო ხელი. ზღვის ნაპირებზე მათ დაღეჭვას ვრცელი სანაპირო ვაკეების ფორმირება მოყვა. ეჭვის გარეშეა, რომ შავი ზღვის ალუვიურ-აკუმულაციური ნაპირები სწორედ იმ უხვი მყარი ჩამონადენის შედეგადაა გაჩენილი, რომელიც ატლანტური ოპტიუმის დასასრულს (5000 წლის წინ) ემოხვევა.

მომდევნო – სუბბორეალურ პერიოდში (5000-2500 წლის წინ), მშრალი და თბილი ჰავის პირობებში, მდინარეული ჩამონადენი შედარებით მცირე უნდა ყოფილიყო. სუბატლანტიკური (ჩვ.წ. აღ-მდე V ს) პერიოდის დაწყებასთან ერთად, ცივი და ნოტიო ჰავის პირობებში, მდინარეთა ჩამონადენი (თხევადი და მყარი) დაბალი მნიშვნელობისაა და ნაპირების გასწვრივ პლაჟების კვებას სუსტი როლი ჰქონდა დაკისრებული. პლაჟების დეგრადაციის შედეგად ზღვის ნაპირის გასწვრივ გაშენებული მაშინდელი ძველბერძნული კოლონიზაციის ქალაქები და დასახლებები დაინგრა და ზღვის წყლით დაიფარა. ზღვის დონის აწევასთან ერთად ნაპირების წარეცხვას ხელს უწყობდა სანაპირო ზონაში ნატანი მასალის დეფიციტი, რომელიც XIX ს-ის შუა წლებამდე გაგრძელდა. შავი ზღვის დონე და, შესაბამისად მისი ჩამონადენი „მცირე კლიმატური ოპტიუმისა“ და „მცირე მცინვარული ეპოქების“ დროს შედარებითი სტაბილური (Джаошвили, 2003) რეჟიმის პირობებში იმყოფებოდა. სავარაუდოდ, ზღვაში შემოსული მდინარეთა მყარი ჩამონადენიც სტაბილური და თანამედროვე სიდიდესთან მიახლოებული იყო. სწორედ, ამ დროს ჩამოყალიბდა შავი ზღვის ნაპირების ძირითადი იერ-სახე.

კლიმატთან ერთად, ფსკერული ნატანის ფორმირებაში მონაწილეობის მიღება შეეძლოთ მთიანი მხარეებისთვის დამახასიათებელ ძლიერ ევზოგენურ (მინისძვრები, კლდეზვავები, ღვარცოფები, წყალმოვარდნები) ფაქტორებს. მათი მნიშვნელობა ზოგჯერ აჭარბებდა კიდევაც ამჟამად მიმდინარე აქტიურ პროცესებს, რომელზედაც მონაწილეობენ როგორც წყალზედა, ისე წყალქვეშა დიდი აკუმულაციური სხეულები. ამ მხრივ, შავი ზღვის, როგორც ერთობ გამორჩეული რეგიონის შესახებ მიუთითებენ მეცნიერები (Черное море, 1983). სედიმენტაცია და დაღეჭვა, ასევე ფსკერის ნალექების შედგენილობა მდინარეთა გავრცელების ბუნებრივ პირობებთანაა დაკავშირებული, სადაც მიმდინარეობს წყლის ნაკადების ფორმირება და მათი რაოდენობრივ-თვისებრივი ხასიათის ჩამოყალიბება.

ზღვის ნაპირის ფორმირებას არა მარტო მყარი ჩამონადენი და სანაპირო ზონის ლითო-მორფოდინამიკა, არამედ პლაჟის ზოლი, მისი მიმდებარე წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი და შელფური ზოლი, ზღვისპირეთის მიმდებარე ხმელეთის გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური, ტექტონიკური და კლიმატური პირობები განსაზღვრავენ. შავი ზღვის შელფზე ნატანის მძლავრი შელფისპირა ნაკადების (Айбулатов, 1984, 1990) არსებობას აქვს ადგილი. მათი ფორმირების, მიმართულებებისა და სიჩქარეების

კონტროლი (ხელშეწყობი პირობები), მდინარეთა ალუვიონთან ერთად, ნაპირის კონტურის, შელფის რელიეფისა და გაბატონებული დინებების ასპექტებით განისაზღვრება. ზოგადად, ამ წერილი მასალის დინამიკა ძირითადად სანაპიროს გასწვრივი ნაკადების მოძრაობების თანხვედნილია. დასახელებული ავტორი ამტკიცებს, რომ ყოველი მდინარის ალუვიონს თავისი გავრცელების არეალი გააჩნია, ხოლო მათი სედიმენტაცია იმავე საზღვრებში მიმდინარეობს.

ამგვარად, შავი ზღვის სანაპიროების აბიოტური პროცესები, მათი დინამიკურ-მოფოლოგიური ნიშნები, სედიმენტოგენები, ზღვიური ფაქტორების გამოვლინებებთან ერთად, მთლიანდ დაკავშირებულია ზღვისპირეთის მიმდებარე ხმელეთის ბუნებრივ პროცესების კომპლექსთან, რომელთა შორის უმთავრესი დამაკავშირებელი „არტერია“ მდინარეთა ქსელი და წყლის ნაკადებია. მათ მიერ სრულდება ზღვისპირეთსა და შელფზე ეროზიულ-დენუდაციური საქმიანობის პროდუქცია – ნგრეული, ალუვიური ნატანი მასალა. პლანეტის ეს ნაწილი – მდინარე-შესართავი-ზღვა განიხილება როგორც ერთიანი და მთლიანი სისტემა-კომპლექსი, რომელსაც თავისი შინაგანი, სისტემისათვის დამახასიათებელი, მკვეთრი კვანძები და მათი შემაერთებელი ნაკადები გააჩნია. ამ სისტემის მთავარი მახასიათებლები – ნატანის ჩამონადენი, შესართავების ფორმირება და გარდაქმნა, სანაპირო ზონის ლითო-მორფოდინამიკური პროცესები, ადამიანის ანთროპოგენური დატვირთვის ასპექტები, სანაპიროების აღდგენა და დაცვა – საზოგადოების თანამედროვე მეცნიერული შემოქმედებისა და პრაქტიკული საქმიანობის აუცილებელი პოლიტიკაა.

ამ ამოცანების მიღწევისათვის მნიშვნელოვანია: ერთიანი ძალით ხანგრძლივი და ინტეგრირებული კვლევის ჩატარება; მიღებული მასალის ღრმა ანალიზი და ღირებული დასკვნების გამოტანა; პრაქტიკული მნიშვნელობის, პრაგმატულ აზროვნებაზე დამყარებული, რეკომენდაციების შემუშავება და მათი პრაქტიკაში რეალიზაცია; ზღვის სანაპირო სისტემის ოპტიმიზაციის საინჟინრო თუ სხვა ღონისძიებების (ნაგებობები, რეგულირების სახეები, მართვის ბერკეტები) ხანგრძლივი ექსპლოატაციის მსვლელობაში კომპლექსის შიდა სისტემური ქცევის კონტროლის სისტემის ამოქმედება და მრავალი აღიარებულ მეთოდებზე დამყარებული კვლევების საფუძველზე, მეცნიერულად დადასტურებული შედეგების ნაპირების აღდგენა-დაცვით საქმიანობაში გონივრული რეალიზაცია.

მ. ალფენიძე, ზ. ლომთათიძე

შავი ზღვა: აბიოტური და ბიოტური პროცესების დინამიკა

(აბიოტური ფაქტორები)

ნაწილი პირველი

დასკვნები

თავი I. შავი ზღვის ქვაბულის გეოლინამიკა.

1. შავი ზღვის ღრმა და ჯამისებრი, ტექტონიკური გენეზისის ქვაბულის განაპირა ფერდობის გასწვრივ მდებარე შელფს ხმელეთიდან მემკვიდრეობით მიღებული რელიეფის ნიშნები გააჩნია და წყალქვეშა კალთისაკენ მცირედ ($4-5^{\circ}$), ზოგჯერ ციცაბოდ ($18-20^{\circ}$) დახრილი ფერდობების წყალქვეშა კანიონების (ბიჭვინთის, სოხუმის, კოდორის, ენგურის, ფოთის, ბათუმის) მიერ დასერილი ზედაპირი გააჩნია.

ელიფსური ფორმის შავი ზღვის ფართობი 422 ათასი კმ^2 -ია. მათ შორის, შელფს 108 ათ. კმ^2 , წყალქვეშა კონტინენტური კალთისა 100 ათ. კმ^2 -ია. ხმელეთიდან შელფის ზედაპირის გავლით წყალქვეშა სუსპენზიური და მსხვილი ფრაქციის მასალის ნაკადები ზღვის ფსკერზე ილექება ცალკეულ გამოზიდვის კონუსებს ჰქმნის.

2. შავი ზღვის მესამეულამდე დროის გეოლოგიური ($65,5$ მლნ. წლის წინ) განვითარების ისტორია ტეთისის ვრცელ ოკეანეში (ატლანტის ოკეანიდან, დასავლეთი ევროპისა და შავი-კასპიის აუზების გავლით, ინდოეთის ოკეანემდე) ალპური გეოსინკლინის არსებობას უკავშირდება და მის ორ შტოს (პონტოს მთები და კავკასიონი) შორისაა მოქცეული.

შედარებით სუსტი ცუნამის ფაქტები შავი ზღვის აუზის თანამედროვე ტექტონიკურ აქტივობაზე მიუთითებს. სეისმური მოვლენების მიერ გამოწვეული სანაპირო რელიეფის დეფორმაცია ისტორიული დროის მინისძვრების ფაქტებს უკავშირდება და აქტიური სეისმური პროცესების პროგნოზის გამოვლენას გვპირდება, რაც ძლიერი ანთროპოგენური დატვირთვების პირობებში, მათი გაძლიერების ტენდენციამდე მიუთითებს.

შავი ზღვის სანაპიროს აღმოსავლეთი, დასავლეთი და სამხრეთი ნაწილები ალპური დანაოჭების, ხოლო ჩრდილოეთი (ყირიმის გარდა) პერიფერია ბაქურ გეოტექტონიკურ ერთეულებშია მოქცეული. აუზის ჩრდილოეთი და დასავლეთი ნაწილები (რუსეთი, რუმინეთი და უკრაინა) და კოლხეთის ზღვისპირა პერიმეტრზე ნეოგენურ-მეოთხეული მასალაა წარმოდგენილი, ყირიმის სამხრეთი ნაწილი მეზობურ ნალექებს უკავია, კავკასიონის ქედის სანაპირო ცარცული და პალეოგენური ნაფენებითაა აგებული, თურქეთისა და ბულგარეთის სანაპიროზე ცარცული ქანებია გავრცელებული.

საქართველოს ფარგლებში სანაპიროს ციცაბო ფერდობები კირქვებით, მერგელებით, ქვიშაქვებითა და ვულკანური ნალექებითაა აგებული. ძველი დელტების ფრაგმენტებზე (მიუსერა-გუდაუთის, ციხისძირის პერიმეტრი) მაღალი კლიფებია გამომუშავებული, ეშერა-ახალი ათონის დაბალი სერის ოლიგოცენურ თიხებში (მაიკოპური წყება) მეწყრული პროცესები მძვინვარებს. სანაპირო დაბლობებზე მეოთხეული რიყნარები, ქვიშები და თიხის ფენები, ხოლო ქობულეთი-ბათუმისა და კახაბერის ვაკეებზე ეოცენური თიხები, მერგელები, ქვიშაქვები და ეფუზივებია გავრცელებული.

3. სანაპირო ზონის ნგრეული მასალა ძირითადი ნაპირის აბრაზიის პროდუქტებითა და მდინარეთა აუზების ამგებელი ალუვიონითაა აგებული. მათი ლითოლოგიური ნიშნები ნატანის მიგრაციის განსაზღვრასა და პრაქტიკული ამოცანების (ნაპირდაცვა) გადაწყვეტას ემსახურება.

საქართველოს შავი ზღვისპირა პლაჟების კვებაში მონაწილე დიდი (ფსოუ, ბზიფი, გუმისთა, კელასური, კოდორი, ენგური, რიონი, ჭოროხი) მდინარეები (ჭოროხის გარდა)

კავკასიონის ქედის სამხრეთი ფერდობის ამგებელი ქანების ეროზიას აწარმოებენ და ნაპირზე მარკირებული (ბუნებრივად ნიშანდობილი) ნგრეული მასალა ჩამოაქვთ: მდ. ფსოუ პორფირიტებს, ფიქლებს, კირქვებს, მერგელებს, ქვიშაქვებს რეცხავს; მდ. ბზიფის მიერ კი თიხა-ფიქლების, ქვიშაქვებისა და კირქვების, ვულკანური წარმონაქმნების (მარკირებული მასალა) ეროზიას აქვს ადგილი, რაც ამ მდინარის შესართავიდან მიუსერას ბორცვებამდე გავრცელებულ ნაპირისგასწვრივ ნაკადს საკუთარ პეტროგრაფიულ ნიშანს აძლევს; მდ. მჭიმთისა და ხიფსთის ალუვიონი კირქვის, მერგელისა და ქვიშაქვის გვერდით მარკირებულ პორფირიტს შეიცავს და პლაჟზეც კირქვები და პორფირიტები შეიმჩნევა, წყალქვეშა ფერდობზე (ბენჩი) კი მდ. პალეობზიფის კონგლომერატის აბრაზიის პროდუქტის ერევა და პლაჟის კვებაში მონაწილეობს; მდ. გუმისთა თიხა-ფიქლებს, ქვიშაქვებს, მერგელებს, კირქვებს, პორფირიტებს, ანდეზიტებს რეცხავს. მისი დელტური ვაკე სწორედ ამ ქანების ნგრეულ მასალას შეიცავს; მდ. კელასური ვარდისფერი გრანიტოიდებში (მარკირებული მასალა) გაედინება და შესართავთან ახალ ნაპირისგასწვრივ ნაკადს ქმნის, რომელიც მდ. კოდორის დელტამდე ვრცელდება; მდ. კოდორის აუზი კრისტალური ფიქლებით, კვარციტებით, თიხა-ფიქლებით, პორფირიტებით, კირქვებით, ქვიშაქვებითა და მერგელებითაა აგებული. მათი ნგრეული მასალით ფორმირებული ნაპირისგასწვრივი ნაკადი მდ. ენგურის შესართავამდე (სიგრძე 67 კმ) ვრცელდება. ამჟამად, ეს ნაკადი ოჩამჩირის პორტის მოლოს მიერ ხელოვნურად განყვეტილია;

მდ. ენგურის აუზის მდინარეები მთავარი კავკასიონის, სვანეთის, კოდორისა და ოდიშის ქედების ამგებელი ქანებისა (პორფირიტები, კირქვები, მერგელები) და მყინვარული დენუდაციის მასალის (კრისტალური ფიქლები, გრანიტოიდები) დრენირებას ახდენენ. მდ. ენგურის დელტაც ამ ქანების ნგრეული მასალითაა აგებული; მდ. რიონი და კოლხეთის წყლის არტერიები ზღვამდე მხოლოდ წვრილი (ქვიშა, თიხა) ფრაქციის მასალას ეზიდებიან; მდ. ჭოროხის აუზის (22100 კმ²) მდინარეები თურქეთის დანალექ და ვულკანურ ქანებს რეცხავენ. მათი ნგრეული მასალითაა აგებული ამ მდინარის ვრცელი დელტა და პლაჟის საკმაოდ გრძელი (53 კმ) ზოლი, რომელიც მდ. ნატანების შესართავამდე ვრცელდება.

4. შავი ზღვის უძველესი (4,0-0,6 მლნ წლის წინ) პლიოცენ-პლეისტოცენის რეგრესიული აუზი (160-180 მ) ადრეჩაუდური ტრანსგრესიითა და მომდევნო რეგრესიით (120-140 მ) შეიცვალა, რომელსაც გვიანჩაუდური ტრანსგრესიული და რეგრესიული აუზების მორიგეობა (100-110 მ) მოჰყვა. ადრეძველეექსინური (500 ათასი წლის წინ) აუზი ტრანსგრესიით დაიწყო, რეგრესიით (70-80 მ) დამთავრდა და გვიანძველეექსინური (50-60 მ) ტრანსგრესიით შეიცვალა. უზუნლარული ტრანსგრესიულ-რეგრესიული (30-40 მ) აუზის შემდგომ ადრეკარანგატული (20-25 მ) ტრანსგრესიასა და რეგრესიას ჰქონდა ადგილი, ხოლო გვიანკარანგატული (10-15 მ) ეპოქა ძლიერი ტრანსგრესიით ხასიათდებოდა. სუროჟული აუზი 70-25 ათასი წლის წინ გავრცელდა. მომდევნო ზედავიურმული გამყინვარების სინქრონულ - ახალექსინურ (30-9 ათასი წლის წინ) ღრმა რეგრესიას (ზღვის დონე 100 მ-ზე დაბალა დაეცა) შესართავისპირა ვაკეზე ხმელეთის ძლიერი სიღრმითი ეროზია შეესაბამებოდა. ის ძველშავზღვიური (ფლანდრული) ტრანსგრესიით (10-15-დან 6-მდე ათასი წლის წინ) შეიცვალა. ნიმფეური აუზის ისტორია ზღვის დონის დაცემით (ფანაგორიული რეგრესია, 2500-1600 წლის წინ) დაიწყო (- 4-5 მ), რომელსაც

მცირე ტრანსგრესია (1700-1500 წლის წინ) მოჰყვა. ზღვის დონის აწევას, არა თუ პლაჟის წარეცხვა და გვიანწერილი თუ ადრეებრინჯაოს დასახლებების ნგრევა, არამედ ბერძნული კულტურის ძეგლების (აპოლონია, მესამბრია, ოდესოსი ბულგარეთში), რუმინეთის (კალატისი, ტომისი, ისტროსი) კოლონიების, სამხრეთი უკრაინის (ოლვია, ტირასი), ყირიმის (ხერსონესი, თეოდოსისი, პანტიკაპევა), ტამანის ნახევარკუნძულის (ფანაგორია), საქართველოს (პიტიოსი, დიოსკურია, ფაზისი) ისტორიული მემკვიდრეობის განადგურება მოჰყვა. ამ ისტორიული დროის ნაგებობების უმრავლესობა ზღვის ნაპირზე რეგრესიულ ეპოქაში (ზღ. დონე -4 მ) ააგეს. მომდევნო ტრანსგრესიებმა კი მათ „ძირი გამოუთხარეს“ და ნაწილობრივ დაანგრის კიდევაც.

მომდევნო ანტიკური რეგრესია (-2,0 მ) ტრანსგრესიით შეიცვალა, რომელიც ამჟამად გრძელდება. თანამედროვე ტრანსგრესიულ ფაზაში, ბუნებრივ-ანთროპოგენური განვითარების ეტაპზე, ზღვის დონე აწევას (1,5-2,0 მმ/წწ) განიცდის, რომელიც სამეურნეო ნეგატივიზმთან (CO_2 ზრდა, ჰავის ცვლილებები, ოზონის ეკრანის დაშლის ტენდენცია, ფონური რადიაციის ზრდა, ინერტული მასალის გაზიდვა, სანაპიროს ბალანსის დარღვევა) შედარებით, ამკარად დამორჩილებულ როლს ასრულებს. აქედან, ცხადია: სანაპიროს შენარჩუნების მიზნით ამკარაა ზღვის ბუნებრივი რეჟიმის შენარჩუნება და ანთროპოგენური ფაქტორების გათვალისწინება.

კოლხეთის აკუმულაციური დაბლობის შავი ზღვისპირა პერიფერიის ალუვიური რელიეფი დასავლეთი საქართველოს მდინარეთა (ბზიფი, გუმისთა, კელასური, ლალიძგა, ენგური, რიონი) აკუმულაციური მოქმედების შედეგია.

კოლხეთის ბორცვები (აფხაზეთი) სანაპირო ტერასების მორიგეობითა და კარსტული რელიეფით ხასიათდება, მთისწინეთის ზღვისპირა ზოლზე კლდოვანი კლიფებისა (გაგრა, მიუსერა, ახალი ათონი) და მკვრივი თიხების (ეშერა, კინდლი, ოჩამჩირე) ფლატეები უშუალოდ ზღვის კიდეზე გამოდიან.

სამხრეთი კოლხეთის ბორცვების (აჭარა-იმერეთის ქედი) ზღვისპირა პერიფერია მარტივი მოხაზულობის ეროზიული რელიეფით ხასიათდება. მცირე კავკასიონის დასავლური ზოლის (გონიო-სარფის ზღვისპირეთი) რელიეფი სინკლინურ (აჭარის ქვაბული) სტრუქტურაშია ფორმირებული.

5. შავი ზღვის სანაპირო ხაზი სუსტი დანაწევრებისაა. ამის მიუხედავად, შედარებით დანაწევრებულ (ჩრდილო-დასავლეთი და ჩრდილოეთი) ნაპირებზე ხმელეთში შეჭრილი უბეები (ოდესისი, იავორლიცკისი, ტენდროვსკისი, კარკინიტსკისი, კალამიტისი, ფეოდოსიისი, პერეკოპისი, დნეპრ-ბუგისი, დნესტრისი) შექმნილი. კავკასიის ჩრდილო-აღმოსავლეთ კიდეზე ნოვოროსიისკის უბე, ხოლო თურქეთის შავი ზღვისპირეთში სინოპისა და ბონას უბეები, სამსუნის ყურე, ხოლო ევროპულ ნაწილში იგნეადას, ვარნისა და ბურგასის უბეები, ზოგან მდინარეთა შესართავებში შეჭრილი ლიმანებია წარმოდგენილი. ზღვის ღია ყურეები აბრაზიული და აკუმულაციური კონცხების შვერილებითაა გამოყოფილი. კერძოდ, რუსეთში (პანაგეა, უტრიში, დოობი, ინდუკოპასი, დაგომისი, უჩ-დერე, ტონკი, ტოლსტი, კადოში და სხვ), ბულგარეთში (მასლინ ნოსი, ჰუმატა, აგალინა, სოზოპოლი, წმ. ათანასე, გალათა, კალიაკრა, რეზოვო, თალასაკრა და სხვ), ყირიმში (ქერჩი, ტარხანკუტი) და სხვ. ზღვისპირა აკვატორიაში რამდენიმე კუნძული (ბერეზანი, კეფკენი, ზმინი) და ნახევარკუნძულია (ყირიმი, ტამანი, ინჯებურუნი, იასუნი, კოჯაელი) ფორმირებული.

საქართველოს ზღვისპირა პერიმეტრზე ფორმირებულია მზიმთა-ფსოუს, სოუკ-სუს, ბიჭვინთის, სოხუმის, დრანდის, კახაბრის დელტები, ალუვიურ-ზღვიური გენეზისის ფსოუს, სერა-ბაბას, სოუკ-სუს, ბიჭვინთის, სოხუმის, კოდორის, ბურუნ-ტაბის ასიმეტრიული კონცხები, ხმელეთში შეჭრილი ბიჭვინთის, გუდაუთის, სოხუმის, წყურგილის, ბათუმის ყურეები, ბომბორისა და გაგრის რეიდები. დელტების სხეულებში ლაგუნური ტბების რელიქტები (პალიასტომი, ინკითი, ბებესირი, წყურგილი და სხვ) ამჟამადაც შენარჩუნებულია.

სანაპიროებზე ხშირად (აფხაზეთი, აჭარა) მენყრული პროცესების განვითარებას აქვს ადგილი. ზოგან მათი ენები წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე (4-5 მ) ვრცელდება. მენყრების გენეზისი აქ ინტენსიურ ზღვიურ აბრაზიას უკავშირდება. ნაპირების ნგრევა XX-ის მეორე ნახევარში საკმაოდ გავრცელებულ მოვლენას წარმოადგენდა. მის გამომწვევ ანთროპოგენური მიზეზებია პლაჟებისა და მდინარეთა ინერტული მასალის გაზიდვა, ჰესებისა და ნავსადგურების აგება.

გუდაუთის, ახალი ათონის, ეშერის სანაპიროებზე გავრცელებული მენყრები ხშირად წყალქვეშა ამობურცვის ზვინულებს ქმნიან. ამ ფრაგმენტების ნაპირების დაცვას კაპიტალური (ბუნა, ტალღასაჭრელი, კედლები) და ფასონური (ლარსენის ბლოკები, ტეტრაპოდები, დიპოდები) ტიპის კონსტრუქციებით ახდენენ.

6. შავი ზღვის სანაპიროზე (საქართველო) ალუვიური მასალა ძირითადად 50-მდე დიდი და 100-მდე მცირე მდინარეს ჩამოაქვს. მისი მოცულობა 4662,0 ათას მ³/წწ-ია და 52,5 ათასი კმ²-ის ფართობიდანაა დრენირებული. აქედან, მდ. ბზიფის წილი 100 ათას მ³, მდ. კოდორის - 270 ათას მ³, მდ. რიონის - 1350 ათას მ³, ხოლო მდ. ჭოროხისა 2500 ათას მ³ შეადგენს. მდ. ენგურის მყარი ჩამონადენი (ენგური-ჰეს-ის აგებამდე) 1500 ათასი მ³ იყო, დღეს კი მისი ნოცულობა 20-ჯერ დაეცა.

სანაპირო ზონის მორფოდინამიკა შეპირობებულია ალუვიონის სიუხვით, დასავლური ტალღების გაბატონებით, გეოლოგიური სტრუქტურებით, გეოტექტონიკური დანაწევრებით, პირველადი რელიეფის დანაწევრებითა და სხვ. მათ მიერ პლაჟის მასალის ნაპირისგასწვრივი ნაკადების დინამიური სისტემებია ფორმირებული, რომლებსაც გავრცელების საკუთარი პერიმეტრები შეესაბამებათ: ჩრდილო (მდ.მდ. ფსოუ-ბზიფი) - 45 კმ; ბზიფის (მდ. ბზიფი - ბიჭვინთა) - 12 კმ; მიუსერის (ბიჭვინთა - მდ. ჰიფსთა) - 15 კმ; გუდაუთის (მდ.მდ. ჰიფსთა - გუმისთა) - 38 კმ; გუმისთის (მდ.მდ. გუმისთა - ბესლეთი) - 10 კმ; კელასურის (მდ.მდ. ბესლეთი - კოდორი) - 25 კმ; მდ.მდ. კოდორი - ენგური 67 კმ; ფოთის (მდ.მდ. ენგური - ნატანები) - 57 კმ; ჭოროხის (თურქეთის საზღვარი - მდ. ნატანები) - 53 კმ.

7. ალუვიურ-ზღვიური გენერაციის რელიეფის ფორმების განვითარების ზოგად მექანიზმს შეესაბამება ბიჭვინთის, კოდორისა და ბათუმის აკუმულაციური სხეულები. გუმისთის დელტის (სოხუმის კონცხის) ფორმირების დეტალები კი განსხვავებულია: რელიეფის ამ ფორმის განვითარება მდ. გუმისთის შესართავთან ფორმირებული რიასული ტიპის ნაპირის ეშერის მასივის (აბრაზიული კონცხის) მიერ ბლოკირების პირობებში, სანაპირო ზონა „ტალღურ ჩრდილში“ მოაქცია. სოხუმის წყალქვეშა ფერდობსა და ხმელეთის ზოლზე ტორფის ფენების ზღვიური ქვიშებზე დაღეფვის ფაქტები ნაპირის ამ ფრაგმენტის ნაზვინით გადაკეტვას, ზღვიდან იზოლირებასა და ლაგუნის ფორმირებაზე მეტყველებენ, რომელიც გუმისთისა და მდ. კელასურის ცელების შეერთებით იყო

გამოწვეული. ლაგუნის აკვატორიისა და ნაპირის განვითარებაში ერთ ათეულზე მეტი ფაზა გამოიყოფა, რომელთა შორის ძირითადია: რიასული ნაპირი და სოხუმის კლიფის, აკუმულაციური ტერსის, ნაზვინისა და მიკრო ჩენიერ-პლენების ფაზები.

თავი II. შავი ზღვის მეტეოროლოგიური და ქიმიური ასპექტები.

8. შავ ზღვაზე 185 დღე-ღამე ანუ 51 % პოლარული კონტინენტური ჰაერის მასა ბატონობს. მეორე ადგილზე (87 დღე-ღამე ანუ 22 %) სამხრეთის (ტროპიკული) ჰაერის ზემოქმედება დგას. არქტიკული ჰაერის მასები აქ 43 დღე-ღამეს (12 %) ფიქსირდება. ზამთარში, პოლარული ჰაერი ჩრდილო-დასავლურ ქარებს, ტემპერატურის დაცემას, უხვ ნალექებს იწვევს. საქართველოს სექტორში რბილ ჰაერს კავკასიონის ბარიერული ფენექტი იწვევს, ხოლო ზღვის დასავლეთის ანტიციკლონურ სექტორში ძლიერი ქარები შტორმულ ტალღებს აფიქსირებენ.

პოლარული ზღვიური ჰაერი აქ 25-30 დღე-ღამეს ბატონობს. ზაფხულში ის შეუმჩნეველია, ზამთარში კი ჰაერს 0⁰-მდე აცივებს. ამ ციკლონური ხასიათის ჰაერის მასებს არამდგრადი ამინდი (კონვექციური ღრუბლები და თავსხმა წვიმები) ახასიათებს.

ზღვიური ტროპიკული ჰაერი ატლანტის ოკეანეში (აზორის მაქსიმუმი) ყალიბდება. ჰაერი აქ ხმელთაშუა ზღვიდანაც იჭრება და ძლიერი ქარით ხასიათდება. ზაფხულობით ეს ჰაერი ცხელი ამინდს ქმნის, ზამთარში - ნაკლებად თბება და სითბოსაც ვერ ინარჩუნებს.

ზაფხულობით აზორის მაქსიმუმის განმტოვებები შავი ზღვის აკვატორიას იკავებს და, შესაბამისად, ამინდიც მდგრადია, თუმცა სეზონის პაპანაქებას ბრიზები რამდენადმე ამცირებენ. შავ ზღვაზე კონტინენტური ტროპიკული ჰაერი ვოლგისპირეთისა და არალ-კასპიის დაბლობებიდან იშვიათად შემოდის და 2-4 დღე-ღამე ცხელ ქარს იწვევს.

არქტიკული ჰაერი ზღვაზე საკმაოდ იშვიათია - 40 დღე-ღამე წწ-ში, ხოლო ზაფხულის ზღვიური ჰაერი - არამდგრადი. ზამთრის კონტინენტური არქტიკული ჰაერი შავ ზღვაზე კარის ზღვის მხრიდან შემოდის და ძლიერ ქარებთან დაკავშირებულ შტორმული ტალღებს იწვევს. ზაფხული უმეტესად უღრუბლოა და ზღვაზეც მტილი ბატონობს.

8. შავ ზღვაზე ატმოსფერული წნევა მიმდებარე ხმელეთის ბარიული რელიეფის მსგავსია. წლის ცივ სეზონში ის მაღალი, ხოლო ზაფხულში შედარებით დაბალია. აუზის ბარიული რელიეფით განპირობებულია ზაფხულის (ციკლონური) მდგომარეობა, რომელიც ჩრდილო-დასავლურ ქარების მოქმედებას იწვევს. ზაფხულში ქარის რეჟიმი დასავლური ქარების აქტიურობით ხასიათდება.

ზაფხულში ზღვის დასავლურ სექტორზე დასავლური, ზამთარში ჩრდილო-აღმოსავლური ქარებია გაბატონებული. აკვატორიის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში ზაფხული დასავლური, ზამთარში კი აღმოსავლური ქარების გავლენის ქვეშაა. შავი ზღვის სამხრეთ პერიფერიაზე (ტრაპზონი, სინოპი) ზამთრობით სამხრეთის, ვარნა-ბურგასის სექტორში კი დასავლეთის ქარი ქრის.

ქარული რეჟიმის მიხედვით ზღვის აკვატორია ორ ნაწილად იყოფა: 1). დასავლეთი - აზორისა და ციმბირის ანტიციკლონების განლაგებასთან დაკავშირებული ქარები და 2). აღმოსავლეთი - ადგილობრივი პირობების მიერ (ძირითადად, რელიეფის თავისებურება) სახეცვლილი ქარები. ამასთან ერთად, სანაპიროებზე მოკლე პერიოდის სუსტი ქარები (ბრიზები, მთა-ხეობური) ფიქსირდება. ისინი, სანაპირო ზოლის ჰაერის დღე-ღამური ტემპერატურული ამპლიტუდის ნივთიერებას (პიკების ჩამოჭრა) ახდენენ.

შავი ზღვის ჩრდილოეთ მთიან მხარეზე ანტიციკლონი ბატონობს, ხოლო ზღვისპირზე წნევის ღრმა დეპრესია განსაკუთრებით ძლიერი - ჩრდილო-აღმოსავლური (20-24 მ/წმ, ზოგჯერ 40 მ/წმ) ქარის - „ნოვოროსიისკის ბორას“ ფორმირებას იწვევს. ამ სურათს უმეტესად ზამთარში (61 %) ვხედავთ, თუმცა წლის განმავლობაში ამ ძლიერი ქარის შემთხვევათა რიცხვი 20-25-ს აღწევს. სანაპირო ზონის ღელევის რეჟიმი გაბატონებული ქარების სიჩქარებს უკავშირდება. ზღვის აღმოსავლურ ნაწილში ქარი მაქსიმალურ სიჩქარეს იანვრში, ხოლო დასავლურ სექტორზე - თებერვლის თვეში აღწევს.

ამდენად, რთული რელიეფური სურათისა და ატმოსფეროს სეზონური დინამიკის შესაბამისად, აუზის ქარულ რეჟიმს ზოგადი, რეგიონული და ადგილობრივი (ლოკალური) სივრცებრივი დიფერენციაცია და დროითი (სეზონური) ცვლილებების მკვეთრად გამოსახული ნიშნები გააჩნია.

9. შავი ზღვის ჩრდილო ნაწილი ზამთრის ცივი ქარების გავლენის ქვეშაა, აღმოსავლეთ ნაპირზე კი თბილი ჰაერი ვრცელდება. ზღვის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურა სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ 15° -დან $10-12^{\circ}$ -მდე კლებულობს. მინიმალური ტემპერატურა ($6-7^{\circ}$) ზღვის შუა ნაწილშია, ხოლო მაქსიმალური - ზაფხულში. შემოდგომით, ზღვის აღმოსავლეთ სექტორზე, ჰაერი $21-22^{\circ}$ -დან $9-10^{\circ}$ -მდე ცივდება, ზოგჯერ ის $5-6^{\circ}$ -მდე ეცემა.

გაზაფხულზე ჰაერი ყველგან თანაბრად ($15-16^{\circ}$) თბება. საქართველოს სექტორზე 16° -ს, ხოლო ზაფხულობით $25-26^{\circ}$ -ს აღწევს. აბსოლუტური მინიმუმები ზღვის ჩრდილო-დასავლეთ (სევასტოპოლი - 22° , ფეოდოსია და ქერჩი - 25°) ნაწილშია. აქვე ფიქსირდება ყინვიან დღეთა მაღალი (100-ზე მეტი) მაჩვენებელი. აღმოსავლეთ სექტორში ყინვები (სოხუმი 10-14 დღე, ბათუმში 11 დღე) იშვიათია. ჰაერის ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმი ზღვის ჩრდილო-დასავლურ, ხოლო მინიმუმი - სამხრეთ ნაწილშია. აღმოსავლეთ ნაწილზე (ფოთის მიდამოები) აბსოლუტური (43°) მაქსიმუმი 2008 წელს დაფიქსირდა. აკვატორიასა და ხმელეთს შორის სითბოს გაცვლა ჰაერის ბუნებრივ რეგულირებას (პიკების ჩამოჭრა) ახდენს.

10. ატმოსფერული ნალექებით ზღვის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილი (300-350 მმ) ღარიბია. აღმოსავლეთ სექტორზე კი მაღალია (სოხუმი 1800 მმ), ბათუმის მიდამოებში კი მაქსიმუმს (2300-2400 მმ) აღწევს, სამხრეთ სექტორში 750 მმ (სტამბოლი, 730 მმ), ზღვის ევროპულ პერიფერიაზე (ბურგასი, 550 მმ; კონსტანცა, 375 მმ) ძალიან დაბალია.

ზღვის დასავლურ ნაპირზე (ბურგასი-ქერჩი) ნალექების მაქსიმუმი გაზაფხულზე, მინიმალური - ზამთარში მოდის. ყირიმის, დასავლეთი კავკასიონისა და სამხრეთ-დასავლურ ნაწილებში უხვი წვიმები ზამთრის სეზონშია, მშრალი ამინდები ზაფხულის ბოლოს ფიქსირდება. ზღვის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში ნალექებიანი დღეები სამ თვეზე მეტს, აღმოსავლეთ და სამხრეთ ნაწილებში კი 120 დღეს (სოხუმი 145 და ბათუმი 175) შეადგენს.

11. ზღვის წყლის აორთქლების მაქსიმალური სიდიდე აგვისტოში, მინიმალური კი თებერვალშია. აორთქლების მინიმუმი ზღვის ჩრდილოეთ, მაქსიმუმი სამხრეთ ნაწილშია. აორთქლების საშუალო წლიური ჯამი 300 კმ^3 შეადგენს. ზღვის წყლის ბალანსი $+2-3 \text{ კმ}^3$ შეადგენს და ზღვის დონის აწევას განაპირობებს. შავი ზღვის ზედაპირის რადიაციული ბალანსი 93 000 კალ/სმ^2 . სითბოს გასავალი აორთქლებაზე მოდის, რომელიც ბიუჯეტის 76 % შეადგენს. მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაცია - 82000 კალ/სმ^2 , დადებითი

კონვექციურ-ტურბულენტური სითბოგაცვლა – 11000 კალ/სმ². აორთქლება – 71000 კალ/სმ², უკუკონვექციურ-ტურბულენტური სითბოგაცვლა და ეფექტური გამოსხივება – 22000 კალ/სმ².

ზღვის ზედაპირისა და ჰაერის სითბური რეჟიმები სეზონური ხასიათისაა. წყლის თერმიკის სეზონური ცვლილება 150-200 მ-ის სიღრმემდე შეიმჩნევა, მკაფიოდ კი 50-60 მ ფენაში ვლინდება. ღია ზღვაში (სიღრმე 75-100 მ) ცივი ფენა სითბოს (7-8°) სტაბილურად ინარჩუნებს.

12. შავი ზღვის ახალევექსინური ღრმა რეგრესიის (იზოლირება) დროს ტბიური (მტკნარი) რეჟიმი წარმოშვა, ხოლო შემდგომი ტრანსგრესია მარილიანობის ზრდის ტენდენციას აყალიბებდა. ამჟამად, შავი ზღვის მარილიანობის რყევა არ შეინიშნება.

შავი ზღვიდან, ბოსფორის სრუტის გავლით, 400 კმ³/წნ ნაკლებად მარილიანი წყალი (18‰) გაედინება. მარმარილოს ზღვიდან კი 200 კმ³/წნ ორჯერ მეტი მარილიანობის წყალი (36‰) შემოედინება, რასაც 720X107 ტონა მარილი შემოაქვს. ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის წყალი შედარებით მტკნარია, სანაპიროებზე ის 5-10 ‰, ზღვაში კი 14-16 – 17-18 ‰ შეადგენს, სიღრმეში 4-5 ‰-ით ნაკლებია, სეზონური ცვლა (1-3 ‰) მხოლოდ 20 მ სიღრმემდე შეინიშნება.

თავი III. შავი ზღვის ჰიდროდინამიკა.

13. შავი ზღვის -150-160 მ სიღრმეზე გოგირდწყალბადი (H₂S) კონცენტრაცია შეიმჩნევა, რაც ფსკერთან 9,60 მგ/ლ შეადგენს. მისი გაჩენა წყალმცენარეების გახრწნით ან ზედაპირულ (ფოტოური ზონა) ფენაში ფოტოსინთეზის აქტიურობითა და ღრმა ფენაში ჟანგბადის მცირე გავრცელებით (წყლის ნელი შერევა), ან გოგირდის შემცველი აირის წიაღიდან შემოდიანებით ხსნიან. გოგირდწყალბადის ატმოსფეროში მასშტაბური შემოჭრა სერიოზულად ემუქრება ზღვის ეკოსისტემას. მიაჩნიათ, რომ გოგირდწყალბადი ეკოლოგიურ საფრთხესთან ერთად ალტერნატიული ენერგორესურსის წყაროს (წყალბადის ენერგეტიკა) წარმოადგენს.

შავი ზღვის ზედაპირი მუდმივ, არაპერიოდულ რყევას (მოცულობითი, დეფორმაციული) განიცდის. ცივი პერიოდი დონის მინიმუმით, ხოლო თბილი – მაქსიმუმით ხასიათდება, ხოლო მრვალწლიური ამპლიტუდა 20-28 სმ-ია. დონის ანომალურად მაღალი სიდიდე საშუალოსთან შედარებით 51 სმ-ზე მეტი, ხოლო მინიმალური – 42 სმ-ზე დაბალია. შავი ზღვის დონეს სტაბილური აწევის ტენდენცია გააჩნია.

14. შავ ზღვაზე ზამთარში ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლური, თბილ სეზონში სამხრეთ-დასავლური და დასავლური ქარები დომინირებენ.

შავი ზღვის სამხრულ ნაწილში ანატოლიის, კოლხეთიდან ქერჩის სრუტემდე კი კავკასიის დინებები ვრცელდება, ჩრდილოეთით ყირიმის, ხოლო დასავლეთ ნაწილში (ბოსფორის სრუტემდე) რუმელის დინება მოქმედებს. მათის სიჩქარე (15-30 მ/წმ) ყველგან დაბალია.

ზღვის წყალს ოთხ ფენად (მასებად) იყოფა: 1. ატმოსფერულ-კონვექციური შერევის ზედაპირული (50-60 - 70-100 მ სიღრმემდე) მასა; 2. ზღვის წყლის ლოკალური (სანაპიროზე) გამტკნარების - სანაპირო ეკოსისტემის წყლის მასა; 3. გარდამავალი, ზედაპირული ფენის ქვემო (100-150 - 800-100 მ შორის) წყლის (60-90; 18-22 ‰; H₂S = 8,6 მგ/ლ) მასა; 4. ღრმა (1000 მ-ზე მეტი) ფსკერის კონვექციის ზონის (8,90 - 9,10; 22-22,5 ‰; H₂S = 4-11,5 მგ/ლ) წყლის მასა.

15. შავი ზღვის გაზაფხულ-ზაფხულის სეზონი სუსტი, შემოდგომა – საშუალო, ზამთარი კი შტორმული ტალღებით ხასიათდება. ზღვის დასავლეთ სექტორზე სუსტ (1-3 ბალი) ტალღებს 67 %, საშუალოს (3-5 ბალი) ორჯერ ნაკლები, ხოლო ძლიერ (5-ზე მეტი) ტალღებს 6 % უკავია. ზამთრის ძლიერი ტალღების (5 ბალზე მეტი) გამეორება - 9 %, გაზაფხულისა და ზაფხულის - 7 %, ხოლო შემოდგომის - 6 % შეადგენს.

შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სექტორზე სუსტი ტალღები 69 %, საშუალო ძალის - 27 %, ხოლო ძლიერი ტალღები 4 % იშვიათი მოვლენაა. ზღვის ამ სექტორზე ზამთრის ძლიერი ტალღები 7 %-ს, ხოლო დანარჩენი სეზონების - 1-3 %-ს შორის მერყეობს. ზღვის სამხრეთი სექტორის ძლიერი ტალღები 4 %-ია. ზამთარში ძლიერი ტალღები 5 %-ია.

საქართველოს ზღვისპირა აკვატორიაზე სუსტი ტალღები ჭარბობს. წყნარი (8 %) ზღვა გავრის ყურეში, ძლიერი ტალღები ბათუმსა (12,3 %) და ფოთში (17,9 %) გაცილებით მეტია.

ტალღების მაქსიმალური სიმაღლეები გავრაში 6,5 მ, ფოთში - 8,0 მ, ხოლო ბათუმში 9,0 მ-ია. შტორმული ტალღები გავრაში 29,5, ოჩამჩირეში - 6,1, ფოთში - 118, ხოლო ბათუმში 62 დღე-ღამეს მძვინვარებენ. გუდაუთის ყურესა და გუდაუთის მარჩხობის (ბომბორის რეიდი) ვრცელ და მარჩხ აკვატორიაში ძლიერი რეფრაქცია ტალღების შესუსტებას იწვევს და შტორმებიც მხოლოდ 0,8 %-ს შეადგენს.

ემერა-გუდაუთისა და სოხუმის სანაპირო მონაკვეთების წყალქვეშა ფერდობი არაერთგვაროვანია. განსხვავებულია ასევე მათი სანაპიროს კონფიგურაცია. ორივე მათგანი კი სანაპირო ზონის ტალღურ რეჟიმს განსაზღვრავს. გუდაუთის ყურეში ტალღების მეტი წილი (92,4 %) სამხრულ ტალღებზე მოდის, სოხუმის აკვატორიაში კი დასავლური (57 %) ტალღები ჭარბობს.

გუდაუთის მარჩხობის აკვატორიაში ტალღების რეფრაქცია 20 მ სიღრმეში შეიმჩნევა. აქ, სამხრეთ-დასავლური ტალღის სხივის გადახრამ $7-10^0$, ხოლო ნაპირთან (სიღრმე 2-3 მ) უკვე $25-30^0$ შეადგინა. აჭარაში გაბატონებულია დასავლური (57 %), ჩრდილო-დასავლური (18 %) და სამხრეთ-დასავლური (15 %) ტალღები. მათ მიერ გამოწვეული ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის სამხრეთიდან ჩრდილოეთი მიმართულებით - ბათუმიდან ქობულეთისაკენ გადაადგილება.

ტალღების დარტყმითი ძალის სიდიდე აფხაზეთის სანაპიროზე 5 ტ/მ², კოლხეთის სანაპიროზე 6,2 ტ/მ², ხოლო აჭარის ზღვისპირა ნაწილში 3 ტ/მ², ქობულეთის ზღვისპირა პერიმეტრზე კი 6,5 ტ/მ² შეადგენს.

შავი ზღვის სინოპტიკური ნიშნები და ელიფსური ფორმა, ატმოსფეროს ცირკულაციის ზოგადი და ადგილობრივი ნიშნები, ნაპირის რელიეფი, გეოდინამიკის (დონე, დინებები, ღელვა) სეზონური, წლიური და მრავალწლიური რეჟიმი განსაზღვრავს: ზღვის დონის სეზონურ და საშუალო მრავალწლიურ ნიშნებსა და მათ ადგილობრივ გართულებებს; გარეგანი ძალებით აღძრული დინებების ერთიან ციკლონურ ხასიათსა და სისტემას; ღელვის რეჟიმის ძალის, მიმართულებისა და გამეორების სივრცე-დროითი განსაზღვრულობას; ზღვის წყლის მასების ბიოქიმიურ დიფერენციაციასა და დინამიკური ნიშნების გამომწვევ ფაქტორებს შორის ორგანული (მიზეზ-შედეგობრივი) კავშირების დადასტურებას.

16. შავ ზღვაში წლიური ჩამონადენის (348 კმ³) დიდი ნაწილი (86 %) შემდეგ მდინარეებზე მოდის: დუნაი - 200 კმ³ (57,5 %), დნეპრი - 43,5 კმ³ (12,5 %), რიონი 13,37 - კმ³

(3,8 %), დნესტრი - 9,1 კმ³ (2,6 %), ჭოროხი - 8,71 კმ³ (2,5 %), ყიზილირმაქი - 5,90 კმ³ (1,70 %), საქარია - 5,60 კმ³ (1,60 %), იეზილირმაქი - 5,30 კმ³ (1,50 %), კოდორი - 4,17 კმ (1,20 %) და ბზიფი - 3,79 კმ³ (1,10 %) და სხვ.

საქართველოს მდინარეებს ზღვაში 46,0 კმ³ (13,30 %) წყალი შეაქვთ, თურქეთის - 38,0 კმ³ (10,90 %), უკრაინის - 56,0 კმ³ (15,90 %), მხოლოდ მდ. დუნაის (რუმინეთი-უკრაინის საზღვარი) ზღვაში 200 კმ³ (57,9 %) წყალი შემოაქვს, რუსეთის მდინარეების წილი 6,5 კმ³ ანუ 2,0 %-ია. სამეურნეო მიზნით დანახარჯის (33,0 კმ³) გათვალისწინებით ზღვაში წლიური ჩამონადენი 381 კმ³-ია.

17. შავი ზღვის წყლის ბალანსის შემოსავალია: კონტინენტური ჩამონადენი (309 კმ³/წწ; 38 %) და ნალექები (230 კმ³/წწ; 28 %). წყლის გასავალ ნაწილს შეადგენენ: აორთქლება (365 კმ³/წწ; 45 %) და ბოსფორის სრუტეში წყლის გადინება 392 კმ³/წწ ანუ 47 %. შავ ზღვაში კონტინენტური ჩამონადენისა და ნალექების ჯამი აორთქლებაზე 172 კმ³/წწ-ით მეტია. ამკარაა: საშემოსავლო ნაწილის პრევალირება გასავალთან შედარებით.

შავი ზღვის სანაპიროზე ალუვიონის საშუალო წლიური ჩამონადენი 52,2 მლნ მ³ შეადგენს. აქედან, 11,7 მლნ. მ³ პლაჟის ფორმირებას ახდენს, 2,0 მლნ. მ³ წყალქვეშა კანიონების (ღარების) მეშვეობით დიდ სიღრმეებში გადადის, 40,5 მლნ. მ³ ფსკერზე ილეექება. ბუნებრივი რეჟიმი, ანთროპოგენური გარდაქმნების გათვალისწინებით, მყარ ჩამონადენს 95,0 მლნ. მ³ ანუ 1,82-ჯერ მეტი უნდა შეედგინა.

18. შავი ზღვის ნაპირების აბიოტური პროცესები, მათი დინამიკურ-მოფოლოგიური ნიშნები, სედიმენტოგენები, ზღვიური ფაქტორები დაკავშირებულია ზღვისპირა ხმელეთის ბუნებრივი პროცესების კომპლექსთან. სისტემის მთავარი „არტერიის“, მდინარეთა წყლის ნაკადების მიერ სანაპიროსა და შელფზე მიმდინარეობს ეროზიულ-დენუდაციური საქმიანობა და მისი პროდუქტის – ნგრეული, ალუვიური ნატანის ფორმირება.

მდინარე-შესართავი-ზღვა ერთიანი და მთლიანი სისტემა-კომპლექსია. მას, სისტემისათვის დამახასიათებელი, კვანძები და მათი შემადგენელი ნაკადები გააჩნია. ამ სისტემის კომპონენტები – ნატანის ჩამონადენი, შესართავები (ფორმირება და გარდაქმნა), სანაპირო ზონის ლითო-მორფოდინამიკა, ანთროპოგენური დატვირთვა, ნაპირების აღდგენა და დაცვა საზოგადოების მეცნიერულ-პრაქტიკული საქმიანობის პოლიტიკას განსაზღვრავენ. ამ პრიორიტეტების მიღწევისათვის მნიშვნელოვანია: ხანგრძლივი და ინტეგრირებული კვლევა; ღრმა ანალიზი და დასკვნების გამოტანა; პრაქტიკული მნიშვნელობის, პრაგმატულ აზროვნებაზე დამყარებული, რეკომენდაციების შემუშავება და მათი პრაქტიკაში რეალიზაცია; ზღვის სანაპირო სისტემის ოპტიმიზაციის ღონისძიებების (ნაგებობები, რეგულირება, მართვის ბერკეტები) ხანგრძლივი ექსპლოატაცია და კომპლექსის ქცევის კონტროლის სისტემის ამოქმედება.

The Black Sea: dynamics of biotic and abiotic processes

Abiotic factors

Part one

Chapter I. Geodynamics of the Black Sea.

I.1. Geological history of tectonical genesis of the Black Sea shelf ($422 \times 10^3 \text{ km}^2$) and submarine slope (100 thou. km^2) is connected to geosyncline of Tethys. It is situated between the Pontic Mountains and the Caucasus. The basin is characterized by weak tsunamis and earthquakes of historical time. Future also promises us active seismic processes.

I.2. The North periphery (except Crimea) of the Black Sea is occupied by flat and the rest – by wrinkled structures. The North and the East perimeters of the basin are constructed by quaternary, Crimea – by secondary, Caucasus – by paleogenical and Pontic mountains by Cretaceous rocks. Large rivers feed beaches and they bring marked materials down to the shore.

I.3. Synchronously with alterations of climate and tectonical conditions, the basin of the Black Sea had passed through a complicated history (Pliocene, Chaudic, Paleoeuxine, Uzunlaric, Karangatic, New-euxine, Black sea and Phanagorian). The later transgression of the Black Sea gave rise to overwashing of the beaches and destruction of ancient Greek sculptures like – Apollonia, Kalatos, Olvia, Khersones, Phanagoria, Dioscuria, Phasis et.). Antic regression was replaced by transgression. Now, the level of the sea is gradually elevating ($1,5\text{--}2,0 \text{ mm/per year}$).

I.4. Littoral line of the sea builds exclave acrotories, at the confluences of the rivers – lymanas and projected capes (Dagomis, Uch-Dere, Maslin Nos, Sozopol, Kaliakra, et.). At the seaside there are some islands (Berezan, Kefken, Zmeini) and peninsulas (Crimea, Taman, Injeburun, Kocaeli et.).

I.5. On the Georgian Black Sea coast, alluvial materials ($4662,0 \text{ thou. m}^3 \text{ per year}$) are mainly brought by about 50 big and 100 small rivers. They generated the forms of the sea-alluvial relief.

Chapter II . The physico-chemical characteristics of the Black Sea.

II.1. Continental (51%), tropical (22%) and arctic (12%) air masses dominate over the Black Sea. Marine-tropical air is formed in the maximum of Azori and is characterized by strong winds.

II.2. Winter is characterized by high atmospheric pressure and summer – by low at the Black Sea. This causes Western winds in summer and North-Eastern winds in winter. Southern winds blow in winter in the Southern periphery (Trapzon, Sinop)

of the sea, Western winds dominate in the Varna-Burgass sector and the strong “bora of Novorosiisk” is on the North periphery.

II.3. North-West part of the sea is poor with atmospheric deposits (300-350mm), on the East sector the level of the deposits is quite high (Sokhumi, 1800mm). The level of the atmospheric deposits in Batumi areas reaches its maximum (2300-2400mm), but in the Southern (Istambul, 730mm) and European sector (Burgas, 553mm; Constanca, 374mm) its level is low.

II.4. The sea-water evaporation is maximal in August and minimal - in February. Evaporation is minimal in the Northern part of the sea and maximal – in Southern part. Its average annual sum constitutes 300 km³. Elevation of the sea level is conditioned by positive balance of the sea-water (2-3 km³).

II.5. 400 km³/per year amount of water drains from the Black sea through the Bosfori strait. 200km³ amount of water flows into the Black Sea from the Marble Sea, which brings 720×10^7 tonns of salt. North-Western part of the sea water is fresh: on the beaches its salinity is 5-10‰, in the open sea – 14-16 17-18 ‰. Seasonal gradation of salinity occurs till – 20m.

Chapter III. Hydrodynamics of the Black Sea

III.1. Concentration of the sulphuretted hydrogen (H₂S) is rising in the Black Sea (- 150 -160 m) and it constitutes 9,60 mg/L at the bottom. Intermingling of this admixture with the atmosphere represents the serious danger for ecosystem of the sea.

III.2. Level of the Black Sea surface is low in the cold season of year. In Summer it reaches its maximum. The perennial amplitude of the level constitutes 20-28cm.

III.3. Anatolia flow and Kolkheti-Kerchi perimeter – Caucasian flows occupy South part of the Black Sea. Crimea flow acts on the North part of the sea and Rumeli flow – on the West part of the sea.

III.4. The mass of the Black Sea water is divided in four parts (surface, littoral ecosystem, transitional and convection of the bottom).

III.5. Spring and Summer seasons at the Black Sea are characterized by weak waves, Autumn – by medium and Winter by stormic waves. Strong waves occupy 6% of the west sector of the sea, 7% in the North sector, 5% in the South sector. Strong waves is characteristic for Batumi (12,3%) and Poti(17,9%) areas of the Georgian sector.

III.6. The biggest amount of the annual flow (348km²) to the Black Sea is presented (86%) by river arteries(Danube, Dnepr, Rioni, Kizilirmac).

III.7. The income of the Black Sea water balance consists of continental flows and atmospheric deposits. The stages of outcome water balance are: evaporation and water drain from the Black Sea into Bosfori strait. The Black sea water income exceeds the outcome by 172km^2 /per year.

III.8. Average annual flow of the Black Sea basin is $52,2 \text{ mln. } m^3$. $11,7\text{mln. } m^3$ of it is utilized for forming beaches, $2,0 \text{ mln. } m^3$ moves to further depths, $40,5\text{mln. } m^3$ settles on the bottom.

III.9. Abiotic processes of the Black Sea coast line, their dynamic – morphological features and sedimentogenesis is connected with the complex of the natural processes of the sea side land. The streams of the river-water by erosive-denudatinal acting from alluvial sediment both on the coast and the shelf. River-confluence-sea represents the hole uniform system. In order to preserve the above-mentioned condition it is advisable to implement longterm and integrized researches, to elaborate pragmatic recommendations and plant them in practice.

დ ა ნ ა რ თ ი 4

ტერმინების განმარტება

ზღვის ნაპირი საკმაოდ მოძრავი და დინამიკური სხეულია. მისი გარდაქმნა სწრაფად მიმდინარეობს და უმთავრესად როგორც გეოლოგიური (აგებულება, ტექტონიკა), ისე ჰიდროდინამიკურ (ტალღები, დინებები) მოქმედებებთან და პირველადი რელიეფის ნიშან-თვისებებთანაა დაკავშირებული. ზღვის სანაპირო პროცესების მსვლელობისა და რელიეფის ფორმების წარმოშობა-განვითარების მექანიზმის აღქმის მიზნით მიზანშეწონილად ჩავთვალეთ წარმოგვედგინა სანაპიროების ფორმირება-განვითარების მამოძრავებელი ძალებისა და პროცესების ძირითადი ცნებების ახსნა-განმარტებები.

აქედან გამომდინარე, წინამდებარე მონოგრაფიას თან ერთვის ტერმინები და განსაზღვრებები. ამით მკითხველს შესაძლებლობა ექნება მიიღოს წარმოდგენა სანაპირო ზონაში მიმდინარე პროცესების შესახებ. ტერმინების დეფინიცია ალფაბეტის მიხედვით დალაგდა. ყოველი ტერმინი გადმოცემულია მხოლოდ ერთ რიცხვში და სახელობით ბრუნვაში. ზოგი ტერმინის შესახებ შესაბამისი გრაფიკული გამოსახულება მოცემულია მე-4 დანართში, რომელთა შესახებ ტერმინს დართული აქვს მითითება. რამდენიმე სიტყვისაგან შემდგარი ტერმინის შემთხვევაში პირველი სიტყვა პროცესის, მეორე და მომდევნო კი პროცესის მიმდინარეობის ობიექტს აღნიშნავს.

1. **აბლაცია** – მეტეოროლოგიური და სხვ. ფაქტორების ხელშეწყობით, თოვლის საფარისა და მყინვარის მასის შემცირება, რომელიც გამოწვეულია მათი ღნობის, აორთქლების, მისი სხეულიდან აისბერგის გამოცალკევების პროცესის შედეგად. იზომება თოვლის საფარის ან მყინვარის ღნობის შედეგად მიღებული წყლის ჩამონადენის სიდიდით. მყინვარების აბლაცია, განსაკუთრებული აქტიურია მთიან ქვეყნებში, თოვლის საფარის ხაზის ქვედა ნაწილში, რაც ტბების წარმოშობასა და მდინარეთა ხარჯის ზრდას იწვევს.

2. **აბრაზია** – ოკეანეების, ზღვის, ტბებისა და წყალსატევების ნაპირების მექანიკური ნგრევა ტალღებისა და ზვირთცემის ნაკადის მიერ ნატანის ტრანსპორტირებისა თუ აკუმულაციის პირობებში ძირითადი ნაპირების, წყალქვეშა სანაპირო ფსკერისა (ბენჩის) და კლიფების დამანგრეველი (მექანიკური, ქიმიური და თერმული) მოქმედების (ტერმინები 1. დანართი 4) შედეგად.

3. **აბრაზია აზელების ნაპირების** - სანაპირო ზონაში წონასწორობის პროფილის ტენდენციის არსებობის შემთხვევასა და ნაპირის აზელების პირობებში, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე აქტიური ტალღური ზემოქმედების გამო, კლიფის ძირისა და ბენჩის ზედაპირის სანაპირო კიდეზე, ძლიერი აბრაზიის მსვლელობის შედეგად, ძირითადი ქანების ნგრევა, მისგან მიღებული ნატანი მასალის მიერ ნაპირის გასწვრივი ნაკადების ფორმირებაში მონაწილეობა, სანაპირო ხაზის ბენჩის ზღვიურ მხარეზე გადაინაცვლება და მისი

გაფართოება, ხოლო მოგვიანებით - ბენჩის ხელახალი აბრაზიულ გარდაქმნის წარმართვა.

4. აბრაზია დაძირვის ნაპირების - დაძირვის ტენდენციის ნაპირებზე, წყალქვეშ დაძირული სანაპიროს სიღრმეების ზრდა და ტალღების ფსკერზე დიდი ძალით ზემოქმედება, როცა ბენჩის გადამუშავება დამოკიდებულია მისი ამგებელი ქანების სიმკვრივესა და ზღვის დონის აწევის ინტენსიურობასთან. ასეთ პირობებში ძლიერი აბრაზიის წარმართვა ნატანი მასალის ზრდასა და პლაჟის წარმოქმნას განაპირობებს.

5. აბრაზია თერმული - მზრალი ქანებითა და ციხულებით აგებული ნაპირების ნგრევა, რომელსაც ხელს უწყობს, ნაპირის ამგებელი მზრალ ქანებში ან სანაპირო მყინვარებში ფიქსირებულ ციხულებზე, ზღვის წყლის გამათბობელი მოქმედება და მექანიკურ მოქმედებასთან ერთად სანაპირო ციხულების დნობა, საბოლოო ჯამში, ძირითადი ნაპირის აქტიური ნგრევა (**ტერმინები 2. დანართი 4**).

6. აბრაზია მექანიკური - ნაპირის ამგებელი ქანების ნგრევა, რომელიც გამოწვეულია ტალღებისა და ზვირთცემის დარტყმითი მოქმედებით, აგრეთვე მათი გადატანილი ნგრეული მასალის მიერ ძირითადი ნაპირების ბომბარდირებით. ეს პროცესი ზღვის აბრაზიული მოქმედების ძირითადი სახეა, რომელიც როგორც ქიმიური, ისე თერმული აბრაზიის შემთხვევებში - ყოველთვის გამოვლინდება.

7. აბრაზია სელექციური (შერჩევითი) - ძირითადი ნაპირის ამგებელი არერთგვაროვანი შედგენილობისა და სიმტკიცის ქანების აბრადირების (აბრაზიის) პროცესის არათანაბარი ინტენსიურობით მიმდინარეობა, როცა შედარებით მცირე მდგრადობის (გამძლეობის) ქანებით აგებული ნაპირი გაცილებით სწრაფად ინგრევა და აბრაზიული რკალების, ყურეების, კეკურების, ზღვიური კარიბჭეებისა და რელიეფის სხვა ფორმების წარმოიქმნას აქვს ადგილი.

8. აბრაზია ქიმიური - ნაპირისა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ამგებელი ძირითადი ქანების ნგრევა, რომელიც გამოწვეულია ზღვის წყალში მათი (უმთავრესად კარბონატურლი შედგენილობის) გახსნის პროცესით. ქიმიური აბრაზიის გამოვლინების ძირითად პირობას, როგორც ტიპური კარსტის მსვლელობაში, ნაპირის ამგებელი ქანების წყალში ხსნადობა წარმოადგენს.

9. აბრაზიის სიჩქარე - ტალღის ენერგიისა და ნაპირის ამგებელი ქანების სიმკვრივის (მკვრივ ქანებს აბრაზიის ნულოვანი სიჩქარე აქვთ) შესაბამისად, ასევე მიმდებარე ფსკერის დახრილობის მიხედვით, ზღვის კილის უკან დახევის (მ/წწ-ში) ან წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის დაწევის (სმ/წწ-ში) სიდიდე დროის რაიმე (ერთი შტორმის, წლის) ინტერვალში.

10. აბრაზიული ნაპირი - ზღვების სანაპირო ზონის ნგრევის პროცესი ტალღების მექანიკური მოქმედების შედეგად, რომელიც ძირითად ნაპირზე კლიფის, ბენჩის (აბრაზიული ტერასის), ზვირთცემის ნიშის, წყალქვეშა აკუმულაციური ტერასისა და სხვ. წარმოქმნას (**ტერმინები 3. დანართი 4**) განაპირობებს.

11. **აბრაზიული შთენილი, კეკური** - აქტიური აბრაზიის შედეგად მტკიცე ქანებით აგებული და ნგრევის მიმართ მდგრადი სანაპირო კლდის „ნარჩენი კუნძულები“, „გუმბათები“, „კარიბჭეები“ და სხვ. ფორმები, რომლებიც ამოწმებენ აქ ძველი ინტენსიური აბრაზიის (ტერმინები 4. დანართი 4), (სურ. 15. დანართი, 2), (სურ. 27. დანართი, 2) მსვლელობას.

12. **აბრაზიული შთენილი შესართავისპირა** - ციცაბო დახრილობის პატარა მდინარეების მიერ ზღვისპირა უბანზე მსხვილი ფრაქციის ლოდნარ-კაჭარიანი ალუვიონის ზღვისპირეთში გამოტანის გამო ნაპირის შვერილის ფორმირება და არსებობა, რომელიც ამ მონაკვეთის (მდ. ფსირცხა აფხაზეთში) აბრაზიისაგან დაცვის როლს ასრულებს (ნახ. 33. დანართი, 1).

13. **აბრაზიული ყურე** - ზღვის ტალღების ზემოქმედებით ხმელეთში შეჭრილი რკალისებრი შემნეწილობა, მცირე სიღრმის უბე.

14. **აკვალანგი** - წყალქვეშა სივრცეში მკვლევართა მიერ სუნთქვის მიზნით შექმნილი ერთი ან ორი 7-18, ზოგჯერ 20 და 22 ლიტრის მოცულობის ავზისაგან (ტერმინები 5. დანართი 4) შემდგარი ავტონომიური აპარატი, რომლის საშუალებით შესაძლებელია რამდენიმე ასეული მეტრის სიღრმემდე ადამიანის ჩაყვინთვა, სუნთქვა და თავისუფალი მოძრაობა;

15. **აკვატორია** - წყლის ზედაპირის მეტ-ნაკლებად ვრცელი ტერიტორია, უბანი, შემოსაზღვრული ბუნებრივი, ხელოვნური ან პირობით საზღვრებით.

16. **აკუმულაცია** - სანაპირო ზონის ფარგლებში, ნაპირსა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე, ნატანი მასალის დაგროვება. სანაპირო რელიეფის აკუმულაციური ფორმის გენერირება (ტერმინები 6. დანართი 4) დაკავშირებულია ნატანი მასალის, ნაპირის რაიმე მონაკვეთზე, შემოსვლისა და დაღეწვის მოვლენასთან.

17. **აკუმულაციური შთენილი შესართავისპირა** - არამარჩხი ზღვის ნაპირზე, შედარებით მცირე თხევადი და მყარი ჩამონადენის მდინარის მიერ შესართავის წინ მსხვილმარცვლოვანი მასალის დაგროვებით ფორმირებული მრგვალი გამოზნეწილობა (განუვითარებული დელტა), რომელიც ნაპირისგასწვრივი ნაკადის არსებობის შემთხვევაში ასიმეტრიულ ფორმას (მდ.მდ. ფსოუ, გუმისთა ბზიფი და ა.შ.) ღებულობს.

18. **ალარმიზმი** - (ინგლ. Alarmism ან ფრანგ. à l'arme - განგაში, პანიკა) ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად ბუნების კატასტროფული ტრანსფორმაციის, ადგილობრივი (ლოკალური) უბნების ან გლობალური გავრცელების ფართო ხასიათის კრიზისების გადაუდებელი ნორმალიზების მიზნით გადამწყვეტი ღონისძიებების მიღების აუცილებლობის შესახებ ყურადღების აქციენტირება.

19. **აფოტიური ზონა** - ზღვის (ოკეანის) შედარებით ღრმა ფენა, სადაც მზის სინათლე ფაქტობრივად ვერ აღწევს ან მისი მნიშვნელობა 1%-ზე ნაკლებია და, შესაბამისად, სინათლის მოყვარული ცოცხალი ორგანიზმების ნაკლებობას განიცდის.

20. აქტიური ფენა - ზღვის ტალღებისა და/ან დინებების მოქმედებების მიერ მოძრაობაში მოტანილი ნატანის ფენა, რომლის სიმაღლავრე (სისქე) 15-20 სმ არ აღემატება, ხოლო მოცულობა პლაჟის ამგებელი მასალის ჰიდრაულიკური რადიუსისა და წყლის მოძრაობის ინტენსიურობის შესაბამისად, საკმაოდ ფართო ცვლილებებს (60-150 მ³) განიცდის.

21. ბაზისი ეროზიის - დონე, რომლის დაბლა წყლის ნაკადი თავის ენერგიას კარგავს და არ შეუძლია კალაპოტის გაღრმავება და სიღრმითი ეროზიის წარმართვა. ეროზიის საერთო ბაზისად მიჩნეულია (**ტერმინები 7. დანართი 4**) მსოფლიო ოკეანის დონე, ხოლო ადგილობრივ ბაზისს წარმოადგენენ ტბების, მთავარი მდინარეების, წყალსაცავების დონეები, რომლებშიც ჩაედინებიან მდინარის წყლები. ეროზიის ბაზისის ცვლილებას, გამოწვეულს ზღვის, ტბის ან სხვა წყალსატევის დონის აწევ-დაწევით, ან კიდევ მიწის ქერქის საუკუნოებრივი ვერტიკალური მოძრაობით თან ახლავს ხეობის ჩაჭრა (ეროზიის ბაზისის დაწვევას) ან მისი ამოვსება (ბაზისის აწვევას) ალუვიური მასალით, ხოლო ამ პროცესების მორიგეობას ტერასების გაჩენა მოსდევს.

22. ბაიპასინგი, რეპასინგი - ნავსადგურის მოსილვის თავიდან აცილების ან მოლური ეფექტით გამოწვეული ქვედა წარეცხვების უბნებზე ნატანის მოზიდვის ღონისძიება, რომლის „კარიერად“ ქარპირა უბანზე დაგროვილ მასალას იყენებენ, როცა ქვიშის ან სხვა ნატანის ტრანსპორტირება ტექნიკურად სტაციონარული, ესტაკადური, მილსადენი ან სატრანსპორტო საშუალებებით ხორციელდება და პლაჟის წარეცხვის უბანზე მისი რეფულირებით მთავრდება.

23. ბატისკაფი - ზღვების ან ოკეანეების ღიდი სიღრმეების კვლევისათვის გამოყენებული წყალქვეშა ავტონომიური (თვითმავალი) აპარატი (**ტერმინები 8. დანართი 4**), რომლის აპარატურა და ეკიპაჟი ნორმალური ატმოსფერული წნევის პირობებში იმყოფება, ხოლო წყალქვეშა აპარატის გადაადგილება აკუმულატორის ელექტროძრავით ხორციელდება;

24. ბაქანი - მიწის ქერქის (**ტერმინები 9. დანართი, 4**) ფართო უბანი, რომელსაც შედარებით მცირე ტექტონიკური მობილურობა და ბრტყელი ბაქნური რელიეფი ახასიათებს, საფუძვლად უდევს ნაოჭა საფუძველი და დანალექი შალითის ფენითაა გადაფარული. ძველი ნაოჭა სტრუქტურის გამიშვლებებს **ფარებს** უწოდებენ.

25. ბენჩი - ძირითადი ქანებით აგებული სუსტად დახრილი სანაპირო ზონის წყალქვეშა ფერდობის მოსწორებული ზედაპირი, რომელიც წარმოქმნილია უკან დამხვევი კლიფის (**ტერმინები 3. დანართი 4**) წინ. ბენჩის გაფართოებასთან ერთად მიმდინაეობს კლიფის ხმელეთის მიმართულებით უკან დახვევა და აბრაზიული ბაქნის წარმოქმნა.

26. ბენჩი განამარხებული - ძველი ბენჩი დაფარული ნატანი მასალით, რომლის აკუმულაცია აბრაზიული პროცესის ჩაქრობის სტადიაში მიმდინარეობდა.

27. ბენჩი თიხოვანი - წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე, თიხებით აგებული წყალქვეშა ფერდობზე შტორმული ტალღური ზემოქმედების ველში, ნატანის მასალის დეფიციტისა და პლაჟის ზოლის წარეცხვის შემთხვევაში, ფსკერის აბრაზიის შედეგად წვრილი ალუვიონის მიერ მხოლოდ შეტივარებული - არაპლაჟნარმოქმნილი მასალის წარმოქმნას აქვს ადგილი.

28. ბენჩი კაჭარულ-ლოდნარი - ლოდებითა და კაჭარით აგებული წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი, როცა ნაპირზე მორენულ ან პროლუვიური ნალექების წარეცხვას აქვს ადგილი. გუდაუთის მარჩხოვზე მდ. ბზიფის მკვრივად შეცემენტებული კარბონატული ალუვიონით აგებული პალეოდელტა გადარეცხილია ზღვიური ტალღებით, ხოლო წვრილი მასალის წარმოქმნა (სურ. 11. დანართი, 2) ბიოლოგიური გამოფიტვის მექანიზმით მიმდინარეობს.

29. ბენჩი მოსწორებული - სანაპიროს წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი, რომელზეც მეზორელიეფის სტრუქტურული ფორმები არ შეინიშნება და მასიური მკვრივი ქანების გადარეცხვა მიმდინარეობს.

30. ბუნა - აქტიური ნაპირდაცვითი ნაგებობა - გარდიგარდმო პროფილის რკინა-ბეტონის ჰიდროტექნიკური კონსტრუქცია (ტერმინები 10. დანართი 4), რომლის აგებას მიმართავენ ნაპირის დაცვის მიზნით და იწვევს ნაპირის ქარპირა მხარეზე პლაჟის დაგროვებას. მოპირდაპირე - ქარზურგა მხარეს კი, როგორც წესი, პლაჟის ზოლის ძლიერ „ქვედა წარეცხვას“ აქვს ადგილი.

31. ბუნის სერია - პლაჟის წარეცხვის უბანზე ერთეული ბუნის აგებას ნაპირის გასწვრივი ნაკადის გაწყვეტა და, ბუნის ქარზურგა მხარეზე, „ქვედა წარეცხვა“ მოსდევს, რაც მომდევნო ბუნის აგებას მოასწავებს. წარეცხვის პროცესის ახალ უბნებზე ახალი ბუნის მშენებლობა ე. წ. „ბუნის სერიის“ შექმნასა და ბეტონის „ლანდშაფტის“ შექმნას (ტერმინები 11. დანართი 4) განაპირობებს.

32. გარეგანი ბლოკირება ნაპირის (ეკრანირება) - ღელვის გაბატონებული მოქმედებისას, ნაპირის რაიმე მოკლე უბნის წარეცხვის ან აბრაზიისაგან ნაწილობრივი (რაიმე კერძო შემთხვევა) ბუნებრივი დაცვა, რომელიც მიმდინარეობს გარე ფაქტორების (კუნძული, კონცხი, წყალქვეშა წინააღმდეგობა, ხელოვნური ნაგებობა) ბლოკირების შედეგად. მსგავსი მოვლენის დანახვა (ტერმინები 12. დანართი 4) შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, თუ ნაპირის რაიმე კონტურსა და მახლობლი ელემენტს (მაგ. კუნძული) შორის ე. წ. „ტალღური ჩრდილის“ ფორმირებას აქვს ადგილი, სადაც მათი ზემოქმედება შესუსტებულია. ბლოკირების შედეგად ნაპირზე აკუმულაციური ფორმის გენერირებას აქვს ადგილი. მათ შორისაა პლაჟის შვერილები, ტომბოლო და სხვ. ამ სხეულების ზრდა შესაძლებელია როგორც ძირითადი ნაპირის, ისე კუნძულის მხრიდან, თუ კი ეს უკანასკნელი აქტიურ აბრაზიას განიცდის.

სქემაზე (ტერმინები 13. დანართი 4) ჩანს, მახლოკირებელ ელემენტთან ტალღების მიახლოებისას, სანაპირო ზონაში ტალღა დიფრაქციას განიცდის, მისი სხივის შემოსვლის კუთხე ოპტიმალურ ($\varphi=45^\circ$) სიდიდეს კარგავს, შესაბამისად, ნატანის ნაკადის ტევადობა ეცემა, ნატანის მოძრაობის სიჩქარე ($V=0$) მკვეთრად მცირდება და პლაჟის მასალა დაგროვებას განიცდის. მახლოკირებელი ელემენტის მოპირდაპირე მხარეს, იმავე მიზეზით, ტალღის დიფრაქციის გამო, ნატანი მასალა საპირისპირო მიმართულებით იწყებს მოძრაობას და აკუმულაციური სხეულის კვებას ერთი-ორად გაზრდის. ამის გამო, ტალღის ჩრდილში მოქცეულ სანაპირო კონტურზე პლაჟი იზრდება და, ხშირად, კუნძულს უერთდება.

ბუნებრივ პირობებში, მსგავსი ფორმები წარმოქმნილია ზღვის უბეების აკვატორიაში, რომლებშიც ნაპირის ბლოკირებას კუნძულები ახდენენ. ხელოვნური გზით მსგავსი ფაქტი (ტერმინები 14. დანართი 4) წარმოიქმნა სოხუმის ყურეში, 1942 წელს სამხედრო გემების ჩაძირვის გამო, რასაც პლაჟის სიგანის შესამჩნევი გაფართოება მოყვა.

33. „გაუმტარი“ - ნაპირისგასწვრივი ნაკადების (იმპულსების) ან მიგრაციების მთლიანი ან ნაწილობრივი ბუნებრივი წინააღმდეგობა (ზღურბლი), რომელიც შეიძლება იყოს ზღვაში გამოშვებული კონცხი, რაიმე წინააღმდეგობის შემდგომი ტალღური ჩრდილი, ნაპირის მოახლოებული წყალქვეშა კანიონის სათავე და ა. შ. მსგავსი პარადოქსის ფორმირება ჩანს (ტერმინები 15. დანართი 4) მდ. ფსირცხის შესართავთან.

34. გეოსინკლინი – მიწის ქერქის (ზღვის ფსკერზე) ერთ-ერთი (ბაქნებთან ერთად) ძირითადი ტექტონიკური ელემენტი, რომელიც თავისი განვითარების ადრეულ სტადიაში აქტიურ დაძირვას განიცდის და რამდენიმე ათასი კილომეტრის სიგრძეზე შესამჩნევად მოძრავ ღრმულს წარმოადგენს, ხოლო განვითარების მომდევნო ეტაპზე ჯერ ნგრეული და ეფუზიური ქანებით ამოვსებას განიცდის, ხოლო შემდგომში ინტრუზიული მოქმედებების (მიწის ქერქში მაგმის შემოჭრა) გააქტიურების გამო, ცალკეულ უბნებზე, ნაოჭების ფორმირებასა და აზევეებით მოძრაობას აქვს ადგილი, რომელიც ისევ დაძირვისა და ნალექდაგროვების პროცესით შეიცვლება. ალპური დანაოჭების არეალი - გეოსინკლინი შთამბეჭდავი დიზენქტიური და პლიკატური დისლოკაციების არეალია, რომელიც ატლანტიკიდან წყნარ ოკეანამდე, დაახლოებით 12 ათასი კმ-ის მანძილზეა, გადაჭიმული და პლანეტის გრანდიოზულ გეოტექტონიკურ ნაგებობას წარმოადგენს.

35. გრუნტი ფსკერული - ზღვის ფსკერის ზედაპირზე არსებული ქანები ან მათი გამოფიტვის პროდუქტისა და ტალღების ნგრევითი მოქმედებების შედეგად ფორმირებული ნგრეული მასალა, რომელიც ღელვის პარამეტრების გავლენით მოდის მოძრაობაში და სანაპირო ზონაში ნატან მასალას ქმნის. ის, თავისი შედგენილობითა და ფიზიკური თვისებებით განაპირობებს ნაპირების მორფოლოგიური და დინამიკური ნიშნების ფორმირებას.

36. ღეზი - ჰიდროტექნიკური ნაგებობა, რომელსაც სანაპირო ხაზის მიმართ მართობული პროფილისაა და ნაკადის მიმართველ ნაგებობას წარმოადგენს. შენდება ნაპირგამაგრების მიზნით. ბათუმის ღეზის აგებამ დადებითი ეფექტი ვერ მოიტანა.

37. დელტა - მდინარის დატოტვილი ქსელში არსებული სანაპიროს აკუმულაციური ფორმა, რომლის ფორმირება მიმდინარეობს ალუვიური მასალის შესართავის ზღვისპირა ნაწილში დაღეწვის შედეგად. დელტის ზღვისპირა წყალქვეშ მდებარე ნაწილს **ავანდელტას** უწოდებენ. დელტის ზომები ზოგჯერ დიდ ფართობს აღწევს. მდინარეების მისისიპისა და ამაზონის დელტების ფართობები შესაბამისად 80 და 100 ათას კმ² შეადგენენ, ხოლო მდ. ვოლგა (**ტერმინები 16. დანართი 4**) თავის დელტაზე 500-ზე მეტ ცალკეულ ტოტს ჰქმნის.

38. ღონის რყევა ზღვის (ოკეანის) - ზღვისა და ხმელეთის ზედაპირების ვერტიკალური მდებარეობის ცვლილებები, რომლებიც გამოწვეულია ჰიდროკრატიული (წყლის მოცულობის ცვლილება) და გეოკრატიული (დედამიწის ზედაპირის ტექტონიკური მოძრაობა) მიზეზებით.

39. ევსტატიური რყევა ზღვის ღონის - წყლის აუზების გლობალური, ერთდროული, ვერტიკალური ცვლილება, რომელიც გამოწვეულია ჰიდროევსტაზიური (მანტიიდან წყლის გამოყოფა), გლაციოევსტაზიური (**ტერმინები 17. დანართი 4**) (გამყინვარებისა და გამყინვარებათამორისი ეპოქების მორიგეობა), გეოევსტაზიური (ლითოსფეროს ტექტონიკური მოძრაობა) ფაქტორებით.

40. ევოლუცია წაგრძელებული აკვატორიების - მიმდინარეობს იმ ტალღების მოქმედებით, რომლებიც ლაგუნის ღერძის მიმართულებით არიან გავრცელებული და სანაპირო ხაზთან ძალიან მახვილი კუთხეებით შემოდიან. ამის გამო, ე. წ. აზოვის ზღვის ტიპის ცვლები წარმოიქმნება, რაც ლაგუნის რამდენიმე პატარა ზომის ყურეებად დაყოფას (**ტერმინები 18. დანართი 4**) მოასწავებს, შემდგომ კი, ღელვის სტრუქტურის ცვლილების გამო, ლაგუნა ძლიერი დაჭაობებისა და ხმელეთად ქცევის სტადიაში გადადის.

41. ეპიბაქნური - ნეოგენსა და მეოთხეულ პერიოდებში ბაქნური სტრუქტურების მნიშვნელოვანი ტექტონიკური აქტივაციის შედეგად, მიწის ქერქის ინტენსიური ვერტიკალური მოძრაობების გამო, მთიანი რელიეფის ფორმირება.

42. ექოლოტი - აკვატორიების სიღრმის გასაზომი ხელსაწყო, რომლის მუშაობის პრინციპი წყალში ბგერის გავრცელების სიჩქარეზეა (დაახლოებით 1500 მ/წმ) აგებული. ხელსაწყოს (**ტერმინები 19. დანართი 4**) მუშაობის ამოცანაა ბგერის იმპულსის გაშვების (გადამცემი მოწყობილობა) მომენტიდან ობიექტის (მაგალითად, ფსკერის ზედაპირი) მიერ არეკლილი ბგერის ექოლოტის მიმღებამდე (მიმღები მოწყობილობა) დაბრუნების დროის განსაზღვრა. სიღრმის ზრდასთან ერთად ბგერის გავრცელების დრო იზრდება, ხოლო ხელსაწყოს თვითმწერზე მისი შესაბამისი სიღრმე ან პროფილი გამოისახება.

43. მოლური (ბუნის) ეფექტი მდინარის ნაკადის - მდინარეების შესართავის ერთ (ქარპირა) მხარეზე ზღვის ნაპირის წინ წამოწევა ისე, როგორც ამას ადგილი აქვს ბუნის (მოლის) ნაპირზე მშენებლობის შემთხვევაში. მისი გამომწვევი მიზეზია ტალღების ენერგიის დაკარგვა მდინარის დინებასთან შეხვედრის დროს.

44. ეფექტი პერ ბრუნის (Bruun P.) - ბოლო ასეული წლების მანძილზე, ქვიშიანი აგებულების პლაჟების აქტიური წარეცხვის ახსნა ზღვის (ოკეანის) დონის ევსტატიკური აწევის პირობებში. ამ დროს, ქვიშის ბოლი წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე მოძრაობს, ხოლო ზღვის დონის 3 მმ აწევის შემთხვევაში - ნაპირი 1 მ-ით უკან იხევს.

45. ზვინული ამობურცვის - წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ზედა ნაწილში ზვინულის მსგავსი ფორმის წყლის ფსკერიდან ამობურცვა, რომლის ფორმირებას ადგილი აქვს მეწყრული სხეულის ფრონტალური ნაწილის შეჭუჭმუნის (**ტერმინები 20. დანართი 4**) დროს. მსგავსი მოვლენა შეინიშნება ასევე, როცა ზვინული წყალქვეშა ფერდობზე დაწნევას განიცდის, ან კიდევ, ლაგუნის შლამის ზედაპირზე ამბურცვა ლაგუნისკენ გადაადგილებადი ცელას დაწოლით მიმდინარეობს.

46. ზვინული სანაპირო - აკუმულაციური სანაპირო ტერასების ან პლაჟის ზურგის მხარის რელიეფის აკუმულაციური (**ტერმინები 21. დანართი 4**) ფორმა, რომელიც ფორმირებულია შტორმული ტალღების ზვირთცემის ნაკადის მიერ.

47. ზვინული წყალქვეშა - ქვიშებით აგებული სანაპირო ზონისა და ზღვის დონეზე დაბლა, რაიმე სიღრმეზე ფორმირებული რელიეფის აკუმულაციური (**ტერმინები 22. დანართი 4**) ფორმა, რომელიც ნაპირის გასწვრივ გაწოლილი და მისგან მეტ-ნაკლებად დაშორებულია. ნატანი მასალის, გარდიგარდმო პროფილზე, გადაადგილების გამო - წყალქვეშა ზვინული ამ მასალის დაგროვებას განაპირობებს. ათეულობით, ზოგჯერ კი ასეულობით კილომეტრის სიგრძეს ღებულობს. გავრცელებულია მარჩხი ქვიშიანი ნაპირების ფარგლებში და ხშირად რამდენიმე გენერაციას ჰქმნის. მათი სიმაღლე 3-4 მ, სიგანე ათეულობითა და ასეულობით მ-ს აღწევს. გავრცელებულია შავი ზღვის სანაპირო მეწყრულ (ეპერა) და კოლხეთის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე.

48. ზვირთცემის ზონა - ტალღების წვრევის ზონა, რომელიც სანაპირო ზონის ყველაზე აქტიურ ნაწილს წარმოადგენს.

49. ზვირთცემის ნაკადი - მცირე სიღრმეების ზოლში, სანაპირო ხაზთან, ტალღა მთლიან დაშლა-წვრევას განიცდის, რომლის შედეგად პლაჟზე წარმოქმნილი წყლის არატალღური ზვირთცემის ნაკადის წარმოქმნა იწვევს მსხვილი ფრაქციის (კენჭნარი, ხრები) წვრეული მასალისა და წვრილი ფრაქციის (ქვიშა, თიხა) სანაპიროს გასწვრივ გადაადგილებას. მისი ტრაექტორია დამოკიდებულია ტალღების ზღვის კიდზე შემოსვლის კუთხესთან. ნახაზზე (**ტერმინები 23. დანართი 4**) ისრები მიუთითებენ ზვირთცემის ნაკადის მიერ პლაჟის მასალის გადაადგილების ტრაექტორიას.

50. ზეირთცემის ნიში - კონცხების სანაპირო პერიმეტრებზე ტალღური ენერგიის კონცენტრაციისა და სანაპირო ზონის ნატანი ნაკადის გაუჭერებლობის შემთხვევაში აბრაზიული პროცესის მსვლელობა გამოვლენილია რა წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ციცაბო დახრილობით, როცა ზღვის ტალღების ენერგიის ხარჯვა მხოლოდ სანაპირო ხაზთან მიახლოებულ ზოლში შეინიშნება - დიდი ენერგიის ტალღების ძლიერი ზემოქმედება სანაპირო ხაზის მიმდებარე ხმელეთის ზოლში მკვერივი ქანებით აგებული სანაპირო ფლატეზე ტალღების მიერ ძლიერ აბრაზიული მოქმედებასა და ზეირთცემის ნიშის (ტერმინები 24. დანართი 4) წარმოქმნას განაპირობებს.

51. ზღვის დონე - წყნარი და თავისუფალი ზღვის (მსოფლიო ოკეანის) წყლის ზედაპირის სიმაღლე, რომელიც ათვლილია პირობითად მიღებული ნული პორიზონტიდან. ზღ. დ. ყოველთვის და ყველგან ცვალებადია, რომელსაც იწვევს ატმოსფერული წნევის, მდინარეთა ჩამონადენის, მყინვარების დნობის, ტექტონიკური მოძრაობის დროითი და სივრცობრივი არასტაბილური მდგომარეობა. მსოფლიო ოკეანის დონის ცვალებადობა ხანგრძლივი დროის მანძილზე შესამჩნევ ფარგლებში მერყეობს და აწევის ან დაწევის ტენდენცია (ტერმინები 25. დანართი 4) გააჩნია.

52. თერმოკლინი - ოკეანის ან ზღვის წყლის ფენა, რომლის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი, ქვედა ან ზედა ფენებთან შედარებით, რამდენადმე გაზრდილია.

53. იზობათი - ტოლი სიღრმეების ნიშნულების (წერტილების) შემაერთებული მრუდე (ტერმინები 27. დანართი 4) ხაზი²⁴.

54. ინგრესია ზღვის - ზღვის დონის ევსტატიუკრი აწევის ან ხმელეთის ტექტონიკური დაძირვის შედეგად სანაპირო ვაკის დაბალი ნაწილების (მდინარეთა ხეობები, ჩადაბლებები, ძველი გამყინვარების ხეობები ტროგები) დატბორვა.

55. კანიონი წყალქვეშა - ღრმა ციცაბოფერდობიანი წყალქვეშა ხეობები, რომლებსაც ჩაჭრილი აქვთ კონტინენტური ფერდობი და ზოგჯერ შელფი. მათი სიგრძე 300-400 კმ აღწევს, ხოლო ჩაჭრის შედარებითი სიღრმე 3 კმ აჭარბებს. ფერდობის დახრილობა (ტერმინები 26. დანართი 4) ჩვეულებრივად 20-დან 45⁰-მდეა, ძირითად ქანებში კი მათ ციცაბო ფერდობები (80-85⁰) გააჩნიათ. მათ გასწვრივ ადგილი აქვს კონტინენტური ნგრეული მასალის ტრანსპორტირებასა და ოკეანის აბისალურ სიღრმეში დალექვას. ალუვრითული მასალის გადაადგილება მიმდინარეობს სუსპენზიური ნაკადების სახით, მსხვილი ნგრეული მასალა კი კრიპის (სიმძიმის ძალით მასალის ფერდობზე გადაადგილება) მექანიზმით.

წყალქვეშა კანიონები ფართოდაა გავრცელებული საქართველოს შავი ზღვის წყალქვეშა ფერდობზეც. მათი ტალღევის (კანიონის ფსკერის) გასწვრივ მოხვედრილი

²⁴ ნახაზზე იზობათი აღნიშნულია მე-6 ციფრით

ნატანი მასალა უკან არ ბრუნდება და დიდ სიღრმეებში იკარგება. ამ კანიონების (ბიჭვინთის, კოდორის, ენგურის, რიონის, სუფსის, ბურუნ-ტაბიეს, ჭოროხის) სათავეები 8-12 სიღრმის იზობათებთან მდებარეობენ. ამიტომ, მათ ფარგლებში მოხვედრილი ათეული და ასეული ათასი კუბური მეტრის პლაჟის ნატანი მასალა უკან მოუბრუნებლად იკარგება.

56. კარნიზი - ნიშის შემდგომი შეღრმავების შედეგად მის თავზე ჩამოწოლილი კარნიზის ჩამონგრევა, დამატებით ნაყარის წარმოქმნასთან ერთად, ხელს უწყობს ციცაბო ფლატის (კლიფის) შემდგომ ბომბარდირებას, ძირითადი ნაპირის კიდეც უფრო ინტენსიურ ნგრევასა და უკან დახევას. მსგავსი მოვლენები ბევრგანაა აღწერილი. შავი ზღვის სანაპიროზე, ბათუმის ბოტანიკურ ბაღთან, ჩანს მაღალი ფლატე და მისი ნიშის წინ ნგრეული მასალა, რომელიც კარნიზის ჩამონგრევის შედეგადაა წარმოქმნილი.

57. კაუჭისებრი წამონაზარდები - ცელას შიდა მხარეზე ფორმირებული პატარა ზომის ნატანი მასალით აგებული სხეულები, რომლებიც აკვატორიის მცირე ნაწილების ზღვისგან გამოცალკევებას ახდენენ. თითოეული მათგანის წარმოშობა და მისი ზრდის სტადიის დაფიქსირება ისეთ პირობას უკავშირდება, როცა ძირითადი ცელას მიმართ გაბატონებული ტალღების მიერ შედგენილი კუთხე ნორმალის (90°) მიმართულებას ემთხვევა. მსგავსი წანაზარდების არსებობა დადგენილია (Алпенидзе, 2015) სოხუმის ყურეს ძველ (**ნახ. 43. დანართი, 1**) ლაგუნაში, რომელიც ამჟამად ქალაქს უკავია.

58. კლიფი - ძირითად ქანებში გამომუშავებული აბრაზიული ფლატე, რომლის ძირზე წარმოქმნილია ბენჩი. თანდათანობით ციცაბო (**ტერმინები 27. დანართი 4**) ან თითქმის ვერტიკალური აბრაზიული ფლატის - კლიფის განვითარება მიმდინარეობს ტალღური დამანგრეველი მოქმედებებით, რაც კლიფის უკან დახევას იწვევს, ხოლო მისი ძირის წინ, ტალღებისა და ზვირთცემის მოქმედებებით, ზღვისკენ სუსტად დახრილი ზედაპირის ანუ ბენჩის ფორმირებას აქვს ადგილი. ბენჩის გავრცელება კლიფის ძირზე ანუ ზვირთცემის ნიშას წინ იწყება და ზღვის დონეზე დაბლა - წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე ვრცელდება.

რაც უფრო მეტია კლიფის უკან დახევა, ხანგრძლივად და ინტენსიურად მუშაობს აბრაზიული პროცესი, კლიფთან მიერთებული ბენჩის ზედაპირი მით უფრო მეტად განიცდის ძლიერ აბრაზიას და სულ უფრო დამრეცი პროფილის ფორმას ღებულობს. აბრაზიული ნაპირის პროფილიც ამოზნექილი მრუდის ფორმას იღებს. ხანგრძლივ დროში ეს ზედაპირი დიდ ფართობზე გავრცელდება, ხოლო მის ზედაპირზე მომუშავე ტალღები ენერგიას კარგავენ და ნაპირთან მოახლოებისას ძალა უკვე აღარ ჰყოფნიან. ამიტომ, ასეთ უბნებზე ჯერ აბრაზიის შესუსტებას, შემდგომ კი შეწყვეტას ექნება ადგილი. ამდენად, აბრაზია თავისი განვითარების პროცესში - თვითონ ახერხებს საკუთარი მოქმედების შესუსტებას, ბოლოს კი შეწყვეტასაც კი. ეს ხანგრძლივი პროცესი სისტემის დადებითი და უარყოფითი უკუკავშირების პრინციპებით (ალფენიძე და სხვ. 2003) ვითარდება.

59. კლიფი გამქრალი - ტალღების აქტიური ზემოქმედებისაგან თავისუფალი (აბრაზიული ახალი ნიშნების გარეშე) ყოფილი აბრაზიული ფლატე, რომლის წინ ამჟამად

პლაჟის ნგრეული მასალაა დაგროვილი და ტალღების კლიფზე დამანგრეველ ზემოქმედებას ვერ ახდენენ.

60. კლიფის წარბი - ფლატის ზედა ნაწილში, ზღვიური და სუბაერალური გენეზისის ზედაპირების საზღვარზე არსებული მკვეთრი (**ტერმინები 27. დანართი 4**) გადაღუნვა.

61. კონტინენტური კალთა - ოკეანის (ზღვის) ფსკერის რელიეფის (სიგანე - 20-100 კმ, სიღრმე - 100-200 მ-დან 1400-3200 მ-მდე) ელემენტი, კონტინენტის წყალქვეშა (**ტერმინები 26. დანართი 4**) განაპირები, შელფსა და ფსკერის ძირს შორის მოქცეული ზოლი, რომელიც საკმაოდ დიდი დახრილობითა (საშუალო - 4° , არაიშვიათად - $15-20^{\circ}$, ზოგჯერ - 40°) და რელიეფის მკვეთრი დანაწევრებით (საფეხურები, წყალქვეშა კანიონები) ხასიათდება²⁵.

62. კონცხი - ზღვაში შემოშვებული ხმელეთის პატარა მახვილი მომრგვალების უბანი. მდგრადი კონცხი უმთავრესად ძირითადი ქანებითაა აგებული, ხოლო ზღვისპირეთის დაბალი ფრაგმენტები აკუმულაციური სანაპირო ფორმების დაბოლოებებს წარმოადგენენ.

63. კუთხე „ფი“ (ფ) - ტალღის სხივების სანაპირო ხაზთან (იზობათებთან) შექმნილი კუთხე, როდესაც სხვა თანაბარი პირობების დროს, ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ტევადობა მაქსიმუმს აღწევს. მისგან განსხვავებული სიდიდის დროს ნაკადის ტევადობა ეცემა და სახეგა აკუმულაციური ფორმების გენერირება.

64. ლაგუნა - ზღვის (ოკეანის) წყალმარჩხი ნაწილი, რომელიც აკვატორიისაგან გამოყოფილია სანაპირო ბარით ან ცელათი ან ნაზინით, მარჯნის რიფით და ხასიათდება ზღვის პარალელური გავრცელებით, შედარებით მცირე მარილიანობით, წყალმცენარეთა სიუხვით, დელუვიური მასალის დაგროვებით, ხოლო წაგრძელებული ლაგუნის შიდა სანაპიროები სპეციფიკური კანონზომიერებებით ვითარდებიან. სანაპიროზე ძველი ლაგუნის ნამარხები ამ უბნის პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენის მეცნიერულად დადასტურებელ ფაქტებს იძლევა.

65. ლანდშაფტი წყალქვეშა - სანაპირო ზონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების (გეოლოგიური აგებულება და ნივთიერი შედგენილობა, ნატანის ნაფენები, წყლის თვისებები და დინამიკა, ფსკერის რელიეფი, ფსკერული ფლორა და ფაუნა) ერთიანობა, რომელთა (პირველის გარდა) ცვლილება სიღრმის მიხედვით აშკარად ჩანს. მათ შესწავლას გააჩნია დიდი მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა: ორგანიზმების აბიოტურ ობიექტებზე ზემოქმედება, ორგანული ნარჩენებით პლაჟის კვება, ფსკერზე ბიოლოგიური გამოფიტვის მიმდინარეობა, ნგრეული შემოსვლა სანაპირო ზონაში.

66. ლითოლინამიკური სისტემა - სანაპირო ზონის დიდი უბანი, რომელიც დამოუკიდებელია სხვა ანალოგიური უბნებისაგან და საკუთარი რეჟიმითა და ნატანის ბიუჯეტით ხასიათდება. ყოველი მათგანი მოიცავს ნატანის შემოსავლის წყაროს, მათი გადაადგილების ზონასა და აკუმულაციის უბანს. მსგავსი სისტემები გამოკვლეულია

²⁵ ნახაზზე კონტინენტური კალთა ნაჩვენებია ციფრი 1-ით

საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე. ყოველი მათგანი იწყება მძლავრი მყარი ჩამონადენის მქონე მდინარის შესართავთან, საიდანაც სათავეს იღებს ნატანის ნაპირისიგასწვრივი ნაკადი, რომელიც, თავის მხრივ, თავის გავრცელებას ამთავრებს წყალქვეშა კანიონების შესართავებთან ან კიდევ წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის კიდესთან ციცაბო ღარებთან.

67. ლიმანი – მდინარეთა შესართავების ფარგლების ან ზღვის უბის ზღვის წყლებით დატბორვა, რომლის შედეგად სანაპიროა აკვატორია მარჩხ ყურედაა გადაქცეული. ლიმანების დიდი ნაწილი ზღვისგან ნაზინებით ან ცელებითაა გამოყოფილი.

68. ლოცია - (ჰოლანდ. Loodsen – ხომალდის გაძღოლა) ნაოსნობის მიზნით ზღვების, ოკეანეებისა და მათი ნაპირების აღწერა, რომელიც მოიცავს სანაპიროების თვალსაჩინო ადგილების, უსაფრთხო ნაოსნობის შესახებ ინფორმაციის, ნაპირებთან შეჩერების ადგილებზე საკვების, სასმელი წყლისა და სხვ. შესახებ დეტალურ მითითებებს.

69. მარჩხოზი - ფსკერის ლოკალური დამრეცი ამაღლება, რომელიც ჩვეულებრივად აგებულია ნგრეული ან ძირითადი ქანებით. სანაპირო მარჩხ აკვატორიაში მარჩხოზი გავლენას ახდენს ნაპირებზე: იცავს დიდი ტალღებისაგან, ზოგჯერ კი ნატანი მასალის კვების წყაროს (გუდაუთის მარჩხოზი) წარმოადგენს.

70. მეტამორფიზმი - მიწის ქერქის ღრმა ფენების დანალექი და მაგმური ქანების მაღალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში ფიზიკურ-ქიმიური თვისებების ცვლილებებით ფორმირებული მინერალური და სტრუქტურული ცვლილების პროცესი.

71. მთისწინეთი – მთიანეთის ან ქედის წინ გავრცელებული ადგილი, რომელიც მიმდებარე მთისძირს ესაზღვრება.

72. მოღება (დაფარვა) მასალის - ლოდნარ-კაჭარიანი მასალის ზედაპირის ზღვის ორგანიზმების (წყალმცენარეები, კიბოსნაირები - Balanus, ჭიები - Serpulidae) ნარჩენებით დაფარვა, რომელიც ღელვის დროს სწრაფად ჩამოცილდება კენჭების ზედაპირს.

73. ნაგებობა ნაპირსამაგრი - ნაპირის წარეცხვის, სანაპიროს აბრაზიის, წყალქვეშა ფერდობის გადარეცხვის თავიდან აცილების მიზნით ჰიდროტექნიკური ნაგებობის მშენებლობა, რომელიც გულისხმობს გრძივი - ტალღამრიდი კედელი²⁶ (ტერმინები 29. დანართი 4) და გარდიგარდმო (ბუნა²⁷, დეზი) ნაგებობების (ტერმინები 28. დანართი 4) აგებას.

74. ნაზინი - ლიმანების ან ყურეების ხმელეთში შეჭრილი ნაწილების ზღვის აკვატორიისაგან გამომყოფი, ორივე ბოლოებით ძირითად ნაპირთან მიერთებული ნატანი მასალით აგებული სანაპიროს აკუმულაციური ფორმა, რომლის წარმოშობა ნაპირის რაიმე

²⁶ ტალღამრიდი კედლის ელემენტები იხ. გრაფიკულ დანართი - ტერმინები 29. დანართი 4

²⁷ ბუნის სერიით ნაპირდაცვა იხ. გრაფიკული დანართი - ტერმინები 28. დანართი 4

სახის ბლოკირებასთან, ცელას ზრდის პირობებში მისი დისტალური დაბოლოების ყურეს მოპირდაპირე ნაპირზე მიერთებასთანაა დაკავშირებული.

75. ნაპირი - სანაპირო ხაზის მიმდებარე ხმელეთის ზოლი. მისი რელიეფის ფორმირება მიმდინარეობს ზღვის მიერ ზღვის აუზის საშუალო დონის პირობებში. ნაპირები შეიძლება იყოს მაღალი და დაბალი, დანაწევრებული და დაუნაწევრებელი, ღრმა, მარჩხი და ა.შ.

76. ნაპირი აბრაზიული - ზღვის დონის მოცემულ საშუალო დონის პირობებში სანაპიროს აქტიური აბრაზიული პროცესი, რაც გამოხატულია რელიეფის აბრაზიული ფორმების გავრცელებაში, რომლებსაც აქტიური უკან დახევის ტენდენცია გააჩნია.

77. ნაპირი აბრაზიულ-დენუდაციური - მკვრივი დანალექი ან მასიური კრისტალური ნალექებით აგებული სანაპირო, რომელიც მინიმალური აბრაზიული ნიშნებისა და რელიეფის დენუდაციური ფორმების მატარებელია, ხოლო აკუმულაციის ნიშნები სუსტადაა წარმოდგენილი.

78. ნაპირი აკუმულაციური - ზღვის დონეზე მაღლა სანაპირო-ზღვიური ნატანი მასალის დაგროვებით წარმოქმნილი ნაპირი, რომელიც შეიძლება განვითარდეს მასალის წყალქვეშა ფერდობიდან ზვირთცემის ზონაში, ამა თუ იმ მიზეზით (ალუვიური, ეოლური მასალა) შემოსვლისა და დაგროვების შედეგად.

79. ნაპირი ალუვიურ-ზღვიური - აკუმულაციური ნაპირი, წარმოქმნილი როგორც ტალღური ტრანსპორტირებისა და აკუმულაციის, ისე მდინარეული (ალუვიური) ფაქტორის შედეგად. მსგავსი მოვლენა წარმოიქმნება თუ დაბალ სანაპიროს ფარგლებში ზღვას რამდენიმე პატარა მდინარე ერთვის, რომელთა შემოტანილი ნატანი მასალა შესართავისპირა დელტების ფორმირებისათვის არასაკმარისია, ხოლო ტალღური ფაქტორის მიერ ეს მასალა ნაპირის გასწვრივ ადვილად იქნება გადაწეული. მის მაგალითს კოლხეთის შავი ზღვისპირეთი წარმოადგენს.

80. ნაპირი ბიოგენური - ზღვიური ორგანიზმების აქტიური მოქმედებების შედეგად ფორმირებული ნაპირები, რომლის მსგავსი ფორმები გვხვდება აფხაზეთის (გუდაუთის მარჩხობი) შავი ზღვის სანაპიროზე, სადაც წყალმცენარეები მაგ., *Cystosiera barbata* ხელს უწყობს ნგრეული მასალის პლაჟზე ამოყრას (მოცულობა 20 ათას მ³/წმ).

81. ნაპირი ინგრესიული - ზღვის ტრანსგრესიის საწყის სტადიაში სანაპირო ხმელეთის ხეობების ქვემო დინებებისა და სტრუქტურული ჩადაბლებების დატბორვის შედეგად გრძელი და ვიწრო უბნების ფორმირება. განასხვავებენ რიასულ (მთიანი არეალების ხეობები), ლიმანურ (დაბალი ვაკეების ხეობები), ფიორდული და ფიარდული (გამყინვარების არეალების ხეობები) ნაპირებს.

82. ნაპირი რიასული (რიასები) - ეროზიული დანაწევრების სანაპირო მთიანი ზოლის ნაპირის ტიპი, რომლის წარმოშობა დაკავშირებულია მდინარეთა ხეობების დატბორვასთან. ეროზიულ ხეობებში შეჭრილი ზღვის მიერ წარმოქმნილია შეჭრილ-

შემოჭრილი ყურეები, რომელთა სიღრმეები შესართავის მიმართულებით მატულობენ. მსგავსი ნაპირის ფორმირებას ადგილი ჰქონდა ჰოლოცენის დასაწყისში მდ. გუმისთის შესართავისპირა მიდამოებში.

83. ნაპირის ბლოკირება (ეკრანილება) - ნაპირის რაიმე მონაკვეთის გარეგანი ძალებისაგან - გაბატონებული ტალღების ზემოქმედებებისაგან, ნაწილობრივი დაცვა ბუნებრივი (კონცხით, კუნძულით, წყალქვეშა ზღუდით) წარმონაქმნებით, ხელოვნური (ტალღასაჭრელი) ნაგებობით ან შემთხვევით მოვლენასთან (**ტერმინები 30. დანართი 4**) დაკავშირებით (გემების ჩაძირვა). ამ დროს, მახლობლობისა და ნაპირს შორის „ტალღური ჩრდილის“ წარმოშობას აქვს ადგილი, სადაც ტალღების მოქმედება ძლიერ შესუსტებულია, ნატანი მასალის მოძრაობაც შენელებულია და მისი დაგროვებაც სახეზეა. აკუმულაციური სხეული სწრაფად იზრდება.

84. ნაპირის შემორკალვა - ნატანის ნაკადის ტევადობის დაცემა და, შესაბამისად, სანაპირო რელიეფის აკუმულაციური ფორმის წარმოშობა შესაძლებელია (**ტერმინები 31. დანართი 4**) ნაპირის შვერილის კონტურის შემორკალვის (გარსშემოვლა, შემოქობვა, შემოლუნვა) შემთხვევაში. ნახაზიდან ჩანს, რომ ნაპირის ab მონაკვეთზე ტალღის სხივი ოპტიმალური ($\varphi=45^\circ$) მნიშვნელობისაა და ნატან მასალას მაღალი სიჩქარე ($V=V_{max}$) ახასიათებს. ამასთან, b წერტილსა და მის მიღმა ნაპირზე ტალღების მიერ ზღვის კიდესთან შექმნილი კუთხე მკვეთრად მცირდება და უმნიშვნელო სიდიდის ($V=0$) ხდება.

ნაპირის შვერილის მომრგვალების მომდევნო უბნებზე ტალღების შემოსვლა მხოლოდ მათი დიფრაქციის ანუ შვერილის შემორკალვის შედეგადაა შესაძლებელი. დიფრაქციის პირობებში კი ტალღათა ფრონტების განვლვასა და მათი ხვედრითი ენერგიის ძლიერ შემცირებას აქვს ადგილი. ორივე შემთხვევაში ნაკადის ტევადობა ეცემა და მასალის დაგროვების გამო, აკუმულაციური ფორმის - ცელას წარმოიქმნას აქვს ადგილი. ეს სხეული ნაპირთან თავისი ძირის ნაწილითაა მიერთებული, ხოლო მისი მზარდი (პროქსიმალური) დაბოლოება თავისუფალი რჩება. ცელას ფორმირების ბოლო სტადიაზე, მის გარე - „ზღვიურ მხარეზე“ ტალღები ოპტიმალურ კუთხეს ($\varphi=45^\circ$) ჰქმნიან და ნატანის გადაადგილების სიჩქარეც პირვანდელ (აბ მონაკვეთი) მდგომარეობას უბრუნდება. ბოლოს და ბოლოს ცელას სიგანეში ზრდა შეწყდება, თუმცა ზვინულთა ახალი გენერაციები მის დისტალურ ნაწილში დაფიქსირდება.

85. ნაპირის წინ წამოწევა - ზღვის მიმართულებით სანაპირო ხაზის გადანევა, რომელიც შეპირობებულია სანაპირო ზონაში განვითარებული აკუმულაციური პროცესით (ნაპირის ზრდა), ან ზღვის დონის შეფარდებითი დაწვევით, ან ტექნოგენური (ნატანი მასალის მოზიდვა და პლაჟზე დაყრა) ზემოქმედებით.

86. ნაპირის კლაკნილობა - სანაპირო ხაზის კლაკნილობა და ზღვის კიდეზე ხვეულის არსებობა დამოკიდებულია სანაპიროს გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიურ ასპექტებზე. რაც მეტია მისი მნიშვნელობა, მით მეტია სანაპირო ხაზის სიგრძე. ნ. კ. ხასიათდება

კლასიკური კოფეციენტით, რომელიც სანაპირო ხაზის მთლიანი სიგრძისა და მისი ბოლო წერტილებს შორის გავლებული გეოდეზიური ხაზის სიგრძეთა შეფარდების ტოლია. ზღვის ნაპირის ხმელეთში ღრმად შეჭრის შემთხვევაში (ფიორდები, ფიარდები, ლიმანები) მისი მნიშვნელობა 1,5-2,0 მეტია.

87. ნაპირი პოტამოგენური - ალუვიური დაბლობების (მაგ. კოლხეთის დაბლობის) ნაპირები, რომელთა წარმოშობა მრავალი მდინარეების მიერ გამოტანილი მასალის დალექვასთანაა დაკავშირებული, სადაც მდინარეული ფაქტორების მნიშვნელოვანი როლია გამოვლენილი და აგებულია უმთავრესად ალუვიური მასალით.

88. ნაპირი ძირითადი - მკვრივი ქანებით აგებული ნაპირი, რომელიც შესაძლოა მოექცეს აბრაზიის ქვეშ.

89. ნაპირი ღია - ტალღების ზემოქმედებისაგან რაიმე წინააღმდეგობებით (კუნძულით, კონცხით, წყალქვეშა მარჩხობით) დაუცველი ნაპირი.

90. ნაპირი დაკეტილი - ხმელეთში ღრმად შეჭრილი და ღია ზღვასთან სუსტი კავშირის მქონე ზღვის ყურეს ნაპირები ტალღების უშუალო ზემოქმედების გარეშე.

91. ნაპირი თავთხელიანი - მარჩხი წყალქვეშა ფსკერის მქონე ნაპირი, რომლის დახრილობა 0,01 ნაკლებია და ქვიშიანი ნატანითაა დაფარული, ან ძირითადი ქანების (ფილების) გაშიშვლებაა წარმოდგენილი. მსგავსი ნაპირი (გუდაუთის მახლობლად) ბლოკირებულია ძლიერი ტალღების მოქმედებისაგან.

92. ნაპირის კონტურის შევსება - ხმელეთში შემნეწილი სანაპირო ხაზისა და ტალღების სხივებს შორის ოპტიმალური კუთხის $\varphi=45^\circ$ შემთხვევაში (ტერმინები 32. დანართი 4) ნატანის ნაპირის გასწვრივ მოძრაობა მაქსიმალური $V=V_{\max}$ სიდიდისაა, ხოლო $\varphi<45^\circ$ ან $\varphi>45^\circ$ შემთხვევაში V -ს მნიშვნელობა მცირდება, ნატანის სიჩქარე ეცემა, პლაჟის ადგილობრივი დაგროვებასა და შემნეწილი უბნის შევსებას აქვს ადგილი.

93. ნაპირის უკან დახევა - აბრაზიის შედეგად სანაპირო ხაზის ხმელეთის მიმართულებით (ტერმინები 33. დანართი 4) გადაადგილება, რომელიც გამოწვეულია ზღვის დონის აწევით, ან ტექნოგენური (პლაჟის მასალის გაზიდვა, მოლების ან/და ღებების აგება, ჰესების მშენებლობა) ზემოქმედებით.

94. ნატანი ბიოგენური - ორგანიზმების (მარცნები, ნიჟარები) ცხოველმოქმედების შედეგად წარმოქმნილი კალციუმის კარბონატიანი ნატანი მასალა. ზღვისპირეთის ბიოტური კომპონენტები ზოგჯერ თვითონ ინვევენ ფსკერული ბენჩის დაშლასა და ნგრეული მასალის წარმოქმნას, ასევე მექანიკური ზემოქმედებისას სწრაფ ცვეთას განიცდის და წერილი ფრაქციის (ქვიშები) პლაჟის მასალად იქცევა.

95. ნატანი პლაჟწარმომქმნელი - მოცემული უბნის პლაჟის ამგებელი სხვადასხვა ზომის ნატანი მასალა, რომელთა სპექტრი აქ განპირობებულია ნატანის წარმოშობის წყაროების (ალუვიონი, აბრაზიული თუ ფსკერული) ხასიათზე.

96. ნატანი სანაპირო-ზღვიური - სანაპირო ზონის ფარგლებში დალექილი ნგრეული მასალის მასა ან გადაადგილებული ტალღების ან დინებების ხელშეწყობით. ნაპირების ნატანი მასალა ერთმანეთისაგან განსხვავდება გრანულომეტრიითა (შლამიანი, ქვიშიანი, ქვარგვალიანი, კენჭნარი, კაჭარ-ლოდნარი) და ნივთიერი (ველკანური, დანალექი, ნიჟარების, მარჯნის) შედგენილობის მიხედვით. ნატანი მასალა დახარისხებითაც ხასიათდება: ზღვის კიდესთან ჭარბობს მსხვილი, წყალქვეშა ფერდობზე - წვრილი ფრაქციის მასალა.

97. ნატანის აკუმულაციის ტიპები - სანაპირო ზონის ნატანის დალექვის პროცესები და ტიპები, რომლებიც მისი ფსკერისა და ნაპირის რელიეფის ფორმების ცვლილებას იწვევს. გამოიყოფა: **ა.** მექანიკური სედიმენტაცია - ზღვის ტალღური ენერგიის დაცემის გამო სანაპირო ზონაში დასალექი მასალის წყაროებია აბრაზია, მდინარეთა მყარი ჩამონადენი; **ბ.** ქიმიური სედიმენტაცია - ძლიერი აორთქლების პირობებში დალექვის მთავარ წყაროს მიეკუთვნება მარილების გამოკრისტალება და დალექვა; **გ.** ბიოგენური სედიმენტაცია - სანაპიროზე გავრცელებულია კირქვოვანი წყალმცენარეების, რიფების წარმომქმნელი ორგანიზმების, ნიჟარების, მარჯნების ნარჩენების დალექვა.

98. ნატანის ბალანსი - სანაპირო ზონის მოცემულ უბანზე ნატანი მასალის შემოსავალი და გასავალი (ხარჯი) სიდიდეების ჯამების შეფარდება რაიმე დროის (ერთი შტორმის, ერთი წლის) განმავლობაში. მათ კუბურ ერთეულებში (ათასი მ³) გამოსახვენ. **ნ. ბ.** ემყარება ნივთიერების შენახვისა და გარდაქმნის ფუნდამენტალურ ფიზიკურ კანონს და ამიტომ უნივერსალური ნიშნისაა. შემოსავლის სტატიას შეადგენენ სანაპირო ზონაში შემოტანილი მასალა, რომელიც მიღებულია სანაპიროს აბრაზიის, მდინარეთა ალუვიონის, სანაპიროსგანწვრივი ნაკადიდან და წყალქვეშა ფსკერიდან მოწოდების შედეგად. ხარჯვითი სტატიას შეადგენს მოცემულ უბანზე ნატანი მასალის დანაკარგები: წარეცხვა, ნატანი მასალის ცვეთა ან/და გახსნა, ტექნოგენური გაზიდვა, წყალქვეშა კანიონებში ბუნებრივი შთანთქმა (ჩაყრა, გასვლა). ბალანსი აქტიურია თუ მასალა გროვდება, ხოლო პასიურია თუკი წარეცხვას აქვს ადგილი.

99. ნატანის ბიუჯეტი - ლითოლინამიკური სისტემების, ნატანის ნაკადების, ან მათი მიგრაციის უბნების ფარგლებში გარედან შემოტანილი და სანაპირო ზონიდან გასული ნგრეული მასალის საშემოსავლო და ხარჯვითი სტატიების ალგებრული ჯამები. საშემოსავლო სტატიებია: მდინარეთა მყარი ჩამონადენი, ბიოგენური ნატანი, მეზობელი უბნიდან შემოსული ნატანი მასალა, ფერდობრივი პროცესებიდან მასალის შემოტანა, ძირითადი ნაპირის აბრაზია, ქიმიური სედიმენტაცია, ნატანის ხელოვნური მოზიდვა (მობილიზაცია) და ნატანის გარდიგარდმო გადაადგილებით ნგრეული მასალის შემოსვლა. ხარჯვითი სტატიებია: ხეხვითი ცვეთაზე დანაკარგები, ნატანის წყალქვეშა კანიონების ღარების გავლით დიდ სიღრმეში გადასვლა, ქარის მიერ ქვიშის მასალის გატანა, მასალის ტექნოგენური გაზიდვა, ქიმიური აბრაზია, მასალის აკუმულაცია.

100. ნატანის ნაპირისგასწვრივი გადაადგილება - ნატანის ნაპირის გასწვრივი, ერთმხრივ მიმართული და მასიური გადაადგილების (ტერმინები 34. დანართი 4) მოვლენა (ნატანის გრძივი გადაადგილება) წარმოიქმნება ტალღების ნაპირთან მახვილი კუთხით შემოსვლისას ტალღური ენერგიის ნაპირისგასწვრივი მდგენელისა და ფიზიკური მოვლენების ერთიანი მოქმედების შედეგად²⁸. განზომილების ერთეულად მიღებულია ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის ხარჯი.

ნახაზზე (ტერმინები 34. დანართი 4) ჩანს, რომ ნაპირზე ტალღების ირიბი კუთხით მე-4 ისარი) შემოსვლისას პლაჟის ამგებელი ნატანი მასალა მოძრაობას იწყებს და პირდაპირი ტალღური სიჩქარის მოქმედებით (ისარი მე-2) გადაადგილდება. პლაჟის ზედაპირზე მოძრავი ზვირთცემის ნაკადი დასაწყისში ღია ზღვის ტალღიდან მიღებულ მიმართულებას ინარჩუნებს. თუმცა, წყლის ჰზევის ბოლო წერტილის მიახლოებასთან ერთად, სიმძიმის ძალის მოქმედების გავლენით ფსკერის დახრილობის გასწვრივ, პირველადი მიმართულებიდან თანდათან (ბ ტრაექტორია) გადაიხრება. უკუნაყადის მიმართულება ფსკერის დახრილობას ემთხვევა და მე-3 მდგომარეობას იკავებს და პირველი მდგომარეობიდან ა ტრაექტორიითაა გადანაცვლებული. შემდგომი ტალღების ანალოგიური მოქმედების შედეგად, ცხადია ნაკადის მოძრაობის მექანიზმი არ იცვლება. ამდენად, ზვირთცემის ნაკადი პლაჟის ზედაპირზე ტიპური ასიმეტრიული ტრაექტორიით მოძრაობს, რომელიც პარაბოლას მოგვაგონებს.

ცხადია, რომ წყლის ზვირთცემის ნაკადთან ერთად ნაპირზე პლაჟის ამგებელი ნატანის ნაწილაკებიც (კენჭები, ხრეში) განიცდიან გადაადგილებას. ყოველი ახალი ნაკადის ანალოგიური მოქმედების პირობებში ზვირთცემისა და, შესაბამისად, ნატანი მასალის ნაკადის ნაპირისგასწვრივ (ე მიმართულებით) გადაადგილდება აქვს ადგილი.

101. ნატანის გარდიგარდმო გადაადგილება - ზღვის ფსკერისპირა ტალღური სიჩქარეების მიერ განპირობებული, ნატანის ნაპირის მიმართულებით გადაადგილება. მასვე მიეკუთვნება ტალღური კომპენსაციური ღინებებით გამოწვეული ნატანის შესაძლო გარდიგარდმო მიგრაციები.

102. ნატანის გრანულომეტრიული (მექანიკური) შემადგენლობა - ნატანი მასალის ნაწილაკთა მთლიანი მასიდან სხვადასხვა ფრაქციის პროცენტული შემცველობის ჰისტოგრამებით გამოსახვა. ფრაქციების საშუალო დიამეტრის მიხედვით მიღებულია შემდეგი სახელწოდებები: ლოდი - 1 მ-ზე მეტი; 100-50 სმ - მსხვილი ლოდი; 50-10 სმ - წვრილი ლოდი; 100-50 მმ მსხვილი კენჭი; 50-25 მმ - საშუალო კენჭი; 25-10 მმ - წვრილი კენჭი; 10-5 მმ - ხრეში; 5-0,25 მმ - საშუალო ხრეში; 0,25-1 მმ - წვრილი ხრეში; 1,0-0,5 მმ - მსხვილი ქვიშა; 0,5-0,25 მმ - საშუალო ქვიშა; 0,25-0,1 მმ - წვრილი ქვიშა; 0,1 მმ-ზე ნაკლები

²⁸ ნატანი მასალის ნაპირზე გრძივი გადაადგილების პრინციპული სქემა დაამუშავა ვ. ზენკოვიჩმა (Зенкович, 1962)

- ალვერეტი; 0,01 მმ-ზე ნაკლები - პელიტი. დაკუთხული მასალა: 10-1 სმ - ღორღი; 10-1 მმ - ხვინჭა.

103. ნატანის დეფიციტი - სანაპირო ზონაში ნატანის ნაკლებობა, როცა შეიმჩნევა მათი დანაკრებების გადამეტება შემოსავლის ნაწილთან შედარებით, რომელიც უმთავრესად ტექნოგენური ან/და ბუნებრივი ფაქტორებითაა გამოწვეული და პლაჟის წარეცხვებით ხასიათდება.

104. ნატანის დიფუზია - ნატანის შემოტანის გავრცელების მიხედვით მცირე ზომის წყაროს ფარგლებიდან მასალის ორი საწინააღმდეგო მიმართულებით (მაგ., მდ. კელასურის შესართავიდან ქვიშა მარჯვნივ, ხოლო კენჭნარი - მარცხნივ გადაადგილდება) გაფანტვა, რაც შეიძლება გამოწვეული იყოს განსაკუთრებული ტალღური რეჟიმით.

105. ნატანის მიგრაცია - ხანგრძლივი დროის მანძილზე ნატანის გარდიგარდმო ურთიერთსაწინააღმდეგო მხარეს გადაადგილება, როცა მის რაიმე მიმართულებით ჯამურ გადატანას ადგილი არა აქვს. განასხვავებენ გარდიგარდმო (ადგილი აქვს ერთი შტორმის განმავლობაშიც კი) და (გრძივ) ნაპირისგასწვრივ (გამოვლინდება ხანგრძლივი დროის მაგ., რამდენიმე წლის ინტერვალში) ნატანის მიგრაციას.

106. ნატანის მინერალოგიური შედგენილობა - ზღვის ნაპირების ნატანი მასალაში მინერალების შედგენილობა. წვრილი ფრაქციის ნატანი შედგება მონომინერალური (მაგ., კვარცი) მარცვლებისაგან. წვრილი ქვიშის 10% მძიმე მინერალებს (რქატყუარა, მაგნეტიტი, პიროქსენი, ავგიტი, გლაუკონიტი, პირიტი და სხვ) შეიცავს (ხვედრითი წონა 2,7 გ/სმ³). ნ. მ. შ. კვლევა და დადგენა ხშირად ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადების განსაზღვრასა და მათი საზღვრების დადგენას ემსახურება.

107. ნატანის ნაკადის გაჯერება - სანაპიროს გასწვრივ რეალურად გადატანილი ნატანისა და მისი შესაძლო რაოდენობათა ტოლობის შემთხვევაში ტალღების ენერგია მხოლოდ მასალის ტრანსპორტირებაზე იხარჯება და ნაპირის როგორც გარეცხვას, ისე მასალის დაგროვებას ადგილი არა აქვს. ამ შემთხვევაში მიღწეულია ნატანის ნაკადის გაჯერება. ამდენად, ნაკადის გაჯერებულობა ნიშნავს მისი სიმძლავრის შეფარდებას ტევადობასთან. თუკი მიღებული სიდიდე ერთზე ნაკლებია - ნაკადს გაჯერება აკლია, და მასალის გადატანისაგან თავისუფალი ტალღის ენერგია ძირითადი ნაპირის აბრაზის ხმარდება. თუკი ნაკადის ტევადობა ეცემა, ანუ ტალღის ენერგია მოცემულ უბანზე შემოსული მასალის რაოდენობაზე ნაკლებია, მაშინ ნატანის შემოსვლის ინტენსიურობა სიმძლავრეზე მეტი გამოდგება, მასალის გადატანა შენელებს ან შეწყდება. ამიტომ, ნატანი მასალის დაღეჭვის ხარისხი გაიზრდება და რელიეფის აკუმულაციური ფორმების გენერირებაც შესაძლებელი გახდება.

ნატანის ნაკადის ტევადობის მაქსიმალური სიდიდის (ნაკადის გაჯერება) მიღწევა შესაძლებელია ტალღების სანაპირო ხაზთან 45⁰-იან კუთხესთან მიახლოებული სიდიდით შემოსვლის შემთხვევაში. ამ ოპტიმალური მდგომარეობიდან გადახრის პირობებში

(სანაპირო ხაზის აზიმუტის შეცვლა), სახეზეა აღნიშნული კუთხის შეცვლა (გაზრდა ან შემცირება). ორივე შემთხვევაში, ნაკადის ტევადობის შემცირებასა და ნატანის შემოსვლის გაზრდას ეწეება ადგილი, რაც მასალის აკუმულაციას მოასწავებს.

108. ნატანის ნაკადის დივერგენცია - სანაპირო ზონის ლოკალური უბნიდან ნატანის ნაკადის სხვადასხვა მიმართულებით განშლადობა, რომელთა ფორმირების პირობას ზღვაში გამოზნეცილი სანაპირო ხაზი და იზობათები ან მდინარის შესართავი წარმოადგენენ.

109. ნატანის ნაკადის დისკრეტულობა - ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის მახასიათებელი თვისება, რომელიც შეიძლება არსებობდეს მაშინ როცა შეჭრილ-შემოჭრილი ნაპირის გასწვრივ, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე, ნატანის ძლიერი დეფიციტის პირობებში, მისი მთლიანი სისტემა, მხოლოდ ძლიერი შტორმის დროს მოდის მოძრაობაში.

110. ნატანის ნაკადის კონვერგენცია - ორი ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულების ნაკადების შეერთება, რომლის პირობას სანაპირო ხაზისა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის იზობათების შეზნეცილი ფორმის არსებობა წარმოადგენს და ყოველთვის სანაპიროს აკუმულაციური ფორმების წარმოშობას აქვს ადგილი.

111. ნატანის ნაკადის სიმძლავრე - ნატანის რაოდენობა, რომელიც ერთი შტორმის ან წლის განმავლობაში ნაპირის გასწვრივ რეალურად გადაადგილდება.

112. ნატანის ნაკადის ტევადობა - ტალღების მიერ ნატანის ნაკადში გადატანილი მასალის მაქსიმალურად შესაძლო რაოდენობა მოცემული დროის განმავლობაში და ჰიდრომეტეოროლოგიურ სიტუაციაში. ნ. ნ. ტ. დამოკიდებულია პლაჟისა და ფსკერის დახრილობებზე, ტალღების პარამეტრებსა და ნაპირთან შემოსვლის კუთხეებზე, დინებების სიჩქარესა და მიმართულებებზე და სხვ.

113. ნატანის შემხვედრი გადაადგილება - განსაზღვრული ტალღური რეჟიმისა და დინებების დროს ნაპირისგასწვრივ ნაკადში ნატანის საწინააღმდეგო მიმართულებით გადაადგილება. თანაბარი გრანულომეტრიის ნატანი მასალით აგებული ფსკერის სხვადასხვა უბნებზე შემხვედრი მოძრაობების ფორმირება შეიძლება იმ შემთხვევაში თუ ტალღების დიდი და მცირე პარამეტრების ორიენტირება ნაპირთან ნორმალიდან სხვადასხვა მხარესაა გადახრილი. მსგავსი მოვლენა, განსხვავებული ზომის ნატანის მასალის შემთხვევაში, დაფიქსირებულია მიუსერის გორაკების ნაპირზე.

114. ნატანის წყალმცენარეებით დატარება - სანაპირო ზონაში (სიღრმე 3-10 მ) წყალქვეშა მცენარეების მიერ ტოტებისა და ფოთლების ცურვადობის (ტივტივადობის) უნარისა და ფესვების კენჭებზე ჩაჭიდების გამო, ფსკერული ნგრეული მასალის ნაპირის გასწვრივ ან გარდღიგარდმო (გუდაუთის მარჩხოები) დატარება (გადაადგილება).

115. ნატანის სანაპირო (ნაპირისგასწვრივი) ნაკადი - სანაპირო ზონაში სხვადასხვა ზომის ნატანი მასალის მასიური გადაადგილება რაიმე დროის (მაგ., წელიწადის) განმავლობაში.

ამ ნაკადებში ნატანი მასალის შემოსვლის წყაროებია: მდინარეული ალუვიონი, ტალღების მიერ ნაპირის აბრაზიით მიღებული მასალა, ფერდობრივი პროცესების მიერ კლიფების, ტერასების, ბიოგენური (ნიჟარები, მარჯნები, ფორამინიფერა) მასალა და ა.შ. ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადი ხასიათდება: სიმძლავრით, ტევადობითა და გაჯერებით.

116. ნატანის სელექცია - ზღვიური ცელას დაბოლოების ფარგლებში ნატანი მასალის ფრაქციული გადანაწილება, როცა ცელას მომრგვალებული ნაწილის სხეულისა და პლაჟის ფარგლებში მსხვილი ნაწილაკების დაგროვებას აქვს ადგილი.

117. ნატანის ნაკადის გაჯერების უბანი - სანაპირო ზონის უბანი, სადაც ნატანის ნაპირისგასწვრივი ნაკადის დატვირთვის (სიმძლავრის) ზრდას აქვს ადგილი. ნაკადის ტევადობა შესაძლოა მუდმივი დარჩეს, თუმცა ნაკადის მიმართულებით ნგრეული მასალის ახალი ულუფების გაჩენის გამო, გაჯერებულობა თანდათან იზრდება.

118. ნატანის ხევა (ცვეთა) - ნატანის ცალკეული ნაწილაკების მოცულობისა და წონის დაკარგვა მათი თანადაჯახებებისა და ძირითად ქანების ზედაპირზე მოძრაობისას გამოწვეული ხახუნის შედეგად. ცვეთის სიდიდე დამოკიდებულია ნატანის გადაადგილების მანძილზე, ღელვის მოქმედების დროსა და ღინებების ინტენსიურობაზე. ნატანის კენჭების პეტროგრაფიული შედგენილობისა და სიმტკიცის მიხედვით ცვეთის ხარისხი ერთი წლის განმავლობაში 5 %-დან (დიაბაზი) 20 %-მდე (კირქვა) ფარგლებში მერყეობს.

119. ნეიტრალური ხაზი - მუდმივი დახრილობის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის წერტილი ან მსგავსი წერტილების შემაერთებელი ხაზი (**ტერმინები 54. დანართი 4**), რომელზეც მოცემული ტალღური რეჟიმის პირობებში ნატანის განსაზღვრული ფრაქცია გროვდება. ამ ხაზის მაღლა ნატანი მასალა მოძრაობს ზემოთ, ხოლო ქვემოთ - ზღვის მხარეს გადაადგილდება. ნ. ხ. მით უფრო ნაკლებ სიღრმეზე მდებარეობს, რაც უფრო მსხვილია ნატანი მასალა, და პირიქით - რაც უფრო წვრილია ნატანი, მით უფრო ღრმადაა გადანაცლებული. ტალღის პარამეტრების ზრდისას ნ. ხ. ქვემოთ (ზღვისკენ) გადაადგილდება.

120. ნიში ტალღის ზვითცემის - აბრაზიული რელიეფის ფორმა, რომელიც კლიფის ძირზე ტალღური ზვითცემის ნაკადის მოქმედების შედეგად გამოუშავდა და ამგებელ ქანებზე ტალღების მოქმედებით ნატანი მასალის ბომბარდირებას აქვს ადგილი, რაც ხელს უწყობს ნიშების (**ტერმინები 24. დანართი 4**) წარმოშობას. ნიში შეიძლება იყოს: ნაპრაღისებრი, შეზნექილი, დაკბილული.

121. ოკეანის (ზღვის) კალაპოტი - ოკეანის (ზღვის) ფსკერის რელიეფის (**ტერმინები 26. დანართი 4**) შემადგენელი²⁹ ნაწილი, რომელსაც უკავია აბისალური (3500 მ-ზე ღრმა) ნაწილი (შუალედურ-ოკეანური ქედების გარეშე) წარმოდგენილია ოკეანური მიწის ქერქის

²⁹ ამ გრაფიკულ გამოსახულებაში ოკეანის (ზღვის) კალაპოტი აღნიშნულია ციფრით 6.

ტიპითა და გრანდიოზული (ფართობი – 185 ათასი კმ²) გავრცელებით ხასიათდება. ზღვის კალაპოტის ზომები და გავრცელება შედარებით ნაკლებია.

122. ოროგენიზმი – ინტენსიური აზეცებითი ტექტონიკური მოძრაობების მოქმედებით მთიანი ნაგებობების ფორმირება (მთათანარმოშობა), რომლის მიმდინარეობის სიჩქარე რამდენადმე ჭარბობს დედამიწის ზედაპირის გადარეცხვისა და მოსწორების პროცესს.

123. პეტროგრაფიული შედგენილობა - ნატანის შემცველი ნგრეული მასალა, რომელსაც ფართო სპექტრის ნივთიერი შედგენილობა ახასიათებს. განასხვავებენ პ. შ. წარმოშობის, მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობის, ტექსტურისა და სტრუქტურის მხრივ. ამ ნიშნების მიხედვით ნატანი მასალა შეიძლება საიმედო ინდიკატორად გამოდგეს ნაპირისგასწვრივი ნაკადების მიმართულებებისა და ნგრეული მასალის მოძრაობის გზების სივრცეების, ასევე ნაკადების საზღვრების დასადგენად.

124. პიკნოკლინი - ზღვის წყლის რაიმე სიღრმეში, ნახტომის ფენაში წყლის სიმკვრივის მკვეთრი ზრდა მის ქვედა ან ზედა ფენის ვერტიკალურ გრადიენტთან შედარებით, როცა მისი ვერტიკალური გრადიენტი შესამჩნევად მაღალ მნიშვნელობას ღებულობს და ხშირად ე.წ. „თხევადი გრუნტის“ როლს ასრულებს, სადაც პლანქტონისა და სხვ. უფრო დიდი ორგანიზმების გავრცელება შთამბეჭდავ სიდიდეს იძლევა. პიკნოკლინის გავრცელების სიღრმე მერყეობს 25 მ-დან 100-120 მ-მდე.

125. პლანქტონი - ზღვის წყალში მცხოვრები პატარა ორგანიზმების ერთობლიობა, რომლებიც თვითონ ვერ მოძრაობენ და წყლის დინებების მიერ გადაადგილდებიან.

126. პლაჟი - ზღვის (ტბის) ან ოკეანის ქვიშებით, კენჭნარით, ქვარგვალთ, რიყნარით, ნიჟარებით აგებული სანაპირო ზონა (**ტერმინები 35. დანართი 4**), თანამედროვე სანაპირო ზონის წყალზედა ნაწილი. მის ფორმირებაში მონაწილეობენ ზვირთცემის ნაკადი და სანაპირო დინებები, რომელთა ზემოქმედებით მოძრაობაში მოდის პლაჟის ამგებელი მყარი მასალა. განასხვავებენ არასრული (ა) და სრული (ბ) პროფილის პლაჟებს. პირველი მათგანის სიგანე ბუნებრივი (ციცაბო ფერდობი) ან ხელოვნური (შენობის ან ნაპირსამაგრი ნაგებობის კედელი, ფასადი) ზღუდითაა შემოსაღვრული, მეორე კი ზვირთცემის ნაკადში შხეფების ზღვრული გავრცელების ხაზს ჰქმნის და პლაჟის ზედა საზღვარს წარმოადგენს. ზღვის კიდეა და შეშხეფების ხაზს შორის შტორმული ტალღები მძვინვარებენ და ნგრეული მასალა მუდმივ მოძრაობაშია.

127. პლაჟი ხელოვნური - სანაპიროების აბრაზიის, ნაპირების წარეცხვის თავიდან აცილების ან ბალნეოლოგიური მიზნით ნატანი მასალის კარიერებიდან მოზიდვა და პლაჟის სიგანის გაფართოება. მას შეიძლება მიეცეს დეფორმირებადი ბუნის ფორმა ან მოხდეს ბეტონის ბუნის სერიის ჯიბეების ხელოვნური შევსება ან შემოუსაზღვრელი ნაგებობის შინაარსი მიეცეს. პ. ხ. წარმატებით იქნა გამოყენებული საქართველოს შავი ზღვის ნაპირების დაცვის საქმეში.

128. რეგრესია ზღვის - ზღვის ხანგრძლივი უკან დახევის პროცესი, რომლის გამოწვევა ზღვის აუზის ჰიდროკრატიული (ევსტატიური რყევა) და გეოკრატიული (ტექტონიკური რყევა) მოძრაობებითაა შეპირობებული, მისი დონის შეფარდებით დაწვეასთანაა დაკავშირებული და, უმეტესად, სანაპირო ზონის აკუმულაციური ფორმების წარმოშობას განაპირობებს.

129. რეფრაქცია ზღვის ტალღების - ტალღების სანაპირო ზონაში მახვილი კუთხით შემოსვლის შემთხვევაში, მარჩხი წყლის უბნის გადაღახვის (ტერმინები 36. დანართი 4) ან სანაპირო ხაზის სხვადასხვა ორიენტირების უბნებში გავრცელების პირობებში, ტალღის ფრონტის თავისი პირველადი მდგომარეობიდან გადახვევისა და გავრცელების მიმართულების შეცვლა³⁰.

ამ დროს, ზღვის კიდედან ტალღის ფრონტი სანაპირო ხაზის კლაკნილი ფორმის მსგავს მდგომარეობას, ან/და ტალღის სხივი ზღვის კიდე მართობულ მიმართულებას ღებულობს. სწორი სანაპირო ხაზის შემთხვევაში, ტალღის რეფრაქცია მარტივ სურათს (ტერმინები 36. ნახაზი, ა) ჰქმნის. ზღვის სანაპიროზე ხმელეთში ღრმად შეჭრილი უბეების ან/და კონცხების (ზღვაში გამოშვება) ფარგლების დანაწევრებულ ნაპირებზე, რეფრაქციის საკმაოდ რთული სქემის (ტერმინები 36. ნახაზი, ბ) წარმოქმნას აქვს ადგილი: კონცხების წინ ტალღის ფრონტი შემჭიდროებული (კონვერგენცია), ხოლო უბეებში გაშლილი (დივერგენცია) ხასიათისაა. ამის გამო, კონცხებთან ტალღის ენერგია კონცენტრირებული, ხოლო ყურეებში გაფანტული აღმოჩნდება. პირველ შემთხვევაში კონცხების აბრაზიას, “ჩამოჭრას”, მეორეში პლაჟის მასალის დაგროვებას აქვს ადგილი.

130. რეფრაქციის გეგმა - ზღვის ტალღების რეფრაქციის პროცესის გამოსახვის გრაფიკულ-ანალიზური მეთოდი, რომლის შედეგად მიიღება სანაპირო აკვატორიის ტალღის სხივების ან/და ფრონტების მიმართულებათა გარდაქმნის ან/და ცვლილების ამსახველი სურათი. ასეთ გეგმაზე ჩანს: ღია ზღვიდან (სიღრმე 40-50 მ და მეტი) სანაპირო ხაზამდე მხოლოდ ტალღის თხემების გავრცელების, ან/და მხოლოდ ტალღის სხივების მიმართულებების ან/და ორივე მათგანის რეფრაქციის შედეგად გადახრების (გადაღუნების, გამრუდების) სურათი-სქემა.

131. რიფტი - (ნაპრაღი, რღვევა) დედამიწის ქერქის ხაზობრივი ტექტონიკური მაკროსტრუქტურა, რომელიც ვრცელდება ასეული ათასობით კმ-ზე და წარმოიქმნება ქერქის ჰორიზონტალური გაჭიმვის შედეგად, რომელსაც მეტწილად თან სდევს ქერქის გათხელება და გარღვევა. რიფტს წარმოქმნის ციცაბო რღვევები (დახრის კუთხე 60-70°), რომელთა გასწვრივ ქერქის ვერტიკალურ და ჰორიზონტალურ გადაადგილებას აქვს ადგილი. რიფტების სტრუქტურული ფორმებია ჰორსტი და გრაბენი.

³⁰ ტალღების რეფრაქციის პრინციპული სქემა დამუშავებულია ვ. ზენკოვიჩის (Зенкович, 1962) მიერ.

132. სანაპირო ბარი - საკმაოდ გრანდიოზული წყალზედა (ტერმინები 37. დანართი 4) აკუმულაციური ფორმა (ნატანის ზოლი), რომელიც წარმოიქმნება წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ფსკერული ნატანი მასალის გარდიგარდმო გადაადგილებისა და შემდგომი დალექვის შედეგად.

სანაპირო ბარი, როგორც წესი, სწორი ან დანაწევრებული ნაპირის გასწვრივაა (ზოგჯერ ასეულობით კმ-ის მანძილზე) გავრცელებული და ხშირად ღია ზღვისაგან ლაგუნის ვიწრო აკვატორიას გამოყოფს. ნგრეული მასალის წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე დაგროვებული ნატანის ნაპირზე გადაადგილება და აკუმულაციური ფორმის წარმოშობა, ხშირად, ერთმანეთის პარალელური გენერაციების რთულ ფორმებად გადაიქცევა. ვარაუდობენ, რომ სანაპირო ბარების წარმოშობა ფლანდური ტრანსგრესიის დროს ზღვის დონის აწევის პირობებში მიმდინარეობდა და აწინდელი ბარები რელიქტურ ფორმებს წარმოადგენენ. ბარების აგებულება (ნიჟარები, ნიჟარებიანი ქვიშები, კენჭნარი) ზღვის ფსკერული მასალისაგან მათ წარმოშობაზე მიუთითებს. ბარი განვითარების სამ სტადიას გაივლის: 1. წყალქვეშა; 2. კუნძულებრივი და 3. სანაპირო.

133. სანაპირო - ხმელეთის ზღვისპირა ზოლი, გაწოლილი ზღვის ნაპირზე, განიცდის წყლის დინამიკურ და სხვა ზემოქმედებებს, მის ზედაპირზე შენარჩუნებულია ზღვის ზემოქმედების როგორც თანამედროვე, ისე ძველი ნიშნები. განასხვავებენ სანაპიროს შემდეგ ზონებს: 1. ზედა - ძველი ზღვიური ტერასები, რომლებიც ზღვის უფრო მაღალი მდებარეობის, ან ხმელეთის აზევებამდელ დროს (დაძირულ სტადიაში) წარმოიქმნენ; 2. შუა - სანაპირო ზონა, რომელიც შედგება ნაპირისა და წყალქვეშა ფერდობისაგან; 3. დაძირული ძველი სანაპირო ხაზები ან ფორმები (მაგ., კლიფი, ტერასი), რომელთა გამომუშავებაც ზღვის დონის უფრო დაბალი მდგომარეობის დროს ქონდა ადგილი.

134. სანაპირო ბეჭი - ბეჩისა და აბრაზიის პროცესებს მოკლებული და ძალიან მკვრივ ქანებში გამომუშავებული ფლატე, რომელიც ზოგჯერ ასეულობით მეტრის (500 მ) სიმაღლეს აღწევს (კონცხი აია, ყირიმი) და ათეულობითა და ასეულობით კილომეტრის სიგრძეზე (კოლის ნახევარკუნძული) ვითარდება.

135. სანაპირო რელიქტური ფორმები - რელიეფის სანაპირო ფორმები, რომელთა წარმოშობა და განვითარება სანაპირო ზონის თანამედროვე დინამიკას არ უკავშირდება. ასეთ ფორმებს მიეკუთვნება ფლანდრული ტრანსგრესიის დროის სანაპირო ბარები, რომლებიც დღეს დაძირულია და ახალგაზრდა ნალექების ქვეშაა განამარხებული.

136. სანაპირო ტერასების საფეხურები - სანაპიროს ფარგლებში გავრცელებული ზღვიური ტერასები, რომელთა ზედაპირები ერთმანეთზე აწყობილ და გარდამავალ საფეხურებს ემსგავსება.

137. სანაპირო ზონა - სანაპიროს სამი გეომორფოლოგიური ელემენტისაგან შემდგარი ზოლი (ტერმინები 38. დანართი 4), რომლის ფარგლებში გამოიყოფა ნაპირი, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი და პლაჟი. ნაპირი - სანაპირო ზონის ნაწილია, რომლის ფარგლებში

გავრცელებული რელიგიის ფორმები და ნატანი მასალის დაგროვებები შექმნილია ზღვის თანამედროვე - საშუალო მრავალწლიური ღონის პირობებში. აბრაზიული ნაპირების ზედა საზღვარი კლიფის (სანაპიროს შვეული აბრაზიული ქარაფის) ძირზე მდებარეობს, ხოლო აკუმულაციურ ნაპირებზე - თანამედროვე წყალზედა ტერასის განაპირა ხაზზე გადის. წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ფარგლებში ნატანის დაგროვება, ფსკერის პროფილისა და მეზორელიეფის ფორმირება მიმდინარეობს. ნაპირსა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობს შორის გამოიყოფა ზვირთცემის ზოლი, რომელზედაც ზვირთცემის ნაკადის მძვინვარებს. ზვირთცემის ზოლში, ნატანი მასალის დიდი რაოდენობით დალექვა საკმაოდ ცვალებადი აკუმულაციური სხეულის - პლაჟის წარმოქმნას იწვევს.

138. სანაპირო ზონის დინამიკური ასაკი - განსაზღვრავს ფსკერზე ტალღების ზემოქმედების ხარისხს და, სანაპირო აკვატორიის ყინულით დაფარვის დროის ინტერვალში, ღელვის მიერ დინამიკური მუშაობის შეწყვეტასთანაა დაკავშირებული. ამიტომ, ლაპტევების ზღვის ასაკის ჰოლოცენის მეორე ნახევარში (6000 წელიწადი) მიმდინარეობის მიუხედავად, მისი სანაპირო აკვატორიის წელიწადის მეხუთედ დროში ყინულის გარეშე არსებობის გამო, დინამიკური ასაკი ფაქტობრივად $6000 \times 0,2 = 1200$ წ - ის ტოლია.

139. სანაპირო ზონის სიგრძე - ხმელეთსა და ზღვებს (ოკეანეებს) შორის საზღვრის ჯამური (473,5 ათას კმ) მანძილი. საქართველოს ფარგლებში 315 კმ. კონტინენტების მიხედვით ეს სიგრძე შემდეგნაირადაა განაწილებული: ევრაზია - 190,8 ათასი კმ; ჩრდილოეთი ამერიკა - 134,7 კმ; სამხრეთი ამერიკა - 39,9 ათასი კმ; აფრიკა - 36,2 ათასი კმ; ავსტრალია და ოკეანეთი - 49,7 ათასი კმ; ანტარქტიდა - 22,2 ათასი კმ.

140. სანაპირო ტერასები (ზღვიური) - ძველი სანაპირო რელიეფის ფორმების კომპლექსები, რომლებიც გავრცელებულია თანამედროვე ზღვის დონეზე მაღლა ან დაბლა და ძველი სანაპირო ხაზების მდებარეობას აფიქსირებენ, როცა ზღვის დონე თანამედროვესთან შედარებით მაღლა ან დაბლა იმყოფებოდა.

141. სანაპირო ფორმები აკუმულაციური - სანაპირო ზონის რელიეფის ფორმები, რომელთა წარმოშობა ზღვიური ნერეული მასალის ნაპირზე შემოსვლა და დალექვა ნატანის გრძივ (ნაპირის გასწვრივ) ან გარდიგარდმო მოძრაობას უკავშირდება. გამოყოფენ: მარტივ, ორმაგი კვების, რთულ აკუმულაციურ ფორმებს. უმეტესი მათგანის ფორმირება მიმდინარეობს: ნაპირის კონტურის შემოსვლის კუთხის შევსების (**ტერმინები 39. დანართი 4**) ან ნაპირის შვერილის შემორკალვის (**ტერმინები 40. დანართი 4**) შემთხვევებში ან ნაპირის გარე ბლოკირებისას (**ტერმინები 12. დანართი 4**) ან ვიწრო უბნების (რიასები, ფიორდები) გვერდით მხარეებზე პატარა ცელების (**ტერმინები 41. დანართი 4**) შეერთების შედეგად.

142. სანაპირო ხაზები ძველი - წარსული ეპოქების სანაპიროთა პირობითი ხაზები ან ნალექები, რომელთა მიხედვით შესაძლებელია ზღვების ნაპირების მდებარეობის

ფიქსაცია. მათ შესაბამებათ სანაპირო ზღვიური ტერასები და სანაპირო ზონების რელიქტები, როგორიცაა ზვირთცემის ნიშები, აბრაზიული ბეჭები (კლიფები), ნგრეული მასალის დაგროვებები, სანაპირო-ზღვიური ნალექების კომპლექსები. ისინი სხვადასხვა ჰისომეტრიულ დონეებზე მდებარეობენ და, ხშირად, მარჩხნელიანი ორგანიზმების ფაუნის ნარჩენებს შეიცავენ.

143. სანაპირო ხაზი (ზღვის კილის ხაზი) - ზღვის (ტბის, ოკეანის) წყლის ჰორიზონტალური ზედაპირის მიერ ხმელეთის გადაკვეთის ხაზი. სანაპირო ხაზი ზღვებისა და ხმელეთის ფაქტობრივ საზღვარს წარმოადგენს. იმის გამო, რომ ზღვის დონე მუდმივ ცვალებადობას განიცდის - სანაპირო ხაზის ცნება შედარებითია და ზღვის აუზის დონის მრავალწლიურ მდგომარეობაზე მიუთითებს.

144. სანაპირო ხაზის ფლუქტუაცია - აკუმულაციური ნაპირების უბნების ზღვის კილის გადაადგილების დროებითი მონაცვლეობა. ს. ხ. ფ. საკმაოდ შთამბეჭდავი (მაგ., ბიჭვინთის პლაჟზე ის 10-15 მ-ია) ხასიათი გააჩნია და ნატანის შემოსავლის პულსაციას უკავშირდება.

145. საპროფიტული ბაქტერიები - მკვდარი ორგანიზმების ორგანული ნივთიერებების არაორგანულ ნაერთებად გარდაქმნელი ბაქტერიები, რომლებიც ამ უნარით უზრუნველყოფენ ბუნებაში ნივთიერებათა წრებრუნვების განუწყვეტელ მსვლელობას.

146. სედიმენტაცია - ზღვის (ოკეანის) გრავიტაციულ ველში მიმდინარე მყარი წვრილდისპერსიული ნაწილაკების (ქვიშა, თიხა, ალფერიტი) თხევადი გარემოს (ზღვები, ოკეანეები) ფსკერზე დალექვის მოვლენა, როცა მიზიდულობის ძალა მეტია, ვიდრე მასალის შეტივანარებულ მდგომარეობაში გადამყვანი წყლის შერევა (აპველინგი). სედიმენტაციის სიჩქარე დამოკიდებულია ნაწილაკების ზომასა და ფორმაზე, წყლის გარემოს სიბლანტესა და სიმკვრივეზე, აგრეთვე სიმძიმის ძალის აჩქარებასა და ნაწილაკებზე ზემოქმედი ცენტრიდანულ ძალებზე. თხევად გარემოს გრავიტაციულ ველში, როგორც წესი, სედიმენტაციას მსხვილმარცვლოვანი მასალა განიცდის. ბუნებაში სედიმენტაცია ინვესს დანალექი ქანების წარმოშობას.

147. ტალღები - რელიეფის ღია და ერთ მხრივ ორიენტირებული (განელილი) ფორმის - მდინარის, ხრამის, ხევის, ხეობის ყველაზე დაბალი წერტილების შემაერთებელი ოდნავ კლაკნილი ან თითქმის სწორი ხაზი, რომელიც ფაქტობრივად ხეობის ან კალაპოტის ყველაზე დაბალ ხაზს - ფსკერს წარმოადგენს.

148. ტალღამრიდი კედელი - მასიური ბეტონის კონსტრუქცია (**ტერმინები 29. დანართი 4**), ჩვეულებრივად მრუდი ფორმის ნაგებობა, რომელიც ზვირთცემის ნაკადისა და თვით ტალღების მიერ ძირითადი ნაპირის ნგრევის (აბრაზიის) შეჩერების მიზნით გამოიყენება.

149. ტალღები - ძირითადად, ქარის გაბატონებული მოქმედებით გამოწვეული ზღვის წყლის ზედაპირის რყევითი მოძრაობაა. განასხვავებენ ზღვის ღრმა და მარჩხი წყლების ტალღებს. თუკი ზღვის ფსკერის სიღრმე ტალღების სიგრძის ნახევრის ($L/2$) ტოლია ან უფრო ნაკლების, მაშინ ტალღების ძირის ზემოქმედება ფსკერის ზედაპირამდე აღწევს და

სიღრმის კლებასთან ერთად მატულობს. უფრო დიდ სიღრმეებზე კი, როგორც წესი, ტალღები ფსკერს „ვერ გრძნობენ“ და მათი მოქმედებაც უმნიშვნელო ან ნულის ტოლია.

150. ტალღის ელემენტები - ზღვის ტალღებში განასხვავებენ (ტერმინები 42. დანართი 4) სიმაღლეს (H), სიგრძეს (L), პერიოდს (T), სიჩქარეს ($V=L/T$). ტალღას გააჩნია ელემენტები: თხემი (1), ღარტაფი (2), წინა (3) და უკანა (4) ფერდობები, სხივი და ფრონტი. წარმოდგენილ ნახაზზე ისარი ქარის მიმართულებას მიუთითებს. ტალღა შეიცავს ენერგიას, რომელიც დამოკიდებულია მისი გამომწვევი ქარის სიჩქარესა და ხანგრძლივობაზე, წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ხასიათსა (დახრილობა) და მის გავრცელების მანძილზე.

ტალღის ენერგია გამოისახება ფორმულით:

$$E=1/8PgH^2L,$$

სადაც E - ტალღის ენერგიაა, P - წყლის სიმკვრივე, g - სიმძიმის ძალის აჩქარება, H - ტალღის სიმაღლე და L - ტალღის სიგრძე. მარჩხი წყლის ტალღები, ღია ზღვის ტალღებისაგან განსხვავებით, ზემოქმედებენ ფართო წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის ფსკერზე, საკუთარ ენერგიას მის გარდაქმნასა და ნგრეული მასალის გადატანაზე ხარჯავენ. ამიტომ, სანაპირო ხაზის გასწვრივ ისინი შედარებით ნაკლები ენერგიის მატარებლები არიან.

151. ტალღის ენერგიის შესუსტება - ნატანის ნაკადის ტევადობის შემცირება შესაძლებელია ნაპირის ამა თუ იმ უბანზე ტალღათა ენერგიის შესუსტებით, რაც შეიძლება გამოიწვიოს ზღვაში რაიმე „დაბრკოლების“ (მაგ., კუნძული) არსებობამ. ამ დროს, დაბრკოლებასა და ნაპირს შორის „ტალღური ჩრდილი“ წარმოიქმნება და ნატანი მასალის დაგროვებასაც წინ ვერაფერი დაუდგება. წარმოიქმნილი აკუმულაციური ფორმა თანდათანობით იზრდება და თავისი დისტალური დაბოლოებით შეიძლება სრუტე მთლიანად გადაღობოს, კუნძულს მიურთდეს და რელიეფის აკუმულაციური ფორმა - ტომბოლო წარმოქმნას.

152. ტალღური ველი - პირდაპირი გაგებით - ლელვის ენერგეტიკული ველია ანუ სანაპირო ზონაში ტალღური ენერგიის სივრცე-დროითი გავრცელება. ტ. ვ. შტორმის დროს ან შტორმული სერიის შედეგად პლაჟის ზოლსა და წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე გამოვლენილი ენერგიის ჯამური გამოსახულებაა.

153. ტალღების დიფრაქცია - ტალღის ფრონტის გამრუდება (ტერმინები 13. დანართი 4) რაიმე წყალზედა წინააღმდეგობის (მოლის ბოლო ნაწილის, შევიწროების ან პატარა კუნძულის შემოვლა) დროს, რომელიც ხასიათდება ტალღების დივერგენციითა (გაშლა) და ფრონტის სიგრძის ერთეულზე ენერგიის დაცემით.

154. ტალღის სხივის შემოსვლის კუთხე - ზღვის კიდეზე ტალღების მახვილი კუთხით შემოსვლის (სანაპირო ხაზთან) შემთხვევაში სანაპირო ზონაში სახეზეა ნატანის ნაპირისგასწვრივი გადაადგილება. ამ პროცესის პრინციპული სქემის (ტერმინები 43. დანართი 4) აღქმის მიზნით წარმოვიდგინოთ ნაპირის ფრაგმენტი, რომლის სანაპირო ხაზი

არაერთგვაროვანი აზიმუტით ხასიათდება. ნახაზზე ჩანს, რომ ნაპირის ab მონაკვეთზე ტალღის სხივი ზღვის კიდესთან მახვილ კუთხეს ($\varphi=45^\circ$) ჰქმნიან. ტალღის თხემის ნატანის ნაწილაკზე (მაგ., კენჭის, ქვიშის) მოქმედებამ ამ უკანასკნელის ტალღის მოძრაობის მიმართულებით გადაადგილება უნდა გამოიწვიოს. პრინციპული სქემის მიხედვით (ტერმინები 34. დანართი 4) კი ნაპირის ab მონაკვეთზე ნატანი მაღალი სიჩქარით ($V=V_{max}$) გადაადგილება და პლაჟის მასალაც მეზობელი უბნისაკენ სწრაფად მოძრაობს. მომდევნო bc უბანზე ტალღის სხივი ნაპირის კიდესთან მართ კუთხეს ($\varphi=90^\circ$) ქმნის, ნატანის გადაადგილების სიჩქარე მცირდება ($V=0$), მასალა კი პლაჟზე გროვდება და, საბოლოო ჯამში, მცირე ყურეს შეზღუდული რკალის - შემოსვლის კუთხის შევსებას აქვს ადგილი.

ამგვარად, როგორც ნგრეული მასალის მიერ გავლილი მანძილი, ისე გრძივი გადაადგილების სიდიდე და სიჩქარე, დამოკიდებულია ტალღების სხივების სანაპირო ხაზთან შემოსვლის (φ) კუთხეზე. მისი 90° -იანი სიდიდის შემთხვევაში გრძივი სიჩქარე ($V=L/C$) ნულის ტოლია. ტალღების სხივების მცირე კუთხით შემოსვლის შემთხვევაში, წყალმარჩხ სანაპირო ფერდობის დიდი მანძილზე ტალღა ენერგიის დაკარგვას განიცდის და ნატანის გადაადგილებაც მცირდება. ტალღების ნაპირთან შემოსვლის ოპტიმალური კუთხე 45° - ია მიჩნეული.

155. ტეთისის ოკეანე – სახელწოდება პირველად იხმარა ე. ზიუსმა (1893 წ) იმ დიდი ზღვის აღსანიშნავად, რომელიც 200 მლნ. წლის წინ მდებარეობდა თანამედროვე პირენეების, აპენინების, ბალკანების, ალპების, ყირიმის, კავკასიის, ტიან-შანის, ჰიმალაებისა და სხვ. მთების გავრცელების ადგილზე, ხოლო თანამედროვე ხმელთაშუა, შავი, აზოვის, კასპიის, არალის ზღვების აუზები ამ ოკეანის რელიქტს წარმოადგენენ.

156. ტერასი აკუმულაციური - ნგრეული მასალის დაგროვების შედეგად (ტერმინები 44. დანართი 4) წარმოქმნილი ზედაპირი. ამ მხრივ, გამოირჩევა: 1. თანამედროვე სანაპირო აკუმულაციურ ტერასი, რომლის ფორმირება მიმდინარეობს შემოსვლის კუთხის შევსების ან სწორ ნაპირზე, ნატანის გარდигარდმო გადაადგილების პირობებში, ზვინულების მრავალჯერადი მიერთების შედეგად; 2. თანამედროვე სანაპირო ზონის მაღლა ან დაბლა ფორმირებული ზღვიური ტერასი, რომელიც სანაპირო-ზღვიური ნალექებითაა აგებული და წარმოქმნილია იმავე პროცესებით, თუმცა ზღვის დონის უფრო მაღალი მდებარეობის დროს.

157. ტომბოლო - სანაპირო აკუმულაციური ფორმა, რომელიც ზღვის სანაპირო აკვატორიის ე.წ. გარეგან კუნძულს (ტერმინები 45. დანართი 4) ძირითად ნაპირთან აერთებს. ტომბოლო შეიძლება იყოს მარტივი და რთული. კუნძულისა და ნაპირის შემაერთებელი აკუმულაციური სხეულის ფორმირება, ხშირად, ძირითადი ნაპირიდან მახლობლოკირებული სხეულის მიმართულებით მიმდინარეობს. კუნძულის აბრაზიის შემთხვევაში ეს მოვლენა უკუმიმართულებითაც მიმდინარეობს.

158. ტრანსგრესია ზღვის - ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ხმელეთზე ზღვის შემოსევის პროცესი, რომლის გამოწვევა ზღვის ევსტატიურ და ხმელეთის ან ზღვის ფსკერის ტექტონიკურ მოძრაობებთანაა დაკავშირებული. შავი ზღვის ტრანსგრესიული აუზებია: ჩაუდური, ძველევქსინური, კარანგატული, ძველშავზღვიური და ნიმფეური. ჩვეულებრივად, ტრანსგრესია სანაპირო ზონის აბრაზიის აქტივიზაციას უკავშირდება, ხოლო მძლავრი აკუმულაციის შედეგად, შესაძლოა ბარების ფორმირება და, მათ მიერ, ზღვის აკვატორიისაგან ლაგუნების გამოყოფა.

159. ტრანსგრესია ფლანდრული (ძველშავზღვიური) - ხმელეთის ვიურმული მყინვარების დნობის შედეგად, ამ 17-18 ათასი წლის წინ, ზღვის დონის ინტენსიური (9 მ ათასწლეულში) აწევისა და შედარებითი სტაბილიზაციის (6000 წლის მანძილზე) ეტაპების (1 მ ათასწლეულში) მორიგეობა.

160. ტრანსგრესია ჰოლოცენური - ბოლო გამყინვარების (ვიურმული) შემდგომი ფლანდრული ტრანსგრესიის ბოლო ეტაპი, როცა მყინვარების დნობის შედეგად ოკეანის დონემ - 30 მ ნიშნულს მიაღწია, ხოლო ამ 5-6 ათასი წლის წინ თითქმის თანამედროვე მდგომარეობა მიიღო.

161. ტრენდი - (ინგლ. Trend - ტენდენცია) - რაიმე დროის განმავლობაში, ამა თუ იმ ფაქტორით ან მათი სიმრავლით გამოწვეული, ბუნებრივი (ანთროპოგენური) მოვლენის ან პროცესის შედარებით მდგრადი და ხანგრძლივი განვითარების ტენდენცია ან მისი მიმდინარეობის მიმართულება (მოძრაობა, სვლა, კურსი, ცვლილება), მონაცემთა დროითი ცვლილების ხანგრძლივი დინამიკა - როცა ბუნებრივი გარემოს ობიექტების შინაგანი ან გარეგანი ძალების ზემოქმედებით მიღებული ცვლილებების სტატისტიკა მოდელის სისტემური განვითარების აშკარა სურათზე (ზრდა, დაცემა - downtrend, შესუსტება - minor trend, სტაბილიზაცია, მეორადი ან უფრო მეტად შესუსტებული ტენდენცია - secondary trend, ძირითადი ანუ ფუნდამენტური ტენდენცია - primary trend მიუთითებს, მინიმალური ცვლილებების არსებობას ან არარსებობას ადასტურებს. ტრენდს ახასიათებს რაიმე მიმართულებით ცვლილება და საკუთარი ტენდენცია გააჩნია. ტრენდის (ტენდენციის) მაგალითებია: ჰავის არიდობის, გამყინვარების სტაბილიზაციის, აბრაზიის გააქტიურების, პლაჟის ინტენსიური წარეცხვის, კლიფის ან ბენჩის აბრაზიის მსვლელობის, ზღვის დონის აწევისა და სხვ.

162. უბე - ზღვის ნაწილი, რომელიც ხმელეთში ღრმადია შეჭრილი, ზღვის წყლის ძირითადი აუზისაგან შესამჩნევადაა გამოყოფილი და მასთან სუსტი კავშირი გააჩნია.

163. ფაციესი - (სახე, იერი) დამკვიდრებულია შვეიცარიელი ა. გრესლის (1838 წ) მიერ, რომელმაც ეს ტერმინი გამოიყენა ამა თუ იმ ფენის ან მისი ჯგუფის მიერ ნალექთდაგროვების გარემოს ბუნებრივი პირობების - ასპექტების (სედიმენტაცია ან ნგრევა, ჰავა, ზღვის ფსკერის რელიეფი ან ზღვის აუზის სიღრმე, მარილების ან აირის შემცველობა, წყლის ტემპერატურა, დინამიური ნიშნები, ასაკი და სხვ) არეკვლის (ასახვის)

მიზნით, ანუ ის აღნიშნავს იმ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებს, რომელშიც მიმდინარეობდა ამ შრის (ქანის, ფენის, წყების) გენეზისი ან მისი განვითარების ცალკეული ფაზები.

164. ფელიში - ზღვიური გენეზისის დანალექი ქანები, რომელთა მძლავრი სერია ნგრეული მასალითაა აგებული და ლითოლოგიურად ერთმანეთისაგან განსხვავებული რამდენიმე ფენის რიტმული მორიგეობით ხასიათდება, როცა მათი გრანულომეტრია, მინერალოგიური შემადგენლობის ნიშნების მიუხედავად, ჭრილის ზედა ნაწილისაკენ თანდათანობით მცირდება, ხოლო ცალკეული ფენების მორიგეობის ციკლური ან რიტმული ნიშანი სუსპენზიური ნაკადების ფსკერზე დალექვის პერიოდულობასთანაა დაკავშირებული, რაც, თავის მხრივ, ამ მასალის შემოსვლის სეზონურ სხვადასხვაობას უკავშირდება. კარბონატულ ფელიშს (სუბფელიში) ნავთობისა და მინერალური წყლების, ზოგჯერ ცემენტის ნედლეულის გამაღწევა (ნოვოროსიისკის მიდამოები) უკავშირდება.

165. ფოტიური ფენა (ზონა) - ზღვის (ოკეანის) ზედა ფენა, რომელშიც სინათლით წყლის განათების სიდიდე სრულიად საკმარისია ფოტოსინთეზის პროცესის დაუბრკოლებელი მსვლელობისათვის. მისი ქვედა საზღვარი გადის იქ, სადაც ზედაპირიდან სინათლის მხოლოდ 1% შემოდის. სწორედ, ფოტიურ ფენაში ბინადრობს ფიტოპლანქტონი, აგრეთვე რადიოლარები, ხარობს მცენარეები და ბინადრობს წყლის ცხოველთა უდიდესი ნაწილი. ფოტიური ფენის სისქე დამოკიდებულია აქ შემოსული სხივების ზედაპირთან შექმნილი დახრის კუთხის მნიშვნელობაზე: ეკვატორთან (მართობული კუთხე) ის 250 მ, ხოლო არქტიკაში (მცირე დახრა) 25 მ შეადგენს.

166. ქარპირა მხარე - პირდაპირი გაგებით: ქარის შემხვედრი მხარეზე მდებარე ნაპირის, კონცხის, ნაგებობის ფრაგმენტები. ჩვეულებრივად ასე უწოდებენ სანაპიროს (ქარპირა ნაპირი) ობიექტს, რომელიც ამა თუ იმ ლელვისას, გაბატონებული ტალღების შემხვედრი მხარეზე მდებარეობს.

167. ქარზურგა მხარე - პირდაპირი გაგებით: ქარისაგან დაცულ მხარეზე (ტერმინები 46. დანართი 4) მდებარე ნაპირის, კონცხის, ნაგებობის ფრაგმენტები. ჩვეულებრივად კი ასე უწოდებენ სანაპიროს (ქარზურგა ნაპირი) ობიექტს, რომელიც ამა თუ იმ ლელვისას, გაბატონებული ტალღების მოქმედებისაგან დაცულ მხარეზე მდებარეობს. თუმცა, ნაპირების დინამიკის თვალსაზრისით, ბეტონის ბუნის ქარზურგა მხარე ნატანის დეფიციტსა და პლაჟის წარეცხვას ან ძირითადი ნაპირის აბრაზიას განიცდის.

168. ქვაბული წყალქვეშა - ზღვის ფსკერზე ფორმირებული ჯამისებრი და მრგვალი ფორმის ღრმული, რელიეფის უარყოფითი ფორმა, რომელიც უფრო მაღალი კონცენტრული ფორმის კონტინენტური კალთითაა შემოსაზღვრული.

169. ქვახვრეტიები - ზღვის ორგანიზმების (*Pholas dactylus*, *Barnea candida*, *Petricola litophaga*) ჯგუფი, რომლებსაც ზღვის ფსკერის ამგებელი მკვრივი ქანების აქტიური დანგვეის (კირქვის ფილების ნგრევის სიჩქარე ზოგჯერ 10-14 მმ/წწ აღწევს) უნარი გააჩნიათ, რის

შედეგად შესაძლოა აბრაზიის გააქტიურება. ფსკერის ნგრევის პროცესთან ერთად შესაძლებელია ნგრეული მასალის ნაპირზე ამოყრაც (გუდაუთის მარჩხობი), რაც ადგილობრივ (ტერმინები 47. დანართი 4) პლაჟის დაგრევენას (აკუმულაციას) იწვევს.

170. ღელვა - ზღვის ზედაპირზე ტალღების გავრცელება. წარმოშობის მიხედვით ღელვის სამ ტიპს განასხვავებენ: ა. ქარული - ტალღები ქარის მოქმედებითაა გამოწვეული და მისი არსებობის დროის განმავლობაში მისი კონტროლის ქვეშ იმყოფება, ხოლო ტალღების ღელვაც იმ მხარესაა მიმართული საითკენაც ქარი ქრის; ბ. ზიბი - წარმოშობის მიხედვით რამდენიმე სახისაა: ნარჩენი ზიბი - როცა მოცემულ ადგილზე ტალღების გავრცელება მათი წარმოშობის კერაში ადრე არსებული და უკვე ჩამქრალი ქარის მოქმედებას უკავშირდება, ხოლო ეს ტალღები არსებობას განაგრძობენ; შტორმისშემდგომი ზიბი - როცა მოცემულ უქარო ადგილზე ტალღების გავრცელება მათი წარმოშობი ქარების მოქმედების შეწყვეტის შემდგომშიც (ხანმოკლე დროს) მიმდინარეობს; გ. მკვდარი ზიბი - როცა მოცემულ უქარო ადგილზე ტალღების გავრცელება დაკავშირებულია შორეულ შტორმულ უბანზე წარმოქმნილ ტალღებთან, რომელიც აქ ინერციით ვრცელდება; დ. შერეული - რაიმე მიმართულების ზიბის ტალღების არსებობის აკვატორიაში ქარის მოქმედებით დამატებით წარმოქმნილი ტალღები, რომელებიც თვით ზიბის ტალღების გავრცელებას შეიძლება დაემთხვეს ან ჰქონდეს მისგან განსხვავებული მიმართულება. ქარული ტალღების მიერ წარმოქმნილ ღელვას, როგორც წესი, მოკლე პერიოდი და დიდი დახრილობა გააჩნიათ. ისინი აკვატორიის მარჩხ უბანზე სუსტი რეფრაქციით და, ამიტომ, ძლიერი ნაპირისგასწვრივი ეფექტით ხასიათდებიან. აქედან გამომდინარე, ამ ტალღებს მძლავრი ნაპირისგასწვრივი ნაკადების ფორმირების უნარი გააჩნიათ, რომლებსაც ასევე მიგრაციის შესამჩნევი სივანე ეტყობათ. ოკეანური ზიბი, როგორც წესი, გრძელტალღიანია და მცირე ტალღური დახრილობით, მარჩხ წყლებში, დიდი რეფრაქციით, ხოლო ზღვის კიდეზე შედარებით მცირე ნაპირისგასწვრივი, თუმცა ძლიერი გარდიგარდმო (ნაპირისადმი მართობული) ეფექტით ხასიათდება.

171. ღელვის ენერგეტიკული ტოლქმედი - რუმბების მიხედვით დალაგებული ტალღური ენერგიების საშუალო მრავალწლიური ვექტორული ჯამი, როცა თითოეული მათგანის შეჯამების შედეგად მიღებულია მათი ზემოქმედების ცალკეული იმპულსი, რომელთა შეჯამება ხანგრძლივი დროის მანძილზე ღელვის ცალკეული ნაკადების ენერგიის სკალირებულ ჯამს წარმოადგენს. თითოეული ნაკადის ენერგიის ანგარიში ვექტორების შეჯამების მეთოდით განისაზღვრება.

172. ყურე - ზღვის სანაპირო აკვატორია, რომელიც ძირითადი აუზისაგან გამოიყოფა ზღვაში შეჭრილი კონცხებით ან სხვა შვერილებით, თუმცა ღია ზღვასთან ფართო კავშირი გააჩნია. მის შუა ნაწილში ნატანი მასალა ორივე ფართიდან შემოდის და აკუმულაციას განიცდის. ყურეში, როგორც წესი, დიდი ზომის ტალღების შემოსვლა შედარებით გაძნელებული და გემების ბუნებრივ თავშესაფარს წარმოადგენს.

173. **შელფი** – მოსწორებული წყალქვეშა (ფართობი 32 მლნ. კმ²) განაპირა ზოლი (ტერმინები 26. დანართი 4)³¹, ზღვის ფსკერის შედარებით მარჩხი ნაწილი, რომელიც სტრუქტურულ-გეოლოგიური ნიშნების მიხედვით მიმდებარე ხმელეთის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს და კონტინენტური ბაქნის ზღვის დონეზე დაბლა დაძირვის (ოკეანის დონის აწევის ან კონტინენტის ვერტიკალური დაწევის) შედეგადაა ფორმირებული.

174. **შემოსვლის კუთხე** - იხ. ტალღის სხივის შემოსვლის კუთხე.

175. **შესართავების გადახრა** - მძლავრი ნაპირისგასწვრივი ნაკადის პირობებში მდინარეთა შესართავების წინ ფორმირებული ცელა ახდენს მის გადახრას და ზრდას განაგრძობს. შესართავი კი ნაპირის გასწვრივ განოლილ მდგომარეობაში აღმოჩნდება. მსგავსი მოვლენები აღწერილია კოლხეთის შავი ზღვის სანაპიროზე.

176. **შთენილი აბრაზიული (კეკური)** - ზღვაში იზოლირებული კლდე, რომელიც აგებულია მკვრივი ქანებით (ტერმინები 48. დანართი 4) და ფორმირებულია ნაპირების აბრაზიული (სელექციური, ამორჩევითი) აბრაზიით.

177. **ჩაცვენის სიღრმე** - სანაპირო ზონის გარე საზღვრის გასწვრივ წყალქვეშა სანაპირო ფერდობის პროფილის მკვეთრი გადაღუნვა, რომელთა წარმოქმნა ხშირად დაკავშირებულია ზოგიერთი აკუმულაციური სხეულების (ბიჭვინთის ან სოხუმის კონცხები, ტენდრის ცელა) ზრდასთან ზღვის მიმართულებით, როცა მათ მიერ შელფის კიდვზე გასვლას აქვს ადგილი.

178. **ჩენიერი** - სანაპირო ბარების ან ზვინულების მწკრივების მიერ წარმოქმნილი პარალელური გენერაციები, რომელთა შორის ვიწრო დაჭაობებული და ბრტყელი ძირის მქონე ჩადაბლებებია განვითარებული. ჩ. გავრცელებულია ლუიზიანაში, დუნაის დელტაზე, სოხუმის დელტის მიდამოებში. ზვინულები აგებულია ქვიშისა და კენჭნარი მასალით, ხოლო მათ შორის ჩადაბლებები - ტორფის ნაფენებით. ამ ზვინულებისა და ჭაობის ფრაგმენტებით წარმოქმნილ დაბლობს ჩენიერ-პლენს უწოდებენ.

179. **ცელა** - ზღვის აკვატორიაში განვითარებული, ვიწრო წყალზედა ნატანი მასალის ზოლის მიერ შექმნილი თავისუფალი აკუმულაციური ფორმა. ცელა, როგორც წესი, აგებულია კენჭების, ქვიშის, ნიჟარის მასალისაგან. მათი წარმოშობა დაკავშირებულია ტალღების ენერგიის დაცემის, პლაჟის მასალის დაგროვებისა და სხვ. ფაქტორებთან. ცელას სახეებია: მარტივი, ორმაგი და რთული, რომელთა შორის გამოყოფენ: ცალმხრივი კვების (ტერმინები 49. დანართი 4); სწორი ნაპირის (ტერმინები 50. დანართი 4); მარყუჟისებრი ცალმხრივი კვებით (ტერმინები 51. დანართი 4); ისარა, ორმხრივი კვების (ტერმინები 52. დანართი 4); განწყვეტილი ცელას კუნძული (ტერმინები 53. დანართი 4).

³¹ ნახაზზე შელფი აღნიშნულია მე-4 ციფრით

180. ცელა აზოვის ტიპის - ორმაგი კვებისა და ასიმეტრიული ფორმა, რომლის ფორმირება მიმდინარეობს სანაპირო ხაზსა და ტალღურ ტოლქმედს შორის ძალზე მცირე კუთხის არსებობის შემთხვევაში (**ნახ. 43. დანართი, 1**).

181. წონასწორობის პროფილი - ზღვის ტალღების მოქმედებით წყალქვეშა სანაპირო ფერდობზე არსებული ნგრეული მასალა გადაადგილებას განიცდის. შედარებით დიდ სიღრმეზე, ფსკერზე სუსტად მოქმედი ტალღები - მათ ნაპირისაკენ „ეზიდება“, თუმცა სიმძიმის ძალა - ნატან მასალას ისევ უფრო ღრმა ზოლში აბრუნებს. იმ სიღრმეზე კი, როცა ტალღებს უკვე შეუძლიათ ნგრეული მასალის უფრო შთამბეჭდავად გადატანა ნაპირისაკენ - სახეზეა ნატანის სანაპიროს მიმართულებით მოძრაობა. საბოლოოდ, ერთგვაროვანი მასალით აგებული და კანონზომიერად ჩაზნექილი მრუდის ანუ წონასწორობის დინამიკური პროფილი ჩამოყალიბდება. მის ნებისმიერ უბანზე ნეიტრალური წერტილების (ნატანი მასალა არც ნაპირისაკენ და არც სიღრმეებისაკენ არ გადაადგილდება) ფორმირებას ეწეება (**ტერმინები 54. დანართი 4**) ადგილი.

182. წარეცხვა ქვედა - ხელოვნური ზღურბლების (მოლი, ბუნის სერია) გადალახვის შეუძლებლობის პირობებში, მეზობელ უბანზე ნატანი მასალის დროებითი ან მუდმივი შემოსვლის შეწყვეტის გამო, ნატანის მოძრაობის მიმართულებით, ნაგებობის ქარზურგა ნაწილში, ნაკადის შეჩერებით გამოწვეული დეფიციტი და პლაჟის აქტიური წარეცხვა. ის, ზოგჯერ საკმაოდ დიდ მანძილზე ვრცელდება: ოჩამჩირეში - პორტის მოლიდან მდ. ლალიძგამდე; ფოთში - დიდი კუნძულისა და მალთაყვას მიდამოები. წ.ქ. თავიდან აცილება შეიძლება ნატანი მასალის მოზიდვით, ბუნის სერიის ჯიბეების ნატანი მასალის ამოვსებით, ნავსადგურების მოლის ქარზურგა მონაკვეთზე ბაიპასინგის (რეპასინგის) გამოყენებით და სხვ.

183. წყალქვეშა ზვინული - ზღვის კიდის გასწვრივ ნატანი მასალის როგორც პლაჟის ზოლზე, ისე ზღვის დონეზე დაბლა, რაიმე სიღრმეებზე, დაგროვება. ნგრეული მასალის გარდიგარდმო პროფილზე გადაადგილების გამო აკუმულაციურ ფორმის - წყალქვეშა ზვინულის ფორმირებას აქვს ადგილი.

184. წყალქვეშა სანაპირო ფერდობი - ზღვის ფსკერის ნაპირისპირა ზოლი, რომლის ფარგლებში ტალღებს აქტიური მუშაობის (ფსკერის აბრაზია, ნაყარი მასალის გადატანა) შესრულების უნარი გააჩნიათ.

185. ჰალოკლინი - ზღვის წყალში მარილიანობის გრადიენტის მკვეთრი ზრდის (როგორც წესი დადებითი) ფენა.

186. ჰოლოცენი - გეოლოგიური წარსულის დამამთავრებელი დრო, რომელიც იწყება ყველაზე გვიანდელი გამყინვარების (ვიურმული) შემდეგ და მოიცავს ბოლო 11,5-10 ათას წელიწადს. ჰოლოცენში ზღვის დონის შედარებითი სტაბილიზაციის გამო ძლიერ და შთამბეჭდავ ცვლილებებს ადგილი არ ჰქონია.

ლიტერატურა - Литература – References

1. **ალფენიძე მ.** შავი ზღვის პლაჟების რეგულირებისა და მართვის ზოგიერთი საკითხები. გეოგრაფია და ისტორია სკოლაში. # 3-4, თბ., 1991.
2. **ალფენიძე მ.,** ციციშვილი მ., ფრანგიშვილი ი. შავი ზღვის აუზის რესურსების ეკოლოგიურად უსაფრთხო ათვისების საერთაშორისო კომპლექსური პროგრამა. იუნესკო, საქ. მეცნ. აკად. სამ. კონ. „ზღვა და ადამიანი“, თბილისი, 1995. გვ. 186-187.
3. **ალფენიძე მ.** მდ. გუმისთის დელტის განვითარება ჰოლოცენში. თსუ სოხუმის ფილიალის მოამბე. ტ. 1, თბ., 1998. გ. 80-82
4. **ალფენიძე მ.,** ბერუჩაშვილი ნ., ხარაძე კ. და სხვ. საქართველოს გეოგრაფია (სახელმძღვანელო). თბ., 1999.
5. **ალფენიძე მ** და სხვ. საქართველოს გეოგრაფია. ისტორიულ-გეოგრაფიული რეგიონები. (სახელმძღვანელო), თსუ სოხუმის ფილიალი, თბილისი, 2001. - 320 გვ.
6. **ალფენიძე მ.,** დავითაია ე. კოლხეთის შავი ზღვისპირეთის რაციონალური ბუნებათსარგებლობის რეგიონულ-გეოგრაფიული საკითხები. „მეცნიერება და თანამედროვეობა“, თბ., მეცნიერება, 2003.
7. **ალფენიძე მ.** საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროს ეკოლოგიური ოპტიმიზაცია და მდგრადი განვითარება. თბ., 2005, გ. 15-16.
8. **ალფენიძე მ.,** სეფერთელაძე ზ. საქართველოს გეოეკოლოგიური დარაიონების ცდა. გ. ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტი, შრომათა კრებული, ახალი სერია # 1, (80), თბ., 2006 გვ. 250-262.
9. **ალფენიძე მ.** საქართველოს შავი ზღვისპირეთის რაციონალური ბუნებათსარგებლობის პრობლემები. სოხუმის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, საბ. მეცნ. სერია, ტ.2, თბ., 2007, 108-122 გ.
10. **ალფენიძე მ.,** რუსო გ. ბათუმის შავი ზღვისპირა პლაჟის ანთროპოგენური ცვლილებები. „მასალები საქართველოს გეოგრაფიის აქტუალურ საკითხებზე“, # 5, თბ., 2007 ა. გვ. 29-34.
11. **ალფენიძე მ.,** რუსო გ. სანაპირო ზონის გეოგრაფიული რეგულირების პრაქტიკა. „მასალები საქართველოს გეოგრაფიის აქტუალურ საკითხებზე“, # 5, თბ., 2007 ბ. გვ. 67-74.
12. **ალფენიძე მ.,** რუსო გ. ნაყარის ნაპირისგასწვრივი ნაკადების რეგულირება და მართვა (ბათუმის შავი ზღვისპირეთის მაგალითზე. „მასალები საქართველოს გეოგრაფიის აქტუალურ საკითხებზე“, # 5, თბ., 2007 გ. გვ. 80-85
13. **ალფენიძე მ.,** რუსო გ. მდ. ჭოროხის ენერგეტიკული ათვისება და ბათუმის სანაპირო ზონა. „მასალები საქართველოს გეოგრაფიის აქტუალურ საკითხებზე“, # 5, თბ., 2007 დ. გვ. 92-99.

14. **ალფენიძე მ.** სეფერთელაძე ზ. დავითაია ე. ბუნებრივ-ანთროპოგენური კომპლექსების ოპტიმიზაციის გეოგრაფიული ფაქტორები და გარემოს მდგრადი განვითარება. გეოგრაფიის ინსტ-ის, შრ. კრ. # 2 (81), თბილისი, 2008, გ. 321-329.
15. **ალფენიძე მ.** შავი ზღვის სანაპირო ზონის ჰიდრო-ლითო-მორფოდინამიკის გეოგრაფიული მოდელირების შესახებ. სოხუმის სახ. უნივ-ის შრომები, ტ.VI, საბ. მეცნ. სერია, 2008 ა, გვ. 147-163.
16. **ალფენიძე მ.,** სეფერთელაძე ზ., დავითაია ე. შავი ზღვისპირეთის რაციონალური ბუნებათსარგებლობის ლანდშაფტურ-ეკოლოგიური კვლევა და ანთროპოგენური პროცესების რეგულირება-მართვა (საქართველოს მაგალითზე). ვახუშტი ბაგრატიონის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული. ახალი სერია, # 2 (81), თბ., 2008 ბ, გვ. 329-241.
17. **ალფენიძე მ.,** დავითაია ე., სეფერთელაძე ზ., ხარაძე კ. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. თსუ, თბ., 2009.
18. **ალფენიძე მ.,** დავითაია ე. სამურზაყანო: ბუნება, რესურსები, გარემოს გარდაქმნები. აფხ.მეცნ. აკად. შრ. ტ 3, თბილისი, 2010, გ. 51-73.
19. **ალფენიძე მ.,** ლომთათიძე მ. შავი ზღვა: აბიოტური და ბიოტური პროცესების დინამიკა. ნაწილი 1, აბიოტური პროცესები. აფხ. მეცნ აკადემია, თბილისი, 2011. – 186 გ.
20. **ალფენიძე მ.,** დავითაია ე., სეფერთელაძე ზ., ხარაძე კ. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. თსუ, თბ., 2012, გ. 237.
21. **ალფენიძე მ.,** დავითაია ე., სეფერთელაძე ზ. ლანდშაფტურ-ეკოლოგიური ოპტიმიზაციის საკითხები და გარემოს დაცვის ღონისძიებები. თსუ, გეოგრაფიის ინ-ტი. შრ. კრ. #4 (83), თბილისი, 2012, გ. 89-94
22. **ალფენიძე მ.,** სეფერთელაძე ზ., დავითაია ე. კოლხეთის შავი ზღვისპირეთის ბუნებათსარგებლობის ლანდშაფტურ-ეკოლოგიური პრობლემები (მედეგები, პერსპექტივები). საერთ. კონფ. „კოლხეთის დაბლობის წყლის ეკოსისტემები - დაცვა და რაციონალური გამოყენება“. თბ., 2013. გ. 132-135
23. **ალფენიძე მ.,** სეფერთელაძე ზ., დავითაია ე., რუხაძე ნ. კოლხეთის შავიზღვისპირეთის რაციონალური ათვისების პრობლემები. თსუ, გეოგრაფიის ინ-ტი. შრ. კრ. #5 (84) გეოგრაფიის თანამ. პრობლემები. თბ., 2013. გ. 96-99
24. **ალფენიძე მ.** შავი ზღვის ნაპირების დარაიონება მორფოდინამიკური ნიშნების მიხედვით (აფხაზეთის მაგალითზე). თსუ, მე-2 საერთ. სამეცნ. კონფერენცია, „სივრცე, საზოგადოება, პოლიტიკა“. სამეცნ. შრ. კრებული. # 2, თბ., 2014, გ. 29-42.
25. **ალფენიძე მ.** სად და როგორ უნდა აშენდეს პორტი ანაკლიაში. „საქართველო და მსოფლიო“. # 21 (256). 11-17 ივნისი, თბ., 2014. გ. 18-19
26. **ალფენიძე მ.** აფხაზეთის შავი ზღვის სანაპიროს აკუმულაციური რელიეფი. აფხ. მეცნ. ერ. აკადემია, შრ. კრებული. საბ. მეცნ. სერია, ტ. 3. თბ., 2014. გ. 75-87.

27. **ალფენიძე მ.** შავი ზღვის წყალმარჩხი ფერდობის ნაპირების შედარებით-მორფოლოგიური ანალიზი. თსუ, გეოგრ. ინს-ტი, გეოგრ. საზ-ბა, საერთ. კონფ. მასალები „გეოგრაფიისა და ანთროპოლოგიის თანამედრ. პრ-ბი“. თბ., 2015, გ. 51-57.
28. **ალფენიძე მ.,** კორსანტია კ., მაისურაძე რ., ესებუა ე., მზარელუა ლ. ოდიში: ბუნებრივი პირობები, რესურსები და სამეურნეო პრაქტიკა. აფხ.მეცნ. ერ. აკადემია, შრომათა კრებული. საბ. მეცნ. სერია, ტ. 4, თბილისი, 2015, გ. 56-73.
29. **ალფენიძე მ.,** კორსანტია კ., მაისურაძე რ., ესებუა ე., მზარელუა ლ. ოდიში: რელიეფი და მისი სამეურნეო შეფასება. აფხ.მეცნ. ერ. აკადემია, შრომათა კრებული. საბ. მეცნ. სერია, ტ. 4, გ. თბილისი, 2015, გ. 198-210.
30. **ალფენიძე მ.** შავი ზღვის წყალმარჩხი ფერდობის ნაპირების შედარებით-მორფოლოგიური ანალიზი. თსუ, გეოგრ. ინს-ტი, გეოგრ. საზოგადოება, საერთ. კონფ. მასალები „გეოგრაფიისა და ანთროპოლოგიის თანამედრ. პრობლემები, თბ., 2015, გ.51-57.
31. **ალფენიძე მ.** აფხაზეთის შავი ზღვისპირეთის ტურიზმის მდგომარეობა და პერსპექტივები. სეუ. საერთ. სამეცნ. კონფ. მასალები. თბილისი, 2016, გ. 76-81.
32. **ელიშაბარაშვილი ე.** საქართველოს კლიმატური რესურსები. თბ., 2007. -328 გ.
33. **კიკნაძე ა.,** საქართველოს შავი ზღვის ნაპირწარმოქმნელი პროცესების რეგულირებისა და მართვის პრობლემები. მასალები: გარემო და სტიქიურ-დამანგრეველი პროცესები. თბ., 1994, გვ. 17-23.
34. **კიკნაძე ა.,** რუსო გ., ხორავა ს. ზღვის ნაპირების დაცვის პრობლემების გადაჭრა აჭარაში. საქართველოს საინჟინრო აკადემია. თბ., 1998.
35. **კიკნაძე ა.,** ჯანელიძე ჯ., ტატაშიძე ზ. შავი ზღვა. საქართველოს გეოგრაფია. თბ., 2000.
36. **ნიჟარაძე ნ.,** ჯიბუტი ნ. აჭარის ასსრ. ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ეკონომიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება. ბათუმი, 1957. - 271 გ.
37. **საზღვარგარეთის ქვეყნების** გეოგრაფიული სახელების ორთოგრაფიული ლექსიკონი. ქსე, თბილისი, 1989. -213 გვ.
38. **საინჟინრო-გეოლოგიური** და **გეოეკოლოგიური** განმარტებითი ლექსიკონი (რუსულ-ინგლისურ-ქართული). **რედ//ზ. ტატაშიძე** და ე. წერეთელი, მეცნიერება, თბ., 2005. - 230 გვ.
39. **სამეცნიერო** კონფერენციის მასალები საქართველოს გეოგრაფიის აქტუალურ საკითხებზე. ტ. 1-5, თბ., 2001-2007 წწ.
40. **სანაპიროს** დაცვის შესწავლა ბათუმში. მუნიციპალური წყლის რესურსების ინტეგრირებული მართვა საქართველოში. მსოფლიო ბანკი, ნიდერლანდები, 2000.
41. **საქართველოს** კანონი „საქართველოს ზღვისა და მდინარეთა ნაპირების რეგულირებისა და დაცვის შესახებ“. <http://www.parliament.ge/index.php>. 2000-10-27.
42. **სვანიძე გ.** საქართველოს ენერგეტიკული პოტენციალი. კრებული „ეკოლოგიის პრობლემები“, ტ. II, თბ., 2000.

43. **ტატაშიძე ზ** და სხვ. საქართველოს შავი ზღვისპირეთის გეოეკოლოგიური ოპტიმიზაციის სტრატეგია. კრებული: „ზღვა და ადამიანი“, თბ., 1995, გვ. 176-180.
44. **ჩხეიძე ს., ჩხეიძე ო.** შავი ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის ეკოლოგიური ფაქტორების ფიზიკურ-გეოგრაფიული ანალიზი. ქუთაისი, 2009. – 104 გვ.
45. **ჯავახიშვილი შ.** საქართველოს სსრ კლიმატოგრაფია. თბ., 1977.
46. **ჯანელიძე ჭ.** შავი ზღვის გეოლოგიური ისტორია. საქართველოს ბუნება და მეურნეობა. მეცნიერება, თბილისი, 1977. გვ. 22-28.
47. **ჯანელიძე ზ.** საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო ზონა. რეტროსპექტულ-პროგნოზული ანალიზი. თბილისი, 2015. – 136 გვ.
48. **Агарков А. Ю.** Методы наблюдений и некоторые результаты исследования перемещения галечных наносов в районе Сухумского мыса. Труды Ленинградского гидромет. ин-та, вып. 44, 1971. с. 170-179.
49. **Айбулатов Н. А.** Динамика твёрдого вещества в шельфовой зоне. Ленинград: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
50. **Айбулатов Н. А., Новикова З. Т.** Количественное распределение взвеси в шельфовых водах Черного моря // Океанология. 1984. Т.24, №6. с. 960–968.
51. **Акт о строительстве набережной...** в Сухумской бухте. Сухуми, 1900, ф.4, д.3.
52. **Александров С.М., Ионин А.С.** О строении и развитии дельты рек Мзымта и Псоу (Адлерский Береговой аккумулятивный выступ). Геоморфология, № 4, М., 1974.
53. **Алпенидзе М.Д.** Темп абразии и величины деформации морского берега в пределах г. очамчире. Респ.науч.конф. молод. учен., Тб., 1975.
54. **Алпенидзе М.Д.** О новейших изменениях береговой линии Сухумского района. Сообщ. АН ГССР, т.90, № 2, Тбилиси, 1978.
55. **Алпенидзе М.Д. и др.,** Некоторые черты строения подводных каньонов в районе Сухумского мыса. Сообщ. АН ГССР, т. 95, № 3, Тбилиси, 1979.
56. **Алпенидзе М.Д.** Особенности развития морского берега Сухумского района. Геоморфология, № 3, М., 1983.
57. **Алпенидзе М.Д.** Результаты стационарного наблюдения деформации устьев рек Гумисты, Келасури и Кодори. Отчет Очамчирского стационара. Тбилиси, 1983. – 80 с.
58. **Алпенидзе М.Д.** Некоторые черты динамики предустьевой зоне р.Гумисты. Труды АГУ, т. № 3. Сухуми, 1985. ст. 236-240.
59. **Алпенидзе М.Д.** Донное питание вдольберегового потока наносов. Геоморфология, № 2, М., 1985.
60. **Алпенидзе М.Д.** Морфология и динамика берегов Черного моря средней части Абхазии. Автореф. дисс... канд. геогр. наук, Тбилиси, 1988а. – 24 с.

61. Алпенидзе М.Д. Морфодинамика берега Черного моря при различном строении подводного берегового склона. мат. межд. симп. 1-6 VIII, Тбилиси-Батуми. 19886. с. 103.
62. Алпенидзе М.Д. Особенности перестройки рельефа подводного откоса вблизи Сухумского мыса.. Кавказский Геогр. Журнал. №1. Тб., 2002. с.31-34.
63. Алпенидзе М. Формирование и развитие Сухумской аллювиальной равнины. География и совр. проб. окруж. среды. //Матер. Межд. Элект. Конф. в Ин-те. Тб., СГУ, 2014, № 1. с. 75-92. <http://sou.edu.ge/files/01konferenciismasalebiachali.pdf>
64. Алпенидзе М. Рельеф побережья Черного моря средней части Абхазии. География и совр. проб. окруж. среды. //Матер. Межд. Элект. Конф. в Ин-те. Тб., СГУ, 2014, № 1. с. 17-27. <http://sou.edu.ge/files/01konferenciismasalebiachali.pdf>
65. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря // Тр. ГОИН. 1986. Вып. 176. с. 3-18.
66. Арешидзе Г.М. Опозны Грузинской ССР. Мецниереба, Тб., 1980. - 147 с.
67. Артюхин Ю.В. Антропогенный фактор в развитии береговой зоны моря. Дисс..., кандидата географических наук, М., МГУ, 1985.
68. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря. Бюл. МОИП, 1932, т.10 (1).
69. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. И-Л., Изд-во АН СССР, 1938.
70. Астахов Н.Е. Структурная Геоморфология Грузии. Тб., «Мецниереба», 1973.
71. Атлас Грузинской ССР. Москва-Тбилиси, 1964
72. Балабанов И.П. Изменение волнового режима Черного моря в позднем голоцене. Изв. АН СССР. 1984. Сер. геогр. № 5.
73. Балабанов И.П., Квиркелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси, 1981;
74. Балабанов И.П., Островский А.Б. Опыт прогноза долгосрочного развития береговой зоны полуострова Пицунда на основе палеогеографических данных. Изв. вузов. 1979. Сер. геол. и разведка. № 7.
75. Биркун А. А. Кривохижин С. В. Звери Чёрного Моря. Симферополь: Таврия, 1996. - 96 с.
76. Благоволин Н.С., Лилиенберг Д.А. Карта современных тектонических движений Причерноморья и ее морфоструктурный анализ. Совр. движения земной коры, вып. 5. Таллин, 1973.
77. Божич П.К. К изучению движения береговых наносов Черного моря. Изв. Центр. Гидрометбюро, вып. 7, М., 1927.

78. **Божич П.К.** Размыв морского берега в Гаграх. Учен. зап. МГУ, № 19, 1938. с. 51-64.
79. **Бондарев Л.Г.** Суша, отвоеванная у моря. М., Мысль, 1979. - 84.
80. **Бондырев И.В., Тезкан М.** Древнегреческая колонизация Черного моря, как региональная экологическая катастрофа. Международная электронная конференция. «Природные и антропогенные катастрофы». ТГУ, Тбилиси, 2007.
81. **Бондаренко Г.Н.,** Колябина И.Л., Маринич О.В. Проблема извлечения сероводорода из глубинных вод Черного моря. Геология и полезные ископаемые Мирового океана, #2, Лиев, 2009, с. 92-97 <http://cyberleninka.ru/article/n/problema-izvlecheniya-serovodoroda-iz-glubinnyh-vod-chernogo-morya>
82. **Варазашвили Н.Г.,** Макацария А.П. и др., К вопросу эффективности работы берегозащитных сооружений в районе г. Потн. «Эрозионные и селевые процессы и борьба с ними», ГрузНИИГим, вып. 5, Тб., 1976.
83. **Варазашвили Н. Г.** Геологические процессы и явления в зоне строительства морских гидротехнических сооружений и мероприятия по улучшению береговой ситуации.// Инженерная геология. 1983. №4. с.51-62
84. **Виноградова Н. Н.** О роли побочной и осередков в транспорте наносов горных рек // Вестник МГУ, География. 1987. №6.с. 98-102.
85. **Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шупкина Э.А.** Экосистема Черного моря. Москва, Наука, 1992. - 112 с.
86. **Владимиров Л. А.,** Шакаришвили Д. И., Габричидзе Т. И. Водный баланс Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 181 с.
87. **Воронов Ю.В.** О динамике берегов Сухумской бухты в историческое времена. В сб.: работы молодых ученых –историков Абхазии. Алашара, Сухуми, 1974.
88. **Воронов Ю.В.** Диоскуриада-Севастополис-Цхум. Наука, М., 1980.
89. **Галанов Л.Г., Сафьянов Г.А.** Отложения, рельеф и литодинамика верховьев Ингурского подводного каньона. Докл. симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Чепного моря (Батуми, 1971), Тбилиси, 1972.
90. **Гамкрелидзе П.Д.** Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ин-та геологии АН ГССР, т. X (X V), Тб., 1957.
91. **Ганн К.** Известия древних греческих и римских писателей о Кавказе. Часть II. Византийские писатели. Лазика и Иберия. Тифлис. 1890.
92. **Геология СССР. т. X. Грузинская ССР.** Геологическое описание. М., 1964.- 600 с.
93. **Геоморфология Грузии.** //под. ред. Л.И. Маруашвили. Тб., 1971. - 609 с.
94. **Гидрология устьевой области Дуная.** Москва., Гидрометеорологическое из-во, 1963. - 383 с.

95. **Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П.** Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Докл. советских геологов к 21-ой сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. М., Изд-во АН СССР, 1960.
96. **Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П.** Геоморфология дна и глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
97. **Горлов Ю.В., Поротов А.В., Бжания Д.С., Бжания В.В.** Древнегреческая колонизация Северо-восточного Причерноморья и некоторые вопросы палеогеографии региона. Херсонесский сборник, вып. XIII, Севастополь, 2004, с.29-37.<http://www.kolhida.ru>.
98. **Горлов Ю.В., Требелева Г.В., Поротов А.В., Бжания Д.С., Кайтамба М.Д.** Экологический фактор в социально-экономическом развитии народов Северо-Восточного Причерноморья в античную эпоху. Инст. арх. РАН, Абхазский инст. гуман-ых иссл-ний им. Д.И.Гулиа. Москва-Сухум, 2005. <http://www.aquasoyous.ru>", 2006.
99. **Гречишев Е.К., Шульгин Я.С.** Проблемы защиты берегов Черного моря. сб. Укрепление морских берегов. Транспорт, М., 1972.
100. **Дачев В., Николов Х.** Интегрални изменения на береговата линия при акумулативните участъци между Черни нос и курортния комплекс «Албена» //Океанология (НРБ). №2 1977. с. 57–62.
101. **Девдариани Г.С.** О террасах Колхиды. Изв. ВГО, т. 96, 1964.
102. **Дедков А. П., Мозжерин В. И.** Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: КГУ, 1984 -246 с.
103. **Джанджгава К.И.** Инженерная геология шельфовой зоны и побережья Черного моря в пределах Кавказа. Тбилиси, 1979. – 214 с.
104. **Джанелидзе Ч.П.** Палеогеография Грузии в голоцене. Мецниереба, Тбилиси, 1980.
105. **Джанелидзе Ч.П., Бурчуладзе А.А., Тогонидзе Г.И.** Абсолютный возраст максимальнй фазы голоценовой трансгрессии Черного моря. Сообщ. АН ГССР, т.2, № 1, 1973.
106. **Джаошвили Ш. В.** «Свой» и «чужие» воды рек Колхиды // Сообщения АН ГССР.1971. 63, №3. с. 637-640.
107. **Джаошвили Ш. В.** Необходимость пересмотра представлений о количестве аллювиального материала, поступающего в море (на примере Грузии). Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. Москва: МГУ, 1981. с. 381–381.
108. **Джаошвили Ш.В.** Речные наносы и пляжеобразование на Черноморском побережье Грузии, Тб., 1986.
109. **Джаошвили Ш.В.** Реки Черного моря. Тб., 2003.

110. Джаошвили Ш. В. Новые данные о пляжеобразующих наносах береговой зоны Грузии. // Водные ресурсы. 1984. №1.с. 81-88.с. 81-88.
111. Джаошвили Ш. В. Речные наносы и пляжеобразование на Черноморском побережье Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1986. - 157 с.
112. Джаошвили Ш. В. Баланс наносов устьевых взморий рек Грузии // Природные основы берегозащиты. Москва: Наука, 1987. с. 57–62.
113. Джаошвили Ш. В. Роль речных наносов в динамике морских берегов // Известия АН СССР, Серия география. 1989. №4. с. 92–97.
114. Джаошвили Ш. В. Особенности русловых процессов на реках Западной Грузии// Геоморфология. 1991. №2.с. 59–64.
115. Джаошвили Ш.В. Распределение речных наносов в восточной части Черного моря // Экологические проблемы Европейского Севера. Архангельск: 1991.с. 119–125.
116. Джаошвили Ш. В. Что будет с берегом Абхазии после сооружения плотин на Чорохи. http://www.cenn.org/Magazine_1/Magazine_3/What_May_Happen_rus.html
117. Джаошвили Ш.В., Белова Н.Т., Кикнадзе А.Г., Орлова Г.А. Опыт измерения твердого стока реки при помощи индикаторов. Проблемы изучения берегов Грузии, «Мецниереба»,Тбилиси, 1976, с. 59-75.
118. Джаошвили Ш.В., Зедгинидзе А. Г. Изменчивость структуры баланса наносов береговой зоны моря // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. Москва: 1992. с. 103-116.
119. Джаошвили Ш. В., Маткава Д. И., Дзизикашвили Н. И. Деформации морского берега вблизи устья реки Ингури в связи со строительством плотины // Береговая зона моря. Москва: Наука, 1981. с. 91–94.
120. Джаошвили Ш. В., Папашвили И. Г. Современный баланс наносов Чорхского вдольберегового потока//Проблемы транспорта наносов в береговой зоне моря.Тбилиси: ТГУ, 1983. с. 76–78.
121. Джаошвили Ш. В., Пешков В. М., Мишеладзе Ш. П., Руссо Г. Е. Изменения ёмкости и направления вдольбереговых потоков наносов (на примере Пицунды) // Геоморфология. 1987. №1. с. 68–75.
122. Джикия В.М. Результаты изучения современных тектонических движений на побережье Черного моря (колхидская низменность) по данным повторных нивелировок. В кн.: Глубинное строение Кавказа, М., «Наука», 1966.
123. Днепровско-Бутская эстуарная экосистема. Киев: Наукова думка, 1989. - 237 с.
124. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР, МГУ, 1982. - 192 с.

125. Долотов Ю. С. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Относительные колебания уровня моря и их влияние на развитие морских берегов. Теоретические вопросы динамики морских берегов, изд., Наука, с. 43-52.
126. Доценко С.Ф. Черноморские цунами. «Изв.РАН, Физика атмосферы и океана. 1994. – 30. №4. с.513-519.
127. Доценко С.Ф. Изучение длинных волн из сейсмоактивных зон Черноморья. Морской гидрофизический журнал. №5, Севастополь, 1995. с. 3-9.
128. Думитрашко Н.В. Современные тектонические движения Черноморского побережья Кавказа. В сб.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1966.
129. Жданов А.М. Определение энергетической равнодействующей волнового режима морского побережья. Изв. АН СССР, сер. Геогр. И геофиз., 1951, № 1, с. 51-55.
130. Жданов А.М. Волновые нагрузки, действующие на морские берегоукрепительные сооружения. М., 1958.
131. Живаго А.В. О генезисе современных галечных отложений средней части морского побережья Абхазии. ДАН СССР, 1948, т. 59, № 9, с. 1603-1605.
132. Живаго А.В. Опыт изучения прибрежных потоков наносов Черноморского побережья Кавказа и их значение в формировании Рионской низменности. В сб.: Пробл. физ. геогр., АН СССР, вып. 17, 1951, с. 214-220.
133. Живаго А.В. Некоторые данные по геоморфологии и истории развития побережья Абхазии, полученные методом сравнительного изучения наносов. Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952, т. 51, вып. 6, с. 12-32.
134. Жудра Л.Д. Записка о разрушении набережной в Сухумской бухте. Сухуми, 1901, ф. 4, д. 3.
135. Зарва А.В. Оползны с подводной зоной размыва. – ВНИИ транспортного строительства. сообщ. № 86, М., Транспортиздат, 1957. – 49 с.
136. Земная кора и история развития Черноморской впадины. // под ред. Ю.Д. Буланже, М.В. Муратова, С.И. Субботина, Б.К. Балавадзе. М., Наука, 1975.
137. Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. АН СССР, 1963. – 739 с.
138. Зенкович В.П. Явление размыва на Кавказском берегу Черного моря. в сб., Вопросы географии, вып. IV, 1947. с.155-160.
139. Зенкович В.П. Потоки береговых наносов Кавказского побережья Черного моря. ДАН СССР, т. 60, № 2, 1948^a
140. Зенкович В.П. Формы накопления галечного аллювия на Кавказском берегу Черного моря. ДАН СССР, т. 60, №4, 1948^b. с.644-646.
141. Зенкович В.П. Эволюция акваторий лагун. Изв. ВГО, т. 84, №5, М., 1952. с. 14-21.

142. **Зенкович В.П.** Динамическая классификация морских берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. 10.
143. **Зенкович В. П.** Морское дно. М., 1956. www.vpn.int.ru
144. **Зенкович В.П.** Берега Черного и Азовского морей. М., 1958;
145. **Зенкович В. П.** Морфология и динамика Советских берегов Черного моря. М., Т. 1, 1958. -187 с., Т. 2, 1960. - 216 с.
146. **Зенкович В.П.** Основы учения о развитии морских берегов. Наука, М., 1962. - 810 с.
147. **Зенкович В.П.** Ожидание изменения морского берега на севере Колхиды. Сообщ. АН ГССР 83, №3, 1976.
148. **Зенкович В.П.** Динамика береговой зоны как основа для проектирования берегозащиты. Проблемы изучения берегов Грузии, «Мецниереба», Тбилиси, 1976, с. 8-26.
149. **Зенкович В.П.** Из Зарубежного опыта морской берегозащиты. в сб.: Природные основы берегозащиты, наука, М., 1987. с. 149-153.
150. **Зенкович В.П., Дубман Д.М., Кикнадзе А.Г. и др.** Глубоководные геолого-геоморфологические наблюдения в районе Пицунды (предварительное сообщение). Сб. «Проблемы изучения берегов Грузии», Мецниереба, Тбилиси, 1976.
151. **Зенкович В.П., Ионин А.С.** О Движении галечного материала в береговой зоне. Океанология, № 5, 1962.
152. **Зенкович В.П., Кикнадзе А.Г.** Изучение морских берегов Грузии. в сб.: Человек и природа в географической науке. Тб., мецниереба, 1981. с. 50-72.
153. **Использование и охрана природных ресурсов.**//под. ред. И.П.Герасимова. «Прогресс», М., 1972
154. **Кавтарадзе П.Я.** География промышленности строительных материалов Грузинской ССР. Дисс..., кандидата географических наук, Тбилиси, 1974.
155. **Как поставить сероводород Чёрного моря на службу людям?**
<http://shkolazhizni.ru/archive/0/n-13133/>
156. **Каплин П.А.** Водолазные исследования вершин подводных каньонов. – океанология, т. 1, вып. 6, 1961, с. 1034-1038.
157. **Каплин П.А.** Отчет о командировке в Англию, Голландию, Францию и Японию. ВИНТИ, АН СССР, М., 1966. - 44 с.
158. **Каплин П.А., Ионин А.С.** Формы мезорельефа подводного берегового склона. В сб.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., «Наука», 1964.
159. **Каплин П. А., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г.** Берега. Москва: Мысль. 1991. - 479 с.
160. **Каплин П.А., Селеванов А.О.** Изменение уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС. 1999.

161. **Кахадзе И.Р.**, Мшвениерадзе Д.М. К вопросу о погруженных Черноморских террасах. Сообщ. АНГССР, т.12, № 7, 1951.
162. **Кереселидзе Н., Гагошидзе Ш.** Гидротехническое строительство и проблемы защиты Черноморского побережья Грузии. Энергия, # 5, 1998.
163. **Кикнадзе А.Г.** Применение литологического метода к исследованиям динамики береговой зоны (на примере Черноморского побережья Кавказа). Вестн. МГУ, сер. География, № 6, 1970.
164. **Кикнадзе А.Г.** Результаты исследования движения береговых наносов Черного моря в пределах Грузинской ССР методом литологии. В сб. «Новые исследования береговых процессов», М., Наука, 1971.
165. **Кикнадзе А.Г.** Динамические системы и бюджет наносов вдоль Черноморских берегов Грузии. В сб.: Человек и окружающая среда, „Алашара“, Сухуми, 1977.
166. **Кикнадзе А.Г.** Современное состояние и задачи инженерной защиты побережья Черного моря в пределах Грузинской ССР. Охрана природы. Тб., Мецниереба, 1981;
167. **Кикнадзе А.Г.** Морфодинамика береговой зоны и оптимизация ее использования. Автореф. дисс. ... д.г.н. Тбилиси, 1991.
168. **Кикнадзе А.Г.,** Зенкович В.П. Бюджет наносов Бзыбской динамической системы береговой зоны Японского моря. В сб. «Проблемы изучения берегов Грузии, Месниерева, Тб., 1976. с.27-58.
169. **Кикнадзе А.Г.,** Сафьянов Г.А. Основные черты морфологии и динамики береговой зоны восточной части Черного моря. Исследования динамики рельефа морских побережий. М., 1979.
170. **Кикнадзе А.Г.,** Меладзе Ф.Г., Сакварелидзе В.В. Защита Черноморского побережья Грузии от размыва морем. ГрузНИИНТИ, Тб., 1984. - 52 с.
171. **Когошвили Л.В.** Признаки молодых тектонических движений в западной части Южного склона Большого Кавказа. В кн.: Всесоюз. совещ. по палеогеографии и геоморфологии Кавказа. Тезисы докладов. Тб., Изд-во АНГССР, 1963.
172. **Когошвили Л.В.** Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. «Мецниереба», Тбилиси, 1970.220 с.
173. **Колхидская низменность.** Научные предпосылки и освоения. М., 1990.- 248 с.
174. **Кочетов Н. И.** Речные наносы и пляжеобразование на северо - востоке Черноморского побережья Кавказа // Океанология. 1991.Т.31, вып. 2. С. 296–300.
175. **Кузьминская Г.Г.** О Черном море. В журн. Краевед Черноморья, № 8-9. 2006-2007.
176. **Кузьминская Г.Г.** Черное море. Краснодар 1977.
177. **Курорты и курортные ресурсы Грузинской ССР.** Атлас. Москва-Тбилиси, 1989.

178. **Кутовая В. И.** О распределении на взморье выносимых рекой наносов по крупности // Исследования по вопросам гидравлики сооружения и водного хозяйства. Тбилиси: ГрузНИЭГС, 1984. с.41–44.
179. **Лашхиа Ш.В.** Абхазская АССР. Природные ресурсы и хозяйственная практика. ТГУ, Тб., 1982.
180. **Леин А.Ю., Иванов М.В.** Крупнейший на Земле метановый водоем. Геохимия. Природа, № 2, 2005;
181. **Лебанидзе Б.В., Папашвили И.Г., Гвахария В.Г.** Современная динамика восточной части береговой зоны Чёрного моря у города Поти. Экспериментальная и клиническая медицина. №. 4 (59), 2010. с. 112-127.
<http://bssupgrade.oceaninfo.ru/library/files/41238.pdf>
182. **Леонов А.К.** Региональная океанрография. часть I, Л-д., 1960.
183. **Леонтьев О.К.** Перестройка профиля берега при понижении уровня моря. ДАН СССР, т. 16, №3, 1949.
184. **Леонтьев О.К.** Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, 1961. - 418 с.
185. **Леонтьев О.К.** развитие рельефа прибрежной равнины Луизианы в голоцене. Сб. VII конгр. по изуч. четвертичного периода, Наука, М., 1967.
186. **Леонтьев О.К., Сафьянов Г. А.** Каньоны под морем. Мысль, М., 1973.
187. **Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С. и др.** Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР. Геоморфология, №1, 1972.
188. **Лиманы северного Причерноморья.** Киев: Наукова Думка, 1990. 203 с.
189. **Липонава К.Н., Орлова Г. А., Папашвили И. Г.** Изучение сезонных изменений рельефа предустьевого взморья горной реки. // Проблемы изучения берегов Грузии, «Мецниереба», Тбилиси, 1976, с. 90-111.
190. **Лисовский В. Я.** Чорохский край. Военно-статистический сборник, Тифлис, 1887.
191. **Ломинадзе Г. Д.** Изменение приустьевоего взморья р. Ингури. Сообщения АН ГССР , 113, №1, 1984. с. 77-80.
192. **Ломинадзе Г., Мегрели Н., Руссо Г.** Изменение динамики береговой зоны Черного моря под влиянием техногенных факторов. Изменения природной среды на рубеже тысячелетий. Тр. Межд. электр.конф.Тб.,М.:2006.
193. **Лымарев В.И.** Морские берега и Человек. Наука, 1986. - 160 с.
194. **Львович М. И.** Опыт классификации рек СССР. Труды ГГИ, вып. 6, 1938.
195. **Макацария А.П.** Причины и возможные меры устранения размыва берега у г. Поти. Тр. географ. общества Грузии, т. XII, 1973, с. 34-47.

196. **Макацария А.П., Мамаладзе Д.И.** Новые данные о плейстоценовых террасах восточного побережья Черного моря. ДАН СССР, т. 185, №№, 1969.
197. **Макеев З.А.** Оползни Черноморского побережья Кавказа и их типы. В сб.: Оползни и борьба с ними. Ставроп. кн. изд-во, 1964.
198. **Мамаладзе Дж. И.** К истории развития рельефа приморской Абхазии. Сообщ. АН ГССР, т. 55, №3, 1969.
199. **Мамаладзе Дж. И.** Морской плейстосен колхиды. Тб. 1975.
200. **Мандыч А. Ф.** Величина твёрдого стока рек Западной Грузии // Вестник МГУ. География. 1967. №2. с. 134–137.
201. **Маргиев З.** Статьи на исторические темы. Батумская жемчужина. http://hronos.km.ru/statii/2009/margiev_ozero.html. 2009.
202. **Маркарян В.В.** Исследование и прогноз оползневого процесса в майкопских отложениях (на примере оползневых районов Абхазии). - дис. канд. геол.-минерал. наук, М.: ВСЕГИНГЕО, 1984. - 20 с.
203. **Маткава Д.И.** Размыв берегов Северной Колхиды. Сообщения АН ГССР, 82, №1, 1976, с. 113–116.
204. **Маткава Д.И., Папашвили И.Г., Руссо Г.Е.** Сток береговых наносов в подводные каньоны Черноморского побережья Грузии и методы его прекращения. ОИ ГрузНИИНТИ, 1987.
205. **Мачавариани Н. Г.** Сток наносов и русловой аллювий горных рек Грузии // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. Москва: 1981. с. 380–381.
206. **Меладзе Ф.Г.** Инженерные решения защиты Черноморского побережья Грузии от размыва. АН СССР, Комиссия по проблемам Мирового океана. М., Наука, 1987. с. 52–56.
207. **Меладзе Ф.Г.** Инженерные решения защиты морских берегов. Тбилиси, 1993. -208 с.
208. **Меншиков В. Л., Пешков В. М.** О величине стока пляжеобразующих наносов р. Бзыбь // Сообщения АН ГССР. 1978. Т. 90, №2. с. 393–396.
209. **Меншиков В. Л.** Один из факторов размыва пляжей Черноморского побережья Кавказа.-Сообщю АН ГССР, 1981, т. 101, № 3, с. 613–616.
210. **Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М., „Недра“, 1968.
211. **Михайлов В. Н.** Устья рек России и сопредельных стран: Прошлое, настоящее и будущее. Москва: ГЕОС, 1997. 413 с.
212. **Михайлов В.Н.** Эти изменчивые речные дельты. Природа. №4, 2002. http://vivovoco.astronet.ru/VV/JOURNAL/NATURE/04_02/DELTA.HTM
213. **Михайлова М. В.** Формирование дельты выдвижения Килийского рукава и баланс наносов в устье Дуная // Водные Ресурсы, 1995. Т. 22, №4. с. 489–495.

214. **Михайлова М. В.**, Джаошвили Ш. В. Гидролого-морфологические процессы в устьевой области Риони и их антропогенные изменения // Водные ресурсы, 1998. Т. 25, №2. с. 152–160.
215. **Михайлова М.В.**, Левашова Е.А. Новые данные о балансе наносов в устье Дуная // Динамика и термика рек водохранилищ и прибрежной зоны морей. Москва., РАН, 1999. с. 433–435.
216. **Наскидашвили А.С.** Прогноз гидрометеорологических условий на судоходной трассе Анапа-Батуми. Автореф. дисс. к.г.н., Тб., 1987. – 22 с.
217. **Наставление** гидрометеорологическим станциям и постам, выпуск 9, часть 1, гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах. Л-д, Гидрометеоиздат, 1984. – 313 с.
218. **Невеский Е.Н.** Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., Наука, 1967.
219. **Никитин В. Н.** Гудаутская устричная банка. Тр. научн. рыбхоз. и биол.станц. Грузии. т. №1. Тифлис, 1934. – 177 с.
220. **Никонова А.А.** Цунами Черного и Азовского морей. «Природа», 1994, №3, с.72–77.
221. **Общая характеристика** и история развития рельефа Кавказа. Изд. Наука, М., 1977.–288 с.
222. **О размыве Сухумской бухты.** Сухуми, 1901, ф. 100, д.410.
223. **Орлова Г. А.**, Джаошвили Ш. В., Кикнадзе А. Г., Белова Н. Т., Липонава К. Н. Оценка количества пляжеобразующего материала, выносимого рекой на приустьевые взморья // Проблемы изучения берегов Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. С 76–89.
224. **Орлова М. С.** Морские берега Крыма как ресурс рекреации (на примере берегов западного Крыма). Автор., дисс... канд. Геогр. Наук. М., 2010. – 26 с.
225. **Островский А.Б.** О строении переуглубленных речных долин на Черноморском побережье Кавказа. ДАН СССР, т. 167, №6, 1966.
226. **Островский А.Б.** Регрессивные уровни Черного моря и их связь с переуглублением речных долин Кавказского побережья. Изв. АН СССР, Сер. геол., вып. 1, 1967.
227. **Островский А.Б.** О палеосейсмотектонических дислокациях и возможности геологического прогноза сейсмичности Черноморского побережья Северо-Западного Кавказаю В сб.: Геологическое строение и тектоник Черноморской впадины, М., №2, «Наука», 1970.
228. **Островский А.Б.** палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа с оценкой современной сейсмичности этой территории. –в кн.: комплексные исследования Черноморской впадины. М., Наука, 1970, с. 46–58.

229. **Островский А.Б.**, Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене. В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., Наука, 1977. с. 131-140.
230. **Петров К.М.** Подводные ландшафты Черноморского побережья Северного Кавказа и Таманского полуострова. Изв. Всесоюз. географ. об-ва, 1960, №5, с. 392-405.
231. **Пешков В.М.** Динамика береговой зоны Пицундского полуострова. Дисс..., кандидата географических наук, Тбилиси, 1975.
232. **Пешков А.М.** Искусственные галечные пляжи в морской берегозащите. АН СССР. Комиссия по проблемам Мирового океана. М., Наука, 1987. с. 165-171.
233. **Пешков В. М.** Там, где грохочет прибой. Науки о Земле, Знание, № 2, 1989. - 48 с.
234. **Пешков В.М.** Галечные пляжи неприливых морей. Автореф. дисс. ...д.г.н. М., 1994;
235. **Поротов А.В.**, **Леонтьев И.О.** Развитие береговой зоны Сухумского побережья в позднем голоцене // Океанология. 2005. Т. 45. №2. С.328-336.
236. **Почему Черное море называется «Черным»?** <http://www.perekop.info/black-sea-history/2007>.
237. **Пояснительные записки к проекту Сухумского порта.** Сухуми, 1904-1914 гг. ф.4д.3 и д. 33.
238. **Пояснительная записка к проекту устройства...** Сухуми, 1904, ф.4, д.3.
239. **Рзаева М.К.**, **Тихвинский И.О.**, **Самохвалова М.П.** и др., инженерно-геологический анализ применения противооползневых мероприятий на Черноморском побережье Крыма и Кавказа. М.: Стройиздат, 1976. - 234 с.
240. **Рогачко С.И.** Воздействие экстремальных волн на берега. Одесская гос.академия строительства и архитектуры. Будівництво в сейсмічних районах України, Вип.73, Одесса, 2010, ст. 245-251.
241. **Руммель В. Ю.** Материалы для описания русских коммерческих портов. Вып. XXX. Прил. X., М., 1900.
242. **Руссо Г.Е.**, **Метревели Т.Г.**, **Папашвили И.Г.** Воздействие антропогенного фактора на развитие автономных береговых участков. Итоговая научная сессия ИГ. АН. ГССР. «Мецниереба», Тб: 1987 г., ст. 62-63.
243. **Сакварелидзе В. В.**, **Мицхулава Ц. Е.** Мероприятия по устранению отрицательного воздействия Ингурской ГЭС на стабильность пляжной полосы. Тех. Информация. Тбилиси, ГрузНИИНТИ, 1980.
244. **Сакварелидзе В.**, **Пешков В.** Искусственное пляжеобразование на галечных берегах Грузии. Груз.НИИНТИ, сер. «Охрана окружающей среды», Тб: 1987. - 47 с.
245. **Сакварелидзе В. В.**, **Пирумов С. С.** Расчёт осаждения речных наносов на устьевом взморье и оценка устойчивости конуса выноса // Водные ресурсы. 1982 №1. с. 120-127.

246. Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке, М., Мысль, 1978. – 263 с.
247. Сафьянов Г.А., Меньшиков В.Л., Пешков В.М. Подводные каньоны – их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана. М., 2001.
248. Сафьянов Г.А., Фахми Лотфи М. Баланс наносов морского края Нильской дельты. Вестн. моск. ун-та, сер. 5. №6, География, 1983.
249. Сванидзе Г. Г., Алавердашвили М. Ш., Хмаладзе О. Г., Кочиашвили Д. П. Твердый сток реки Жове-Квара. // Сообщения АН ГССР. 1981. Т.104., №1. С. 85–88.
250. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Новейшая история трёх морей. Природа, № 12, 1999, с.17-25.<http://www.accessnet.ru/vivovoco>.
251. Свищевский Д. Разрушение морского берега у г. Батуми, как явление общее для восточного побережья Черного моря. Изв. ГГО, т.71, №5, 1939.
252. Сепертеладзе З.Х. Опыт прикладной ландшафтной характеристики влвжных субтропиков акавказья (На примере Аджаро-Гурийского побережья Черного моря). дис..., на соиск. уч. степ. к.г.н., автореферат, Тб., 1984. – 27.
253. Симеонова Г. А. О развитии береговых процессов Черного моря в пределах Болгарии // Динамика морских берегов. Тбилиси: Мецниереба, 1976. с. 105–107.
254. Соколов А. А. Типы рек по источникам питания <http://www.bg-znanie.ru.2007>.
255. Соловьев Б.Л. Землетрясение в 1963 г. в Абхазии и его геоморфологическое проявление. Изв. Всесоюз. географ. об-ва, 1965, т. 97, вып. 1.
256. Соловьев В.Ф., Лебедев Л.И., Кулакова А.С., и др. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М., Наука, 1971. – 74 с.
257. Сорокин Ю.И. Черное море. Природа, ресурсы. Наука, М., 1982. – 218 с.
258. Степанов В., Андреев В. Черное море. П. 1981.
259. Страбон, География в 17 книгах. //пер., Г.А. Стратановского. Наука, М., 1964. –938 с.
260. Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации; Черное море // Известия АН СССР, серия геологическая. 1947. №2. С. 49–90.
261. Таташидзе З. К. и др., Геолого-техногенные предпосылки критического осложнения геоэкологической обстановки Черноморского побережья Кавказа. Тр. Межд. электр. конф. Тб. 2007, с. 104-119.
262. Технические указания на проектирование морских берегозащитных сооружений. БСН 183-74. Оргтрансстрой, М., 1975.
263. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоёмов Северо-западного Причерноморья. Киев: Наукова Думка, 1990. 238 с.

- 264. Тихвинский И.О.,** Самохвалова М.П. К инженерно-геологической оценке опыта борьбы с оползнями на берегу Черного моря северо-западнее Сухуми. В сб.: Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа. вып.5, Сочи, 1973, с. 102-109.
- 265. Фёдоров П.В.** О современной эпохе в геологической истории Черного моря. ДАН СССР, т. 110, №5, 1956.
- 266. Фёдоров П.В.** О колебаниях уровня Черного моря послеледниковое время. ДАН СССР, т.124, №5, 1959.
- 267. Фёдоров П.В.,** Скиба Л.А. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене. Изд-во АН СССР, Сер. геогр., №4, 1960.
- 268. Фёдоров П.В.** Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы. В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР, Наука, М., 1977.
- 269. Фёдоров П.В.** Плейстоцен Понто-Каспия. Наука, М., 1978.
- 270. Френкель А.** Очерки Чурук-су и Батума. Тифлис, 1879.
- 271. Хаин В.Е.,** Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов). Тверь, 2004. – 270 с.
- 272. Халатян О. И.** Влияние гидроузлов Западной Грузии на береговую полосу Черного моря // Гидротехническое строительство. 1977. №3. С. 31–33.
- 273. Хачапуридзе Я. Ф.** Инженерная геология Черного моря и охрана среды. Тб., Мецниереба, 1990. -256 с.
- 274. Херхеулидзе И. И.,** Рухадзе Н. В. О корреляции между среднегодовым стоком взвешенных наносов на реках Черноморского побережья Кавказа и основными гидрологическими факторами // Движение наносов в открытых руслах. Москва: Наука, 1970. с. 140–143.
- 275. Хмаладзе Г. Н.** Баланс жидкого и твёрдого стока водотоков Черноморского побережья Кавказа // География в Грузинской ССР. Вып. 2. Тб., Мецниереба, 1975. с. 78-85.
- 276. Хмаладзе Г. Н.** Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. Л-д: Гидрометеиздат, 1978. - 166 с.
- 277. Хромовских В.С.,** Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. Наука, 1984. – 145 с.
- 278. Цагарели А.Л.** Четвертичная тектоника Грузии. Всесоюз. совещ. по палеогеографии и геоморфологии Кавказа. Тезисы докладов. Тб., Изд-во АН ГССР, 1963.
- 279. Церетели Д.В.** Плейстоценовые окложения Грузии. Тб., «Мецниереба», 1966. -
- 280. Шуйский Ю. Д.** Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. - 239 с.

281. Шуйский Ю.Д., Бертман Д.Я., Зенкович В.П. Динамика морских берегов в районах строительства. Изв. АН СССР, сер. география, №3, 1981.
282. Шулейкин Ю.Д. Физика моря. М., Наука, 1968.
283. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, 1966.
284. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. Москва: МГУ, 1979. 232 с.
285. Чалов Р. С. Вертикальная зональность в развитии русловых процессов на горных реках // Изучение природных условий и его прикладные аспекты. Москва: Наука, 1985. с.70–76.
286. Черное море. Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. – 408 с.
287. Черное море. <http://blacksea-education.ru/2-.shtml>
288. Чернявский В.П. Из исследований юго-западного Закавказья. – Изв.Кавказского отд. Русского общества, т.13, № 4, 1877.
289. Эксперимент по добыче сероводорода в Черном море провели в районе Новороссийска. <http://www.yuga.ru/news/168328/>. 2009.
290. Яшвили Г.Е. Инженерно-геологические условия шельфа Черного моря в пределах Аджарии. в сб., «Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии». Тб., Мецниереба, 1972.
291. Algan O., Gazioglu C., Yucel Z., Cagatay N., Gonencgil B. Sediment and Freshwater Discharges of the Anatolian River into the Black Sea // IOC-BSRC Workshop «Black Sea Fluxes». Workshop Report No. 145. Paris: UNESCO, 2000. P. 38–50.
292. Alpenidze M. et All. Complex Investigation of Ecological State of the Black Complex Investigation of Ecological State of the Black Sea and Actions for Its Protection. Black Sea Energy Resource Development and Hydrogen Energy Problems NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. 2013. P. 1-8.
293. Alpenidze M et all. Natural-geographical zoning and geo-ecological problems of Georgia's Black Sea coast. American Journal of Environmental Protection 4 (3-1): (Published online June 23, 2015. Pp. 58-66 (<http://www.sciencepublishinggroup.com/j/ajep>)).
294. Bird Eric C.F. (Editor). Encyclopedia of the World's Coastal Landforms. Dordrecht Heidelberg London New York. 2010. Pp. 1543.
295. Bondar C., Blendea V. Water and Sediment Transport by the Danube into the Black Sea during 1840-1995//IOC-BSRC Workshop «Black Sea Fluxes». Workshop Report No.145. Paris: UNESCO, 2000. P. 58–63.
296. Bruun P.M. Coastal stabilitiy. dan. soc. Civil. Eng. Vol ¼, 1954, P. 353-379.
297. Bruun P. Sea – Level rise as a cause of shore erosion // Journal of Water – ways and Harbors Division Proc Amer. Soc. Civil. Eng. 1962, vol /880/ № 1 117-130.

- 298. Dimitrov P.,** Solakov D., Peichev V., Dimitrov D. The Source Provinces in the Western Black Sea // IOC-BSRC Workshop «Black Sea Fluxes». Workshop Report No. 145. Paris: UNESCO, 2000. P.51–58.
- 299. Jaoshvili Sh. V.,** Papashvili I. G. Development and modern dynamics of alluvial accumulative coasts of the eastern Black sea // *Coastlines of the Black Sea*. New-York: ASCE, 1993. P. 224–233.
- 300. Jaoshvili Sh.,** Kiknadze A., Russo G., Sakvarelidze V. Protection of Georgian Black Sea Coast with artificial beaches. *Proe.int.conf. „Coastel change 95“ Bordomer-10C*, Bordeaux, 1995.
- 301. Jaoshvili Sh.** Sediment balance of sea coast zone and it regulation; the example of the eastern coast of the Black Sea // *IOC-UNESCO. Coastal Change*. Bordeax: France: 1995. p. 229–232.
- 302. Maltzev V. P.,** Makarov K.N. Coast dynamics and coast protective measures on the Crimean Black Sea coast//*Coastlines of the Black Sea*. New-York: ASCE,1993. P.422–431
- 303. Matthews E.R.** Coast erosion and protection. L., 1934. 282 p., 1934.
- 304. Milliman J. D.** Transfer of river-born particular material to the Ocean river inputs to Ocean systems. Switzerland. UNEP UNESCO, 1981. P. 5–12.
- 305. Zenkovich V. P.,** Aibulatov N. A. Specific features of the Russian Black Sea coast dynamics and morphology: Kerch strait / Psou river mouth // *Coastlines of the Black Sea*. New York: ASCE, 1993. P. 278–302.
- 306. Marton R. A.** Temporal and spatial variation in shoreline changes and their implications, exsamples, from in the Texas Gulf Coast. *J. Sediment petrol.* vol. 49, # 4, 1979.
- 307. Shuisky Y. D.** The specific features of modern dynamics and coast structure of the Black sea within Romania // *Coastlines of the Black Sea*. New-York: ASCE, 1993. P. 467–48
- 308. Shore protection** manual. Wash.: US Army Coast. Eng. Res. Cent. Vil. 1/3, 1971, 750 p. 1973.
- 309. Walker H.G.** Man and Shoreline modificacion. *Coast dynamics and scientific sites*. Tokyo, 1981a. P. 55-90.
- 310. Walker H.G.** The peopling of the cost: The environment. Chinese and American views. 1981b, p. 24-41.

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК АБХАЗИИ

АЛПЕНИДЗЕ М. ЛОМТАТИДЗЕ З.

**ЧЕРНОЕ МОРЕ: ДИНАМИКА АБИОТИЧЕСКИХ И
БИОТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

АБИОТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

(ВТОРОЕ ИСПРАВЛЕННОЕ И ПЕРЕРАБОТАННОЕ ИЗДАНИЕ)

ТБИЛИСИ

2016