

გურამ ლონლაძე
მარიამ ახალკაციშვილი

ბეოლოგიის საფუძვლები



გეოლოგიის საფუძვლები

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

გურამ ღონღაძე
მარიამ ახალკაციშვილი

გეოლოგიის საფუძვლები



თბილისის
უნივერსიტეტის
გამომცემლობა

სახელმძღვანელოში თანამედროვე დონეზე არის განხილული გეოლოგიური მეცნიერების უმთავრესი მიმართულებები. აქცენტი გაკეთებულია დედამიწისა და მისი ქერქის აგებულებაზე, ამ უკანასკნელის ნივთიერ შედგენილობაზე (მინერალები, ქანები), დედამიწის შიგნეთში და მის ზედაპირზე მიმდინარე გეოდინამიკურ პროცესებზე. წიგნში გადმოცემულია დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორია უძველესი, არქეული დროიდან დაწყებული დღემდე.

სახელმძღვანელო კარგ სამსახურს გაუწევს სხვადასხვა სპეციალობის იმ სტუდენტებს, რომელთაც გეოლოგიური მეცნიერების გაცნობა და დაუფლება სურთ. ამავე დროს ეს წიგნი მნიშვნელოვნად დაეხმარება საშუალო სკოლის გეოგრაფ-მასწავლებლებს გეოლოგიურ პროცესთა და მოვლენათა შინაარსისა და მათი ამსახველი ტერმინების სწორ ინტერპრეტაციაში.

რედაქტორი **გურამ ქუთელია,**
ასოცირებული პროფესორი, გეოლოგიის დოქტორი

რეცენზენტები: **ბეჟან თუთბერიძე,**
პროფესორი, გეოლოგიის მეცნიერებათა დოქტორი

მიხეილ კაკაბაძე,
პროფესორი, გეოლოგიურ მეცნიერებათა დოქტორი,
საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული აკადემიის
წევრ-კორესპონდენტი

გამოცემულია ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის
საუნივერსიტეტო საგამომცემლო საბჭოს გადაწყვეტილებით

© ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 2018

ISBN 978-9941-13-659-7 (PDF)

შინაარსი

წინასიტყვა	9
შესავალი	11
ნაწილი I. დედამიწისა და მისი ქერქის აგებულება	13
თავი 1. დედამიწის ფორმა და სიდიდე	13
თავი 2. დედამიწის შინაგანი აგებულება. გეოსფეროები	15
თავი 3. დედამიწის ქერქის ნივთიერი შედგენილობა	19
3.1. დედამიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობა	19
3.2. მინერალები	20
3.3. ქანები	28
3.3.1. მაგმური ქანები	29
3.3.2. დანალექი ქანები	32
3.3.3. მეტამორფული ქანები	37
3.3.4. ქანების წოლის ფორმები	38
ძირითადი საკითხები	49
საკონტროლო კითხვები	52
ნაწილი II. გეოდინამიკური პროცესები	53
ეგზოგენური (გარედინამიკური) პროცესები	53
თავი 4. ფიტვა	53
თავი 5. გრავიტაციული პროცესები	60
თავი 6. ქარის გეოლოგიური მოქმედება (ეოლური პროცესები)	65
თავი 7. მიწისქვეშა წყლების გეოლოგიური მოქმედება	71
7.1. კარსტი	76
თავი 8. მდინარი წყლის გეოლოგიური მოქმედება	80
თავი 9. მყინვარის გეოლოგიური მოქმედება	89
თავი 10. ოკეანეების და ზღვების გეოლოგიური მოქმედება	101
10.1. ოკეანის ფსკერის რელიეფის ფორმები	101
10.2. ოკეანის (ზღვის) წყალი	105

10.3. სიცოცხლე ოკეანეში (ზღვაში)	106
10.4. ოკეანის (ზღვის) დინამიკა და გეოლოგიური მოქმედება	108
ენდოგენური (შიგადინამიკური) პროცესები	116
თავი 11. მაგმატიზმი	116
11.1. ეფუზიური მაგმატიზმი ანუ ვულკანიზმი	117
11.1.1. ვულკანის ამოფრქვევის პროდუქტები	118
11.1.2. ვულკანური აპარატი (აგებულება და ტიპები)	121
11.1.3. ვულკანების ტიპები	122
11.1.4. პოსტვულკანური პროცესები	124
11.1.5. თანამედროვე ვულკანების გეოგრაფიული გავრცელება	126
11.2. მაგმატიზმის პრაქტიკული მნიშვნელობა	127
თავი 12. მეტამორფიზმი	129
თავი 13. მიწისძვრები	132
თავი 14. ლითოსფეროს მთავარი სტრუქტურული ერთეულები	137
14.1. ოკეანური ქერქი	137
14.2. კონტინენტური ქერქი	138
თავი 15. ლითოსფეროს ტექტონიკური მოძრაობა	142
15.1. ფილების ტექტონიკა	142
15.2. ოროგენეზისი	149
15.3. ეპეიროგენეზისი	150
ძირითადი საკითხები	152
საკონტროლო კითხვები	157
ნაწილი III. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორია	159
თავი 16. სიცოცხლე დედამიწაზე	161
16.1. რას შეისწავლის პალეონტოლოგია	162
16.1.1. ორგანული სამყაროს კლასიფიკაცია	164
16.1.2. სამეფო Bacteria – ბაქტერიები	165
16.1.3. სამეფო Cyanobionta – ციანობიონტები	165
16.1.4. სამეფო Phyta (Plantae) – მცენარეები	166
16.1.5. სამეფო Fungi – სოკოები	172
16.1.6. სამეფო Zoa (Animalia) – ცხოველები	172
16.1.7. სიცოცხლის ევოლუცია და ორგანიზმთა გადაშენება	190

თავი 17. პალეოგეოგრაფია	193
თავი 18. გეოქრონოლოგია (გეოლოგიური წელთაღრიცხვა)	196
18.1. შეფარდებითი გეოქრონოლოგია	196
18.2. აბსოლუტური გეოქრონოლოგია	198
18.3. გეოქრონოლოგიური სკალა	199
დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორია	
არქეულიდან დღემდე	201
თავი 19. არქეული ეონი	201
თავი 20. პროტეროზოური ეონი	205
20.1. სიცოცხლე პროტეროზოურში	205
20.2. დედამინის გეოლოგიური განვითარების ადრეპროტეროზოური ეტაპი	207
20.3. გვიანპროტეროზოური (რიფეულ-ვენდური) ეტაპი	209
20.4. პრეკამბრიულის წიაღისეული	213
თავი 21. ფანეროზოული ეონი	214
21.1. პალეოზოური ერა	214
21.1.1. სიცოცხლის განვითარება პალეოზოურში	214
21.1.2. კამბრიული პერიოდი – ε	216
21.1.3. ორდოვიციული პერიოდი – O	221
21.1.4. სილურული პერიოდი – S	227
21.1.5. დევონური პერიოდი – D	233
21.1.6. კარბონული პერიოდი – C	242
21.1.7. პერმული პერიოდი – P	251
21.1.8. დედამინის გეოლოგიური განვითარების პალეოზოური ისტორია	260
21.1.9. პალეოზოურის წიაღისეული	265
21.2. მეზოზოური ერა	266
21.2.1. ტრიასული პერიოდი – T	266
21.2.2. იურული პერიოდი – I	274
21.2.3. ცარცული პერიოდი – K	281
21.2.4. დედამინის გეოლოგიური განვითარების მეზოზოური ისტორია	290
21.2.5. მეზოზოურის წიაღისეული	293
21.3. კაინოზოური ერა	293

გეოლოგიის საფუძვლები

21.3.1. პალეოგენური პერიოდი – E	294
21.3.2. ნეოგენური პერიოდი – N	300
21.3.3. მეოთხეული (ანთროპოგენური) პერიოდი – Q	307
21.3.4. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების კაინოზოური ისტორია	309
21.3.5. კაინოზოურის ნიაღისეული	312
ძირითადი საკითხები	314
საკონტროლო კითხვები	316
ტერმინთა საძიებელი	317
ლიტერატურა	326

*ვუძღვნით
დიდი მასწავლებლისა და აღმზრდელის,
ქართული გეოლოგიური სკოლის ფუძემდებლის,
აკადემიკოს ალექსანდრე ჯანელიძის, ხსოვნას*

წინასიტყვა

„გეოლოგიის საფუძვლები“ ათეული წლების განმავლობაში სხვა სახელწოდებით („ზოგადი და ისტორიული გეოლოგია“) ეკითხებოდა გეოგრაფიულ სპეციალობათა სტუდენტებს. რამდენადმე განსხვავებული სახით იგივე საგანი იკითხებოდა ძიების გეოფიზიკური მეთოდებისა და ჰიდროლოგიის სპეციალობათა სტუდენტებთანაც. ბოლო წლებში შეცვლილი სახელწოდებით („გეოლოგიის შესავალი“), როგორც საფაკულტეტო არჩევითი საგანი, ისწავლება თსუ-ს ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტზე.

წინამდებარე სახელმძღვანელო „გეოლოგიის საფუძვლები“ მეორე გამოცემაა. პირველი გამოცემიდან /გ. ლონლაძე „გეოლოგიის საფუძვლები“, 2001წ./ განვლილი დროის განმავლობაში დაგროვდა ბევრი ახალი ინფორმაცია განხილული საკითხების შესახებ; ერთი მხრივ, ამ საკითხების ახლებურად გააზრება და მეორე მხრივ, სახელმძღვანელოს ბიბლიოგრაფიული იშვიათობა გახდა წარმოდგენილი სახელმძღვანელოს მომზადებისა და მეორედ გამოცემის მთავარი საფუძველი.

წიგნის მეორე გამოცემაში მნიშვნელოვანი ცვლილებებია შეტანილი. ეს განსაკუთრებით ეხება მესამე ნაწილს „დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორია“ და დედამიწის ქერქის ნივთიერ შედგენილობას, რომლებიც სტუდენტებისათვის უფრო გასაგები და, შესაბამისად, მისაღები ენით არის დაწერილი. წიგნში გადახალისებულია ფოტომასალა. სახელმძღვანელოს ყველა თავის დასასრულს მოცემულია ძირითადი საკითხები და კითხვები გამეორებისთვის, წიგნის შინაარსის ადვილად და ღრმად ათვისების მიზნით.

წიგნის ავტორთა აზრით, წინამდებარე სახელმძღვანელო კარგ სამსახურს გაუწევს სტუდენტობას საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა

ერთ-ერთი ფუნდამენტური დარგის – გეოლოგიის არსის გაგებასა და ათვისებაში.

ავტორები აცნობიერებენ იმასაც, რომ წიგნი ვერ იქნება დაზღვეული გარკვეული უზუსტობებისაგან. ამიტომ ამ მიმართებით ნებისმიერ შენიშვნას ან წინადადებას მიიღებენ მადლობით.

ავტორები გულწრფელ მადლობას მოახსენებენ წიგნის რეცენზენტებს, პროფესორებს ბეჟან თუთბერიძესა და მიხეილ კაკაბაძეს, აგრეთვე რედაქტორს – ასოცირებულ პროფესორს გურამ ქუთელიას, სახელმძღვანელოს დეტალური გაცნობის, საყურადღებო შენიშვნებისა და საჭირო რჩევებისათვის.

გურამ ლონდაძე
მარიამ ახალკაციშვილი

შესავალი

გეოლოგია არის მეცნიერება დედამიწის შესახებ. მაგრამ თუ გავიხსენებთ, რომ დედამიწა არაერთგვაროვანი სხეულია და ის ცალკეული ნაწილებისაგან, ე.წ. გეოსფეროებისაგან შედგება, ზემოთქმული განმარტება შეიძლება დავაზუსტოთ და დავძინოთ, რომ გეოლოგია უპირველესად შეისწავლის დედამიწის ქერქს.

დედამიწას შეისწავლის აგრეთვე სხვა მეცნიერებები: გეოგრაფია, გეოფიზიკა, გეოქიმია. მსგავსად გეოლოგიისა, ყველა მათგანის კვლევის ობიექტი დედამიწაა, მაგრამ კვლევის მიზნები და მეთოდები განსხვავებულია.

გეოლოგიური კვლევის მიზანი რამდენიმე ძირითად მიმართულებაში შეიძლება გამოვხატოთ. ერთ-ერთი პირველი არის **დედამიწის ნივთიერი შედგენილობის** შესწავლა. ლითოსფერო, განსაკუთრებით კი მისი ზედა ნაწილი – დედამიწის ქერქი, შედგება მინერალებისა და ქანებისაგან. სწორედ მათ შესწავლას გულისხმობს ეს მიმართულება. მეორე მიმართულება, რომელსაც **დინამიკური გეოლოგია** შეიძლება ვუწოდოთ, მიზნად ისახავს დედამიწაზე (როგორც ზედაპირზე, ისე შიგნით) მიმდინარე თანამედროვე გეოლოგიური პროცესების შესწავლას, აგრეთვე ლითოსფეროს ტექტონიკური აღნაგობის გარკვევას. ამ პროცესებს, მათი მამოძრავებელი ძალების მიხედვით, ეგზოგენურს (გარედინამიკურს) ან ენდოგენურს (შიგადინამიკურს) უწოდებენ. ფაქტობრივად, ამ ორი მიმართულებით წარმოებულ კვლევა ამზადებს საფუძველს გეოლოგიის ყველაზე მნიშვნელოვანი ამოცანის გადასაჭრელად – **დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიის** შესასწავლად (მესამე მიმართულება). აქ ბევრი რამ არის ნაგულისხმევი – დედამიწაზე ზღვისა და ხმელეთის განაწილების ცვალებადობიდან ან, რაც პრაქტიკულად იგივეა, კონტინენტების წარმოშობიდან დაწყებული ჩვენს პლანეტაზე სიცოცხლის ევოლუციამდე. მეოთხე მიმართულება წმინდა პრაქტიკული მნიშვნელობისაა და სახელიც შესაბამისი აქვს – **გამოყენებითი გეოლოგია**. აქ ნაგულისხმევია სხვადასხვა ტიპის წიაღისეულის საბადოთა კვლევა, გამადნების კანონზომიერებათა დადგენა, დედამიწის ქერქის საინჟინრო-გეოლოგიური თვალსაზრისით შესწავ-

ლა და ბევრი სხვა რამ. ვფიქრობთ, რომ, მიმართულების სპეციფიკიდან გამომდინარე, პირველსემესტრულ სტუდენტებს გაუძნელდებათ მისი შინაარსის გაგება და კარგად ათვისება. ამიტომ სახელმძღვანელოში არ განვიხილავთ გამოყენებითი გეოლოგიის საკითხებს.

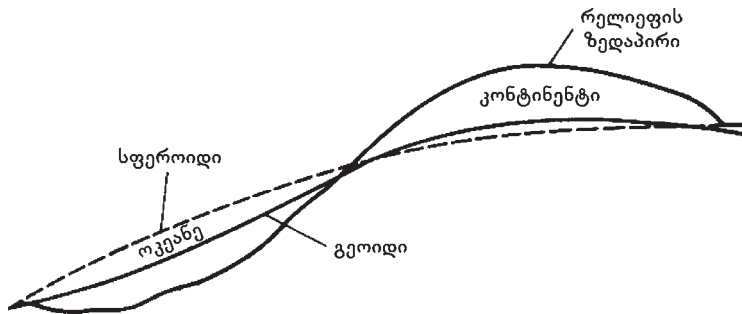
რაც შეეხება საგანს „გეოლოგიის საფუძვლები“, ის არ არის მეცნიერული დისციპლინა. მისი მიზანია, დამწყებ სტუდენტებს ზოგადად გააცნოს გეოლოგიური მეცნიერება ყველა ზემოთ ჩამოთვლილი მიმართულების თვალთახედვით. ამით საფუძველი ეყრება მომავალ ბუნებისმეტყველთა (მათ შორის დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა პროფილის სტუდენტთა) გეოლოგიურ განათლებას, რაც ესოდენ საჭირო და სასურველია ამ მეცნიერებათა მჭიდრო ურთიერთკავშირის გამო.

ნაწილი I

დედამიწისა და მისი ქერქის აგებულება

თავი 1. დედამიწის ფორმა და სიღღე

ძველთაგანვე ცნობილი იყო, რომ დედამიწას სფერული ფორმა აქვს. ხოლო ი. ნიუტონი ის მეცნიერი იყო, რომელმაც დაასაბუთა დედამიწისთვის, ისევე როგორც ბევრი სხვა ციური სხეულისთვის, სფერული ფორმის აუცილებლობა. ცოდნა დედამიწის სფერული ფორმის შესახებ შესანიშნავად გამოიყენა ცნობილმა ბერძენმა მეცნიერმა ერატოსთენემ, რომელმაც ჩვენს წელთაღრიცხვამდე III საუკუნეში შესაშური სიზუსტით განსაზღვრა დედამიწის რადიუსი. ი. ნიუტონისავე მოსაზრებით, დედამიწას ნამდვილი სფეროს ფორმა ვერ ექნება – რადგანაც დედამიწა ბრუნავს საკუთარი ღერძის გარშემო, პოლუსებზე ის რამდენადმე შეზნექილი იქნება, ხოლო ეკვატორზე – გამობურცული. თუმცა ეს შეზნექა მეტად უმნიშვნელოა (სხვაობა ეკვატორულ და პოლარულ რადიუსებს შორის სულ 21 კმ-ს შეადგენს), მაგრამ დედამიწის ფორმა სფეროსაგან მაინც განსხვავებული არის. უფრო მეტიც, აღმოჩნდა რომ მცირედი შეზნექა ეკვატორზეც აღინიშნება, სადაც სხვაობა მცირე და დიდ რადიუსებს შორის 210 მეტრს შეადგენს. საბოლოოდ უნდა ითქვას, რომ დედამიწას აქვს **ბრუნვითი ელიფსოიდის** (სამღერძიანი ელიფსოიდის) ფორმა. ზოგჯერ მას **სფეროიდსაც** (სფეროსებურს) უწოდებენ. სფეროიდის ზედაპირად იგულისხმება ნყნარ მდგომარეობაში მყოფი მსოფლიო ოკეანის საშუალო ზედაპირი, წარმოდგენით გავრცელებული კონტინენტებზეც. მაგრამ დედამიწა ხომ არაერთგვაროვანი სხეულია, მასში მასები არათანაბრადაა გადანაწილებული (მთები, მატერიკები, ოკეანეები, სხვადასხვა სიმკვრივის ქანები). ამიტომ დედამიწას ვერ ექნება წესიერი გეომეტრიული სხეულის ფორმა სწორედ არაერთგვაროვანი აგებულების გამო. თანაც ეს ფორმა დედამიწის აგებულების დროში ცვალებადობის მიზეზით ასევე ცვალებადი იქნება. დედამიწის ამ ცვალებად ფორმას **გეოიდი** ეწოდება. გეოიდი არის მსოფლიო ოკეანის წარმოსახვითი ზედაპირი, პირობითად გატარებული კონტინენტების ქვეშაც, რომლის ყველა წერტილში სიმძიმის ძალა ამ ზედაპირის მართობულია. გეოიდი, ფაქტობრივად, იგივე სფეროიדיა, მხოლოდ იმ მცირე განსხვავებით, რომ კონტინენტებზე ის სფეროიდის თავზე მდებარეობს (მიიზიდება კონტინენტის მიერ), ხოლო ოკეანეებში – სფეროიდის ქვეშ (მიიზიდება შიგნეთის მიერ) (სურ. 1.1).

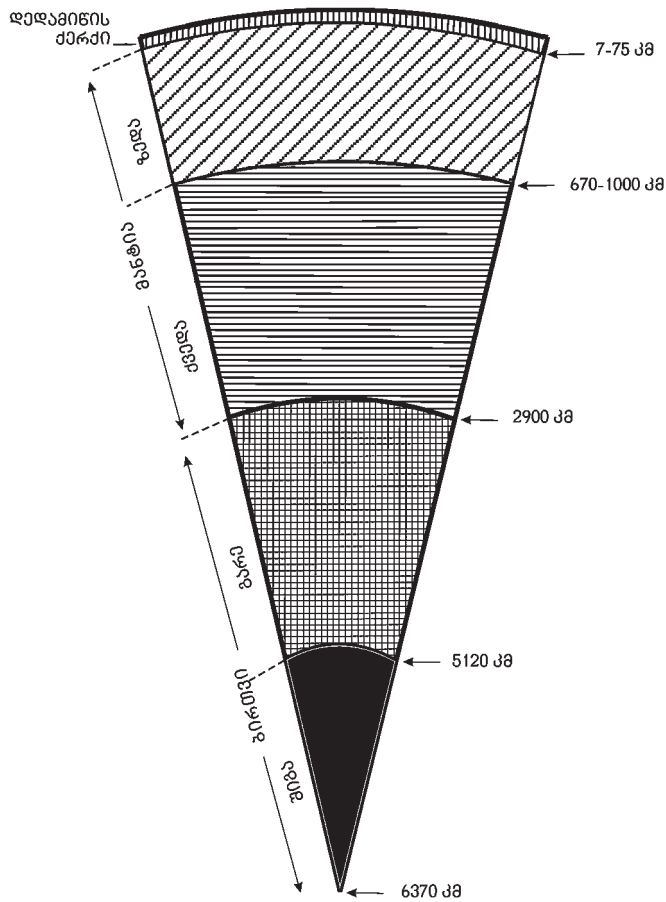


სურ. 1.1. რელიეფის ზედაპირი. სფეროიდი და გეოიდი
(Короновский, Якушова, 1991)

დედამინა მზის სისტემის ერთ-ერთი პლანეტაა, რომელიც სიდიდით აღემატება მხოლოდ მერკურს, მარსსა და ვენერას. დედამინის ზედაპირის ფართობი დაახლოებით 510 მლნ. კმ², რომლის 70,8% (361 მლნ. კმ²) მსოფლიო ოკეანეზე მოდის, ხოლო 29,2% (149 მლნ. კმ²) ხმელეთზე. ეკვატორული რადიუსი შეადგენს 6378,1 კმ-ს, პოლარული – 6356,89 კმ-ს; საშუალო რადიუსი კი 6370 კმ-ია. სიმძიმის ძალის აჩქარება პოლუსებზე 983 სმ/სეკ²-ია, ეკვატორზე 978 სმ/სეკ². დედამინის მოცულობა $1,083 \times 10^{12}$ კმ³-ია, მასა – 5.98×10^{27} გ.

თავი 2. დედამიწის შინაგანი აგებულება. გეოსფეროები

დედამიწა როგორც შედგენილობით, ისე აგებულებით არაერთგვაროვანი სხეულია. თუმცა ამ არაერთგვაროვნებაში გარკვეული კანონზომიერებაა დაცული. საქმე ისაა, რომ დედამიწის ზედაპირიდან შიგნეთისკენ (ცენტრისკენ) ერთმანეთისაგან განსხვავებული რამდენიმე კონცენტრული ფენა გამოიყოფა, რომლებიც **გეოსფეროების** (გე – დედამიწა და sphaira – ბურთი, ბერძნ.) სახელითაა ცნობილი (სურ. 2.1).



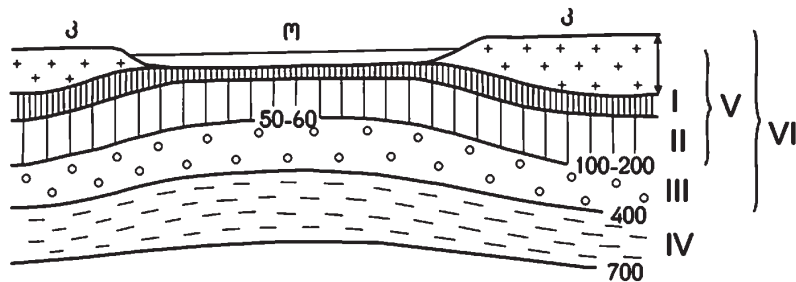
სურ. 2.1. დედამიწის შინაგანი აგებულება. გეოსფეროები

ძირითადი გეოსფერო სამია: **დედამინის ქერქი, მანტია და ბირთვი.**

ადამიანის წარმოდგენა დედამინის შინაგან აგებულებაზე არაპირდაპირი დაკვირვებით მიღებულ ცნობებს ემყარება, რადგანაც დაკვირვებებისათვის ხელმისაწვდომია მხოლოდ დედამინის ქერქის ნაწილი – 13 კილომეტრამდე სისქის ზედა ფენა (ყველაზე ღრმა ჭაბურღილი მდებარეობს კოლის ნახევარკუნძულზე, მურმანსკის ოლქში – 12262 მ). დედამინის შინაგანი აგებულების შესწავლა უმთავრესად გეოფიზიკური მეთოდებით ხდება. სეისმური ტალღების (როგორც გრძივის P, ისე განივის S) გავრცელების მეშვეობით. გეოსფეროებს შორის საზღვრები გავლებულია იქ, სადაც სეისმური ტალღების გავრცელებაში მკვეთრი ნახტომები აღინიშნება. იგულისხმება, რომ მკვეთრ ნახტომს სეისმური ტალღების გავრცელებაში იწვევს ერთი გარემოდან მეორე – განსხვავებულ გარემოში გადასვლა (აქ მხედველობაში იღებენ მეზობელი გეოსფეროების განსხვავებულ ქიმიურ შედგენილობას ან ფიზიკურ მდგომარეობას, ან ორივეს ერთად). კერძოდ, დედამინის ქერქის ყველაზე ღრმა ნაწილებში გრძივი ტალღების სიჩქარე 6.5-7.4 კმ/სეკ-ია, განივისა – 3.7-3.8. მის ქვევით მომყოლი მანტიის სულ ზედა ნაწილში კი შესაბამისად – 7.9-8.2 და 4.5-4.7. როგორც ვხედავთ, განსხვავება სიჩქარეებში მნიშვნელოვანია. საზღვარს ქერქსა და მანტიას შორის **მოჰროვიჩიჩის ზედაპირი (მოჰო)** ეწოდება. მანტიის სულ ქვედა ნაწილებში სეისმური ტალღების სისწრაფე მაქსიმალურია – 13.6 კმ/სეკ გრძივი ტალღებისათვის და 7.2-7.3 განივისათვის. ქვეშემდებარე ბირთვის (უფრო ზუსტად გარე ბირთვის) სულ ზედა ნაწილებში გრძივი ტალღების სისწრაფე ეცემა 8.1 კმ/სეკ-მდე. რაც შეეხება განივ ტალღებს, ისინი გარე ბირთვში საერთოდ არ გადიან. როგორც ცნობილია, განივი ტალღა წარმოიქმნება როგორც გარემოს რეაქცია ფორმის ცვლაზე, ფორმა კი მხოლოდ მყარ სხეულებს გააჩნია. აქედან გამომდინარე, მეცნიერები ასკვნია, რომ გარე ბირთვი არა მყარ, არამედ თხევად მდგომარეობაში უნდა იყოს, შიგა ბირთვი კი მყარია. საზღვარი მანტიასა და ბირთვს შორის **გუტენბერგის ზედაპირად** იწოდება.

რას წარმოადგენენ ეს გეოსფეროები? **დედამინის ქერქი** მყარი ფენის სახით გარედან არის გადაკრული მთელ დედამინაზე. ქერქი, სხვა გეოსფეროებთან შედარებით, ძალზე მცირე სისქისაა, თანაც ცვალებადი – მინიმალური სისქეები (6-7 კმ) აღინიშნება ოკეანეებში, მაქსიმალური (50-75 კმ) – ნაოჭა მთების ზოლებში (ყველაზე სქელია ანდებსა, ჰიმალაისა და ტიბეტში), ხოლო საშუალო (35-40 კმ) – კონტინენტური პლატფორმების ვაკე ადგილებში. ქერქი უწყვეტად ზევიდან გადაფარებულია **მანტიაზე**. ეს უკანასკნელი ვრცელდება 2900 კმ-მდე. მანტიაში ორ ნაწილს გამოყოფენ: **ზედა და ქვედა მანტიას** (ბოლო ხანებში მათ შორის გარდამავალ ფენასაც აღნიშნავენ, ე.წ. გოლიცინის ფენას ან მეზოსფეროს, 400-670 კმ სიღმეებზე). ზედა მანტია სიღრმეში 670-1000 კმ-მდე ვრცელდება. მასში, სეისმური ტალღების გავრცელების მიხედვით, სამი ფენა გამოიყოფა, რომელთაგან განსაკუთრებით შუა, ე.წ. **ასტენოსფერო** საინტერესო („ასტენოს“ – სუსტი, ბერძნ.). ასტენოსფერო ხასიათდება სეისმური ტალღების, განსაკუთრებით განივის, დაბალი სიჩქარეებითა

და მაღალი ელექტროგამტარობით. ის, განსხვავებით ზედა მანტიის ზედა და ქვედა ფენებისაგან, პლასტიკურია. ეს თვისება მას უაღრესად დიდ მნიშვნელობას ანიჭებს, რადგანაც წამყვან გეოლოგიურ პროცესთა დიდი ნაწილი სწორედ ასტენოსფეროში იღებს სათავეს. ასტენოსფერო სხვადასხვა სიღრმეზე მდებარეობს და სისქეც ცვალებადი აქვს. ოკეანეების ქვეშ ის შეიძლება სულ რამდენიმე კმ-დან დაიწყოს (3-4 კმ-დან შუაოკეანური ქედების ზოლში), ხოლო კონტინენტების ქვეშ 150-200კმ და გაცილებით უფრო მეტ სიღრმეზეც კი. მისი სისქე ერთი-ორი ასეული კმ-ია. ჩვეულებრივ, ასტენოსფერო დედამიწის ზედაპირთან ახლოს დედამიწის ქერქის მოძრავ ზონებში ამოდის, ხოლო ყველაზე ღმად არის განლაგებული, თანაც არცთუ მკაფიოდ გამოხატული, კონტინენტების ყველაზე „წყნარ“ უბნებში, კრატონების თხემური ნაწილების ქვეშ (ფარებზე) (სურ. 2.2).



სურ. 2.2. ლითოსფერო, ასტენოსფერო, ტექტონოსფერო
(Короновский, Якушова, 1991)

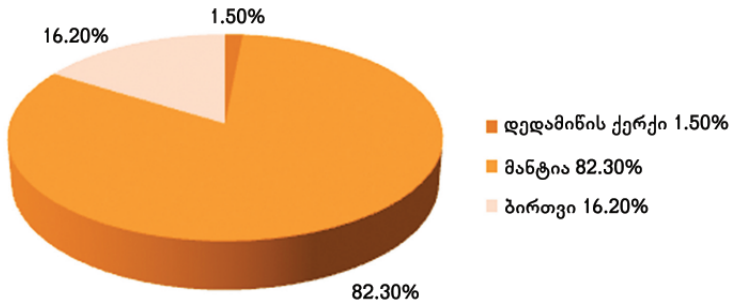
- I – დედამიწის ქერქი, II – ასტენოსფეროს თავზე მდებარე ზედა მანტიის მყარი ნაწილი,
- III – ასტენოსფერო, IV – ასტენოსფეროს ქვეშ მდებარე ზედა მანტიის მყარი ნაწილი,
- V – ლითოსფერო, VI – ტექტონოსფერო. კ – კონტინენტი, ო – ოკეანე

ასტენოსფეროს თავზე მდებარე ზედა მანტიის მყარ ნაწილს (ე.წ. პერიდოსფერო) დედამიწის ქერქთან ერთად **ლითოსფეროს** უწოდებენ („ლითოს“ – ქვა, ბერძნ.). აქვე შევნიშნავთ, რომ ეს არ არის ლითოსფეროს ერთადერთი განსაზღვრა. ზოგჯერ ლითოსფეროს შინაარსობრივად დედამიწის ქერქთან აიგივებენ. წინამდებარე წიგნში ლითოსფეროს გაგების პირველი ვარიანტია მიღებული. გამოდის, რომ ლითოსფერო (დედამიწის ქერქი + პერიდოსფერო) ზის ასტენოსფეროზე.

ლითოსფეროსა და ასტენოსფეროს ერთად **ტექტონოსფერო** ეწოდება. მყარი ქვედა მანტია მოთავსებულია 670-2900კმ სიღრმეზე.

ბირთვი დედამიწის გულში მდებარე სფეროა. იგი ორი ნაწილისაგან შედგება: გარე ბირთვი (2900-5120 კმ სიღრმე) და შიგა ბირთვი (5120-6370 კმ). როგორც უკვე აღინიშნა, გარე ბირთვი თხევადია, შიგა – მყარი. ბირთვი ძირითადად რკინისა და ნიკელისაგან შედგება.

დედამინის ქერქზე მინის მთელი მოცულობის 1,5% მოდის, მანტიაზე – 82,3%, გარე ბირთვზე – 15,4%, ხოლო შიგა ბირთვზე – 0,8%.



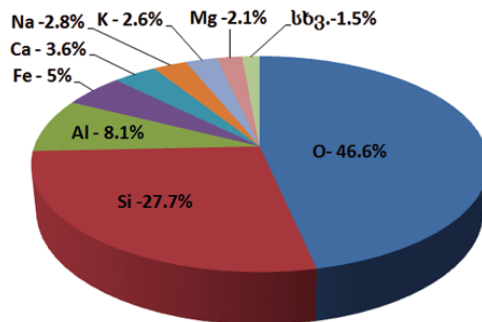
სურ. 2.3. დედამინის გეოსფეროების მოცულობა

თავი 3. დედამინის ქარქის ნივთიერი შედგენილობა

უკვე ითქვა, რომ გეოლოგიური კვლევის ძირითადი ობიექტი დედამინის ქერქია. ის აგებულია სხვადასხვა ტიპის ქანებით. ეს უკანასკნელნი მინერალთა ბუნებრივი აგრეგატებია, ხოლო თვით მინერალები ელემენტთა ნაერთები ან ცალკეული ელემენტები.

3.1. დედამინის ქარქის ქიმიური შედგენილობა

დედამინის ქერქში მენდელეევის სისტემის ყველა ელემენტია ცნობილი. მათგან რვა ელემენტის დასახელება შეიძლება (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg), რომლებზეც მოდის ელემენტთა საერთო მასის 98%-ზე მეტი (ზოგი მონაცემით – 99.5%). ამ უკანასკნელთაგან 80%-ზე მეტს სამი ელემენტი შეადგენს: ჟანგბადი, სილიციუმი (კაჟბადი) და ალუმინი. ჟანგბადი იმდენად ბევრია (თითქმის 50%) დედამინის ქერქში, რომ ამ უკანასკნელს ზოგჯერ ჟანგბადის გარსსაც კი უწოდებენ.



სურ. 3.1. დედამინის ქერქის ნივთიერი შედგენილობა

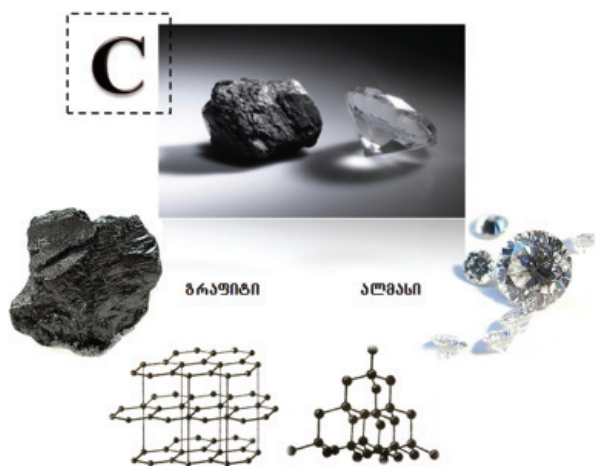
რაც შეეხება დარჩენილ ელემენტებს, მათი შემცველობა ქერქში უაღრესად მცირეა (სურ. 3.1). თუმცა ეს სულაც არ ნიშნავს იმას, რომ უმნიშვნელოა მათი როლი. მიუხედავად იშვიათ ელემენტთა (Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sr, La, U და სხვ.) უმნიშვნელო საშუალო შემცველობისა (რომელიც კლარკებში იზომება), ისინი არცთუ იშვიათად დედამინის ქერქის ცალკეულ უბნებში მნიშვნელოვან დანაგროვებს ქმნიან საბადოების სახით. მეცნიერებას, რომელიც დედამინის ქიმიურ შედგენილობას და ელემენტთა განაწილებისა და მიგრაციის კანონზომიერებებს სწავლობს, **გეოქიმია** ეწოდება.

3.2. მინერალები

მინერალი („მინერა“ – მადნის ნატეხი, ლათ.) არის განსაზღვრული ქიმიური შედგენილობისა და კრისტალური აღნაგობის მქონე მყარი ბუნებრივი სხეული, რომელიც დედამიწის ქერქში ან მის ზედაპირზე მიმდინარე ფიზიკურ-ქიმიური პროცესების პროდუქტია. ბუნებაში 4000-ზე მეტი მინერალი არსებობს. მინერალების შემსწავლელ მეცნიერებას **მინერალოგია** ეწოდება.

მინერალოგიის კვლევის ობიექტი კრისტალური აღნაგობის მქონე მყარი სხეულებია, თუმცა გამონაკლისის სახით შეისწავლის ამორფულ („ამორფოს“ – უფორმო, ბერძნ.) სხეულებსაც (მაგ., ოპალი).

მინერალი გარეგნულად შეიძლება წარმოდგენილი იყოს მრავალნახნაგოვანი სხეულის, კრისტალის, სახით. ცალკეულ მინერალებს მათთვის დამახასიათებელი **ფორმა** გააჩნიათ: ქვამარილს (NaCl) – ჰექსაედრის (კუბის), კვარცს (SiO_2) – ექვსნახნაგა პრიზმის, კალციტს (CaCO_3) – რომბოედრის, სკალენოედრის, მაგნეტიტს (Fe_3O_4) – ოქტაედრის.



სურ. 3.2. გრაფიტის და ალმასის სტრუქტურა

გარეგნული **ფორმის** მიხედვით შესაძლებელია კრისტალთა დაჯგუფება შვიდ დიდ სისტემად ანუ **სინგონიად**. ეს სინგონიებია: 1. რომბული, 2. მონოკლინური, 3. ტრიკლინური, 4. ტრიგონული, 5. ტეტრაგონული, 6. ჰექსაგონური, 7. კუბური. მინერალთა გარეგნული ფორმა არაა შემთხვევითი, იგი განპირობებულია ნივთიერების შინაგანი აღნაგობითა და სტრუქტურით. მინერალის კრისტალური სტრუქტურის ფორმირებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ფიზიკურ-ქიმიურ და თერმოდინამიკურ პირობებს. სხვადასხვა პირობებში ერთი და იმავე ქიმიური შედგენილობის ნივთიერებისაგან სხვადასხვა სტრუქტურის და, შესაბამისად, სხვადასხვა ფორმისა და თვისებების მინერალები წარმოიქმნება (მაგ., C – ალმასი და გრაფიტი (სურ.

3.2), CaCO_3 – კალციტი და არაგონიტი). ერთნაირი ქიმიური შედგენილობის მქონე ნივთიერებათა უნარს, დაკრისტალდეს სხვადასხვა კრისტალურ სტრუქტურაში, **პოლიმორფიზმი** („პოლი“ – მრავალი, „მორფო“ – ფორმა, ლათ.) ეწოდება. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ შესაძლებელია, განსხვავებული შედგენილობის მინერალებს ერთნაირი ფორმები ჰქონდეთ (მაგ., გალენიტი, პირიტი).



სურ. 3.3. სელენიტის კრისტალები ნაიკის გამოქვაბულში, მექსიკა

მინერალთა კრისტალების ზომაც შეიძლება სხვადასხვა იყოს. ყველაზე დიდი კრისტალები აღმოჩენილია მექსიკის შტატში, ნაიკის გამოქვაბულში, რომელთა სიგრძე 11 მეტრს აღწევს, დიამეტრი 4 მეტრია, წონა კი – 55 ტონა (სურ. 3.3). ბუნებაში უფრო მეტად გავრცელებულია მცირე ზომის კრისტალები, რომელთა დანახვაც მხოლოდ მიკროსკოპით არის შესაძლებელი.

მინერალები კარგად განვითარებული კრისტალების სახით იშვიათად გვხვდება, ხშირ შემთხვევაში ისინი წარმოდგენილია კრისტალთა აგრეგატების (კონკრეციების, სეკრეციების, დრუზების, დენდრიტების, ოლითების, პიზოლითების, ნადენი ფორმების, მრჩობლების და სხვ.) სახით.

მინერალებისთვის დამახასიათებელი განსაზღვრული ქიმიური შედგენილობა, აღნაგობა და წარმოშობის პირობები განაპირობებს მათ განსხვავებულ თვისებებს. მინერალთა **ფიზიკური თვისებებიდან** აღსანიშნავია ფერი, ხაზის ფერი, სიმაგრე, ტკეჩადობა, მონატეხი, ელვარება, გამჭვირვალობა და სხვ. მინერალთა ფიზიკური თვისებების ცოდნა გვაძლევს სავსელე პირობებში მინერალთა დიაგნოსტიკების საშუალებას.

ფერი. მინერალის ფერი განპირობებულია მისი ქიმიური შედგენილობით, სტრუქტურით, მექანიკური მინარევეებით და არაერთგვაროვნებით. ზოგი მინერალი მხოლოდ ერთი ფერით არის ცნობილი. მაგალითად, მწვანე ფერის მალაქიტი ან წითელი სინგური. ზოგი მინერალი – კვარცი, კალციტი, ფლუორიტი, კორუნდი და სხვ.

ფერთა თითქმის მთელი გამით არის წარმოდგენილი. სხვადასხვა ფერის კვარცს სახელებიც განსხვავებული აქვს, გამჭვირვალეს **მთის ბროლი** ჰქვია, იისფერს – **ამეთვისტო**, შავს – **მორიონი**, ოქროსფერს – **ციტრინი** და ა.შ. ფერთა ცვალებადობა აიხსნება მინარევების ე.წ. ქრომოფორ ელემენტების (Fe, Cr, Mn, Al, Co, Ni, Ti, Cu და სხვ.), მექანიკური მინარევებისა და სტრუქტურული დეფექტების არსებობით.

ხაზის ფერი (მინერალის ფხვნილის ფერი) არის ფხვნილის ფერი, რომელსაც მინერალი ტოვებს ფაიფურის ფირფიტის (ბისკვიტის) თეთრ, მოუჭიქავ ზედაპირზე გასმისას. ხშირად მინერალის ფერი და ხაზის ფერი ერთმანეთს (მწვანე მალაქიტისთვის მწვანე ხაზის ფერია დამახასიათებელი), თუმცა შესაძლებელია ისინი განსხვავებულიც იყოს (მაგალითად, თითბრისებრ ყვითელ პირიტს აქვს შავი ხაზის ფერი).

ხაზის ფერი მნიშვნელოვანი მაღიაგნოსტირებელი ნიშანია ზოგიერთი მინერალისთვის. რკინის მინერალებს, გარეგნულად ერთმანეთის მსგავს შავ ჰემატიტსა და მაგნეტიტს, ხაზის ფერით ადვილად გავარჩევთ. მაგნეტიტს ხაზის ფერი შავი აქვს, ჰემატიტს კი (წითელსაც და შავსაც) – მხოლოდ ალუბლისფერ წითელი.

მინერალები, რომელთა სიმაგრე 7 ან 7-ზე მეტია, ფაიფურის ზედაპირზე ხაზის ფერს არ ტოვებენ (ფაიფურის მოუჭიქავი ზედაპირის სიმაგრე 6.5-7-ია), მათი გასმისას რჩება ნაკანრი.

გამჭვირვალობა დამოკიდებულია მინერალის მიერ სინათლის სხივის გატარების უნარზე. გამჭვირვალობის ხარისხის მიხედვით მინერალები იყოფა რამდენიმე ჯგუფად: გაუმჭვირვალე – არ ატარებენ სინათლის სხივებს (პირიტი); გამჭვირვალე – სინათლის სხივებს ატარებენ მინის მსგავსად (მთის ბროლი, კალციტი, ტოპაზი) და ნახევრად გამჭვირვალე – სინათლის სხივებს ატარებენ მხოლოდ თხელ ფირფიტაში (ქალცედონი). გამჭვირვალობის ხარისხი დამოკიდებულია მინერალთა აგრეგატების აგებულებაზე, ჩანართებზე.

ელვარება დამოკიდებულია მინერალის ზედაპირზე სინათლის სხივის გარდატეხა-არეკვლის უნარზე. ელვარების მიხედვით მინერალების ორი ჯგუფი გამოიყოფა: მეტალური და არამეტალური ელვარებით. მეტალური ელვარება დამახასიათებელია მეტალებისთვის, სულფიდებისთვის და ჟანგეულების ზოგიერთი მინერალისთვის. არამეტალური ელვარება ძირითადად დამახასიათებელია გამჭვირვალე და ნახევრად გამჭვირვალე მინერალებისთვის. არამეტალურ ელვარებაში გამოიყოფა: მინისებური (კვარცი, კალციტი), ალმასისებური (ალმასი, სფალერიტი), აბრეშუმისებური (აზბესტი, სელენიტი), სადაფისებური (ტალკი, ქარსები), ცხიმოვანი (გოგირდი, ნეფელინი, ტალკი), მქრქალი (კაოლინიტი), მეტალოიდური (სინგური, კუპრიტი) ელვარება. აღსანიშნავია, რომ ერთსა და იმავე მინერალს შესაძლებელია სხვადასხვა სახის ელვარება ახასიათებდეს (მაგ., ტალკი ხასიათდება ცხიმოვანი, სადაფისებური ელვარებით).

სიმაგრე მინერალთა ფიზიკური თვისებებიდან მნიშვნელოვანი თვისებაა და

გულისხმობს მინერალის წინააღმდეგობის უნარს მექანიკური ძალების მიმართ. მინერალის სიმაგრე განისაზღვრება **მოოსის სკალით** (1812 წელს იქნა შემოთავაზებული გერმანელი მინერალოგის ფ. მოოსის მიერ). სკალაში სხვადასხვა სიმაგრის 10 მინერალი ისეა შერჩეული, რომ ყოველი მომდევნო კანონავს წინ მდგომს. მოოსის სკალის მინერალებიდან ყველაზე რბილია ტალკი (სიმაგრე 1), ხოლო ყველაზე მაგარი – ალმასი (სიმაგრე 10). მოოსის სკალით განისაზღვრება მინერალის შეფარდებითი სიმაგრე, (ცხრილი 3.1) აბსოლუტური სიმაგრის განსაზღვრისათვის გამოიყენება სპეციალური ხელსაწყო – სკლერომეტრი.

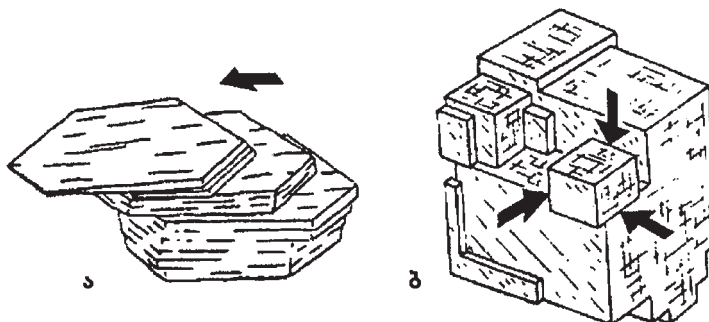
ცხრილი 3.1

მინერალი	სიმაგრე		
	მოოსის სკალით	აბსოლუტური, კგ/მმ ²	
ტალკი	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	1	2.4
თაბაშირი	CaSO ₄ · 2H ₂ O	2	36
კალციტი	CaCO ₃	3	109
ფლუორიტი	CaF ₂	4	189
აპატიტი	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH ⁻ , Cl ⁻ , F ⁻)	5	536
ორთოკლაზი	K(AlSi ₃ O ₈)	6	795
კვარცი	SiO ₂	7	1120
ტოპაზი	Al ₂ SiO ₄ (OH ⁻ , F ⁻) ₂	8	1427
კორუნდი	Al ₂ O ₃	9	2060
ალმასი	C	10	10060

ცნობისათვის შეიძლება აღინიშნოს, რომ ფანქრის (გრაფიტის) სიმაგრეა 1, ადამიანის ფრჩხილის – 2-2.5, სპილენძის მონეტის – 3-3.5, მინის – 5-5.5, ფოლადის დანის – 5.5-6, ქლიბის – 6.5-7. ბუნებაში გავრცელებული მინერალების უმეტესობა ხასიათდება 2-6 სიმაგრით.

ტკეჩადობა მინერალის თვისებაა, მექანიკური ძალების ზემოქმედებით გაიპოს გარკვეული სიბრტყის გასწვრივ სწორ ზედაპირებად. ტკეჩადობა ყოველთვის მიმართულია რეალური ან პოტენციურად შესაძლებელი ნახნაგის პარალელურად. ტკეჩადობა დამოკიდებულია მინერალის სტრუქტურასა და ქიმიური ბმის ტიპზე. ტკეჩადობის სიბრტყის გასწვრივ, კრისტალურ მესერში, ელემენტთა ნაწილაკებს შორის კავშირები უფრო სუსტია, ვიდრე სხვა მიმართულებით. შესაბამისად, სწორედ ამ მიმართულებით აღინიშნება ტკეჩადობა. მინერალებში ტკეჩადობის სიბრტყე

შეიძლება იყოს ერთი მიმართულებით (ქარსები, სურ. 3.4.ა), ორი მიმართულებით (ორთოკლაზი, რქატყუარა), სამი მიმართულებით (კალციტი, ჰალიტი) (სურ. 3.4.ბ), იშვიათად ოთხი(ფლუორიტი) და ექვსი (სფალერიტი) მიმართულებით.



სურ. 3.4. ტკეჩადობა

ა – ერთი მიმართულებით; ბ – სამი მიმართულებით

ტკეჩადობის სხვადასხვა ხარისხი არსებობს: ფრიად სრული (იდეალური), სრული, საშუალო, არასრული, ფრიად არასრული. იდეალური ტკეჩადობა ახასიათებს ქარსებს, თაბაშირს და სხვ., ფრიად არასრული – კვარცხ, ოქროს და სხვ.

მონატეხი არის უსწორმასწორო ზედაპირი, რომელიც მიიღება მინერალის მსხვრევისას. მონატეხი შეიძლება იყოს ნიჟარისებური (კვარცი, ქალცედონი), ხინვისებრი (აზბესტი, რქატყუარა), მიწისებრი (გოგირდი), საფეხურისებრი (გალენიტი, ჰალიტი), კაუჭისებრი (ოქრო, სპილენძი). მონატეხი არ ემთხვევა მინერალის ტკეჩადობის სიბრტყეს.

ხვედრითი წონა. საველე პირობებში მინერალთა **ხვედრითი წონა** განისაზღვრება ხელში შეწონვით. გამოყოფენ „მსუბუქ“ (1-დან 3 გ/სმ³-მდე), „საშუალო სიმძიმის“ (3დან-4 გ/სმ³-მდე) და „მძიმე“ (4 გ/სმ³-ზე მეტი) მინერალებს. ყველაზე მეტად გავრცელებულია მინერალები, რომელთა ხვედრითი წონა 2-დან 5 გ/სმ³-მდე მერყეობს. ხვედრითი წონით მაქსიმუმს პლატინის ჯგუფის მინერალებში აღწევს (19-23 გ/სმ³). ხვედრითი წონით გამოირჩევა ასევე ოქრო 15-19 გ/სმ³, სინგური 8.09-8.2 გ/სმ³, გალენიტი 7.4-7.6 გ/სმ³, ბარიტი 4.0-4.8 გ/სმ³.

ხსნადობა. ზოგიერთ მინერალს ახასიათებს წყალში ან სხვა გამხსნელებში – მჟავებში (მარილმჟავა, გოგირდმჟავა, აზოტმჟავა და სხვ.) ხსნადობა. მაგალითად, კარბონატებისთვის დამახასიათებელია რეაქცია მარილმჟავასთან (კალციტი), რასაც თან ახლავს ნახშირორჟანგის გამოყოფა; სულფიდების მარილმჟავასთან რეაქციისას გამოიყოფა გოგირდწყალბადი, დამახასიათებელი ლაყე კვერცხის სუნით.

გემო. ამ თვისებით ხასიათდება მარილები: ჰალიტი და სილვინი, რომელთაგან პირველს მლაშე, ხოლო მეორეს – მომწარო-მლაშე გემო აქვს.

მინერალთა სხვა ფიზიკური თვისებებიდან შეიძლება დავასახელოთ მაგნიტურობა, სუნი, ჭედადობა, ელექტროგამტარობა, ლუმინესცენცია და სხვ.

მინერალთა კლასიფიკაცია. მინერალთა დაჯგუფება შესაძლებელია წარმოშობის, გავრცელების, ქანში მათი რაოდენობრივი თანაფარდობისა და როლის, შეფერილობის, ქიმიური შედგენილობისა და სტრუქტურის მიხედვით.

წარმოშობის ანუ გენეზისის მიხედვით მინერალთა ორი ჯგუფი გამოიყოფა: 1) **ენდოგენური** („ენდონ“ – შიგნით; ბერძნ.) და 2) **ეგზოგენური** („ეკზო“ – გარეთ; ბერძნ.). პირველთა გენეზისი დაკავშირებულია მიწის შიგნეთში – ქერქსა და მანტიაში (ზედა მანტიაში) მიმდინარე გეოლოგიურ პროცესებთან – მაგმატიზმსა და მეტამორფიზმთან, ხოლო მეორენი – დედამიწის ზედაპირზე მიმდინარე ფიზიკური პროცესების, ხსნარებიდან გამოლექვის ან ორგანიზმების ცხოველმოქმედების შედეგად მიიღებიან.

წარმოშობის მიხედვით მინერალები შეიძლება იყოს: **პირველადი**, რომელთა ფორმირება მაგმის კრისტალიზაციის პროცესში ხდება (ოლივინი, რქატყუარა და სხვ.) და **მეორეული**, რომლებიც პირველადი მინერალების გარდაქმნის შედეგად ჩნდება (სერპენტინი, ტალკი და სხვა).

განსხვავებულია მინერალების როლი ქანების აგებულებაში. გამოიყოფა: **მთავარი ქანმაშენი, მეორეხარისხოვანი და აქცესორული მინერალები**. მინერალებს, რომლებიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობენ დედამიწის ქერქის აშენებაში და განსაზღვრავენ ქანის თვისებებს, **ქანმაშენი მინერალები** ეწოდება. ბუნებაში არსებული 4000 მინერალიდან ქანმაშენ მინერალებს მიეკუთვნება 50-მდე მინერალი, თუმცა მათგან მხოლოდ 30-35 შეიძლება ჩაითვალოს მთავარ ქანმაშენ მინერალად. ქანმაშენი მინერალებია: კვარცი, კალიუმის მინდვრის შპატები, პლაგიოკლაზები, პიროქსენები, ამფიბოლები, ოლივინი, ქარსები, მაგნეტიტი, აპატიტი, და სხვა. მათი შემცველობა ქანში 5%-ს უნდა აღემატებოდეს. მთავარი ქანმაშენი მინერალების რაოდენობა განსაზღვრავს ქანის ტიპს. ქანში შეიძლება გამოიყოს **მეორეხარისხოვანი მინერალები**, რომელთა რაოდენობა მხოლოდ ერთეული პროცენტებია. აღსანიშნავია, რომ ესა თუ ის მინერალი ქანების ერთ ჯგუფში შეიძლება იყოს მთავარი ქანმაშენი მინერალი, სხვაში – მეორეხარისხოვანი (მაგ., რქატყუარა, მთავარი ქანმაშენი მინერალია საშუალო შედგენილობის ქანებისთვის, მეორეხარისხოვანია – ფუძე ქანებისთვის). **აქცესორული** („აქცესორიუს“ – დამატებითი, ლათ.) **მინერალები** უმნიშვნელო რაოდენობით (<1%) გვხვდება ამა თუ იმ ქანში. აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, ცირკონი, რუტილი, შპინელი, ქრომიტი, ორთიტი, მონაციტი და სხვა. ზოგიერთი მათგანი დამახასიათებელია მხოლოდ გარკვეული ტიპის ქანებისათვის და წარმოადგენს მათ აუცილებელ შემადგენელ ნაწილს.

შეფერილობის მიხედვით ქანმაშენი მინერალები იყოფა: **სალურ ანუ ლეიკოკრატულ (ლია)** და **ფემურ ანუ მელანოკრატულ (ფერად)** მინერალებად. სალურ მინერალებს მიეკუთვნება: კვარცი, ფელდშპატები (ორთოკლაზი, მიკროკლინი, პლაგიოკლაზები), ფელდშპატიოიდები, მუსკოვიტი და სხვ. ფემურს – ოლივინი, ავგიტი, რქატყუარა, ბიოტიტი და სხვ.

ქიმიური შედგენილობისა და სტრუქტურის (კრისტალოქიმიური პრინციპის) მიხედვით გამოიყოფა მინერალთა შემდეგი კლასები: სილიკატები, ხალასი (თვითნაბადი) ელემენტები, სულფიდები და სულფომარილები, ჟანგეულები და ჰიდროჟანგეულები, ჰალოგენიდები, კარბონატები, სულფატები, ვოლფრამატები, მოლიბდატები, ფოსფატები, არსენატები, ვანადატები, ნიტრატები, ბორატები, ქრომატები. გავეცნოთ ზოგიერთ მათგანს.

სილიკატები. სილიკატები დედამიწის ქერქის 92%-ს შეადგენს. ამ კლასში გაერთიანებული მინერალების უმეტესობა მაგმური, მეტამორფული და დანალექი ქანების მთავარი ქანმამენი მინერალებია. სილიკატების ძირითადი სტრუქტურული ერთეულია სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრი $[\text{SiO}_4]^{4-}$, რომელიც საფუძვლად უდევს აღნიშნული კლასის სისტემატიკას. გამოიყოფა შემდეგი ქვეკლასები / ქანმამენი მინერალებისთვის/ (ცხრილი 3.2).

კუნძულისებრი სილიკატები (ნეზოსილიკატები, „ნეზო“ – კუნძული; ბერძნ.) – სილიკატები იზოლირებული ტეტრაედრებით $[\text{SiO}_4]^{4-}$: ოლივინი $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, გრანატები (მაგ., პიროპი $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, ცირკონი $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ და სხვ.



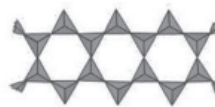
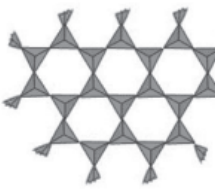

ძენკვისებრი სილიკატები (ინოსილიკატები) – სილიკატები ერთმაგი $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ და ორმაგი ძენკვით $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. მასში გაერთიანებულია პიროქსენები და ამფიბოლები. პიროქსენებიდან დავასახელებთ ავგიტს $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al,Ti})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$, ხოლო ამფიბოლებიდან რქატყუარას $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{3+})[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}][\text{OH}]_2$.

შრეებრივი სილიკატები (ფილოსილიკატები, „ფილოს“ – ფურცელი, ბერძნ.) $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$ სტრუქტურით. ამ ჯგუფის ყველაზე გავრცელებული წარმომადგენლებია ქარსები, რომელთა შორის უნდა დავასახელოთ ბიოტიტი $\text{K}(\text{Fe,Mg})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH,F}]_2$ და მუსკოვიტი $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$, ტალკი $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$, კაოლინიტი $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$.

კარკასული სილიკატები (ტექტოსილიკატები) – ამ ქვეკლასში გაერთიანებულია კაჟმიწის, ფელდშპატების (მინდვრის შპატები), ფელდშპატიოდებისა და ცეოლითების ჯგუფები. **კაჟმიწის** ჯგუფის მინერალები (კვარცი, ოპალი და სხვ.) გვხვდება თითქმის ყველა გენეტიკური ტიპის ქანებში (მაგმური, დანალექი, მეტამორფული) ძირითადი ქანმამენი მინერალების სახით. **მინდვრის შპატები** ცნობილ ქანმამენ მინერალთა შორის ყველაზე მნიშვნელოვანი ჯგუფია. მათ უკავიათ დედამიწის ქერქის 50%-ზე მეტი. მინდვრის შპატებიდან განსაკუთრებით აღსანიშნავია K-იანი მინდვრის შპატები – ორთოკლაზი $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, მიკროკლინი $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ და **პლაგიოკლაზები**. ეს უკანასკნელი წარმოადგენს ალბიტისა $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ და ანორთიტის $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ უწყვეტ იზომორფულ რიგს. იზომორფიზმი („იზო“ – ერთნაირი, „მორფო“ ფორმა, ლათ.) არის ელემენტთა ჩანაცვლების უნარი კრისტალურ სტრუქტურაში, მათი აღნაგობის მნიშვნელოვანი შეცვლის გარეშე. ცნობილია პლაგიოკლაზების ექვსმინერალიანი რიგი (მჟავე პლაგიოკლაზები – ალბიტი და ოლიგოკლაზი, საშუალო – ანდეზინი, ფუძე – ლაბრადორი, ბიტოვნიტი და ანორთიტი). **ფელდშპატიოდები** მინდვრის შპატების მსგავსია შედგენილობით, მაგრამ

უკანასკნელთაგან SiO₂-ის (კაჟმიწის) სიმცირით და ტუტე მეტალთა (Na,K) სიჭარბით გამოირჩევიან. ამ ჯგუფის ყველაზე გავრცელებული მინერალებია: ნეფელინი (Na, K)[AlSiO₄], ლეციტი K[AlSi₂O₆] და სხვ.

ცხრილი 3.2

მინერალი/ფორმულა		სტრუქტურა
ოლივინის ჯგუფი ოლივინი (Mg, Fe) ₂ [SiO ₄]		 იზოლირებული [SiO ₄] ⁴⁻ სილიკატები ნეზოსილიკატები
პიროქსენების ჯგუფი (ავგიტი) (Ca, Na) (Mg, Fe, Al, Ti) [(Si, Al) ₂ O ₆]		 სილიკატები ერთმაგი [Si ₂ O ₆] ⁴⁻ ძეწკვით ინოსილიკატები
ამფიბოლების ჯგუფი (რქატყუარა) (Ca,Na) (Mg,Fe ²⁺) ₄ (Al,Fe ³⁺)[(Si,Al) ₈ O ₁₁] ₂ [OH] ₂		 სილიკატები ორმაგი [Si ₄ O ₁₁] ⁶⁻ ძეწკვით ინოსილიკატები
ქარსების ჯგუფი	ბიოტიტი K(Fe,Mg) ₃ [AlSi ₃ O ₁₀][OH,F] ₂	 შრეებრივი სილიკატები [Si ₂ O ₅] ²⁻ ფილოსილიკატები
	მუსკოვიტი KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀][OH] ₂	
მინდვრის შპატების ჯგუფი	K და K-Na მინდვრის შპატები (ორთოკლაზი და მიკროკლინი) K[AlSi ₃ O ₈]	 კარკასული სილიკატები ტეტროსილიკატები
	Ca-Na მინდვრის შპატები პლაგიოკლაზები Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈] - Na[AlSi ₃ O ₈]	
კვარცი SiO ₂		

ხალასი (თვითნაზადი) ელემენტები. ამ კლასის მინერალები ერთი ელემენტით არის წარმოდგენილი. ისინი არ წარმოადგენენ ქანმაშენ მინერალებს. მათი რაოდენობა დედამიწის ქერქში სხვა მინერალებთან შედარებით უმნიშვნელოა (სულ 45-მდე ასეთი მინერალია), მათი წილი დედამიწის ქერქის მთლიანი მასის 0.1%-ს შეად-

გენს. თუმცა დიდია მათი პრაქტიკული გამოყენება. ასეთებია: ოქრო Au, ვერცხლი Ag, სპილენძი Cu, გოგირდი S, პლატინა Pt, გრაფიტი C, ალმასი C და სხვა.

სულფიდები. სულფიდები გოგირდწყალბადის (H_2S) მარილებია. მასში გაერთიანებულია ისეთი ცნობილი მადნეული მინერალები, როგორებიცაა გალენიტი PbS („გალენა“ – ტყვიის მადანი, ლათ.), სფალერიტი ZnS, პირიტი FeS_2 (გოგირდის ალმადანი), ქალკოპირიტი $CuFeS_2$ (სპილენძის კოლჩედანი), მოლიბდენიტი MoS_2 (მოლიბდენის კრიალა), სინგური HgS (არაბულად დრაკონის სისხლი), რეალგარი AsS და აურიპიგემენტი As_2S_3 (დარიშხანის მინერალები), სტიბნიტი Sb_2S_3 (ანთიმონიტი) და სხვ.

ჰალოგენიდები ქლორის (ქლორიდები) ან ფტორის (ფტორიდები) ნაერთებია. აქ, პირველ რიგში, დავასახელოთ ჰალიტი NaCl (ქვამარილი, იგივე საჭმელი მარილი), ასევე სილვინი KCl, ფლუორიტი CaF_2 და სხვ.

ჟანგეულები და ჰიდროჟანგეულები. ეს არის სხვადასხვა ელემენტთა ნაერთები ჟანგბადთან ან ჟანგბადთან და ჰიდროქსილის (OH) ჯგუფთან. ფართოდ გავრცელებული მინერალებია, რომელთაც დედამიწის ქერქის საერთო მასის 17% უკავიათ. ამ ჯგუფშია მნიშვნელოვანი მადნეული მინერალები: მაგნეტიტი Fe_3O_4 , ჰემატიტი Fe_2O_3 (რკინის კრიალა), პიროლუზიტი MnO_2 , კორუნდი Al_2O_3 , ლიმონიტი $FeO(OH) \cdot nH_2O$ და სხვ.

კარბონატები ნახშირმჟავას (H_2CO_3) მარილებია. მისი წარმომადგენელია დედამიწის ქერქში ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული მინერალი კალციტი $CaCO_3$. კალციტის გამჭვირვალე სახესხვაობას **ისლანდიური შპატი** (ობტიკური კალციტი) ეწოდება. ამ კლასის მინერალებია ასევე: არაგონიტი $CaCO_3$, დოლომიტი $CaMg(CO_3)_2$, მაგნეზიტი $MgCO_3$, სპილენძის შემცველი წყლიანი კარბონატები – მალაქიტი $Cu_2CO_3(OH)_2$ და აზურიტი $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$, და სხვ.

სულფატები. ამ კლასში შემავალი მინერალები გოგირდმჟავას (H_2SO_4) მარილებს წარმოადგენენ. მათ შორისაა ცნობილი მინერალი თაბაშირი $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. ასევე: ანჰიდრიტი $CaSO_4$, ბარიტი $BaSO_4$ (მძიმე შპატი) და სხვ.

ფოსფატებიდან ყველაზე გავრცელებულია აპატიტის ჯგუფის მინერალები: ფტორაპატიტი $Ca_5(PO_4)_3F$, ქლორაპატიტი $Ca_5(PO_4)_3Cl$, ჰიდროქსილაპატიტი $Ca_5(PO_4)_3OH$ და კარბონატაპატიტები ანუ ფოსფორიტები (ფოსფორის, ანუ აგრონომიული მადანი), აპატიტის $[CO_3]$ ჯგუფის შემცველი ნაირსახეობა $Ca_5[PO_4, CO_3]_3$.

3.3. ქანები

ქანი არის მინერალთა ბუნებრივი აგრეგატი, რომელიც წარმოიქმნება დედამიწის ქერქში ან მის ზედაპირზე მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების შედეგად. ქანების ნივთიერ შედგენილობას, აგებულებას, კლასიფიკაციას, წარმოშობის პირობებსა და დედამიწის ქერქში გავრცელების კანონზომიერებებს შეისწავლის მეცნიერება **პეტროლოგია** („პეტროს“ – ქვა, კლდე, ბერძენ).

ქანი შეიძლება შედგებოდეს ერთი ან რამდენიმე მინერალისგან. **მონომინერალური** ანუ ერთმინერალური („მონოს“ – ერთი, ბერძნ.) ქანია მარმარილო, კვარციტი და სხვ. **პოლიმინერალურ** ანუ მრავალმინერალური („პოლის“ – მრავალი, ბერძნ.) ქანებს მიეკუთვნება გრანიტი, ანდეზიტი და სხვ.

წარმოშობის მიხედვით ქანებში სამი მთავარი ჯგუფი გამოიყოფა: 1. **მაგმური**; 2. **დანალექი** და 3. **მეტამორფული**. დედამიწის ზედაპირის 75% აგებულია დანალექი ქანებით და მხოლოდ 25% უკავია მაგმურ და მეტამორფულ ქანებს.

3.3.1. მაგმური ქანები

მაგმური ქანი წარმოიქმნება დედამიწის ქერქში ან მის ზედაპირზე მაგმის კრისტალიზაციის შედეგად. **მაგმა** არის გაზებითა და წყლის ორთქლით მდიდარი მაღალტემპერატურული, სილიკატური მდნარი. ზედაპირზე ამოსულ, გაზებით გაღარიბებულ მაგმას **ლავა** ეწოდება. მაგმური კერები ძირითადად დედამიწის ქერქში ან ზედა მანტიაში მდებარეობს.

მაგმური ქანები ხასიათდება მინერალური და ქიმიური შედგენილობით, სტრუქტურით, ტექსტურით, წარმოშობის პირობებით და სივრცეში განლაგებით.

წარმოშობის გეოლოგიური პირობების მიხედვით მაგმური ქანები შეიძლება იყოს: **ინტრუზიული** („ინტრუზიო“ – შეჭრა, ლათ.) ანუ სიღრმის და **ექსტრუზიული** (**ეფუზიური**, „ეფუზიო“ – გადმოღვრა, გადმოდინება; ლათ.) ანუ **ვულკანური** (ზედაპირული). ინტრუზიულ ქანებს სიღრმის მიხედვით ყოფენ ორად: **პლუტონური** („პლუტონი“ – მინისქვეშეთის ღმერთი ძველ რომაელთა მითოლოგიაში), იგივე **აბისალური** („აბისოს“ – უფსკრული, ბერძნ.) და **ჰიპაბისალური** (ნახევრად სიღრმის). ისინი ერთმანეთისგან განსხვავდება კრისტალიზაციის ხარისხით, სტრუქტურითა და ტექსტურით. **სტრუქტურა** გულისხმობს ქანის შემადგენელ კრისტალთა მარცვლების ფორმასა და ზომას და ამ მარცვალთა ურთიერთგანლაგებას („სტრუქტურა“ – აგებულება, ლათ.), **ტექსტურა** კი მათი განაწილებაა სივრცეში („ტექსტურა“ – ქსოვილი, ლათ.).

პლუტონური მაგმური ქანებისთვის დამახასიათებელია სრულკრისტალური, თანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურა, რაც განპირობებულია სიღრმეში ტემპერატურისა და წნევის თანდათან შემცირებით. რაც შეეხება **ვულკანურ ქანებს**, მათი წარმოშობა ზედაპირზე (სუბაერალურ ან სუბაკვატურ პირობებში) ლავის სწრაფი გაცივების შედეგად ხდება. სწრაფად გაცივებული ლავა ვერ ასწრებს სრულად დაკრისტალებას. ამიტომ აქ უკვე საქმე გვაქვს არასრულკრისტალურ სტრუქტურასთან, როდესაც სახეზეა დაუკრისტალელები მინებრივი ძირითადი მასა და მასში ჩართული ცალკეული კრისტალები (ე.წ. ფენოკრისტალები). ასეთ სტრუქტურას **პორფირულს** უწოდებენ. ზოგჯერ მთელი მასა იმდენად სუსტადაა დაკრისტალელებული, რომ მიკროსკოპის გარეშე ვერც შეიმჩნევა დაკრისტალეობა. ესაა **აფანიტური** („აფანეს“ – უჩინარი; ბერძნ.) სტრუქტურა. არის შემთხვევები, როცა ეფუზიური მაგმური ქანი სრულიად დაუკრისტალელებელია, ანუ მინებრივი აგებულებისაა. ასეთი ქანის კარგი მაგალითია **ვულკანური მინა** ანუ **ოპსიდიანი** (სურ. 3.5).



სურ. 3.5. ობსიდიანი – ლავის სწრაფი გაცივების შედეგად წარმოშობილი მინისებრი (დაუკრისტალეზელი) ვულკანური ქანი

ჰიპაბისალური ქანები წარმოიქმნება დედამიწის ზედაპირთან ახლოს, მცირე სიღრმეებზე, და გარდამავალია პლუტონურ(აბისალურ) და ვულკანურ ქანებს შორის.

მაგმური ქანები განსხვავდებიან ქიმიური შედგენილობით. განმსაზღვრელი კომპონენტებია: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O ; K_2O ; H_2O ; P_2O_5 . CO_2 ; მათგან მაგმური ქანების კლასიფიკაციაში მნიშვნელოვანია SiO_2 -ის შემცველობა და Na_2O , K_2O , CaO და Al_2O_3 ჟანგეულების რაოდენობრივი თანაფარდობა. კაჟმინის (SiO_2) შემცველობის მიხედვით გამოიყოფა: **ულტრაფუძე** (<45 %), **ფუძე** (45–52%), **საშუალო** (52–65%) და **მჟავე** (65%–75%) ქანები (ცხრილი 3.3). ტუტეების $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ შემცველობის მიხედვით კი: ნორმული (კირ-ტუტე), ტუტე და სუბ-ტუტე რიგის ქანები.

მაგმური ქანების მინერალური შედგენილობა (სალური და ფემური მინერალების შემცველობა) განაპირობებს მათ შეფერილობას. ამ ნიშნის მიხედვით გამოიყოფა ლეიკოკრატული (ღია) და მელანოკრატული(მუქი) ქანები.

მაგმური ქანები ერთმანეთისგან წამყვანი მინერალების შემცველობითაც განსხვავდება. **მჟავე ქანების** ჯგუფში, რომლის წარმომადგენლებია გრანიტი (აბისალური), რიოლითი (ვულკანური), წამყვანი მინერალებია: კვარცი, ორთოკლაზი, მიკროკლინი, მჟავე პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, იშვიათად – რქატყუარა და პიროქსენები. **საშუალო ქანებს** მიეკუთვნება: დიორიტი (აბისალური) და ანდეზიტი (ვულკანური). წამყვანი მინერალებია: საშუალო პლაგიოკლაზი, რქატყუარა, თითქმის არ არის ბიოტიტი და კვარცი, რომელიც მჟავე ქანებში წამყვანი მინერალებია. **ფუძე ქანებიდან** ცნობილია გაბრო-ბაზალტის ჯგუფი (გაბრო – აბისალური; ბაზალტი – ვულკანური). წამყვანი მინერალებია: ფუძე პლაგიოკლაზები და პიროქსენები, ნაკლებად – რქატყუარა და ოლივინი, **ულტრაფუძე ქანები** (დუნიტი, პერიდოტიტი, პიროქსენიტი და სხვ.) ძირითადად მხოლოდ პიროქსენებითა და ოლივინითაა წარმოდგენილი, ძალიან იშვიათად არის ფუძე პლაგიოკლაზი. რაც შეეხება ტუტე ქანებს, ისინი ზემოთ დასახელებულ ქანებთან შედარებით ნაკლებადაა გავრცელებული.

ბული დედამინის ქერქში. მათში გამოიყოფა უფელდშპატო და ფელდშპატოიდებიანი ქანები, თუმცა ორივე ამ ჯგუფს ტუტე მინერალების შედარებით მაღალი შემცველობა ახასიათებს. ტუტე ქანებს მიეკუთვნება ნეფელინიანი სიენიტები (აბისალური), რომელშიც წამყვანი როლი ტუტე მინდვრის შპატებსა და ნეფელინს ეკუთვნის. სიენიტები და ნეფელინიანი სიენიტები ტუტე საშუალო მჟავიანობის ქანებია. არსებობს ფუძე ქანების ტუტე რიგიც (ტუტე გაბრო-ბაზალტების ჯგუფი).

ცხრილი 3.3

მაგმური ქანების კლასიფიკაცია

კაშჩინის /SiO ₂ / შემცველობა		მშავე 65-75%	საშუალო 52-65 %	ფუძე 45-52%	ულტრაფუძე <45%
მინერალოგური შარბინობა	მთავარი ქანაშანი მინერალები	კვარცი, მშავე პლაგიოკლასტი, K-მინდვრის შპატი	აფიზოული, საშუალო პლაგიოკლასტი	პიროქსენი, ფუძე პლაგიოკლასტი	ოლივინი პიროქსენი
	მორეზარისხვანი მინერალები	აფიზოული, პიოტიტი მუსკოვიტი	პიროქსენაზი, პიოტიტი	აფიზოული, ოლივინი	ფუძე პლაგიოკლასტი
ნარმოშობის პირობები და სტრუქტურა	აბისალური სრულკრისტალური, მარცვლოვანი	ბრანიტი	დიორიტი	ბაბრო	პერიდოტიტი
	პიკაბისალური, პორფირული, ფერილმარცვლოვანი	მიკრობრანიტი	მიკროდიორიტი	მიკრობაბრო	პიკრიტი
	ვულკანური არასრულკრისტალური მინერალიდან პორფირულამდე	რიოლიტი	ანდეზიტი	ბაზალტი	მიმიჩიტი
ქანების შუქრილობა /მუქი მინერალების % რაოდენობა/		0-25%	25-45%	45-85%	85-100%

← SiO₂ - ის რაოდენობის ზრდა

← K, Na- ის რაოდენობის ზრდა

→ Ca, Mg, Fe- ის რაოდენობის ზრდა

650^o ← კრისტალიზაციის ტემპერატურა → 1250^o

მაგმურ ქანებში საინტერესო კანონზომიერება შეიმჩნევა – მჟავიდან ულტრაფუძე ქანებისაკენ თანდათან იზრდება ქანების ხვედრითი წონა და ამავე დროს ქანების ფერი სულ უფრო მუქი ხდება. ეს ადვილად გასაგები გახდება, თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ ამ მიმართულებით (მჟავიდან ულტრაფუძისკენ) თანდათან კლებულობს მსუბუქი და ამავე დროს ღია ფერის ელემენტების, სილიციუმისა და ალუმინის რაოდენობა და, პირიქით, იზრდება მძიმე და მუქი ფერის ელემენტების – რკინისა და მაგნიუმის – შემცველობა.

3.3.2. დანალექი ქანები

დედამიწის ქერქის ამგები ქანები ზედაპირზე ნგრევა-დაშლას განიცდის. იშვიათად რომ ნაშალი მასალა ადგილზე დარჩეს, როგორც წესი, ის გადაიტანება ქარის, მდინარის, მყინვარის, ზღვის ან სხვა გადამტანი აგენტის მიერ. გადატანილი მასალის დიდი ნაწილი ზღვებში ილექება ცალკეულ ფენებად. შემდგომში, მიმდინარე პროცესების წყალობით, დალექილი მასალა განმტკიცდება, შეცემენტდება და წარმოიქმნება დანალექი ქანი. მაგრამ ეს არ არის დანალექი ქანის წარმოქმნის ერთადერთი გზა. დანალექი ქანი მიიღება ზღვაში (და არა მარტო ზღვაში) მცხოვრები ნიჟარიანი წყალმცენარეებისა და ცხოველების სკელეტური ნაწილების ზღვის ფსკერზე დაგროვებისა და შეცემენტებისას, ან ზღვის წყლიდან ქიმიური და ბიოქიმიური გზით გამოლექვის, აორთქლების და სხვა პროცესების შედეგად. დანალექ ქანს უწოდებენ აგრეთვე შეუცემენტებელ ფხვიერ მასალასაც. მაგალითად, უდაბნოს ქვიშა, ნამსხვრევი მასალისგან შემდგარი ფხვიერი მასა ისევე ითვლება დანალექ ქანად, როგორც ქვიშაქვა – შემტკიცებული, შეცემენტებული, „გაქვავებული“ ქვიშა. თუ ზემოთქმულს დავუკვირდებით, დავასკვნით, რომ დანალექი ქანები წარმოიშობა როგორც ზღვაში (ძირითადად), ისე ხმელეთზე (წყლიან ან უწყლო გარემოში).

დანალექი ქანები ფართოდ არის გავრცელებული დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილში, რომლის გამოც ამ უკანასკნელს **სტრატისფეროსაც** უწოდებენ („სტრატუმ“ – ნაფენი, ლათ).

რთულია დანალექი ქანების კლასიფიკაცია. ამიტომაცაა, რომ დღემდე არც არსებობს ასეთი კლასიფიკაციის საყოველთაოდ მიღებული სქემა, რომელშიც გათვალისწინებული იქნებოდა ამ მეტად რთული და მრავალფეროვანი ჯგუფის წარმოშობის თუ შედგენილობის ამსახველი ყველა მნიშვნელოვანი მხარე. მასალის რამდენადმე იოლად გადმოცემის მიზნით, საფუძვლად ვიღებთ კლასიფიკაციის ტრადიციულ ვარიანტს. აღნიშნული კლასიფიკაციით, დანალექ ქანებში გენეზისის (წარმოშობის) მიხედვით სამი ჯგუფი გამოიყოფა: **1. კლასტური, 2. ორგანოგენული (ბიოგენური) და 3. ქემოგენური (ქიმიური) დანალექი ქანები**. დანალექი ქანების მომცემი მასალა მართლაც ამ სამგვარი ბუნებისაა. თუმცა აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ თიხებს კარგა ხანია ცალკე ჯგუფად გამოყოფენ და, მათი განსხვავებული ბუნებიდან გამომდინარე, აღარ ათავსებენ კლასტურ ქანებში. ამის მიზეზი შესაძლოა ის გარემოებაც იყოს, რომ თიხები დანალექი ქანების ყველაზე უფრო გავრცელებული ჯგუფია, რომელზეც მთელი დანალექი ქანების 50%-ზე მეტი მოდის, თანაც მათი საკმაოდ ნაწილი ქემოგენურია (ცხრილი 3.4).

კლასტურ დანალექ ქანებში უნდა გაერთიანდეს **ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები**, სადაც მასალის დიდი ნაწილი ვულკანური წარმოშობისაა, ხოლო ცემენტი – სხვადასხვა გენეზისის, თუმცა ზოგჯერ ისიც მთლიანად ვულკანურია. ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებია: ტუფოგენური ქვიშაქვები, ვულკანური ბრექჩიები, ტუფიტები, ტუფები და სხვ.

ცხრილი 3.4

დანალექი ქანების კლასიფიკაცია	
კლასტური	>288-ზე ფსეფიტები ლოდები, ლორღი, დრესვა ან კაჭარი, რიყე, ხვინჭა ფსეფიტოლითები ბრეჭია, კონგლომერატი
	2-0,188 ფსამიტები ქვიშები ფსამიტოლითები ქვიშაქვები/არკოზული, გრაუუვაკული/
	0,1-0,0188 ალევიტები და ალევროლითები ლიოსი
	<0,0188 პელიტები და პელიტოლითები თიხები /კალინიტური, მონტმორილონიტური/, არგილიტები
ორბანოგენული	ფიტოგენური დიატომიტი, ქვანახშირი
	ზოოგენური ლუმაშელი
	ფიტოგენურ-ზოოგენური სანერი ცარცი
ქამოგენური	კირქვები, დოლომიტები, კაჟები, ევაპორიტები /მარილები/ - შალიტი, თაბაშირი

კლასტური („კლასტეს“ – ნამსხვრევი, ბერძნ.) დანალექი ქანების შემდგომი დანაწილება ხდება მასალის (მარცვლის) სიმსხოს მიხედვით. გამოიყოფა ოთხი ჯგუფი: **1. ფსეფიტები** („პსეფოს“ –რიყის ქვა, ბერძნ.) მასალის სიმსხო 288-ზე მეტი; **2. ფსამიტები** („პსამიტეს“ – ქვიშიანი, ბერძნ.) – 2-0,188; **3. ალევრიტები** („ალევრონ“ – ფქვილი, ბერძნ.) – 0,1-0,0188; **4. პელიტები** („პელოს“ – თიხა, ბერძნ.) – 0,0188-ზე ნაკლები; ასე უწოდებენ შეუცემენტებელ კლასტურ დანალექ ქანებს. შეცემენტებული ქანების სახელები შესაბამისად იქნება **ფსეფიტოლითები, ფსამიტოლითები, ალევროლითები და პელიტოლითები**. მაგალითისათვის, თუ ქვიშა (შეუცემენტე-

ბელი ქანი) ფსამიტია, ქვიშაქვა (შეცემენტებული ქანი) ფსამიტოლითი იქნება. შეცემენტებული ქანის შემთხვევაში ამ უკანასკნელის ამგებ ორ კომპონენტთან გვაქვს საქმე – მასალასა და ცემენტთან. მათი თანაფარდობა ქანში სხვადასხვანაირია, ზოგჯერ ცემენტი სჭარბობს მასალას, ზოგჯერ პირიქითაა, ხოლო ზოგ შემთხვევაში მათი წილი ერთნაირია. ცემენტის როლს ასრულებენ სხვადასხვა ქიმიური ნაერთები და მექანიკური ნაწილაკები, რომლებიც მარცვლებს შორის მოძრავი ხსნარებიდან გამოიყოფა. ცემენტი შეიძლება იყოს თიხის, კარბონატული, კაჟის და ა.შ.

ფსეფიტოლითების ჯგუფში ორი ცნობილი ქანია გაერთიანებული. ესენია **კონგლომერატი** და **ბრექჩია**. მათ შორის უმთავრესი განსხვავება ერთადერთ ნიშანში – მასალის ფორმაში, დამუშავების ხარისხში გამოიხატება. კონგლომერატებში მასალა ყოველთვის დამუშავებულია (სურ. 3.6ა), მაშინ როცა ბრექჩიაში მასალა დაუმუშავებელია, კუთხედიან (სურ. 3.6ბ). არის შემთხვევები, როცა ქანში ერთდროულად არის როგორც დამუშავებული, ისე დაუმუშავებელი მასალა. ასეთ ქანს **ბრექჩია-კონგლომერატს** ან **ფანგლომერატს** უწოდებენ.



სურ. 3.6. ფსეფიტოლითები – კონგლომერატი /ა/ და ბრექჩია /ბ/

კონგლომერატი ფსეფიტოლითების ცნობილი წარმომადგენელია, რომლის მასალის სიმაქვსი 10მმ-ს აჭარბებს (2-დან 10მმ-მდე სიდიდის მასალის შემცველ კონგლომერატებს გრაველიტი ეწოდება). ქანი შედგება მასალისა და ცემენტისაგან. მასალა კარგად არის დამუშავებული და სხვადასხვა ზომის შედარებით გამძლე ქანების ქვარგვალეებითაა წარმოდგენილი. ამავე დროს ეს მასალა სხვადასხვა ტიპის ქანით (მაგმური, დანალექი, მეტამორფული) შეიძლება იყოს დახასიათებული. მრავალგვარია ცემენტიც – ქვიშა, ალევრიტი, თიხა, კალციტი, კაჟი და სხვა. კონგლომერატებში განსხვავებულია მასალისა და ცემენტის თანაფარდობა. როცა ცემენტი საგრძნობლად აჭარბებს მასალას და ეს უკანასკნელი ცალკეული (თითო-ოროლა) ქვარგვალეების სახით არის ჩართული ქანში, ვიღებთ კონგლომერატის ნაირსახეობას, რომელსაც **პუდინგი** ეწოდება.

კონგლომერატები ზღვიური წარმოშობისაც არის და კონტინენტურისაც. ამ უკანასკნელში შედის მდინარეული, ტბიური, მყინვარული (ფლუვიოგლაციალური) და სუბაერალურიც კი. უაღრესად საინტერესოა ე.წ. **ბაზალური ანუ ფუძის კონგლომერატები**, რომლებიც, როგორც წესი, უთანხმოდ დევს ქვემდებარე წყებებზე და რომელთა არსებობა ზღვიური ტრანსგრესიის (შემოჭრის) უტყუარი საბუთია.

ზოგჯერ კონგლომერატების ცემენტში ვხვდებით ოქროსაც, რომელიც ზოგან მსოფლიო მნიშვნელობის საბადოებსაც კი ქმნის (სამხრეთ აფრიკა, კანადა, ამერიკის შეერთებული შტატები). ამდენად, შეიძლება ლაპარაკი კონგლომერატების დიდ პრაქტიკულ ღირებულებაზეც.

უხეშკლასტური შეუცემენტებელი ქანებიდან – **ფსეფიტებიდან** გვხვდება **ლოდები, ლორღი, დრესვა** (დაუმუშავებელი) ან **კაჭარი, რიყე, ხვინჭა** (დამუშავებული).

ფსამიტოლითები ერთადერთი ქანით, ქვიშაქვით არის წარმოდგენილი, რომელიც ქვიშების (ფსამიტების) შეცემენტების შედეგად მიიღება. ქვიშაქვები თიხების შემდეგ ყველაზე გავრცელებული ქანებია დანალექ ქანთა შორის. ქვიშაქვებს ანაწილებენ მასალის სიმსხოს მიხედვით, რომლის შესაბამისადაც გამოყოფენ ჯგუფებს მსხვილმარცვლოვანიდან – წვრილმარცვლოვანამდე. უფრო მნიშვნელოვანია ქვიშაქვების კლასიფიკაცია მათი ქიმიური და მინერალური შედგენილობის მიხედვით. ქვიშაქვები მრავალფეროვანი შედგენილობისაა. თუმცა წამყვან კომპონენტებს მასში კვარცი, მინდვრის შპატები, ქარსები ან სხვადასხვა ქანების ნამსხვრევი მასალა წარმოადგენს. ასევე მრავალფეროვანია ქვიშაქვების ცემენტიც, რომელიც შეიძლება იყოს თიხის, კალციტის, კაჟის, რკინის და სხვ.

ქვიშაქვები შეიძლება, ფაქტობრივად, ერთი მინერალით (ძირითადად კვარცით) იყოს წარმოდგენილი. ასეთ ქვიშაქვებს ერთი მინერალისაგან შემდგარი ანუ **მონომინერალური** ეწოდება. ასეთია საყოველთაოდ ცნობილი კვარცის ქვიშაქვები. ბუნებაში უფრო ფართოდაა გავრცელებული მრავალმინერალიანი ანუ **პოლიმიქტური** ქვიშაქვები („პოლი“ – ბევრი, ბერძნ. „მიქტოს“ – შერეული, ბერძნ.), რომელთა შორის აღსანიშნავია: **არკოზული ქვიშაქვები** – ძირითადად კვარცითა და მინდვრის შპატებით აგებული ქანი, რომლის მასალაც მჭავე ქანების დაშლის შედეგად მიიღება. პოლიმიქტური ქვიშაქვების უფრო დიდ ჯგუფს შეადგენს **გრაუვაკური** ქვიშაქვები („რუხი ქვიშაქვები“), რომლებიც მრავალფეროვანი შედგენილობით გამოირჩევიან და ძირითადად ფუძე მაგმური ქანების ნაშალი მასალით არიან აგებული. ერთობ საინტერესო ჯგუფს წარმოადგენს **ტუფოგენური ქვიშაქვები**, რომლებშიც კლასტური მასალის გვერდით დიდი რაოდენობით არის ვულკანური მასალაც (პიროკლასტები). ცნობილია აგრეთვე **გლაუკონიტიანი ქვიშაქვები**, რომლებიც დიდი რაოდენობით შეიცავენ მწვანე ფერის მინერალ გლაუკონიტს, რის გამოც ქანსაც მომწვანო ფერი აქვს. გლაუკონიტიანი ქვიშაქვები თხელი ზღვის პირობებში წარმოიშობა.

ალევროლითები გარდამავალი ჯგუფია ფსამიტოლითებსა და პელიტოლითებს შორის. მასალის სიმსხო ამ ჯგუფის ქანებში, როგორც უკვე აღინიშნა, 0,1-0,01 მმ-ის ფარგლებში მერყეობს. ალევროლითების ერთ-ერთი წარმომადგენელია **ლიოსი**

– მოთეთრო-ჩალისფერ-მოყვითალო სუსტად შეცემენტებული ქანი, რომელიც ძირითადად კვარცისაგან შედგება, ნაკლებადაა ფელდშპატები და სხვა მინერალები. ლიოსი არაშრეებრივი ქანია, ამავე დროს ძალზე ფორიანი, რაც მისი წარმოშობით არის განპირობებული – როგორც ფიქრობენ, ლიოსები წარმოიშობა უდაბნოებისა და მყინვარების პერიფერიებზე განვითარებულ სტეპებისა და ტუნდრის ზოლში. ქარის მიერ მოტანილი ალევრიტული მასალა მცენარეებზე ილექება. ლიოსის ქანად გადაქცევის პროცესში მცენარეულობა ისპობა და ქანშიც ფორები ჩნდება. მიუხედავად მაღალი ფორიანობისა, ლიოსი სუსტად წყალგამტარია.

ლიოსს დიდი გამოყენება აქვს ფაიფურის წარმოებაში.

პელიტოლითები ყველაზე წმინდამარცვლოვანი ქანების ჯგუფია, სადაც მარცვლის სიმსხო 0,01 მმ-ზე ნაკლებია. ამ ჯგუფის წარმომადგენელად განვიხილოთ თიხები.

თიხები დედამიწის ქერქში ფართოდ გავრცელებული ქანებია. ეს არის ძალზე წვრილმარცვლოვანი ქანები, რომლებიც ძირითადად თიხის მინერალებისგან შედგებიან, თუმცა მათში ქლორიტი, გლაუკონიტი, ოპალი და ბევრი სხვა მინერალია შერეული. არის აგრეთვე სხვადასხვაგვარი ნამსხვრევი მასალა მექანიკური მინარევის სახით.

თიხების დიდ ჯგუფში შედის საკუთრივ **თიხები** – დამბალ მდგომარეობაში პლასტიკურობის მქონე ქანები და **არგილიტები** (მკვრივი თიხები) – პლასტიკურობის არმქონე ქანები. თიხების ფერი მრავალნაირია, რაც ძირითადად მინარევებითაა განპირობებული.

მინერალური შედგენილობის მიხედვით თიხებში ოთხი ჯგუფი გამოიყოფა: **კაოლინური** (ცეცხლგამძლე), **ჰიდროქარსული**, **მონტმორილონიტური** (ბენტონიტური, ე.წ. მათეთრებელი) და **პოლიმინერალური**.

თიხებს დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ, განსაკუთრებით ბენტონიტურსა და კაოლინურს. ისინი გამოიყენება: მშენებლობაში, მედიცინაში, მეტალურგიაში, ნავთობპროდუქტების გასაწმენდად, კერამიკაში; საღებავების, ცხიმის, ღვინის, ქალღლის, რეზინის, საპნის წარმოებაში; ფრინველებისა და პირუტყვის საკვებად და ა.შ.

ბენტონიტური თიხების ცნობილი საბადოებია საქართველოში: ზედაცარცული ასაკის „გუმბრინი“ (ქუთაისის მახლობლად) და ზედაეოცენური ასკანის თიხა (ოზურგეთის მახლობლად).

ორგანოგენული (ბიოგენური) დანალექი ქანები წარმოიშობა ცოცხალი ორგანიზმების (როგორც მცენარეების, ისე ცხოველების) სკელეტური წარმონაქმნების დაგროვებისა და შეცემენტების შედეგად. შესაბამისად, განასხვავებენ **ფიტოგენურ** (მცენარეულ) და **ზოოგენურ** (ცხოველურ) დანალექ ქანებს. **ფიტოგენურს** მიეკუთვნება **დიატომიტი** – ერთუჯრედიანი მიკროსკოპული წყალმცენარეების – დიატომების კაჟის ნიჟარებისაგან შემდგარი ქანი. ამავე ფიტოგენურ ქანს წარმოადგენს **ქვანახშირიც**. **ზოოგენური** დანალექი ქანის კარგი მაგალითია მარჯნის კირქვა, რომელიც ზღვის ცხოველების ერთ-ერთი ცნობილი ჯგუფის, მარჯნების, სკელეტური წარმონაქმნებით არის აგებული. ასევე ზოოგენურია **ლუმაშელი** – სხვა-

დასხვა უხერხემლო ცხოველთა ნიჟარების ან ნიჟარების ნამსხვრევების შეცემენტების შედეგად მიღებული ქანი და სხვ. არის შერეული, ფიტოგენურ-ზოოგენური ქანებიც. ამის საუკეთესო მაგალითია **სანერი ცარცი**, რომელიც შედგება ერთუჯრედიანი წყალმცენარეების, კოკოლითოფორიდების და აგრეთვე ერთუჯრედიანი ცხოველების, ფორამინიფერების მიკროსკოპული ზომის კირქვის ნიჟარებისაგან.

ქემოგენური (ქიმიური) დანალექი ქანები წყლიდან (ძირითადად ზღვის წყლიდან) ქიმიური დალექვის შედეგად მიიღება. ამ ტიპის ქანებს მიეკუთვნება **კირქვები, დოლომიტები, კაჟები, ევაპორიტები** („ევაპორაციო“ – აორთქლება, ლათ.) **ანუ მარილები (ქვამარილი, თაბაშირი და სხვა.)**.

3.3.3. მეტამორფული ქანები

მეტამორფული („მეტამორფოზი“ – გარდავიქმნები, ბერძნ.) **ქანები** წარმოიშობა ადრე არსებული მაგმური, დანალექი და მეტამორფული ქანების გარდაქმნის შედეგად, დედამიწის შიგნეთში, მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში.

მეტამორფული ქანები მაგმური და დანალექი ქანებისაგან განსხვავდება როგორც მინერალური შედგენილობით, ასევე ტექსტურითა და სტრუქტურით. მეტამორფული ქანებისთვის დამახასიათებელი ქანშენი მინერალებია: ანდალუზიტი, სილიმანიტი, დისტენი, სტავროლითი, გრანატები, ტალკი, ქლორიტი, სერიციტი და სხვ. ასევე მაგმური და დანალექი ქანების ქანშენი მინერალები: კვარცი, ქარსები, რქატყუარა, ავგიტი, პლაგიოკლაზები, კალციტი და სხვ.

მეტამორფული ქანებისთვის ძირითადად დამახასიათებელია ფიქლებრივი, ზოლებრივი, გნაისისებრი, სათვალისებრი და მასიური ტექსტურა. სტრუქტურის მიხედვით გამოყოფენ ოთხ ჯგუფს: კრისტალობლასტურს, კატაკლაზურს, რელიქტურსა და მეტასომატურს. მარცვლების ზომების მიხედვით კი წვრილმარცვლოვან, საშუალომარცვლოვან და მსხვილმარცვლოვან სტრუქტურებს.

მეტამორფული პროცესების შესახებ ცალკე თავში გვექნება საუბარი. ახლა კი უბრალოდ გავეცნოთ ზოგიერთ მეტამორფულ ქანს.

მეტამორფულ ქანებში ორი დიდი ჯგუფი გამოიყოფა: ფიქლებრივი და არაფიქლებრივი. ფიქლებრივობა ჩნდება იმ შემთხვევაში, როდესაც ქანზე მიყენებული ორიენტირებული (ცალმხრივი) ძალის გავლენით ერთმანეთის პარალელურად (ზოლებრივად) განლაგდებიან მეტ-ნაკლებად კარგად ტყეჩადი პრიზმული ან ფირფიტისებური ფორმის მინერალები. შედეგად ვიღებთ ფიქლებრივი აგებულების მეტამორფულ ქანს. ფიქლებრივი მეტამორფული ქანების საუკეთესო წარმომადგენელია: თიხაფიქალი (ასპიდური ფიქალი), ფილიტი, კრისტალური ფიქალი, გნაისი. აღსანიშნავია ისიც, რომ თითოეული მათგანი მეტამორფიზმის სხვადასხვა ხარისხის მაჩვენებელია – მეტამორფიზმი იზრდება თიხაფიქალიდან გნაისამდე ფილიტისა და კრისტალური ფიქალის გავლით.

არაფიქლებრივ (მარცვლოვან) მეტამორფულ ქანებს მიეკუთვნება: მარმარილო, კვარციტი, ანთრაციტი და სხვ.

3.3.4. ქანების წოლის ფორმები

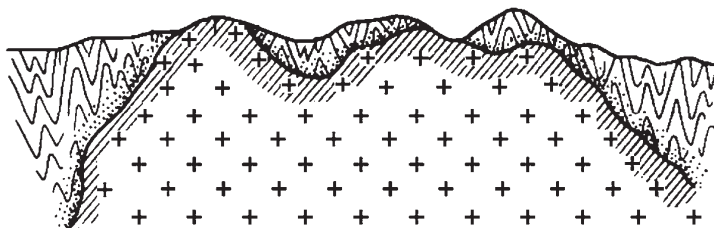
ქანების სივრცობრივი განლაგება გარკვეული კანონზომიერებებით ხასიათდება. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ქანებს ახასიათებს მათთვის კუთვნილი, სპეციფიკური წოლის ფორმები. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ საკუთარი წოლის ფორმები გააჩნიათ მხოლოდ მაგმურ და დანალექ ქანებს. რაც შეეხება მეტამორფულ ქანებს, რადგანაც ისინი მაგმური და დანალექი ქანებისაგან წარმოიშობიან, შეძლებისდაგვარად ინარჩუნებენ იმ წოლის ფორმებს, რომლებიც მათ მომცემ დედაქანებს ჰქონდა.

მაგმური ქანების წოლის ფორმები. როგორც აღვნიშნეთ, მაგმური ქანების ორი გენეტიკური ტიპი გამოიყოფა – ინტრუზიული, ანუ შიგნეთში წარმოშობილი და ეფუზიური, ანუ მიწის ზედაპირზე წარმოქმნილი. შესაბამისად, არჩევენ ინტრუზიული და ეფუზიური მაგმური ქანების წოლის ფორმებს.

ინტრუზიული ქანების წოლის ფორმები. შიგნეთში ქვედა ფენებიდან ზედაში შემოჭრილი მაგმა გარკვეული დროის შემდეგ გაცივდება და იძლევა ინტრუზიულ მაგმურ სხეულს, რომელიც იმისდა მიხედვით, თუ როგორ სივრცეშია შეჭრილი, მიიღებს შესაბამის ფორმას. ინტრუზიული მაგმური ქანების წოლის ფორმები შეიძლება იყოს **უთანხმო** ანუ **გამკვეთი** და **თანხმობითი** ანუ **არაგამკვეთი**. გავეცნოთ მათ შორის ყველაზე გავრცელებულებს.

უთანხმო წოლის ფორმები: ბათოლითი, შტოკი, დაიკი, ნეკი, აპოფიზი.

ბათოლითი („ბათოს“ – სიღრმე, ბერძნ.) გრანდიოზული ზომების, დიდ სიღრმეებზე წარმოშობილი გამკვეთი მაგმური სხეულია. მიწის ზედაპირზე გაშიშვლებული ნაწილის ფართობი (რასაც შიგნეთში მიმდინარე ტექტონიკური პროცესები განაპირობებს) ასეული და მეტი კვადრატული კილომეტრებით განისაზღვრება. სიღრმეში მისი ფართობი კიდევ უფრო იზრდება. ბათოლითი იმდენად ღრმად ვრცელდება, რომ ერთ დროს ის უძიროდაც მიაჩნდათ. ბათოლითები ძირითადად გრანიტული შედგენილობისაა და ყველაზე ფართოდ ნაოჭა სარტყლებშია გავრცელებული (სურ. 3.7).



სურ. 3.7. ბათოლითი – ინტრუზიული სხეული
(Короновский, Якушова, 1991)

შტოკი („შტოკი“ – ჯოხი, ლერო. ბერძნ.) იზოდიამეტრული გამკვეთი სხეულია, ციცაბო კედლებით, რომლის ფართობი მიწის ზედაპირზე 100 კმ² -ზე ნაკლებია (სურ. 3.8.2).

დაიკი („დაიკი“ დამბა, ქვის კედელი, ინგლ.) შედარებით მცირე ზომის ვიწრო და წაგრძელებული ინტრუზიული სხეულია, რომლის სიგრძე ათეული მეტრებიდან ასეულ კილომეტრებამდე, ხოლო სიგანე ათეული სანტიმეტრიდან 5-10 კმ-მდე მონაცვლეობს. დაიკი შემცველი ქანების ნაპრალებშია შეჭრილი და, ამდენად, ტიპურ გამკვეთ სხეულს წარმოადგენს. სახელწოდება კი მიიღო იმის გამო, რომ დაიკის მომცემი მაგმური ქანი ზედაპირზე მიმდინარე გეოლოგიური პროცესებისადმი უფრო მდგრადია, ვიდრე მისი შემცველი დანალექი ქანები, ამიტომ ამ უკანასკნელთა დაშლის შემთხვევაში დაიკი მათში კედელივით არის ამოჩრილი. დაიკები ფუძე, საშუალო და მყავე შედგენილობის მაგმური ქანებითაა წარმოდგენილი. მსოფლიოში ყველაზე დიდი დაიკია ზიმბაბვეში /სამხრეთ აფრიკა/, რომელიც 550 კმ-მდე ვრცელდება (სურ. 3.8.1).

ნეკი („ნეკ“ – ყელი, ინგლ.) სვეტისებრი ფორმის სხეულია, რომელიც მაგმის ამომყვან არხს წარმოადგენს.

აპოფიზი („აპოფიზის“ – ყლორტი, ბერძნ.) ინტრუზივიდან გამომავალი, შემცველ ქანებში შეჭრილი პატარა გამკვეთი ძარღვეული სხეულია.

არაგამკვეთი, თანხმოებითი ინტრუზიული სხეულების ცნობილი წარმომადგენლებია: **სილი, ლაკოლითი, ლოპოლითი, ფაკოლითი.**

ლაკოლითი („ლაკოს“ – ორმო, ბერძნ.) სოკოსებური ან ლინზისმაგვარი ინტრუზიული სხეულია, რომლის ფუძე ჰორიზონტალურია, ხოლო სახურავი – ამობურცული. ლაკოლითის ფორმა მიგვანიშნებს იმაზე, რომ ქვედა ფენებიდან ნაპრალში მომდინარე მაგმამ ზედა შემცველი შრე ვერ გაკვეთა, თუმცა ამოზნიქა. ლაკოლითები შიგნეთში შედარებით ნაკლებ სიღრმეებზე წარმოიშობა (სურ. 3.8.3).

ლოპოლითი („ლოპას“ – თასი, ბერძნ.) ლაკოლითის მსგავსი ინტრუზიული სხეულია, მაგრამ მისგან განსხვავებით შრეები ჩაზნექილია. ლოპოლითის დიამეტრი ათეული კილომეტრია, აგებულია ძირითადად ფუძე შედგენილობის ქანებით.



სურ. 3.8. ინტრუზიული სხეულები
1 – დაიკი, 2 – ნეკი, 3 – ლაკოლითი, 4 – შრეძარღვი (სილი)
(Короновский, Якушова, 1991)

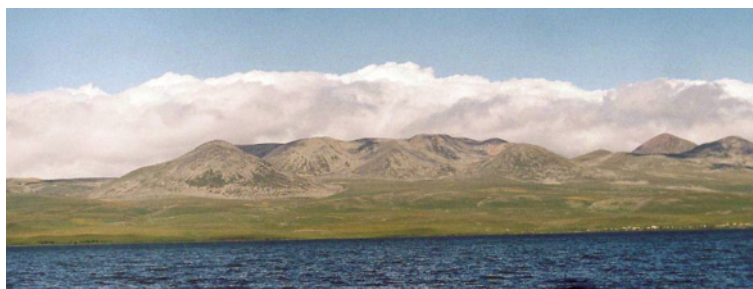
ფაკოლითი („ფაკოს“ – ლინზა, ბერძნ.) ნაოჭა სტრუქტურების დამახასიათებელი ინტრუზიული სხეულებია და სინკლინისა და ანტიკლინის თაღურ ნაწილებში ლინზისებურად ვითარდება.

სილი („სილის“ – ზღურბლი, ინგლ.), ანუ **შრეძარღვი** (იგივე ფენებრივი ინტრუზივი) შრეტაშორის მოთავსებული შრეებრივობის პარალელურად განოლილი მაგმური სხეულია. ხშირად სილი მრავალსართულიანია (სურ. 3.8.4).

ეფუზიური ქანების წოლის ფორმების წარმოშობა დამოკიდებულია ვულკანის ამოფრქვევის ტიპზე, ლავის შედგენილობასა და რელიეფზე. ეფუზიური ქანები წარმოდგენილია **ვულკანური ზენრების, ლავური ნაკადების, ვულკანური კონუსებისა და გუმბათების** სახით.

კაჟმინით ლარიბი ლავა (ბაზალტური და ანდეზიტური შედგენილობის) დენადია, ადვილად მოძრავი, დიდ მანძილზე გადაადგილდება, მოიცავს დიდ ფართობს და წარმოქმნის **ვულკანურ ზენრებსა და ლავურ ნაკადებს** (ვულკანურ ზენრებთან შედარებით მცირე ფართობის სხეულებია).

კაჟმინით გაჯერებული ლავა კი ბლანტია, ნაკლებ მოძრავი. ამოფრქვევის ცენტრიდან მცირე მანძილზე გადაადგილდება და წარმოქმნის **ვულკანურ კონუსებსა და გუმბათებს** (სურ. 3.9).



სურ. 3.9. ვულკანური კონუსები აბულ-სამსარის ქედზე /ჯავახეთის ზეგანი/

დანალექი ქანების წოლის ფორმები

დანალექ ქანებს აქვს ერთადერთი წოლის ფორმა. ეს არის **შრე**. შრე შემოსაზღვრულია როგორც ქვევიდან, ისე ზევიდან. შესაბამისად, მას გააჩნია ქვედაპირი, ანუ **საგები** და ზედაპირი, ანუ **სახურავი**. არსებობს არაერთი დამახასიათებელი ნიშანი, რომელთა მიხედვით შეიძლება საგებისა და სახურავის ამოცნობა. საგებსა და სახურავს შორის გავლებული მართობი ხაზი კი გვაძლევს შრის სისქეს ანუ სიმძლავრეს. სიმძლავრის მიხედვით გამოყოფენ **თხელ, საშუალო, სქელ და მასიური** შრეებრივობის მქონე დანალექ ქანებს.

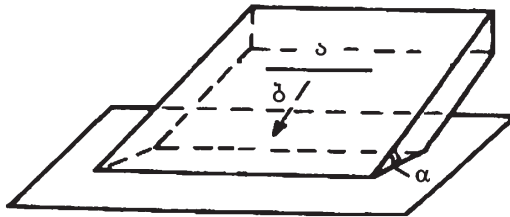
დანალექი ქანების დიდი უმეტესობა წყალში (ზღვაში, ტბაში და ა.შ.) წარმოიშობა. ამიტომ მათი საწყისი განლაგება, ანუ შრეებრიობა ჰორიზონტული ან თითქმის ჰორიზონტულია. მხოლოდ მდინარეთა დელტებში, კონტინენტური ბექობის ციცაბო ზედაპირზე ან ზოგ სხვა ადგილში თუ ხდება დახრილ შრეთა წარმოშობა.

როგორც წესი, შრეები ერთმანეთის პარალელურია. თუმცა დალექვის პროცესში შეცვლილი გეოლოგიური პირობების გამო შეიძლება ე.წ. ხლართული შრეებრიობა მივიღოთ.

შრეები გარკვეულ ფართზეა გადაჭიმული. ამიტომ მათ საწყისიც აქვთ და დასასრულიც. შრეთა დასასრულს გამოსოღვა ეწოდება. მცირე განზომილებისა და სპეციფიკური ფორმის შრეს **ლინზა** ჰქვია.

როგორც აღვნიშნეთ, შრეების პირვანდელი განლაგება ჰორიზონტულია. ბუნებაში მართლაც არცთუ იშვიათად შევხვდებით ჰორიზონტული განლაგების შრეთა კომპლექსებს. მაგრამ კიდევ უფრო ხშირად ნახავთ შრეებს, რომელთაც ტექტონიკური მოძრაობების გავლენით დეფორმაცია – დანაოჭება ან დანყვეტა და, ამგვარად, გადაადგილება (დისლოკაცია) („დისლოკაციო“ – გადაადგილება, ლათ.) განუცდიათ. შრეთა დისლოკაციის ორი სახე არსებობს: ნაოჭა (პლიკატური) და ნყვეტი (დიზუნქტიური).

შრეთა დისლოკაციის შემთხვევაში საჭირო ხდება დისლოცირებული შრეების (ნაოჭების, სხლეტების) ორიენტაციაში მოყვანა ქვეყნის მხარეების მიმართ. ასეთი რამ ჰორიზონტული შრეებრიობის შემთხვევაში შეუძლებელია, რამდენადაც შრეები ყველა მიმართულებით ერთნაირადაა განფენილი.



სურ. 3.10. შრის განლაგების ელემენტები:

ა – მიმართება, ბ – დაქანება, α – დაქანების კუთხე (ა. ჯანელიძე, 1972)

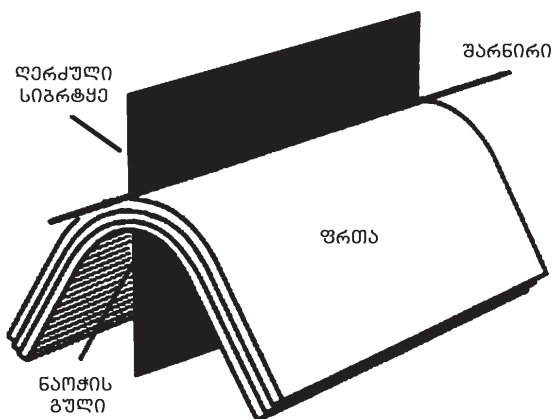
დახრილად განლაგებულ შრეებში შემდეგ ელემენტებს არჩევენ: **მიმართებას, დაქანებასა და დაქანების კუთხეს. მიმართების ხაზი** იქნება ის ხაზი, რომელსაც მივიღებთ მიმართების ჰორიზონტულ სიბრტყესთან გადაკვეთის შემთხვევაში. **დაქანების ხაზი** დაქანების სიბრტყეში მდებარეობს და მიმართების ხაზის მართობია. **შრის დაქანების კუთხეს** ქმნის დაქანების ხაზი და მისი პროექცია ჰორიზონტალურ სიბრტყეზე (სურ. 3.10.). აქვე შევნიშნავთ, რომ შრის მიმართებას (ან მიმართების ხაზს) ორი ბოლო აქვს, რომელთა შორის სხვაობა 180°-ს შეადგენს. ამიტომ საკმარისია ერთი ბოლოს გაზომვა (სივრცეში ორიენტაციაში მოყვანა), რომ მიმართება ცნობილი გახდეს. შრის დაქანება კი ერთმიმართულებიანია, თანაც ეს მიმართულება ყოველთვის მიმართების მართობულია. ამიტომ შრის დაქანების გაზომვით ვიგებთ არა მარტო დაქანების მიმართულებას, არამედ მიმართებისასაც (დაქანების მიმართულებას პლუს ან მინუს 90°). შრეთა როგორც დაქანების,

ისე მიმართების სივრცეში ორიენტაციაში მოყვანა ხდება აზიმუტური კუთხეების გაზომვით, რაც სამთო კომპასის მეშვეობით ხორციელდება.

ნაოჭა, ანუ პლიკატური დისლოკაციები („პლიკო“ – ვკეცავ, ლათ.).

ნაოჭა დისლოკაციის დროს შრეების მთლიანობა, უწყვეტობა შენარჩუნებულია, თუმცა შრეები დეფორმირებულია. ამგვარად, ნაოჭები მიიღება არა შრეთა განწყვეტით, არამედ გაღუნვით.

ნაოჭში რამდენიმე მნიშვნელოვანი ელემენტი გამოიყოფა: **ფრთები**, რომლებიც შრეთა გაღუნვის შედეგად მიიღება; **გული** – ნაოჭის შიგა ნაწილი; **თალი ან ძირი** – შრეთა გაღუნვის ადგილი; **შარნირი** – ცალკეული შრის მაქსიმალური გადაღუნვის ადგილი; **ნაოჭის ღერძი** – ნაოჭის ორად გამყოფი სიბრტყე ან მრუდე ზედაპირი; **ღერძის ხაზი** – ხაზი, რომელიც მიიღება ნაოჭის სიბრტყის გადაკვეთისას ჰორიზონტულ სიბრტყესთან (სურ. 3.11).



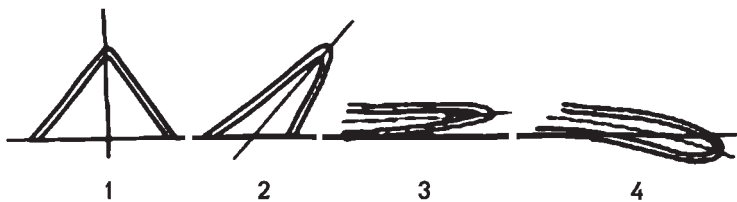
სურ. 3.11. ნაოჭის ელემენტები

ნაოჭის ორი ძირითადი სახე არსებობს – **ანტიკლინი და სინკლინი**. ანტიკლინის („ანტი“ წინააღმდეგ და „კლინოს“ ვხრი, ბერძნ.) შემთხვევაში ნაოჭის ფრთები ერთმანეთის საწინააღმდეგოდაა დახრილი და, რაც მთავარია, მის გულში ყოველთვის უფრო ძველი ქანებია განლაგებული, ვიდრე ფრთებში. ანტიკლინი უმეტესად ამოზნექილი, დადებით სტრუქტურას გულისხმობს. **სინკლინში** („სინ“ – თან, ბერძნ.) ნაოჭის ფრთების ამგები შრეები ერთმანეთისკენაა დახრილი, გული კი ყველაზე ახალგაზრდა ქანებითაა ამოვსებული. სინკლინი უმეტესად ჩაზნექილი, უარყოფითი სტრუქტურაა. ანტიკლინისა და სინკლინის გარდა არის აგრეთვე **მონოკლინი** – ცალმხრივ დაქანებული შრეების უბნები (სურ. 3.12) და **ფლექსურა** („ფლექსურა“ – გაღუნვა, ლათ.) – შრეთა საფეხურისებრი გაღუნვა, როდესაც გაღუნვის ადგილებში შრეები მკვეთრადაა დაქანებული, ხოლო გაღუნვის ორივე მხარეს – ნაკლებად (სურ. 3.12დ).



სურ. 3.12. ნაოჭა სტრუქტურები:
 ა – სინკლინი, ბ – მონოკლინი, გ – ანტიკლინი, დ – ფლექსურა
 (Аллисон, Палмер, 1984)

ნაოჭების კლასიფიკაციისას განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა მათ ფორმას განივკვეთში. ამ თვალსაზრისით საყურადღებოა ნაოჭების დანაწილება ღერძული სიბრტყის მდებარეობის მიხედვით. გამოყოფენ **ამართულ** (ღერძული სიბრტყე ვერტიკალურია), **დახრილ** (ღერძული სიბრტყე დახრილია), **დანოლილ** (ნაოჭის ღერძი ჰორიზონტალურია) და **გადაბრუნებულ** (ნაოჭის ღერძი ჰორიზონტის ქვევითაა) ნაოჭებს (სურ. 3.13.). კუთხე, რომელიც იქმნება ნაოჭის ღერძსა და ფრთებს შორის, შეიძლება დანაოჭების სიძლიერის მაჩვენებლად გამოდგეს – რაც უფრო დიდია ეს კუთხე, მით უფრო სუსტია დანაოჭება და პირიქით. ძლიერი დანაოჭების შემთხვევაში ეს კუთხე შეიძლება გაქრეს კიდეც – ნაოჭის ფრთები ნაოჭის ღერძის პარალელური გახდეს. ასეთ ნაოჭებს **იზოკლინური** ჰქვია. კიდევ უფრო ძლიერი დანაოჭების შემთხვევაში მიიღება **მარაოსებური** ნაოჭი (სურ. 3.14ა).

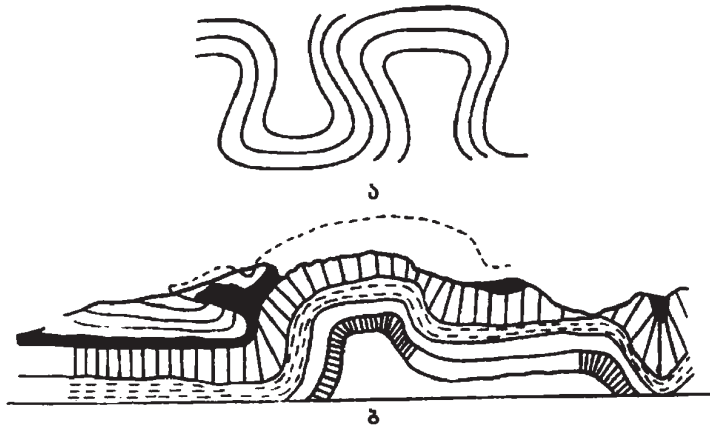


სურ. 3.13. ნაოჭის ტიპები ღერძის მდებარეობის მიხედვით:
 1 – ამართული, 2 – დახრილი, 3 – დანოლილი, 4 – გადაბრუნებული

როგორც წესი, ნაოჭების თაღები ან ძირები მომრგვალებულია. თუმცა არის შემთხვევები, როცა ისინი კუთხედოვანი ფორმისაა. როდესაც გვაქვს თითქმის შვეული ფრთების მონაცვლეობა ფართო და ბრტყელ (სწორ) ნაოჭის თაღებთან და ძირებთან, მიიღება ე.წ. **კოლოფური ნაოჭი** (სურ. 3.14.ბ).

პლასტიკურ ქანებში (ქვამარილი, თაბაშირი, თიხა და სხვა) გავრცელებულია ე.წ. **დიაპირისებური და დიაპირული ნაოჭები (ანტიკლინები)**. დიაპირისებური ნაოჭი ჩნდება, როდესაც პლასტიკური ქანი იწყებს დენას, ქვევიდან აწვება მის თავზე მდე-

ბარე წყებებს და ინვეს მათ ამოზნექას ანტიკლინის სახით. ასეთ ნაოჭს ახასიათებს მძლავრი გული და თალურ ნაწილში ძალიან გათხელებული გულის მომყოლი წყებები. ზოგჯერ პლასტიკურმა წყებამ შეიძლება მომყოლი წყებები გაგლიჯოს კიდევც. მაშინ მიიღება **დიაპირული ნაოჭი** (ანტიკლინი) (სურ. 3.15).

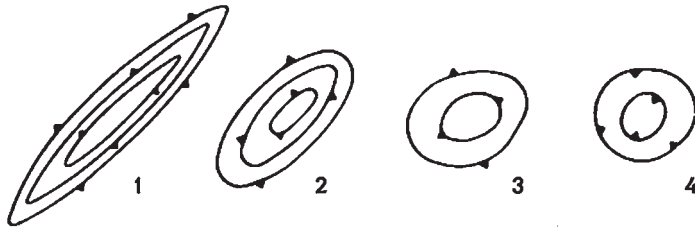


სურ. 3.14. ა – მარაოსებური და ბ – კოლოფური ნაოჭები



სურ. 3.15. დიაპირული ნაოჭი
(Аллисон, Палмер, 1984)

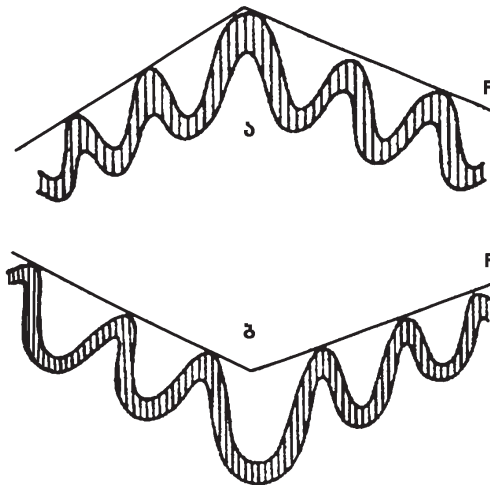
თუ ნაოჭებს გეგმაში ანუ ჰორიზონტულ კვეთში განვიხილავთ, რამდენიმე საინტერესო სტრუქტურას მივიღებთ. ზოგჯერ ნაოჭის სიგრძე ბევრად აჭარბებს მის სიგანეს. ასეთ ნაოჭს **ხაზობრივი** ეწოდება. არის ე.წ. **ბრაქიმორფული ნაოჭები** (ან **ბრაქინაოჭები**), როცა ოვალური ნაოჭის სიგრძე სულ 2-3 ჯერ აღემატება სიგანეს. **თალისებური** – ანტიკლინური ნაოჭი თითქმის თანაბარი სიგრძე-განით და **მულდა** – სინკლინური ნაოჭი, ასევე თანაბარი განზომილებებით (სურ. 3.16).



სურ. 3.16. ნაოჭთა ტიპები გეგმაში: 1 – ხაზობრივი, 2 – ბრაქიმორფული, 3 – თალისებური ანტიკლინი, 4 – სინკლინის მულდა

ანტიკლინური ნაოჭის დაბოლოებაზე ქანები ცენტრიდან სხვადასხვა მიმართულებით არის დაქანებული. ასეთ შემთხვევაში ლაპარაკობენ ანტიკლინური ნაოჭის **პერიკლინურ** დაბოლოებაზე. მსგავს დაბოლოებას სინკლინის შემთხვევაში, როცა ქანები ცენტრისკენ არის დაქანებული, **ცენტრიკლინური** ჰქვია.

ბუნებაში არსებობს ცალედი ნაოჭები (ანტიკლინები, სინკლინები). უფრო ხშირად კი ისინი ურთიერთგადაბმული გვხვდება (შევინიშნავთ, რომ ერთმანეთის მომყოლ ანტიკლინსა და სინკლინს შემაერთებელი ფრთა საერთო ექნებათ). ანტიკლინებისა და სინკლინების ერთობლიობას, რომელსაც საერთო სინკლინური მოხაზულობა (ჩაზნექილი) აქვს, **სინკლინორიუმი** ეწოდება. თუ ანტიკლინებისა და სინკლინების ერთობლიობა საერთო ანტიკლინური მოხაზულობით (ამოზნექილი) ხასიათდება, მიიღება **ანტიკლინორიუმი**. მათ ზოგჯერ თხზულ ნაოჭებსაც უწოდებენ (სურ. 3.17). კიდევ უფრო რთულ სტრუქტურებს **მეგანტიკლინორიუმები და მეგასინკლინორიუმები** ჰქვია (მაგალითად, კავკასიონის მეგანტიკლინორიუმი).

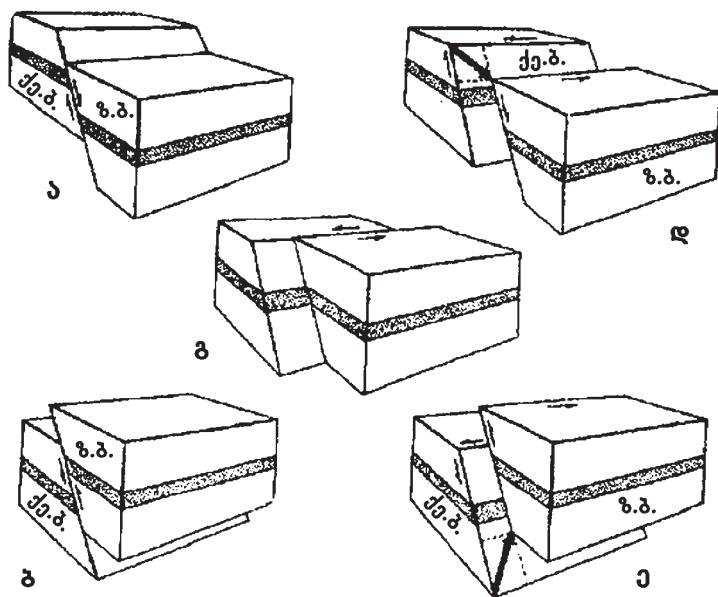


სურ. 3.17. ა – ანტიკლინორიუმი, ბ – სინკლინორიუმი

წყვეტილი ანუ დიზუნქტიური დისლოკაციები

(„დიზუნქტიო“ – გათიშვა, ლათ.)

ქანებში ხშირად ჩნდება სხვადასხვა ტიპის ნაპრალი. მაგრამ წყვეტილი (სხლეტი) დისლოკაცია მხოლოდ მაშინ დაერქმევა მოვლენას, თუ ნაპრალების გასწვრივ ქანების გადაადგილება გვექნება. ამ უკანასკნელის შემთხვევაში **ნასხლეტი** მიიღება. ნასხლეტი ბევრნაირი არსებობს და სახელიც შესაბამისი აქვს. ნასხლეტებში რამდენიმე ელემენტს არჩევენ. ნაპრალის იმ ზედაპირს, რომლის გასწვრივაც ქანები გადაადგილდება, **სხლეტის სიბრტყე** ეწოდება. სხლეტის სიბრტყე შეიძლება მართლაც სიბრტყე იყოს, თუმცა უფრო ხშირად ის მრუდე ზედაპირს წარმოადგენს. სხლეტის სიბრტყე შეიძლება ვერტიკალური იყოს ან ჰორიზონტალური თუ დახრილი. სხლეტის სიბრტყის აქეთ-იქით მდებარე ქანების ბლოკებს **ბაგეები** ეწოდება. დახრილი სიბრტყის შემთხვევაში გვექნება **ზედა** (სხლეტის სიბრტყის თავზე მდებარე) და **ქვედა** (სხლეტის სიბრტყის ქვეშ მდებარე) **ბაგეები**. ვერტიკალური ნასხლეტის შემთხვევაში ლაპარაკობენ არა ზედა და ქვედა, არამედ **ანეულ** და **დანეულ** ბაგეებზე, ხოლო ჰორიზონტული ნასხლეტის დროს – **მარჯვენა** და **მარცხენა** ბაგეებზე.



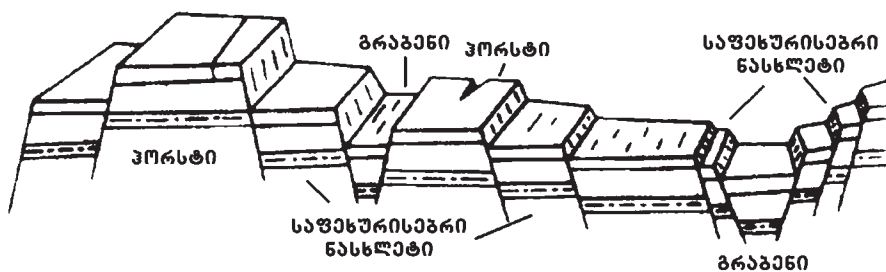
სურ. 3.18. სხლეტის სახეები: ა – ნასხლეტი, ბ – შესხლეტა, გ – ნანევი, დ – ნასხლეტ-ნანევი, ე – შესხლეტა-ნანევი.
ქვ.ბ. – ქვედა ბაგე, ზ.ბ. – ზედა ბაგე
(Болт и др., 1978-ის მიხედვით)

ნასხლეტის ელემენტია აგრეთვე **სხლეტის ამპლიტუდა**. არჩევენ სამგვარ ამპლიტუდას: ვერტიკალურს, ჰორიზონტულსა და ირიბს. სამივე შემთხვევაში იგულისხმება მანძილი ერთი ბაგის რომელიმე შრის საგებიდან ან სახურავიდან მეორე ბაგის იმავე შრის საგებამდე ან სახურავამდე. ადვილი მისახვედრია, რომ სამივე სახის ამპლიტუდა გვექნება მხოლოდ დახრილი სიბრტყის მქონე სხლეტის შემთხვევაში. დახრილი სიბრტყის სხლეტები კი სხვადასხვა სახელითაა ცნობილი. თუ ზედა ბაგე დაწეულია, ხოლო ქვედა აწეული, გვექნება **ნასხლეტი** (სურ. 3.18ა.). თუ ზედა ბაგე აწეულია, ხოლო ქვედა დაწეული და ამავე დროს სხლეტის სიბრტყე დახრილია 90-45°-ის ფარგლებში, გვექნება **შესხლეტა** (სურ. 3.18ბ.). მსგავს შემთხვევაში, ოღონდ სხლეტის სიბრტყის 45°-ზე ნაკლები კუთხის დახრით, მიიღება **შეცოცება**. აღსანიშნავია, რომ ნასხლეტის დროს დაწყვეტილი ბლოკების სივრცობრივი დაშორება ხდება ურთიერთისაგან, შესხლეტისა და შეცოცებისას კი – დაახლოება (ერთი ბლოკი „ჯდება“ მეორეზე). სხლეტის სიბრტყის ამართულად ყოფნის შემთხვევაში მიიღება **ვერტიკალური ნასხლეტი**, ხოლო თუ ბლოკები გადაადგილებულია ნაპრალების გასწვრივ ჰორიზონტალურად (ერთმანეთის საპირისპიროდ), გვექნება **ნანევი** (სურ. 3.18გ.). გამოყოფენ **შარიაჟებსაც** – თითქმის ჰორიზონტული სხლეტის სიბრტყის მქონე გრანდიოზული ზომის სტრუქტურებს, რომელთა გადაადგილების ამპლიტუდა ათეული და ასეული კილომეტრებით იზომება. შარიაჟებში განარჩევენ **ალოქტონს** – სხლეტის სიბრტყის თავზე მდებარე გადაადგილებულ ბლოკს, და **ავტოქტონს** – სხლეტის სიბრტყის ქვეშ მდებარე გადაუადგილებელ ბლოკს. თვით ალოქტონში (ტექტონიკურ ზენარში) განასხვავებენ ფრონტალურ ნაწილსა და ფესვს (ადგილს, საიდანაც დაიწყო მისი გადაადგილება). ზოგან ალოქტონის ქანები იმდენადაა გადარეცხილი, რომ ზედაპირზე შიშვლდება ავტოქტონი. ასეთ ადგილებს **ტექტონიკური სარკმლები** ეწოდება. არცთუ იშვიათად ალოქტონების წარმოშობა ზღვაში ხდება. მოძრაობისას მისი ფრონტალური ნაწილი იმსხვრევა და ამ ნამსხვრევი მასალის (ხშირად დიდი ლოდების) შეცემენტების შედეგად მიიღება თავისებური ქანები, რომელთაც **ოლისტოსტრომები** ეწოდება. ოლისტოსტრომებისათვის დამახასიათებელია ის, რომ ნამსხვრევი მასალა უფრო ძველი ასაკის ქანებით არის წარმოდგენილი, ვიდრე მათი შემაცემენტებელი მასალა.

სხლეტის სიბრტყეები, ქანების გადაადგილებისას დიდი ხახუნის გამო, არცთუ იშვიათად ძლიერ მოპრიალებულია. ასეთ მოპრიალებულ ზედაპირებს **სხლეტის (დრესვის) სარკეებს** უწოდებენ. ისინი ხშირად დაღარულია. ღარების განლაგების მიხედვით შეიძლება გამოვიცნოთ ბლოკების გადაადგილების მიმართულება. ხახუნის ზოლში ხშირად ჩნდება ბლოკების ზედაპირებიდან მომტვრეული მასალა, რომლისგანაც ხახუნის ბრეჟჩია, ანუ **მილონიტი** მიიღება („მილოს“ – წისქვილი, ბერძნ.). ამგვარი ტიპის ბრეჟჩიებს, წარმოშობილს შარიაჟულ ზონებში, **ტექტონიკური ბრეჟჩია** ჰქვია. ის შეიცავს როგორც ალოქტონის, ისე ავტოქტონის ნამსხვრევე მასალას.

სხლეტები სხვადასხვა ზომისაა, ალბათ ერთეული სანტიმეტრებიდან ათასეულ კილომეტრებამდე. მაგალითად, სან-ანდრეას (ჩრდილო ამერიკა) ტექტონიკური ნანევი 2000 კილომეტრზე ვრცელდება.

ზემოთ განხილული წყვეტილი სტრუქტურები მარტივი ფორმებით იყო წარმოდგენილი. არსებობს უფრო რთული ფორმის ამგვარი სტრუქტურები, რომლებიც მთელ სისტემებს ქმნიან. მაგალითად, ნასხლეტები შეიძლება განლაგდეს ერთმანეთის გვერდით, პარალელურად, თანაც ისე, რომ ყოველი მომდევნო ბლოკი წინასთან შედარებით უფრო დაწეული იყოს. მიიღება ე.წ. **საფეხურისებური ნასხლეტი**. შეიძლება ორი პარალელური ნასხლეტი ისე განვითარდეს, რომ მათი საერთო ზედა ბაგე დაწეული აღმოჩნდება, ხოლო ქვედა ბაგე – აწეული. მიიღება უარყოფითი სტრუქტურა, რომელსაც **გრაბენი** ეწოდება („გრაბენ“ – თხრილი, გერმ.). ასევე პარალელური ნასხლეტებით შეიძლება განვითარდეს დადებითი სტრუქტურა – **ჰორსტი** („ჰორსტი“ – არწივის ბუდე, გერმ.). ჰორსტები და გრაბენები ფართოდაა გავრცელებული დედამიწაზე და ხშირად ერთმანეთის მიყოლებითაც არის განლაგებული (სურ. 3.19).



სურ. 3.19. წყვეტილი დისლოკაციის რთული ფორმები

ნამდვილი ჰორსტებია ვოგეზები (საფრანგეთში) და შვარცვალდი (გერმანიაში), რომლებიც ერთმანეთისაგან გამოყოფილია მდ. რაინის ხეობის ფართო გრაბენით. დედამიწაზე ცნობილია გრაბენების მთელი კომპლექსი, რომელთაც ათასეული კილომეტრების გამწეობა აქვთ. ასეთ სტრუქტურებს **რიფტს** უწოდებენ („რიფტი“ – ნაპრალი, რღვევა, ინგლ.). ცნობილია თანამედროვე რიფტული სისტემები: შუაოკეანური ქედების ღერძულ ზოლში, აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტი (რომელიც მიჩნეულია სპრეინგის თანამედროვე ზონად) და სხვ. აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტი მოიცავს გრაბენების სერიას, რომელთა ერთი ნაწილი დაფარულია ტბებით (ტანგანიკა, ნიასა და სხვ.). გრაბენებს წარმოადგენენ წითელი და მკვდარი ზღვის დეპრესიები.

ქირითადი საკითხები

დედამინის ფორმა და სიდიდე

დედამინის შინაგანი აგებულება

- ✓ დედამინის გეოსფეროები: დედამინის ქერქი, მანტია /ზედა მანტია და ქვედა მანტია, ბირთვი /გარე ბირთვი და შიგა ბირთვი/;
- ✓ ასტენოსფერო;
- ✓ ლითოსფერო;
- ✓ ტექტონოსფერო;
- ✓ მოჰოროვიჩიჩის ზედაპირი;
- ✓ გუტენბერგის ზედაპირი.

დედამინის ქერქის ნივთიერი შედგენილობა

დედამინის ქერქის ქიმიური შედგენილობა.

მინერალები

- ✓ ცნება მინერალის შესახებ;
- ✓ მინერალთა გავრცელების ფორმები: *კრისტალები (სინგონიები: რომბული, მონოკლინური, ტრიკლინური, ტრიგონული, ტეტრაგონული, ჰექსაგონური, კუბური) და მინერალთა აგრეგატები;*
- ✓ მინერალთა ფიზიკური თვისებები:
 - ფერი;
 - ხაზის ფერი;
 - გამჭვირვალობა;
 - ელვარება /*მეტალური და არამეტალური – მინისებური, სადაფისებური, ცხიმოვანი, მქრქალი, ალმასისებური;*
 - სიმაგრე. *მოოსის სკალა: ტალკი, თაბაშირი, კალციტი, ფლუორიტი, აპატიტი, ორთოკლაზი, კვარცი, ტოპაზი, კორუნდი, ალმასი;*
 - ტკეჩადობა;
 - მონატეხი;
 - ხვედრითი წონა;
 - გემო;
 - სუნი;
 - ხსნადობა და სხვ.
- ✓ მინერალთა კლასიფიკაცია: ნარმოშობის, გავრცელების, ქანში მათი რაოდენობრივი თანაფარდობისა და როლის, შეფერილობის, ქიმიური შედგენილობისა და სტრუქტურის მიხედვით.

- ✓ მთავარი ქანმამენი, მეორეხარისხოვანი და აქცესორული მინერალები.
- ✓ მინერალთა კლასები /სილიკატები, ხალასი ელემენტები, სულფიდები და სულფომარილები, ჰალოგენიდები, ჟანგეულები და ჰიდროჟანგეულები, კარბონატები, სულფატები, ფოსფატები და სხვ. / და მინერალები.

ქანები

ცნება ქანების შესახებ; მონომინერალური და პოლიმინერალური ქანები.

მაგმური ქანები

- ✓ მაგმა და ლავა;
- ✓ მაგმური ქანების კლასიფიკაცია:
 - წარმოშობის მიხედვით: ინტრუზიული (პლუტონური და ჰიპაბისალური) და ექსტრუზიული (ეფუზიური, ვულკანური);
 - სტრუქტურის მიხედვით: სრულკრისტალური, პორფირული, აფანიტური, მინებრივი;
 - SiO_2 შემცველობის მიხედვით: ულტრაფუძე, ფუძე, საშუალო, მჟავე /შესაბამისი ქანები/;
 - ტუტეების ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) შემცველობის მიხედვით.

დანალექი ქანები

- ✓ კლასტური დანალექი ქანები:
 - ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები /ტუფოგენური ქვიშაქვები, ვულკანური ბრექჩიები, ტუფიტები, ტუფები/;
 - ფსეფიტები /ლოდები, ლორღი, დრესვა (დაუმუშავებელი) ან კაჭარი, რიყე, ხვინჭა (დამუშავებელი)/ და ფსეფიტოლითები /კონგლომერატი, პუდინგი, ბრექჩია, ფანგლომერატი/;
 - ფსამიტები /ქვიშა/-ფსამიტოლითები /ქვიშაქვები – მონომინერალური, პოლიმიქტური: არკოზული და გრაუვაკური, ტუფოგენური, გლაუკონიტინი/;
 - ალევრიტები-ალევროლითები /ლიოსი/;
 - პელიტები-პელიტოლითები /თიხები: კაოლინური, ჰიდროქარსული, მონტმორილონიტური და პოლიმინერალური, არგილიტები/.
- ✓ ორგანოგენული (ბიოგენური) დანალექი ქანები:
 - ფიტოგენური /დიატომიტი, ქვანახშირი/;
 - ზოოგენური /მარჯნისანი კირქვა, ლუმასელი/;
 - ფიტოგენურ-ზოოგენური /სანერი ცარცი/.
- ✓ ქემოგენური დანალექი ქანები / კირქვები, დოლომიტები, კაჟები, მარილები ანუ ევაპორიტები/.

მეტამორფული ქანები

- ✓ ფიქლებრივი /ასპიდური ფიქალი, ფილიტი, კრისტალური ფიქალი, გნაისი/;
- ✓ არაფიქლებრივი /მარმარილო, ანთრაციტი, კვარციტი/.

ქანების წოლის ფორმები

მაგმური ქანების წოლის ფორმები

- ✓ ინტრუზიული ქანების წოლის ფორმები:
 - გამკვეთი სხეულები (უთანხმო წოლის ფორმები) /ბათოლითი, შტოკი, დაიკი, აპოფიზი/;
 - თანხმობითი ფორმები /სილი, ლაკოლითი, ფაკოლითი/.
- ✓ ეფუზიური ქანების წოლის ფორმები /ვულკანური ზენრები, ლავური ნაკადები, ვულკანური კონუსები/.

დანალექი ქანების წოლის ფორმები

შრე და შრეთა დისლოკაცია – ნაოჭა (პლიკატური) და წყვეტილი (დიზუნქტიური) დისლოკაცია;

- ✓ ნაოჭა დისლოკაცია
 - ნაოჭები და მისი ელემენტები /გული, თალი ან ძირი, შარნირი, ნაოჭის ღერძი, ღერძის ხაზი/;
 - ნაოჭის სახეები /ანტიკლინი, სინკლინი, მონოკლინი, ფლექსურა/;
 - ნაოჭები ღერძული სიბრტყის მდებარეობის მიხედვით / ამართული, დახრილი, დანოლილი, გადაბრუნებული/;
 - ნაოჭები: დიაპირული, კოლოფური, ხაზობრივი, ბრაქიმორფული, თალისებური, მულდა;
 - სინკლინორიუმი და ანტიკლინორიუმი; მეგაანტიკლინორიუმი და მეგასინკლინორიუმი.
- ✓ წყვეტილი დისლოკაცია
 - ნასხლეტი და ნასხლეტის ელემენტები /სხლეტის სიბრტყე, ბაგეები, სხლეტის ამპლიტუდა/;
 - წყვეტილი დისლოკაციის ფორმები: მარტივი /ნასხლეტი, შესხლეტა, შეცოცება, ნანევი/ და რთული /ჰორსტი, გრაბენი, საფეხურისებური ნასხლეტი, რიფტი/.

საკონტროლო კითხვები

1. რას შეისწავლის გეოლოგია? დაასახელეთ გეოლოგიის კვლევის ძირითადი მიმართულებები;
2. რა შეხედულებები არსებობს დედამიწის ფორმის შესახებ; როგორია დედამიწის ძირითადი მახასიათებლები /ფართობი, მოცულობა, რადიუსი, მასა/?
3. ჩამოთვალეთ დედამიწის ძირითადი გეოსფეროები. როგორია მათი აგებულება და გავრცელება?
4. რომელ გეოსფეროებს გამოყოფს მოხოროვიჩის ზედაპირი; გუტენბერგის ზედაპირი?
5. რა მეთოდებით შეისწავლება დედამიწის შინაგანი აგებულება?
6. რომელი მეცნიერებები შეისწავლის დედამიწის ნივთიერ შედგენილობას?
7. დაასახელეთ ძირითადი ქიმიური ელემენტები, რომლებიც მონაწილეობენ დედამიწის ქერქის აგებულებაში;
8. რა არის მინერალი? დაასახელეთ მინერალთა ფიზიკური თვისებები;
9. რით არის განპირობებული მინერალთა ფიზიკური თვისებები?
10. რომელი თვისებებით ხდება მინერალთა დიაგნოსტიკა საველე პირობებში?
11. რა არის სიმაგრე? ჩამოთვალეთ მოოსის სკალის მინერალები;
12. რა უდევს საფუძვლად მინერალთა კლასიფიკაციას? დაასახელეთ მინერალთა კლასები და შესაბამისი მინერალები;
13. როგორია სილიკატების როლი დედამიწის ქერქის აგებულებაში; რა უდევს საფუძვლად სილიკატების სისტემატიკას?
14. რა არის ქანი?
15. როგორ ხდება ქანების კლასიფიკაცია წარმოშობის მიხედვით?
16. რა ნიშნების მიხედვით ხდება მაგმური, დანალექი და მეტამორფული ქანების კლასიფიკაცია?
17. რა განსხვავებაა მაგმასა და ლავას შორის?
18. როგორ არის შესაძლებელი მაგმური ქანების სტრუქტურისა და ტექსტურის მიხედვით ქანების წარმოშობის პირობების დადგენა? დაასახელეთ მაგალითები;
19. რა კანონზომიერება შეიმჩნევა მაგმური ქანების კლასიფიკაციაში მუჟავედან ულტრაფუძე ქანებისკენ; რით აიხსნება ეს კანონზომიერება?
20. როგორ წარმოიქმნება დანალექი ქანები? დაასახელეთ დანალექი ქანების მაგალითები;
21. რა არის მეტამორფული ქანი? დაასახელეთ მაგალითები;
22. როგორაა განლაგებული სივრცეში მაგმური ქანები? დაასახელეთ მათი წოლის ფორმები;
23. რაზეა დამოკიდებული ეფუზიური მაგმური ქანების წოლის ფორმები?
24. რით არის განპირობებული და როგორ ხდება დანალექი ქანების დეფორმაცია?
25. დაასახელეთ და დაახასიათეთ დანალექი ქანების წოლის ფორმები;
26. დაასახელეთ ნაოჭის ელემენტები, სახეები, ტიპები;
27. დაასახელეთ წყვეტილი დისლოკაციის მარტივი და რთული ფორმები.

ნანილი II

გეოდინამიკური პროცესები

დედამინაზე, მისი წარმოშობიდან დღემდე, მრავალი გეოლოგიური პროცესი მიმდინარეობდა და მიმდინარეობს ამჟამადაც. ეს პროცესები საბოლოოდ სახეს უცვლიან დედამინას. პროცესების ერთი ნაწილი წარიმართება დედამინის გარეთ არსებული ძალით. აქ, პირველ რიგში, მზის ენერგია იგულისხმება. პროცესთა მეორე ნაწილი განპირობებულია დედამინის შიგნით არსებული სითბური ენერგიით. უნდა ითქვას, რომ ზოგი გეოლოგიური პროცესი ძალიან სწრაფად მიმდინარეობს (მინისძვრები, ვულკანიზმი), ზოგი კი, პირიქით, უაღრესად ხანგრძლივი დროის განმავლობაში (ლითოსფერული ფილების მოძრაობა, მთების წარმოშობა და სხვა).

გეოლოგიურ პროცესებს, რომლებიც გარეგანი ძალებით წარიმართება, **ეგზოგენური (გარედინამიკური)** პროცესები ეწოდება, ხოლო შინაგანი, საკუთრივ დედამინისეული ენერგიით წარმართულ პროცესებს ენდოგენური (**შიგადინამიკური**).

ეგზოგენური (გარედინამიკური) პროცესები

თავი 4. ფიტვა

ფიტვა მეტად საინტერესო გარედინამიკური გეოლოგიური პროცესია. ის გულისხმობს დედამინის ზედაპირზე გაშიშვლებული ქერქის ამგები ქანების დაშლა-გარდაქმნას. რა უნდა იყოს ფიტვის მიზეზი? ალბათ ის გარემოება, რომ მინის შიგნით ან ზედაპირზე, მაგრამ წყლიან გარემოში წარმოშობილი სხვადასხვა ტიპის ქანები ხმელეთზე სრულიად განსხვავებულ გარემოში ხვდებიან და, ბუნებრივია, ცდილობენ, შეეგუონ ამ ახალ გარემოს. ეს შეგუება კი მათი ფიზიკური ფორმისა და ქიმიური შედგენილობის ცვლაში გამოიხატება.

ფიტვითი პროცესების ორ ძირითად სახეს არჩევენ – **ფიზიკურ ფიტვასა და ქიმიურ ფიტვას**. პირველი გულისხმობს ქანების მექანიკურ დაშლა-დაქუცმაცებას შემადგენელი მასალის შეცვლის გარეშე. ასეთ პროცესს შეიძლება **დეზინტეგრაცია**ც ვუწოდოთ. ქიმიური ფიტვის დროს კი ქანების ქიმიურ-მინერალური შედგენილობის ცვლასთან გვაქვს საქმე. ისიც აღსანიშნავია, რომ ეს ორი პროცესი ერთმანეთისაგან განმხილვებულად კი არ მიმდინარეობს, არამედ, ფაქტობრივად, ერთად

და ერთდროულად. მხოლოდ ისაა, რომ, ადგილზე არსებული ფიზიკურ-ქიმიური პირობების მიხედვით, ან ერთია უფრო კარგად გამოხატული, ან მეორე. არც ის უნდა დავივიწყოთ, რომ ფიტვით პროცესებში საკმაოდ შესამჩნევ როლს ასრულებს ცოცხალი ორგანიზმები, რომელთა მოქმედება ფიტვის ორივე სახეობაში მჟღავნდება.

ფიზიკური ანუ მექანიკური ფიტვის ყველაზე მნიშვნელოვან სახეს წარმოადგენს **თერმული ფიტვა**, რომელიც განპირობებულია ტემპერატურის დღეღამური და სეზონური ცვალებადობით. ტემპერატურის ცვლა იწვევს ქანის გაფართოება (გათბობისას)-შეკუმშვას. ამ პროცესის მრავალჯერ განმეორების შემთხვევაში ქანში არსებული ბზარები თუ ნაპრალეები თანდათან ფართოვდება და საბოლოოდ ქანი ცალკეულ ლოდებად ან უფრო პატარა ზომის ნატეხებად დაიშლება. იგივე დაემართება უნაპრალე, მასიური აგებულების ქანსაც. განსაკუთრებით მაშინ, თუ ეს ქანი პოლიმინერალურია, ანუ სხვადასხვა მინერალისაგან შედგება. ეს, პირველ რიგში, ეხება მაგმურ და მეტამორფულ ქანებს (გრანიტი, გნაისი და სხვა), რომლებიც მუქი და ღია ფერის მინერალებისაგან შედგებიან. მუქი ფერის მინერალები, როგორცაა, მაგალითად, ბიოტიტი ან რქატყუარა, სითბოს ითვისებენ და გასცემენ კიდევ უფრო იოლად, ვიდრე ღია ფერის მინერალები (მაგალითად, კვარცი ან პლაგიოკლაზი). ამ მიზეზით ქანების გარკვეული ტიპები (იგივე გრანიტები) საკმაოდ ადვილად იშლება, იფიტება. ამიტომ გამოთქმამ „გრანიტივით მტკიცე“ გეოლოგიაში განსწავლულ კაცს შეიძლება ერთგვარი ღიმილიც კი მოჰგვაროს. ზოგიერთი მინერალი (მაგალითად, კვარცი, კალციტი) სხვადასხვა კრისტალური ლერძის გასწვრივ შეკუმშვა-გაფართოების განსხვავებული კოეფიციენტით ხასიათდება, რის გამოც ისეთი ცნობილი მონომინერალური ქანები, როგორცაა კვარციტი და კვარცის ქვიშაქვა (შედგება ძირითადად კვარცისაგან) ძნელად, მაგრამ მაინც იფიტება.

თერმული ფიტვის ეფექტი განსაკუთრებით დიდია უდაბნოებში, სადაც ტემპერატურის დიდ დღეღამურ მერყეობას (40-50°) ერთვის მშრალი, არიდული კლიმატი და მცენარეული საფარის უქონლობა. უდაბნოებში ასევე კარგად არის განვითარებული ქანების აქერცვლა ანუ **დესქვამაცია** („დესქვამო“ – აქერცვლა; ლათ.), როდესაც დიდი ტემპერატურული მერყეობის გამო ლოდებს ზედაპირიდან ამ უკანასკნელის პარალელური ცალკეული ქერცლები ან უფრო სქელი ფირფიტები სცილდება. ალ. ჯანელიძე ამას **ექსფოლიაციას** („ექსფოლიო“ – ფურცლებს ვაცლი, ლათ.) უწოდებს (სურ. 4.1.).

ფიზიკური ფიტვის ერთ-ერთი საინტერესო სახეა ფიტვა **ყინვის** მეშვეობით. ქანის ფორებსა და ბზარებში მოხვედრილი წყალი გაყინვისას ფართოვდება და შესაბამისად იწვევს ქანის მსხვრევას. ამგვარი პროცესით ადვილად იშლება ის ქანები, რომლებიც ძლიერ გაბზარულ-დანაპრალეებულია ან მაღალფორიანია. უკანასკნელის მაგალითად ქვიშაქვა გამოდგება. ყინვის მეშვეობით ფიტვა განსაკუთრებით ეფექტურია მაღალ მთებში და კიდევ უფრო მეტად – პოლარულ მხარეებში.

ფიტვისას კუთხედი ქანები მრგვალდებიან იმის გამო, რომ დაკუთხული ზედაპირის ფართობი მეტია და ის უფრო მეტად არის ჩათრეული ამ პროცესში. შედეგად ვითარდება ე.წ. **სფერული გამოფიტვა**.



სურ. 4.1. დესქვამაცია

ქიმიური ფიტვა. ფიტვის ეს სახეობა განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობს მაღალი ტემპერატურისა და მაღალი ტენიანობის პირობებში. თანაც მნიშვნელოვანი როლი ენიჭება ფართო მცენარეული საფარის არსებობასაც. ყველა ეს პირობა კარგად არის დაცული ეკვატორულ და ტროპიკულ სარტყლებში, სადაც ქიმიური ფიტვა ყველაზე ეფექტურია. ამის საპირისპიროდ არქტიკის ცივი და მშრალი კლიმატის პირობებში, ფაქტობრივად, მხოლოდ ფიზიკური ფიტვითი პროცესებია განვითარებული.

ქიმიური ფიტვის მთავარი აგენტებია: წყალი, ჟანგბადი, ნახშირორჟანგი და ორგანული მჟავები. სწორედ ამ უკანასკნელთა მომცემ უმთავრეს წყაროს წარმოადგენს მცენარეული საფარი. ამ ფაქტორთა გავლენით მნიშვნელოვნად იცვლება ქანების ამგები მინერალების ქიმიური შედგენილობა და სტრუქტურა, ჩნდება ახალი მინერალები. ქიმიური ფიტვის არსიც სწორედ ამაში გამოიხატება.

ქიმიური ფიტვის პროცესი წარმოდგენილია ოთხი ძირითადი რეაქციით: ჟანგვა-აღდგენა, ჰიდრატაცია, გახსნა და ჰიდროლიზი.

დაჟანგვის პროცესი, რომელიც მინერალებში ჟანგბადის მიერთებას გულისხმობს, მიმდინარეობს როგორც წყლიან გარემოში, ისე ხმელეთზე. პროცესი ინტენსიურად მიმდინარეობს, პირველ რიგში, რკინის შემცველ მინერალებში, სადაც ორვალენტიანი რკინა სამვალენტიაში გადადის. ერთ-ერთი ცნობილი მაგალითია მაგნეტიტის (Fe_3O_4) გადასვლა ჰემატიტში (Fe_2O_3).

ჰიდრატაცია მინერალებში წყლის (H_2O ან OH სახით) ქიმიური მიერთების პროცესია, რომლის შედეგადაც ახალი მინერალები ჩნდება, ძირითადად ჰიდროჟანგები და ჰიდროსილიკატები. მაგალითად, იმავე ჰემატიტზე წყლის მიერთებით მიიღება ძალზე გავრცელებული მინერალი ლიმონიტი ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$). ასევე ცნობილია ანჰიდრიდის ($CaSO_4$) მიერ წყლის მიერთებით თაბაშირში ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) გადასვლა – $CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

უნდა აღინიშნოს, რომ წყლის მიერთება ქანებში მოცულობის ზრდას იწვევს, რაც მეორეული ტექტონიკური მოვლენების (დანაოჭების) საბაზი ხდება.

გახსნა ხდება წყლის მეშვეობით, თანაც ამ პროცესს დიდად უწყობს ხელს წყალში ჟანგბადის, ორგანული მჟავების და განსაკუთრებით ნახშირორჟანგის გარკვეული რაოდენობით არსებობა. ქიმიური ნაერთებიდან ხსნადობის მაღალი ხარისხით გამოირჩევა ქლორიდები (მაგალითად, საჭმელი მარილი – ჰალიტი). შემდეგ მოდის სულფატები (ვთქვათ, თაბაშირი, ანჰიდრიტი). მათთან შედარებით ნაკლებად კარგად იხსნება კარბონატები (კირქვა, დოლომიტი). გახსნის შედეგად მინერალებიდან (და შესაბამისად ქანებიდან) ხდება ზოგი კომპონენტის გამოტანა. ამდენად, ეს პროცესი ქიმიური ფიტვის ნაირსახეობას წარმოადგენს. აღნიშნულ პროცესთან არის დაკავშირებული ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების მოქმედების შედეგად წარმოქმნილი რელიეფის ფორმები: მღვიმეები, კარსტული ძაბრები ანუ დოლინები და სხვ.

ჰიდროლიზი, შეიძლება ითქვას, ქიმიური ფიტვის ყველაზე შორს წასული, ღრმა პროცესია, რომელიც, ფაქტობრივად, მთლიანად ცვლის მინერალის სტრუქტურას, და მიიღება განსხვავებული აღნაგობისა და თვისებების მქონე მინერალი. კარგად არის ცნობილი ორთოკლაზის ($K[AlSi_3O_8]$) ჰიდროლიზის გზით გადასვლა კაოლინიტში ($Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$). $K[AlSi_3O_8] + H_2O + 2CO_2 = Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + K_2CO_3 + SiO_2$. კაოლინიტი თიხის მინერალია და პროცესს შეიძლება გათიხებაც ვუნოდოთ. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ორთოკლაზს საკმაო რაოდენობით შეიცავს გრანიტები (ვარდისფერი გრანიტები). არცთუ იშვიათად ნახავთ ვარდისფერ გრანიტებს, რომელთაც ერთი შეხედვით თავისი სახე თითქოს არ დაუკარგავთ, თუმცა შეხები-სას ხელში გრანიტის ნაცვლად თიხის მასა აგყვებათ.

ორგანოგენული ფიტვა ამ პროცესის (ფიტვის) თავისებურ სახეობას წარმოადგენს, რადგანაც მასში ცოცხალი ორგანიზმები მონაწილეობენ. თუმცა ისიც უნდა ითქვას, რომ ორგანოგენული ფიტვა ვლინდება ფიზიკური ან ქიმიური ფიტვის სახით. საყოველთაოდ ცნობილია, მაგალითად, კლდეში ანუ ქანებში ამოსული ხეები, რომელთაც ზრდის პროცესში ეს ქანები დაუმსხვრევიათ (სურ. 4.2.). ასევე პატარა-პატარა მცენარეები თავისი ფესვებით შლიან ნებისმიერი სიმაგრის ქანებს და საბოლოოდ აფხვიერებენ მათ. კარგად არის ცნობილი მღრღნელები ან სხვა ცხოველები, რომლებიც შლიან ქანებს და, ამდენად, ხელს უწყობენ მათ ფიზიკურ ნგრევას. მცენარეებისა და ცხოველების მიერ ფიზიკური ფიტვის სხვა მაგალითების მოყვანაც შეიძლება, თუმცა ალბათ ზემოთ თქმულიც საკმარისი არის.

რაც შეეხება ორგანიზმთა მიერ ქიმიურ ფიტვას, აქ, პირველ რიგში, უნდა აღინიშნოს ის გარემოება, რომ ორგანიზმთა ხრწნის დროს გამოიყოფა ორგანული მჟავები და ნახშირორჟანგი, რომლებიც აძლიერებენ წყლის აგრესიულობას ქიმიური ფიტვის თვალსაზრისით. ამასთანავე ამ პროცესში მცენარეებთან და ცხოველებთან ერთად დიდი როლი ბაქტერიებსაც ენიჭებათ.



სურ. 4.2. ორგანოგენული ფიტვა

ფიტვითი პროცესების შედეგად რელიეფში შეიძლება მეტად თავისებური ფორმები განვითარდეს. ცნობილია, მაგალითად, ეული სვეტები, რომლებიც ვერტიკალურ ნაპრაღში განვითარებული ძლიერი გამოფიტვის გამო დედაქანისაგან განცალკევებულა (სურ. 4.3.). კიდევ უფრო ფართოდ არის ცნობილი ე.წ. ეროზიული



სურ. 4.3. ეული სვეტი – „ვენერას ნემსი“ გამოფიტვის შედეგად დედაქანისგან განცალკევებული (Аллисон, Палмер, 1984)

სვეტები (ისტუკანები), სადაც ქვეშმდებარე ქანებს საბოლოო დაშლისაგან იცავს თავზე ქუდივით მდებარე შედარებით მაგარი ქანები (სურ. 4.4). ანდა შერჩევითი გამოფიტვის გამო ქანებში (კირქვები, ქვიშაქვები და სხვ.) განვითარებული კავერნები და ბევრი სხვა. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ასეთი ფორმების წარმოშობა თუმცა ძირითადად ფიტივითი პროცესებითაა განპირობებული, მაგრამ მათ ფორმირებაში სხვა გეოლოგიური აგენტებიც მონაწილეობს (ქარი, წვიმა, გრავიტაციული დენუდაცია).



სურ. 4.4. ეროზიული სვეტები
(ისტუკანები; კაბადოკია, თურქეთი)

ფიტივითი პროცესების განვითარების შედეგად მიღებული მასალის ერთი ნაწილი გაიტანება, ნაწილი კი ადგილზე რჩება. ადგილზე დარჩენილ ფიტივით მასალას **ელუვიონი** ეწოდება („ელუვიო“ – გამოვრეცხავ, ლათ.). გასაგებია, რომ ელუვიონი დედაქანის ნაშალ მასალას წარმოადგენს და ამ უკანასკნელის თავზე მდებარეობს. ელუვიონის განვითარებას დიდად უწყობს ხელს მეტ-ნაკლებად მოსწორებული რელიეფი. ელუვიონის ფენები გვაძლევს **გამოფიტვის ქერქს ანუ რეგოლითს**, რომლის ზედა ნაწილი **ნიადაგია**. გამოფიტვის ქერქი არაერთგვაროვანი აგებულებისაა. შეიმჩნევა ერთგვარი ზონალობა – სიღრმიდან (დედაქანებიდან) ზედაპირისაკენ ფიტივითი პროცესების ინტენსივობის ზრდა და, შესაბამისად, ზედა ნაწილებში უფრო ინტენსიურად გამოფიტული მასალის არსებობა. ეს ბუნებრივიცაა, რამდენადაც ზედაპირთან ახლოს მეტია სინესტე, CO_2 , ორგანული მჟავები, რაც ხელს უწყობს ინტენსიურ ფიტვას (პირველ რიგში, ქიმიურს). ელუვიონის სულ ზედა ნაწილი თიხამინის (Al_2O_3) და რკინის ჟანგებისა და ჰიდროჟანგების შემცველობის პირობებში სიმაგრით და ფერით(წითელი) გამომწვარ აგურს ემსგავსება. ამიტომ ასეთი ტიპის გამოფიტვის ქერქს **ლატერიტულს** („ლატერ“ – აგური, ლათ.) უწოდებენ.

გამოფიტვის ქერქის ფორმირება რთულად მიმდინარეობს და დამოკიდებულია ისეთ ბუნებრივ ფაქტორთა კომპლექსებზე, როგორცაა ქანების შედგენილობა, რელიეფი, კლიმატი, მიწისქვეშა წყლები, ორგანული სამყაროს (ბიოსის) ხასიათი და სხვ. გამოფიტვის ქერქის სისქე რამდენიმე ათეული მეტრით იზომება. თუმცა ზოგჯერ მიუთითებენ 200-250მ და კიდევ უფრო მეტი სისქის ქერქზეც.

ბუნებაში ცნობილია ძველი გამოფიტვის ქერქი – კაინოზოური, მეზოზოური, პალეოზოური და პროტეროზოური ასაკისა ც კი. ეს უაღრესად საინტერესოა, რამდენადაც მიუთითებს მოცემულ დროსა და სივრცეში დედამიწაზე გარკვეული გეოლოგიური პირობების არსებობაზე. ეს კი დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში მისი ცალკეული ეპიზოდების აღდგენის საშუალებას იძლევა.

ძველ გამოფიტვის ქერქთან არის დაკავშირებული მრავალფეროვანი წიაღისეულის საბადოები – ალუმინის (ბოქსიტები), რკინის, მანგანუმის, ნიკელის, კობალტის, ვოლფრამის, კალის, სპილენძის, კერამიკული და ცეცხლგამძლე თიხების და სხვ.

ელუვიონურ ქვიშრობებში გვხვდება პლატინა, ოქრო, ალმასი, ტიტანი და ა.შ.

თავი 5. გრავიტაციული პროცესები

ეგზოგენური პროცესების განვითარებაში სიმძიმის ძალას (გრავიტაცია) არსებითი მნიშვნელობა აქვს. რომ არა გრავიტაცია, არ გვექნებოდა ლაპარაკი არც მდინარის, არც მყინვარის, არც, თუ გნებავთ, ქარისა და ზღვის გეოლოგიურ მოქმედებაზე. საკუთრივ გრავიტაციულ პროცესებზე ლაპარაკი ხომ სულ ზედმეტი იქნებოდა.

გრავიტაციული პროცესები ყველაზე აქტიურად მთიან მხარეებში ვითარდება, რადგანაც ამ პროცესებთან დაკავშირებულია ძირითადად მასალის ზევიდან ქვევით გადატანა. ამ პროცესებიდან ზოგი თითქმის უწყვეტად მიმდინარეობს, ზოგი კი წყვეტილად. სხვადასხვაა მათი სიჩქარეც – ზოგი ძალიან სწრაფია, ზოგი კი, პირიქით, ძალიან ნელი. უკიდურესი ციფრები რომ ავიღოთ – 100 მ/სეკ-დან რამდენიმე მეტრამდე ასწლეულში.

გრავიტაციული პროცესების ერთ ნაწილში მხოლოდ სიმძიმის ძალაა წამყვანი, სხვებში კი მასთან ერთად წყლის როლია მნიშვნელოვანი. ყველა შემთხვევაში ეს არის მასალის გადაადგილება ფერდობზე (ხმელეთზე ან წყალს ქვეშ) ზევიდან ქვევით. იმისათვის, რომ მასალა ადგილიდან დაიძრას, ფერდობის დაქანება ხმელეთზე ხუთი ან მეტი გრადუსი უნდა იყოს, ზღვაში კი ერთი-ორი გრადუსიც საკმარისია. მასალის გადაადგილება სხვადასხვაგვარად ხდება: ვარდნით (ლოდების ცვენა), დაგორებით (ლოდების დაგორება), დაცურებით (მენყერი), პლასტიკური დინებით (კრიპი) ან უბრალოდ დინებით (სელი, ლახარი).

გრავიტაციული პროცესების გამომწვევი უშუალო მიზეზებია: მიწისძვრა, წვიმა, ჩამოცვენილი მასალის დაზვინვა, წყლის მიერ ქანების საყრდენის გამორეცხვა (ეროზია, აბრაზია), ანთროპოგენური ქმედება და ა.შ.

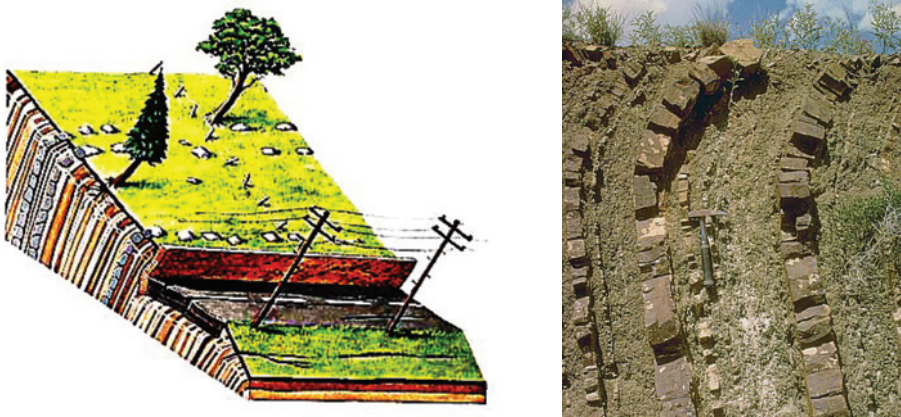
გრავიტაციული პროცესების კლასიფიკაციის განსხვავებული სქემები არსებობს.

გავეცნოთ გრავიტაციული პროცესების ზოგიერთ სახეს. **ჩაქცევების** გაჩენას განაპირობებს მიწის შიგნეთში სიღრუეებისა და სიცარიელების წარმოშობა. პროცესი კი, რომელიც ძალიან სწრაფად მიმდინარეობს, წარიმართება მხოლოდ სიმძიმის ძალის გავლენით. ჩაქცევების გამომწვევი მიზეზი შეიძლება მიწისძვრა იყოს ან სიღრუეების თავზე სიმძიმის გაზრდა. ძალიან გავრცელებულია ჩაქცევები სამთო გამონამუშევრებში, განსაკუთრებით მათი ჭერის ცუდი გამაგრების შემთხვევაში. კარსტულ რეგიონებში ცნობილია ჩაქცეული პოლიეები. ჩაქცევების შედეგად ხშირ შემთხვევაში მიწის ზედაპირზე უარყოფითი რელიეფის ფორმები ჩნდება.

ასევე მხოლოდ სიმძიმის ძალის გავლენით ხდება **ქვების ცვენა** – ფიტვითი პროცესების გავლენით კლდოვანი ქანები ნაპრალიანდება ან უკვე არსებული ნაპრალები ფართოვდება. პროცესის გაღრმავების შედეგად ცალკეული, დიდი თუ პატარა,

ლოდი წყდება დედაქანს, ვარდება ფერდობზე და შესაძლოა ძირს ჩამოგორდეს კიდეც. ეს მოვლენა უფრო მასშტაბური იქნება, თუ ჩამონგრევა, ჩამომზღვევა არათუ ცალკეულ ლოდებს, არამედ დიდ ბლოკებს შეეხება. შედეგად **კლდეზავი (ნამზღვევი)** მიიღება, ხოლო თვით პროცესს **ჩამოქცევა (ჩამომზღვევა)** შეიძლება ეწოდოს.

ზემოთ დასახელებული გრავიტაციული პროცესები დროში სწრაფად ვითარდება, თანაც წყვეტილად. მათ გვერდით ცნობილია გამოფიტული და მონგრეული მასალის ფერდობზე გადაადგილება, რომელსაც, ფაქტობრივად, დროში უწყვეტი ხასიათი აქვს და ამავე დროს ძალზე ნელა მიმდინარეობს. მთავარ მამოძრავებელ ძალად კვლავ სიმძიმის ძალა რჩება, თუმცა არ არის გამორიცხული მცირე, მაგრამ მაინც წყლის მონაწილეობაც. ამ პროცესს **კრიპი** („კრიპ“ – ცოცვა, ღოდვა, ინგლ.) ეწოდება. კრიპი მიმდინარეობს როგორც მონგრეულ ქანებში, ისე ნიადაგშიც. კრიპი გამოიხატება მონგრეული დიდი ბლოკების ან უფრო წვრილი მასალის გადაადგილებით დაქანების მიმართულებით. შედარებით ადვილად გადაადგილდება ის მასალა, რომელიც მეტ-ნაკლებად დამუშავებულია. ზოგჯერ ზედაპირზე გაშვილებულია ციცაბო დაქანების მქონე შრეებრივი ქანები, რომელთა ზედა ნაწილი კრიპის განვითარების გამო გალუნულია. ეს იქნება ე.წ. **თავნახრილი შრეები** (სურ. 5.1.).



სურ. 5.1. კრიპის მაჩვენებელი „თავნახრილი შრეები“

კრიპის განვითარება დაკავშირებულია ფიტვითი ქერქის ფენის გაფართოება-შეკუმშვასთან. ფენის გაფართოებისას (რაც შეიძლება ფიტვითი ქერქის გათბობით იყოს გამოწვეული) მასში არსებული ცალკეული დიდი თუ პატარა ნატეხები აიტანება მაღლა, ფერდობის დაქანების მართობულად. ფენის შეკუმშვისას ნატეხები ქვევით ეშვება, ოღონდ ეს დაშვება უკვე მის პირვანდელ ადგილზე დაბრუნებას კი არა, არამედ უფრო ქვევით განლაგებას გულისხმობს (სიმძიმის ძალის მოქმედებიდან გამომდინარე). პროცესის არაერთგზის განმეორებით მასალა თანდათან ქვევით გადაადგილდება. სწორედ ეს არის **კრიპი** ანუ **მელოდი** (ალ. ჯანელიძე, 1972).

ეს პროცესი განსაკუთრებით ეფექტურად მიმდინარეობს პოლარულ მხარეებში არსებულ მარადმზრალ ნიადაგებში, სადაც ნიადაგური ფენის გაფართოება გამოწვეულია მასში არსებული წყლის გაყინვით. კრიპის ამ ნაირსახეობას **სოლიფლუქცია** ეწოდება.

როგორც ვხედავთ, კრიპის მოძრაობის დანახვა შეუძლებელია. თუმცა მისი გამოცნობა შეიძლება იმავე თავნახრილი შრეების, ნაყირავებული ღობეებისა და ბოძების, დახრილი ხეების („მთვრალი ტყე“) და სხვა მსგავსი ფორმების არსებობით (სურ. 5.1).

მენყერი გრავიტაციული პროცესების ის სახეა, სადაც წყალი (სიმძიმის ძალასთან ერთად) უკვე მნიშვნელოვან როლს ასრულებს. მენყერის დროს ხდება ქანების ერთი ნაწილის დაცურება მის ქვეშ მდებარე ქანებზე. როგორც წესი, დაცურება შრეებრიობის გასწვრივ ხდება, თუმცა შეიძლება იგივე პროცესი სხლეტის ზედაპირის გასწვრივაც განვითარდეს. მენყერის განვითარების აუცილებელი პირობაა შრეთაშორისი (დასამენყერ და მის ქვეშ მდებარე შრეებს შორის) შეჭიდულობის შემცირება. ეს, როგორც წესი, ხდება იმ შემთხვევაში, როცა საგები შრე თიხითაა წარმოდგენილი. თიხა ხომ პრაქტიკულად წყალგაუმტარია. ამიტომ მის ზედაპირზე მოხვედრილი წყალი შიგნით ველარ ჩაიჭონება, თიხის შრის ზედაპირი წყლით იპოხება და ჩნდება საშუალება სათანადო პირობებში მის თავზე მდებარე შრეების დაცურებისა. სათანადო პირობები კი გულსხმობს შრეთა გარკვეული კუთხით დაქანებას (შრეების ჰორიზონტული განლაგების შემთხვევაში ხომ ვერ მოხდება დამენყერა?), დასამენყერი შრეებისათვის საყრდენის გამოცლას (წინააღმდეგ შემთხვევაში პროცესი ვერ განვითარდება) და იმ ძალას, რომელიც მოძრაობაში მოიყვანს დასამენყერ შრეებს (მაგალითად, მიწისძვრა).

დაქანების ზედაპირი, რომლის გასწვრივაც ხდება ქანების დაცურება, როგორც წესი, ჩაზნექილია. ის მკვეთრად არის დაქანებული ზედა ნაწილში, მენყერის საწყის უბანზე და სწორდება მის ბოლოში. დამენყერის შედეგად მის სათავეში შეიძლება დეპრესია გაჩნდეს. დეპრესიის წყლით ავსების შემთხვევაში გაჩნდება ტბა (ასეთი გენეზისისაა კუს ტბა თბილისში). ტბა წარმოიშობა იმ შემთხვევაშიც, როცა მენყერი მდინარის ხეობას გადაკვეთს და წყალს დააგუბებს (მაგალითად, რინის ტბა საქართველოში).

მენყერების მოძრაობა მეტწილად არცთუ მაღალი ტემპით გამოირჩევა. თანაც მენყერული პროცესები დროში წყვეტილია და კრიპივით პერმანენტულად არ მიმდინარეობს. დამენყერილი სხეულების ზომები სხვადასხვაა – უმცირესიდან გრანდიოზულამდე.

სელების („სელ“ – მძვინვარე ნაკადი, ღვარი, არაბ.), იმავე **ღვარცოფების** შემთხვევაში წყალი (ძირითადად ზედაპირული წყალი) უკვე გადამწყვეტ როლს ასრულებს. სელი წარმოადგენს ტალახისა და ქვის (როგორც ამბობენ – ქვატალახოვან) ნაკადს, რომელშიც სხვადასხვა ზომის ქვიერი მასალაა ჩართული – დიდი, ერთმეტრიანი და მეტი ზომის ლოდებიდან უმცირეს მარცვლებამდე. მყარი მასალის შემცველობა სელურ ნაკადებში 70-90%-მდე შეიძლება იყოს.

სელების წარმოშობა, როგორც წესი, მთიან მხარეებში ხდება, სადაც დანაწევრებული რელიეფისა და დიდი დაქანების მქონე ფერდობების, ასევე დიდძალი გამოფიტული მასალის არსებობის პირობებში, თავსხმა წვიმებისა ან დამდნარი თოვლის მეშვეობით ჩნდება ტალახის (ფართო გაგებით) ნაკადები. ეს ნაკადები დიდი სიჩქარითა და საშინელი ძალით მოექანება დაბლობისაკენ და ანადგურებს ყველაფერს. ბევრ ასეთ ნაკადს დაუწვრთვია გზები, საცხოვრებელი სახლები, გაუნადგურებია მრავალი ჰექტარი სასოფლო-სამეურნეო სავარგული.

სელური პროცესები აღინიშნება კახეთში, მდ. დურუჯის ხეობაში, სადაც პერიოდულად ვითარდება დამანგრეველი ძალის ღვარცოფული პროცესები, რაც საშიშროებას უქმნის ქალაქ ყვარელს და მიმდებარე ტერიტორიებს. 1899 წელს სელურმა ნაკადმა მდინარე დურუჯის სათავეებიდან ჩამოიტანა 224 ტ. წონის ლოდი.

სელების თავისებურ ნაირსახეობას წარმოადგენენ ე.წ. **ლახარები**. ეს იგივე სელებია, ოღონდ მათი განვითარება ხდება ვულკანური კონუსების ფერდობებზე, თანაც ნაკადების შემადგენელი მყარი მასა მხოლოდ ფხვიერი ვულკანური მასალით, ძირითადად ფერფლითა და მტვრით არის წარმოდგენილი. თუმცა ვხვდებით უხემ მასალასაც. ლახარების ნაკადის სიჩქარემ შეიძლება 100კმ/სთ-ს მიაღწიოს (სურ. 5.2).



სურ. 5.2. ლახარი ინდონეზიის ერთ-ერთ სოფელში, ვულკან გალუნგუნგის ამოფრქვევის შემდეგ, 1982 წელი
(Robin Holcomb, U.S. Geological Survey)

გრავიტაციული პროცესები წყალშიც საკმაოდ ინტენსიურად მიმდინარეობს. ამ მხრივ საუკეთესო ობიექტია ოკეანე. ოკეანეების ფსკერზე დაქანებული რელიეფის შემთხვევაში ხშირია ასეთი პროცესების განვითარება. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით საინტერესოა კონტინენტური ბექობი. კონტინენტური ბექობის თავზე დაგროვებული მასალა რაიმე მიზეზის გამო (ვთქვათ, მიწისძვრა) დაიძვრება კონტინენტური ბექობის ძირისაკენ, უშუალოდ ფერდობზე ან ამ ფერდობზე არსებულ კანიონებში. ზოგჯერ შეიძლება მთელი წყებების დაცურება (დამეწყვრა) მოხდეს. ეს წყებები გზაში დაიმსხვრევა და მეტ-ნაკლებად უწესრიგოდ განლაგდება ბექო-

ბის ძირში. ასე უნდა იყოს წარმოშობილი ათეული მილიონი წლების წინ თბილისის მიდამოებში გაჩენილი ე.წ. „არეულშრეებრივი კონგლომერატი“. უფრო ხშირად კონტინენტურ ბექობზე, სელური ნაკადების მსგავსად, ეშვება **ტალახის ნაკადები ან სიმღვრივის ნაკადები**.

გრავიტაციული პროცესების შესწავლის მნიშვნელობა და მათთან ბრძოლის ღონისძიებები

გრავიტაციულ პროცესებს, განსაკუთრებით კი მენყრებს, სელებს (ღვარცოფებს) და ზვავ-ნამზღვლეებს უდიდესი ზიანი მოაქვს ადამიანებისათვის. ამიტომ დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მათი ბუნების შესწავლასა და პროგნოზირებას. ცნობილია მრავალი ფაქტი იმის თაობაზე, თუ ამა თუ იმ გრავიტაციულმა პროცესმა რა მძიმე შედეგები მოიტანა.

2015 წლის 13-14 ივნისს მდინარე ვერეს აუზში მოსულმა ძლიერმა ნალექმა მდინარე ვერესა და მის შენაკადებზე გამოიწვია წყლის დონის მკვეთრი მატება და მენყრულ-ღვარცოფული პროცესების განვითარება, რასაც მოჰყვა წყნეთი-ბეთანის, წყნეთი-ახალდაბის და კოჯორი-მანგლისის საავტომობილო გზების მწყობრიდან გამოყვანა, თბილისში დაზიანდა მდ. ვერეს ხეობის დაბალ ნიშნულებზე განლაგებული საცხოვრებელი სახლები, სხვადასხვა დანიშნულების ინფრასტრუქტურული ობიექტები, შენობა-ნაგებობები, დაიღუპა 19 ადამიანი.

საქართველოს ტერიტორიაზე დაფიქსირებულია 53 ათასამდე მენყრულ-გრავიტაციული და 3000 ღვარცოფსაშიში უბანი. ამ ნიშნით განსაკუთრებით გამოირჩევა აჭარის, სვანეთის, რაჭა-ლეჩხუმის, მცხეთა-მთიანეთის, კახეთის მთიანი რეგიონები, ასევე სამცხე-ჯავახეთის, სამეგრელოსა და იმერეთის მთისწინეთი. მძიმე ვითარებაა შექმნილი მთიან რეგიონებში, სადაც სტიქიის გააქტიურების პირობებში არცთუ იშვიათად საჭირო ხდება მოსახლეობის აყრა ისტორიულად დამკვიდრებული საცხოვრებელი ადგილებიდან და გაყვანა სხვა რეგიონებში. ამას XX საუკუნის მეორე ნახევარში მოჰყვა ათეულობით სოფლის დაცარიელება მთაში. ამგვარ სტიქიურ მოვლენებს ხშირად თან სდევს ადამიანთა მსხვერპლი. 1987 წლიდან დღემდე საქართველოში გეოლოგიურმა სტიქიამ შეინირა 600-ზე მეტი ადამიანი, ხოლო ბოლო 35 წლის განმავლობაში მათმა რიცხვმა 1000-ს გადააჭარბა.

ადამიანები კარგა ხანია აქტიურად ილაშქრებენ მათთვის ზიანის მომტანი პროცესების წინააღმდეგ. ამ ბრძოლას მრავალნაირი ხასიათი აქვს: რამდენადაც ფერდობზე შემჩნეული სწრაფად მზარდი ნაპრალები ჩამოქცევით-მენყრული პროცესების განვითარების მაჩვენებელია, სწრაფად ხდება ასეთი ფერდობების გამაგრება, ვთქვათ, ძლიერი ფესვების მქონე მცენარეულობით; ფერდობის ბოლოში შეიძლება საბჯენი კედლების აშენებაც; მენყრების განვითარების ზონაში ხდება ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების სასურველი მიმართულებით წარმართვა; ზღვების სანაპირო ზოლებში შენდება ნაპირდაცვითი ნაგებობები (დამბები, ტალღასაჭრელები); დამბებით ან კაშხლებით ხდება აგრეთვე იმ მდინარეული კალაპოტების გადაკეტვა, სადაც სელის განვითარებაა მოსალოდნელი და სხვ.

თავი 6. ქარის გეოლოგიური მოქმედება (ეოლური პროცესები)

ქარი ძალზე მნიშვნელოვან გეოლოგიურ მოქმედებას აწარმოებს. ამ პროცესს ხშირად **ეოლურს** უწოდებენ („ეოლოს“ – ქარის ღმერთი ბერძნულ მითოლოგიაში, გადატანითი მნიშვნელობით – ქარი). ეოლური პროცესების არსია ნაშალი მასალის (უმეტეს შემთხვევაში წვრილმარცვლოვანის) ატაცება-განიავება, ქარის საკუთარი ძალისა და ამ მასალის მეშვეობით ქანების (კლდეების) დანგრევა, დაბოლოს მონგრეული მასალის გადატანა და დალექვა. შესაბამისად, ქარის გეოლოგიური მოქმედების ოთხ ძირითად სახეს განარჩევენ – **დეფლაციას, კორაზიას, გადატანასა და აკუმულაციას (დაგროვებას)**.

ვიდრე ქარისმიერი ქმედების ამ ოთხ პროცესს შევხებოდეთ, საჭიროა ყურადღება გავამახვილოთ ერთ მეტად მნიშვნელოვან მომენტზე. ვიცით, რომ ქარი მთელ დედამიწის ზურგზე, ყველგან მოქმედებს, მაგრამ მისი გეოლოგიური ქმედების უდიდესი ეფექტი, ფაქტობრივად, მხოლოდ უდაბნოებში მჟღავნდება. უდაბნო კი არის ის ადგილი, სადაც ატმოსფერული ნალექები თითქმის არ მოდის (მათი წლიური ჯამი 100-200 მმ-ს ძლივს აღწევს); უაღრესად დიდია ტემპერატურის დღელამური მერყეობა (50°-მდეც კი ადის); ფაქტობრივად, არ არის განვითარებული მცენარეული საფარი, რის გამოც დედამიწის ქერქის ამგები ქანები უშუალოდ ზედაპირზე შიშვლდებიან. ყველა ეს გარემოება ძალიან უწყობს ხელს უდაბნოებში ფიზიკური ფიტვის ძლიერ განვითარებას და ამავე დროს ქმნის ქარის ეფექტური მოქმედების წინაპირობას. ქარის გეოლოგიური მოქმედების მაღალი ეფექტი უდაბნოებში იმიტაც არის გამომხატული, რომ ამ უკანასკნელთ ხმელეთის თითქმის მეხუთედი უკავიათ.

უდაბნოს ორი ტიპი არსებობს – **კლდოვანი** ან **ქვიანი უდაბნო**, რომელსაც აფრიკაში **ჰამადას** უწოდებენ, და **ქვიანი უდაბნო**, რომელსაც აფრიკაში **ერგი**, ხოლო შუა აზიაში **ყუმი** ჰქვია (გავიხსენოთ ყიზილყუმი – წითელი ქვიშის უდაბნო, ყარაყუმი – შავი ქვიშის უდაბნო).

კლდოვანი უდაბნო მეტ-ნაკლებად დანაწევრებული, დადებითი რელიეფით ხასიათდება, სადაც ზედაპირზე ამოშვერილია სხვადასხვა ფორმის თუ მოყვანილობის კლდეები, რომელთა ძირში ყოველთვის არის ლოდებისა და ლორღის გროვა. ქანები ზედაპირზე მუქი ფერისაა, გარუჯულია რკინისა და მანგანუმის მარილების თხელი ნანაცხებებით, რომლებიც სიღრმიდან კაპილარული ამონოვის შედეგად გადაეკვრება ზედაპირს. ასეთ გარუჯვას **უდაბნოს ნამზეურს** უწოდებენ. კლდოვან უდაბნოში ზოგჯერ დროებითი ნაკადების მიერ გაჭრილ ხეობებს ვხვდებით, რომელთაც **უადები** ეწოდება. თუმცა უადების გენეზისს სხვაგვარადაც ვარაუდობენ.

ქვიშიანი უდაბნო ანუ **ერგი**, ფაქტობრივად, ჰამადის გვერდით მდებარე დეპრესიას წარმოადგენს, რომელიც სხვადასხვა სიმსხოს ქვიშით არის ამოვსებული. ეს ქვიშები უმეტეს შემთხვევაში კვარცისაგან შედგება, რამდენადაც კვარცი ფიტვითი პროცესებისადმი ყველაზე მდგრადი მინერალია.

აღბათ ადვილი მისახვედრია, რომ ზემოთ დასახელებული ეოლური პროცესების ოთხი სახიდან კლდოვანსა და ქვიშიან უდაბნოებში განსხვავებული პროცესები იქნება წამყვანი. კერძოდ, ჰამადაში არსებით როლს ასრულებს დეფლაცია, განსაკუთრებით კი კორაზია, მაშინ როცა ერგისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა აკუმულაციურ პროცესს ენიჭება (დეფლაციასთან ერთად).

დეფლაცია („დეფლაციო“ – ჩამონიავება, გამოქარვა, ლათ.) გულისხმობს უკვე გამოფიტული და დაშლილი მასალის ქარის მიერ ატაცებას და გაფანტვა-განიავებას. დეფლაციის შედეგად ძირითადად წვრილი ან წმინდა მასალა (წვრილი ქვიშები, ალევრიტები, პელიტები) გაიტანება. ქარს მაგარი, მაგრამ დანაპრალიანებული ქანების ნაპრალებიდანაც გამოაქვს გამოფიტული მასალა. დეფლაციის წყალობით ზოგჯერ ე.წ. **ეოლური ქვაფენილები** ჩნდება – ქარს გააქვს წვრილი და წმინდა მასალა, ადგილზე კი ღორღი, ხრეში, კენჭი და უფრო მსხვილი შეუცემენტებელი მასალა რჩება მხოლოდ. დეფლაციური პროცესებით შეიძლება გაჩნდეს დეპრესიები, ე.წ. **დეფლაციური ქვაბულები**, რომელთა ფსკერი შესაძლოა მსოფლიო ოკეანის დონეზე რამდენიმე ასეული მეტრით დაბლაც კი იყოს. დეფლაციური ქვაბულები ფართოდ არის გავრცელებული შუა აზიის, არაბეთის და ჩრდილო აფრიკის უდაბნოებში. რამდენიმე ასეთი ქვაბული ცნობილია გობის უდაბნოში (ცენტრალური აზია), სადაც თითოეული მათგანის სიგრძე დაახლოებით 50 კმ-ია, სიღრმე კი 30 მ. განზომილებების თვალსაზრისით უფრო შთამბეჭდავი სურათია ლიბიის უდაბნოს (ჩრდილო აფრიკა) ქვაბულებში.

დეფლაციით ატაცებულ მასალას ქარი ხშირად იყენებს კორაზიული პროცესების წარმართვისათვის.

კორაზია („კორაძო“ – ვფხეკ, ლათ.) ეწოდება ქარის მიერ ატაცებული მასალით ქანების (კლდეების) დანგრევა-მოსწორებას ან, სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ქანების მექანიკურ დამუშავებას. ამ პროცესის დროს ხდება ქანების გახეხვა-გაფხეკა, გაშლიფვა, მოპრიალება და გახვრეტაც კი.

როგორც აღვნიშნეთ, კორაზია ძალიან დამახასიათებელია კლდოვანი უდაბნოებისათვის. სწორედ ამგვარი პროცესების ქმედებით კლდოვან უდაბნოებში იქმნება სპეციფიკური რელიეფის ფორმები, რომლებიც, ხატოვნად რომ ვთქვათ, ჰამადის სავიზიტო ბარათს წარმოადგენენ.

ქანების სიმაგრე ხშირად არაერთგვაროვანია. ამ არაერთგვაროვნებას ზოგჯერ უზნობრივი ხასიათი აქვს. ზოგ შემთხვევაში ის გამოიხატება შრეებრივ ქანებში რბილი და მაგარი ფენების მონაცვლეობაში. ქარის კორაზიული მოქმედებით, რომელსაც წინ, რა თქმა უნდა, ფიტვითი პროცესები უსწრებდა, რბილი ქანები უფრო ადვილად მოინგრევა, ვიდრე მაგარი. შედეგად პირველ შემთხვევაში **ფიჭისებური** ფორმის რელიეფს მივიღებთ, ხოლო მეორეში – **ზოლებრივად** დაღარულს (სურ. 6.1).



სურ. 6.1. ქარის კორაზიული მოქმედებით დამუშავებული ქანები, გრაკალის მიდამოები

ქარის კორაზიული მოქმედება მიწის ზედაპირთან ახლოს უფრო ძლიერია, ვიდრე ზევით (ქარის მიერ ატაცებული მასალა ქვევით უფრო უხეშია და თანაც მეტი). ამიტომ ქანები ქვედა ნაწილში უფრო მეტად ინგრევა. ცვალებადი მიმართულების ქარის შემთხვევაში ქანის ქვედა ნაწილში რალაც ფეხისმაგვარი კეთდება, საერთო ფორმა კი **სოკოსებური** იქნება(სურ. 6.2). არის კიდევ სხვა ფორმებიც.



სურ. 6.2. სოკოსებური კორაზიული ფორმა
(*Короновский, Якушова, 1991*)

უდაბნოში, ფაქტობრივად, მუდმივი ქარის პირობებში, ქვიშაზე მდებარე ცალკეული ლოდები ნახნაგოვანი ხდება. თუ ქარი მიმართულებას იცვლის, მიიღება მრავალნახნაგა ქვები, მოპრიალებული ზედაპირებითა და შედარებით მკვეთრი წიბოებით. ასეთ ქვებს **ფაცეტისანი** ან **კანტისანი** ქვები ჰქვია. გერმანელები მათ **დრაი-კანტერებსაც** უწოდებენ.

უდაბნოებში ცნობილია აგრეთვე შედარებით რბილი ქანების არსებობით განპირობებული დაღარული რელიეფი. ღარები ერთმანეთისაგან პატარა „ქედებით“ არის გამოყოფილი. ეს ღარები, რომელთა სიღრმე სანტიმეტრებიდან ერთეულ მეტრებამდე შეიძლება იყოს, ორიენტირებულია გაბატონებული ქარის მიმართულებით. უდაბნოს რელიეფის ასეთ ფორმებს **იარდანგები** ჰქვია.

მასალის გადატანა. ქარის მიერ მასალის გადატანა ხდება ორგვარად – ატაცებულ მდგომარეობაში და სალტაციით (ზედაპირზე ხტუნვა-თრევით). ატაცებულ მდგომარეობაში ქარს შედარებით წვრილი მასალა გადააქვს. ეს არის პელიტური (თიხის), ალევრიტული (მტვერის) და პსამიტური (ქვიშის) ზომის მარცვლები. გადატანის სიმაღლესა და მანძილს განსაზღვრავს ისეთი სიდიდეები, როგორცაა ქარის სიძლიერე, მარცვლის ფორმა, ზომა, ხვედრითი წონა. შედარებით მსხვილი ქვიშის მარცვლები ზედაპირიდან რამდენიმე მეტრ სიმაღლეზე თუ გადაიტანება. აღსანიშნავია, რომ ტრანსპორტირებისას ქვიშები (ან უფრო წმინდა მასალაც) ერთმანეთთან ძლიერი ხახუნის გამო იდეალურად მუშავდება, მრგვალდება. აქ ეს პროცესი უფრო შთამბეჭდავია, ვიდრე წყალში. ალევრიტული ან პელიტური მასალა ძალიან მაღლა (კილომეტრებზე) აიტანება ტროპოსფეროში და საკმაოდ შორსაც გადაიტანება. ცნობილია, რომ საჰარისა თუ აფრიკის სხვა უდაბნოების მტვერი ატლანტურ ოკეანეში 2500 კმ-ის მანძილზე გადადის. ა. ალისონისა და დ. პალმერის მონაცემებით, საჰარის უდაბნოს მტვერი მიკვლეულია ღრმა ზღვის ნალექებში კარიბის კუნძულების მახლობლად, საწყისი პუნქტიდან 4500 კმ-ის დაშორებით.

აკუმულაცია („აკუმულაციო“ – დაგროვება, ლათ.). რადგანაც მტვერი და ქვიშა ქარის მიერ სხვადასხვა სიმაღლეზე გადაიტანება, მათი დალექვაც განცალკევებულად, სხვადასხვა ადგილაში ხდება. ქვიშა, როგორც წესი, ჰამადის მეზობლად არსებულ დეპრესიებში – ქვიშიან უდაბნოებში ან ოკეანის, ზღვის, ტბის და მდინარის სანაპიროებზე გროვდება და გვაძლევს მეტად თავისებურ ფორმებს – **ბარხანებსა** და **დიუნებს**. მტვერი უდაბნოს გარე ზოლში – სტეპებში ილექება და საბოლოოდ მისგან **ლიოსი** წარმოიშობა.

ბარხანი უდაბნოებში მოძრავი ქვიშის ბორცვია, ასიმეტრიული ფორმის, დამრეცი ქარალმა და ციცაბო ქარზურგა ფერდებით. გეგმაში ბარხანს ნახევარმთვარის ფორმა აქვს. ქარალმა ფერდის დაქანების კუთხე 10-15°-ია, ხოლო ქარზურგასი – 32-35°. ფერდების ურთიერთშეხების ზოლში მეტ-ნაკლებად მკვეთრი ქედი გამოიყოფა. ქარალმა ფერდისათვის ძლიერ დამახასიათებელია ტალღებრივი (რიპელმარკებიანი) ზედაპირი. ბარხანის გვერდითი კიდეები ნაწვეტებულია, ნაგრძელებულია წინისაკენ და ქმნის ე.წ. „ბარხანის რქებს“. ბარხანების სიმაღლე სხვადასხვაა – რამდენიმე მეტრიდან 30, ზოგჯერ 100მ-მდეც კი. გვხვდება როგორც ცალედი (ეული) ბარხანები, ისე ბარხანთა ძენკვები (სურ. 6.3).

ბარხანის წარმოშობის აუცილებელი პირობაა რაიმე წინააღმდეგობის არსებობა, რომლის ირგვლივაც თავს იყრის ქვიშის მასა, რომლისგანაც საბოლოოდ ბარხანის ფორმირება ხდება.



სურ. 6.3. ბარხანი, საჰარის უდაბნო

ბარხანები მოძრაობენ, ისინი წინ, გაბატონებული ქარის მოძრაობის მიმართულეობით გადაადგილდებიან – ქარს გადააქვს ქვიშის მარცვლები ქარალმა ფერდიდან ქედისაკენ, საიდანაც მარცვლები ქარზურგა ფერდზე ეშვება. ამგვარად, ხდება ქარალმა ფერდის ახვეტა, ხოლო ქარზურგა ფერდის წინ წანწევა. ბარხანიც წინ იწევის. გადაადგილების სიჩქარე სხვადასხვაა – წელიწადში რამდენიმე მეტრიდან დღე-ღამეში რამდენიმე ათეულ მეტრამდე.

ბარხანები, როგორც ვთქვით, უდაბნოებში, კერძოდ, ქვიშიან უდაბნოებში ვითარდება. მათი ამგები მასალა (ძირითადად კვარცის ქვიშები) კი კლდოვანი უდაბნოდან შემოდის.

უდაბნოებში ცნობილია არა მარტო განედურად (ქარის მიმართულეობის მართობულად) განოლილი ბარხანთა ძენკვები, არამედ ე.წ. გასწვრივი ბარხანებიც.

დიუნს ზოგადად ქარის მიერ მოტანილ ქვიშის გროვას უწოდებენ. ასეთი განმარტებისას აქცენტი არ არის გაკეთებული არც მის ფორმასა და, რაც უფრო არსებითია, არც მისი წარმოშობის ადგილსა და ამგებ მასალაზე (ეოლური, ზღვიური, ტბიური, მდინარეული, მყინვარული). მთავარია, რომ ბორცვის სახით წარმოდგენილი ქვიშის ეს გროვა ქარის მოქმედების შედეგია. ასეთ შემთხვევაში ბარხანიც დიუნის ერთ-ერთი ნაირსახეობა იქნება. სხვა მკვლევართა აზრით, დიუნების წარმოშობა ხდება ოკეანისპირა, ზღვისპირა, ტბისპირა, მდინარისპირა ზოლებში ქარის გეოლოგიური მოქმედების შედეგად და მათი გენეზისი სულაც არ არის დამოკიდებული სპეციალური კლიმატური პირობების არსებობაზე. ერთი კია, რომ ამ შემთხვევაში დიუნების გენეზისისათვის მხოლოდ უდაბნოს გარემოა უარყოფილი. გამოდის, რომ ამგვარი შეხედულების ავტორები შინაარსობრივად განასხვავებენ ბარხანებსა და დიუნებს ერთმანეთისაგან. ჩვენთვის ძალიან ძნელია რაიმეს გადანწყვეტით თქმა. თუმცა ამკარაა, რომ ბარხანები მხოლოდ უდაბნოს ფორმებს წარმოადგენენ და ამნიშნით ისინი თითქოს ემიჯნებიან დიუნებს. თუმცა სულაც არ არის მიუღებელი ის აზრი, რომ ეოლური აკუმულაციის ყველა ფორმას ზოგადად დიუნები ეწოდოს. ასეთ შემთხვევაში ბარხანი უდაბნოს დიუნი იქნება.

ეოლური პროცესების შესწავლის პრაქტიკული მნიშვნელობა

გრავიტაციული პროცესების მსგავსად, ეოლურ პროცესებსაც საკმაო ზიანი მოაქვს ადამიანებისათვის – ქვიშა ნთქავს ნაყოფიერ მიწებს, ანგრევს სატრანსპორტო კომუნიკაციებს, ზოგჯერ ქალაქებსაც ანადგურებს. რამდენიმე ათასწლეულის წინ ლიბიის უდაბნოს დიდი ნაწილი უმშვენიერესი ადგილი ყოფილა, დღეს კი უდაბნოდაა ქცეული. ცნობილი სფინქსი ქაიროს (ეგვიპტე) მახლობლად ქარის მიერ მთლიანად დაღარულია. საჰარის უდაბნო ენერგიულად უტევს აფრიკის კონტინენტს და ჩრდილოეთით და სამხრეთით აფართოებს თავის საზღვრებს.

უდაბნოს შემოტევის შეჩერება შეიძლება, პირველ რიგში, ბარხანებზე, დიუნებსა თუ ქვიშის სხვა ფორმებზე ფესვმაგარი მცენარეული საფარის (ხეები, ბუჩქები) გაშენებით. ქვიშის მოძრაობის შეჩერების სხვა გზებიც არსებობს. თურმე უდაბნოს მორწყვაც კი შეიძლება (რა თქმა უნდა, არა მთლიანად).

თავი 7. მიწისქვეშა წყლების გეოლოგიური მოქმედება

წყლის გეოლოგიური მოქმედება მეტად მრავალფეროვანი და უალრესად ეფექტურია. საკმარისია მხოლოდ ვახსენოთ ოკეანე, ზღვა, ტბა ან მდინარე, რომ ჩვენთვის ნათელი გახდეს მათი გეოლოგიური მოქმედების მასშტაბები. ამ თვალსაზრისით გამონაკლისს არც მიწისქვეშა წყალი წარმოადგენს.

მაინც რას ვუნოდოთ მიწისქვეშა წყალი? მიწის შიგნეთში – ნიადაგსა თუ ქანების ფორმებსა და ნაპრალებში ან კარსტულ გამოქვაბულებში არსებულ წყალს **მიწისქვეშა წყალი** ეწოდება. აქვე უნდა დავძინოთ, რომ მიწისქვეშა წყალი დედამიწის წყლის სფეროს – **ჰიდროსფეროს** ერთ-ერთი შემადგენელი ნაწილია. მიწისქვეშა წყლებს და მათ გეოლოგიურ მოქმედებას სწავლობს მეცნიერება, რომელსაც **ჰიდროგეოლოგია** ეწოდება.

მიწისქვეშა წყლების ფორმირებისათვის არსებითი მნიშვნელობა აქვს ფორმებსა და ნაპრალებში წყლის გადაადგილებას, რაც ძირითადად განსაზღვრულია ქანების საერთო ფორიანობით. საერთო ფორიანობაში იგულისხმება ყველა ის სიცარიელე, რომელიც ქანშია – ნაპრალები, ბზარები, სიცარიელები, ფორები. ფორიანობის ხარისხის გამოსახატავად საერთო ფორიანობის მაჩვენებელს ყოფენ ქანის მთლიან მოცულობაზე (ფორიანობის ჩათვლით). როგორც წესი, ფორიანობის მაჩვენებელს პროცენტებში უთითებენ. ცხადია, რომ საერთო ფორიანობის მაღალი პროცენტის მქონე ქანები წყალგამტარიანობის მაღალი უნარიანობის ხასიათდებიან. რამდენადმე განსხვავებული სურათი გვაქვს საკუთრივ ფორიანობაზე (ნაპრალების, ბზარებისა და სიცარიელების გარეშე) საუბრის დროს. გასაგებია, რომ სხვადასხვა ქანს ფორიანობის სხვადასხვა ხარისხი ახასიათებს. მონაცემთა მერყეობა დიდ დიაპაზონშია. მაგალითად, გამოუფიტავი, უნაპრალო გრანიტის ფორიანობა 1 %-ია, მაშინ როცა ცუდად შეცემენტებული ქვიშაქვისა 40%-ზე მეტია. ცხადია, რომ ეს უკანასკნელი პირველთან შედარებით წყალგამტარიანობის გაცილებით მაღალი უნარით გამოირჩევა. მაგრამ მაღალი ფორიანობა ზოგ შემთხვევაში სულაც არ ნიშნავს კარგ წყალგამტარიანობას. ამის საუკეთესო მაგალითია პემზა და განსაკუთრებით კი თიხა. თიხების ფორიანობა ზოგჯერ 50-60%-ია, ე.ი. ძალზე მაღალი. სინამდვილეში კი თიხები წყალგაუმტარი ქანებია. საქმე ისაა, რომ ფორიანობა კი მაღალია, მაგრამ ფორები უწვრილესია, რაც ძალიან აფერხებს, ან საერთოდ უშლის ხელს მათში წყლის მოძრაობას.

ზემოთქმულიდან გამომდინარე, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ არსებობენ **წყალგამტარი** (კარგი, საშუალო და ა.შ.) და **პრაქტიკულად წყალგაუმტარი** ქანები.

წარმოშობის მიხედვით ანუ გენეტიკურად მიწისქვეშა წყლების სამი ტიპი გამოიყოფა:

1) **ინფილტრაციული**, 2) **სედიმენტაციური** და 3) **იუვენური**. ამ სამი ტიპიდან უმთავრესია ინფილტრაციული, რადგანაც მასზე მოდის მთელი მიწისქვეშა წყლების „ლომის წილი“, მაშინ როცა მომდევნო ორი ტიპის როლი ძალზე უმნიშვნელოა.

ინფილტრაციულ („ინფილტრაცია“- განურვა, ჩაჟონვა, ლათ.) მიწისქვეშა წყალს სხვაგვარად **ვადოზურს** ან **მეტეორულს**, ზოგჯერ **ატმოსფერულსაც** უწოდებენ. არსებითი კი ისაა, რომ ასეთი წყალი ჩნდება შიგნეთში – ნიადაგსა და ქანებში ფორებისა და ნაპრალების მეშვეობით ატმოსფერული ნალექების ჩაჟონვის შედეგად.

იუვენური („იუვენალის“ – ახალგაზრდა, ლათ.), ანუ **მაგმური** მიწისქვეშა წყლების გენეზისი დაკავშირებულია მაგმურ პროცესებთან. ასეთი წყლები ფორმირდება დედამიწის შიგნეთში წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად, როდესაც მაგმისაგან განცალკევებული წყლის ორთქლი ნაპრალებსა და ფორებს ზევით, დედამიწის ზედაპირისაკენ აუყვება, გზადაგზა ცივდება და წყლად ფორმირებას იწყებს.

ზოგი ავტორის აზრით, სუფთა იუვენური წყალი არც არსებობს, რამდენადაც ზევით მოძრაობისას ასეთი წყალი სხვადასხვა დონეზე ერევა სხვა ტიპის მიწისქვეშა წყლებს და ზედაპირზე უკვე ნარევის სახით ამოდის.

სედიმენტაციური („სედიმენტუმ“ – ნალექი, ლათ.) მიწისქვეშა წყლის წარმოშობა ხდება ზღვაში ნალექდაგროვებასთან ერთად. ასეთი წყალი, მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების (დიაგენეზისი, ტექტონიკური მოძრაობა) გავლენით, მნიშვნელოვან ცვლილებებს განიცდის. საბოლოოდ ეს არის გარკვეულ სიღრმეებზე ქანებში მოქცეული, მარილიანობის თვალსაზრისით სხვადასხვა ტიპის წყალი. ასეთ წყლებს ზოგჯერ **განამარხებულს** ან **რელიქტურს** (ნარჩენს) უწოდებენ, რადგანაც ისინი ქანების დალექვის დროიდან არის შემორჩენილი.

გამოყოფენ კიდევ **კონდენსაციურ** მიწისქვეშა წყლებს. ასეთი ტიპის წყლები წარმოიშობა უმთავრესად უდაბნოებში, სადაც მცირე ატმოსფერული ნალექებისა და დიდი აორთქლების პირობებში ქანების ფორებსა და ნაპრალებში ჰაერში არსებული წყლის ორთქლი კონდენსირდება. ასე შეიძლება გაჩნდეს მტკნარი წყლის მცირე ლინზები უდაბნოში.

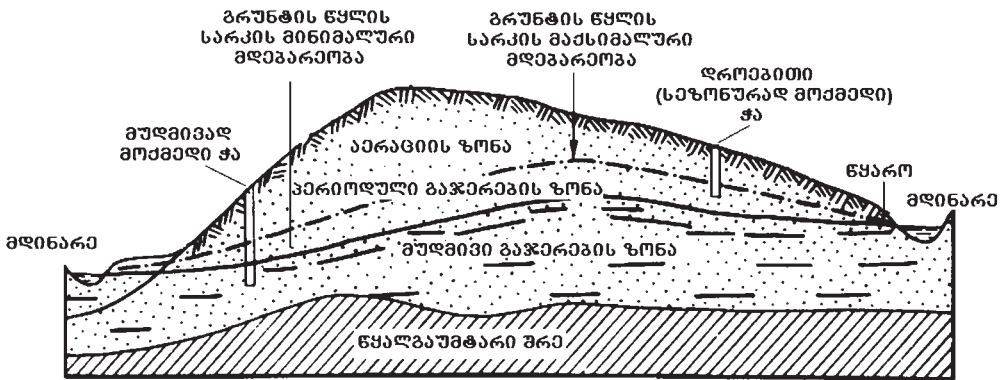
მიწის შიგნეთში განლაგების მიხედვით მიწისქვეშა წყლების რამდენიმე სახე გამოიყოფა. როგორც უკვე ვიცით, დედამიწის ქერქის სულ ზედა ნაწილი (გამოფიტვის ქერქის ზედა ნაწილი) ნიადაგით არის წარმოდგენილი. ნიადაგში ჩაჟონილ ატმოსფერულ ნალექებს უფრო ქვედა ნაწილებისაკენ გავრცელებისას ზოგჯერ გარკვეული წინააღმდეგობა ხვდება, რამაც შეიძლება ნიადაგში წყლის დაგროვება გამოიწვიოს. ეს იქნება ზოგადად **ნიადაგის წყლები**, რომლებიც აერაციის ზონაში გვხვდება.

ნიადაგის წყალი ზედაპირთან ახლოს მდებარეობს. უფრო ღრმად კი გრუნტის წყალი ჩნდება. **გრუნტის წყალი** ის მიწისქვეშა წყალია, რომელიც მდებარეობს პირველი წყალგაუმტარი შრის თავზე. თვით გრუნტის წყლის შემცველ შრეს ან

შრეებს წყალშემცველი ჰორიზონტი ჰქვია. განარჩევენ გრუნტის წყლის ფუძეს ანუ საგებს, რომელიც ემთხვევა პირველი წყალგაუმტარი შრის ზედაპირს და თვით გრუნტის წყლის ზედაპირს ანუ **სარკეს**. გასაგებია, რომ ვერტიკალური მანძილი ამ ორ ზედაპირს შორის მოგვცემს გრუნტის წყლის შემცველი ჰორიზონტის სიმძლავრეს.

ცნობილია, რომ გრუნტის წყლის სარკე სუსტად იმეორებს რელიეფის ფორმას – ამოზნექილია მთების თხემებთან და, პირიქით, დაქანებულია ფერდობებისაკენ. წყლის მოძრაობა სიმძიმის ძალის გავლენით ხევების, ხეობების, ზღვიური თუ ტბიური დეპრესიებისაკენ მიდის, სადაც რელიეფის მიერ წყალშემცველი ჰორიზონტის გადაკვეთისას წყალი გარეთ გამოდის **დაღმავალი წყაროების** სახით. ესაა ე.წ. **განტვირთვის არე**. წყლის მოძრაობის სიჩქარე სხვადასხვაა და დღე-ღამის განმავლობაში ერთეულ მეტრებში მერყეობს. მაქსიმალური სიჩქარე დაფიქსირებულია ძლიერ დაკარსტულ ქანებში (30მ-მდე დღე-ღამეში. ზოგი მონაცემით 250მ-მდეც კი).

გრუნტის წყლის **კვების არე** (ანუ არე, საიდანაც ხდება ატმოსფერული ნალექების ჩაჟონვა) ემთხვევა წყალშემცველი ჰორიზონტის გავრცელების არეს.



სურ. 7.1. გრუნტის წყლის მდებარეობის სქემა
(Якушова и др., 1988-ის მიხედვით)

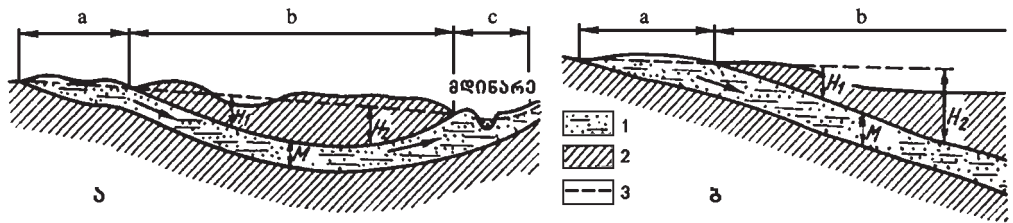
გრუნტის წყალი ძირითადად ატმოსფერული ნალექებით იკვებება. ამიტომ სწორედ ზედაპირიდან ჩანაჟონი წყალი განსაზღვრავს გრუნტის წყლის დონეს ან, სხვაგვარად, გრუნტის წყლის სარკის მდებარეობას. ეს უკანასკნელი კი ცვალებადია – კვების რეჟიმის მიხედვით ხან ზევით იწევს (უხვი ატმოსფერული ნალექების შემთხვევაში), ხან ქვევით (მწირი ატმოსფერული ნალექების შემთხვევაში). ზემოთქმულის გათვალისწინებით, გრუნტის წყლების გავრცელების არეში რამდენიმე ზონაა გამოყოფილი; **აერაციის ზონა** – სივრცე მიწის ზედაპირსა და გრუნტის წყლის სარკის მაქსიმალურ მდებარეობას შორის, **პერიოდული გაჯერების ზონა** – სივრცე გრუნტის წყლის მაქსიმალურ და მინიმალურ მდებარეობას შორის, **მუდმივი გაჯერების ზონა** – სივრცე გრუნტის წყლის მინიმალურ მდებარეობასა და გრუნტის წყლის

საგებს შორის. მუდმივი გაჯერების ზონა ის ზონაა, სადაც გრუნტის წყალი ყოველთვის არის. ამიტომ ამ ზონამდე გაჭრილ ჭაში ან ჭაბურღილში წყალი მუდმივად იქნება. პერიოდული გაჯერების ზონაში კი წყალი დროდადრო დაშრება (სურ. 7.1).

როგორც წესი, გრუნტის წყლებით იკვებება მდინარეები, თუმცა ზოგჯერ (წყალდიდობისას), პირიქით, მდინარე კვებავს გრუნტის წყალს.

ნიადაგისა და გრუნტის წყლები მიეკუთვნება უწნეო წყლებს. ამავე კატეგორიას განეკუთვნება **შრეთაშორისი უწნეო წყლები**. ასეთი წყალი, მართალია, ორ წყალგაუმტარ შრეს შორის არის მოქცეული, რის გამოც თითქოს წნევიანი უნდა იყოს, მაგრამ მას აქვს თავისუფალი განტვირთვის არე, რის გამოც წყალშემცველი ჰორიზონტი მთლიანად ვერ ივსება წყლით, რომელიც ამ უკანასკნელის ფუძეს იკავებს მხოლოდ.

წნევიანი ანუ არტეზიული წყლები. წნევიანი ან, სხვაგვარად, არტეზიული ეწოდება წყალს, როდესაც წყალშემცველი ჰორიზონტი მოქცეულია ორ წყალგაუმტარ შრეს შორის და ბოლომდე გაჯერებულია წყლით. სახელწოდება საფრანგეთის ერთ-ერთი პროვინციის, არტუას სახელიდან მოდის, რომელსაც ძველად არტეზია ერქვა. როგორც წესი, არტეზიული წყლები კონტინენტურ პლატფორმაზეა უმეტესად გავრცელებული, დიდ სიღრმეებზე გვხვდება და ხშირ შემთხვევაში არ გააჩნია განტვირთვის არე. სტრუქტურების თვალსაზრისით ასეთი წყლები სინკლინებსა და მონოკლინებში გვხვდება.



სურ. 7.2. წნევიანი ანუ არტეზიული წყლის მდებარეობის სქემა:

- ა – სინკლინურ სტრუქტურაში, ბ – მონოკლინში.
 - a – კვების არე, b – წნევის არე, c – განტვირთვის არე.
 - H_1 და H_2 – წნევა, M – არტეზიული ფენის სიმძლავრე
- (Якушова и др., 1988-ის მიხედვით)

როდესაც წნევიან წყალს განტვირთვის არე გააჩნია, არტეზიულ აუზში მის გარდა კიდევ ორი არე გამოიყოფა: კვებისა და წნევის (სურ. 7.2.ა და 7.2.ბ). **კვების არეში** ზედაპირზე გაშიშვლებულია წყალშემცველი ჰორიზონტი, რაც მისი ატმოსფერული წყლებით გავსების საშუალებას იძლევა. ეს ერთადერთი არეა, საიდანაც წყალშემცველი ჰორიზონტი იკვებება. **წნევის არე** ის ვრცელი ადგილია, სადაც წყალშემცველი ჰორიზონტი მთლიანად გადაფარულია წყალგაუმტარი შრეებით. სწორედ ეს არის წნევიანი წყლის გაჩენის მთავარი მიზეზი. **განტვირთვის არეში** წნევიანი წყლის ზედაპირზე ამოსვლა ანუ დრენაჟი ხდება. ცხადია, რომ კვების არე ჰიფსო-

მეტრიულად უფრო მაღლა უნდა იყოს, ვიდრე დრენაჟის არე. რაც უფრო დიდია სხვაობა ამ ორი არის სიმაღლეთა შორის, მით უფრო ძლიერი იქნება წყლის წნევა. კვებისა და განტვირთვის არის შემაერთებელი ხაზი განსაზღვრავს წნევიანი წყლის **პიეზომეტრულ** („პიეზო“ – ვანვები, ვკუმშავ, ბერძნ.) **დონეს**, ანუ გვიჩვენებს იმას, თუ წნევის არის ფარგლებში კონკრეტულ ნერტილში გაჭრილ ჭასა თუ ჭაბურღილში რა დონემდე ამოვა წყალი. თუ წნევიან წყალს განტვირთვის არე არა აქვს, მაშინ მისი პიეზომეტრული დონის მაჩვენებელი იქნება ჰორიზონტალური ხაზი, რომელიც კვების არის დონეზე გაივლის. შესაბამისად, წყალი წნევის არის ყველა ნერტილში თანაბარ სიმაღლეს დაიკავებს. იმ შემთხვევაში, როდესაც პიეზომეტრული დონე რელიეფის ზედაპირს ზევით ადის, წყალი შადრევანივით ამოჩქეფს. სხვათა შორის, წნევიანი წყალი განტვირთვის არეშიც ამოჩქეფს (ე.წ. აღმავალი წყარო).

არტეზიული წყლები მხოლოდ ცალკეულ წყალშემცველ ჰორიზონტებში როდი გვხვდება. უფრო ხშირად არტეზიულ აუზებთან გვაქვს საქმე, როდესაც რამდენიმე წყალშემცველი ჰორიზონტია ერთმანეთის მიყოლებით წარმოდგენილი. ცნობილი არტეზიული აუზებია პარიზის, მოსკოვის და სხვ. არტეზიული აუზები საქართველოშიც არის.

მინისქვეშა წყლების ქიმიზმი

როდესაც მინისქვეშა წყლების გეოლოგიურ მოქმედებაზეა ლაპარაკი, ძირითადად იგულისხმება იმ ქანების გამოფიტვა, დაშლა და ნგრევა, რომლებშიც ეს წყლები მოძრაობს. ამ ცირკულაციის წყალობით მინისქვეშა წყალი მრავალფეროვან გახსნილ მასალას იძენს და, შესაბამისად, მისი ქიმიურ-მინერალური შედგენილობაც გარკვეული ხასიათისა ხდება. დადგენილია, რომ მრავალფეროვანი შედგენილობის მიუხედავად, მინისქვეშა წყლებში წამყვანი როლი ენიჭებათ კალციუმ-მაგნიუმ-ნატრიუმთან ჰიდროკარბონატებს, სულფატებსა და ქლორიდებს. შესაბამისად, ქიმიური შედგენილობის მიხედვით გამოყოფილია მინისქვეშა წყლების სამი ტიპი: **ჰიდროკარბონატული, სულფატური და ქლორიდული**. მეორე მხრივ, მინისქვეშა წყლები მინერალიზაციითაც განსხვავდებიან ერთმანეთისგან. ამ თვალსაზრისით ცნობილია მთელი გამა მტკნარი მინისქვეშა წყლებიდან (მარილიანობა 1 გ/ლ-მდეა) ზემალაღი მარილიანობის მქონე მარილხსნარებამდე (>50 გ/ლ).

მინერალური წყლები

მინერალური წყლები წარმოადგენს მინისქვეშა წყლების სახეობას, რომელიც ბიოლოგიურად აქტიური თვისებებით ხასიათდება და ადამიანის მიერ გამოიყენება სამკურნალოდ. მინერალურ წყლებს სამკურნალო თვისებებს სძენს ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებათა მთელი კომპლექსი, როგორცაა: ტემპერატურა, მინერალიზაციის ხარისხი, რადიოაქტიურობა, მიკროელემენტებისა და ორგანული ნაერთების შემცველობა, წყალში გახსნილი აირები და სხვ.

ტემპერატურის მიხედვით გამოყოფენ ცივ (20°C -მდე), თბილ ან სუბთერმულ ($20\text{-}37^{\circ}\text{C}$), თერმულ ($37\text{-}42^{\circ}\text{C}$) და ცხელ ან ჰიპერთერმულ ($>42^{\circ}\text{C}$) მინერალურ წყლებს.

შედგენილობის, სამკურნალო თუ სხვა თვისებათა მიხედვით მინერალური წყლების სამი მთავარი ტიპი გამოიყოფა: 1) ნახშირორჟანგიანი – ბორჯომი, ნაბელავი, საირმე და საქართველოს სხვა მინერალური წყლები, ჩრდილო კავკასიის ცივი ნარზანები, საფრანგეთის ვიშის წყლები, კარლოვი-ვარის (ჩეხეთი) თერმული წყლები და ა.შ; 2) გოგირდწყალბადიანი ანუ სულფიდური – თბილისის თერმული წყლები (საქართველო), მაცესტის (რუსეთი) და სხვ; 3) რადიოაქტიური – წყალტუბოს (საქართველო), ბელოკურიხას (რუსეთი) და სხვა.

7.1. კარსტი

მინისქვეშა წყლის გეოლოგიური მოქმედება ყველაზე ეფექტურად კარსტულ პროცესებში ვლინდება. თუმცა ამთავითვე უნდა შევნიშნოთ, რომ კარსტულ პროცესებში მინისზედა (ზედაპირული) წყლებიც მონაწილეობს. ამ პროცესების შედეგად მიიღება რელიეფის მეტად სპეციფიკური ფორმები, რომელთაც ერთობლივად კარსტი ეწოდება. ეს სახელწოდება ადრიატიკის ზღვის სანაპირო ზოლში არსებული კირქვის მასივის სახელიდან მოდის.

იმისათვის, რომ კარსტული პროცესები აქტიურად წარიმართოს, რამდენიმე პირობაა საჭირო, რომელთაგან ერთ-ერთი, შეიძლება ითქვას, ყველაზე არსებითი, არის მეტ-ნაკლებად კარგად ხსნადი ქანების არსებობა. ყველაზე კარგად იხსნებიან მარილები, პირველ რიგში, ნატრიუმის ქლორიდი ანუ ჰალიტი, თაბაშირი და კირქვები, ან, ზოგადად რომ ვთქვათ, ქლორიდები, სულფატები და კარბონატები. ზემოთ დასახელებულთაგან ყველაზე კარგად ჰალიტი იხსნება, შემდეგ თაბაშირი და ბოლოს კირქვა, თუმცა ყველაზე ფართოდ კირქვის კარსტებია ცნობილი. საქმე ისაა, რომ კირქვები დედამიწის ქერქში ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული ქანია, თანაც ხშირად გვხვდება მძლავრი დასტებით, საკმაოდ დაბზარულ-დანაპრალიანებული. ეს ყველაფერი კი ერთობ ხელსაყრელია კარსტული პროცესის წარმართვისათვის. კარსტული პროცესები უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს ე.წ. ღია კარსტის პირობებში, როცა კარსტვადი ქანები უშუალოდ ზედაპირზეა გაშიშვლებული.

კარსტული პროცესების საბოლოო შედეგი კარსტული ფორმების განვითარებაა. რადგანაც ეს პროცესები მიმდინარეობს როგორც მინის ზედაპირზე, ისე შიგნითში, კარსტული ფორმებიც ორგვარი სახისაა – მინისზედა (ზედაპირული) და მინისქვეშა (შიგა).

კარსტის ზედაპირული ფორმებიდან აღსანიშნავია: კარრები, პონორები, კარსტული ძაბრები (დოლინები), პოლიეები.

კარრები, მარტივად რომ ვთქვათ, მინის ზედაპირის „ნაკანრებს“ წარმოადგენს, რომელიც კირქვის (ან სხვა კარსტვადი ქანის) ზედაპირული წყლებით გახსნის შედეგად ჩნდება. ეს არის სხვადასხვა სიღრმის (სანტიმეტრებიდან 1-2 მ-მდე) ორმოები

და ღარები, რომლებიც გარკვეული მიმართულებით ან, უფრო ხშირად, უწესრიგოდ არიან განლაგებული (სურ. 7.3.). **პონორები** ვერტიკალური ან დახრილი ნაპრალებია (ხვრელები), რომლებიც ზედაპირიდან საკმაოდ ღრმად ვრცელდებიან და შთანთქავენ ზედაპირულ წყლებს. **კარსტული ძაბრები** ანუ **დოლინები** (იგივე **კარსტული სასულეები**) ზედაპირული ფორმებიდან ყველაზე გავრცელებულია. ისინი წარმოადგენენ წრიული ფორმის კონუსისებურ (გადაბრუნებული კონუსი) სხეულებს, რომლებიც პერიფერიებიდან ცენტრისკენ თანდათან ღრმავდებიან. კონუსის წვერს სიღრმეში ნაპრალი (პონორი) აგრძელებს. ძაბრის დიამეტრი 1-50 მ-ის ფარგლებშია. იშვიათად უფრო მეტიც; სიღრმე კი 15-20 მ-ია. შეიძლება რამდენიმე კარსტული ძაბრი შეერთდეს, ან მიწისქვეშა კარსტული გამოქვაბულის ქერი ჩაიქცეს. ორივე შემთხვევაში მიიღება დიდი ზომის კარსტული დეპრესია, რომელსაც **პოლიე** ეწოდება. პოლიეების ფართობი ზოგჯერ ასეული კვადრატული კილომეტრებით იზომება.



სურ. 7.3. კარრები

კარსტის **მიწისქვეშა ფორმებია** კარსტული გვირაბები, შახტები, ქები და, რათქმა უნდა, **კარსტული მღვიმეები**.

კარსტული მღვიმეები ყველაზე პოპულარულია კარსტის შიგა რელიეფის ფორმებს შორის, რიგ შემთხვევაში მათი შთამბეჭდავი განზომილებების გამო. ამ პოპულარობას ისიც უწყობს ხელს, რომ ხშირად კარსტული მღვიმეები მოპირკეთებულია ულამაზესი ნადენი ფორმებით, რომლებიც ეფექტურად აძლიერებენ მათ ხიბლს. კარსტული მღვიმეები სხვადასხვა ზომისაა. ყველაზე დიდი მღვიმე დღეისათვის ცნობილია კარლსბადის ნაციონალურ პარკში (ნიუ-მექსიკოს შტატი, აშშ), რომლის განზომილებებია 1200მx190მx90მ. კარსტული მღვიმეები ერთმანეთს უკავშირდება გვირაბებითა და ხვრელებით და ქმნის მღვიმეთა ერთიან სისტემებს. ცნობილია მრავალსართულიან მღვიმეთა სისტემებიც.

კარსტული მღვიმის წარმოშობა უპირველესად გრუნტის წყლის მოქმედებით არის განპირობებული. დედამიწის შიგნეთში კარსტვადი ქანების ყველაზე აქტიური გახსნა ხდება გრუნტის წყლის სარკის სიახლოვეში. სხვადასხვა მიზეზის გამო

გრუნტის წყლის სარკის თანდათან დაწევის შემთხვევაში ამ სარკის ზევით რჩება სი-
ცარიელები, რომლებიც საბოლოო სახით კარსტულ მღვიმეებად მოგვევლინებიან.
კარსტულ მღვიმეებში ზოგჯერ ტბებიც არის, ზოგჯერ ნაკადული ან მდინარეც კი
მიედინება. შესაბამისად, მღვიმეებში ჩნდება ტბიური და მდინარეული ნალექები.
მათ შეიძლება დავუმატოთ ჭერის ჩამოქცევის შედეგად მიღებული ნალექები, ან
კარსტვადი ქანის გახსნის შედეგად დარჩენილი უხსნადი ნაშთი, ე.წ. ტერრა-როსსა
(წითელი მინა). ძალიან გავრცელებულია მინისქვეშა წყაროების სიახლოვეში პორო-
ვანი ქანის – **კირქვის ტუფის ანუ ტრავერტინის** წარმოშობა. ყველა ჩამოთვლილი
დანალექი ქანის ფორმირება კარსტული მღვიმის ფსკერთან არის დაკავშირებული.

და მაინც, კარსტული მღვიმეების მშვენებას **ნადენი ფორმები** წარმოადგენს.
ეს ფორმები მრავალნაირია, თუმცა კირქვის კარსტი ძირითადად **სტალაქტიტები-
თა** და **სტალაგმიტებით** არის ცნობილი. მათი წარმოშობა კი შემდეგნაირად ხდება
– ზედაპირიდან ჩანაჟონი წყალი, რომელიც ნახშირორჟანგით არის გამდიდრებუ-
ლი, აქტიურად ხსნის კარსტვად კარბონატულ ქანებს და კალციუმის ბიკარბონატით
მდიდრდება. რეაქცია მიდის ცნობილი ფორმულით: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.
კარსტული მღვიმის ჭერზე გამოსული ასეთი წყლის წვეთი უმაღლეს კარგავს ნახშირორ-
ჟანგს, რის გამოც წვეთის პერიფერიებზე კირქვა გამოილექება – რეაქციას ზემოთ
ნაჩვენების საპირისპირო ხასიათი აქვს. წვეთს მეორე წვეთი შეენაცვლება, მეორეს
მესამე და ა.შ. გამოლექვაც გრძელდება ჭერიდან ქვევით, რის შედეგადაც მიიღება
ყინულის ლოლოს ფორმის წარმონაქმნი (შუაგულში ნასვრეტი) – **სტალაქტიტი**.

იგივე წვეთები მღვიმის ფსკერზე დაცემისას კვლავ კირქვას გამოლექავენ. აქაც
ნადენი ფორმა ჩნდება, ოღონდ ის ზევიდან ქვევით კი არა, პირიქით, ქვევიდან ზე-
ვით იზრდება. ეს იქნება **სტალაგმიტი**. სტალაგმიტები უნასვრეტოა! ზოგჯერ სტა-
ლაქტიტი უერთება სტალაგმიტს და ვიღებთ **სვეტს** (სტალაგნატს).

დასასრულ უნდა აღვნიშნოთ, რომ კარსტული პროცესების ცოდნას აქვს უაღ-
რესად დიდი მნიშვნელობა როგორც მეცნიერულ, ისე პრაქტიკულ ღირებულებათა
თვალსაზრისით. ქალაქმშენებლობის (ბინათმშენებლობის) დროს ყოველთვის
უნდა გვქონდეს მხედველობაში ის გარემოება, რომ კარსტვად ქანებში ხშირად
მოსალოდნელია ფუნდამენტის ჩაქცევები. ამავე მიზეზით კარსტული რელიეფი
საშიშია სარკინიგზო თუ საავტომობილო გზების მშენებლობაში. წყალსაცავების
მშენებლობისას კარსტულ უბნებზე მოსალოდნელია (და ამდენად ანგარიშგასანევია)
წყლის დანაკარგი. აუცილებელია აგრეთვე ნიალისეულის მოპოვების დროს სამთო
გამონამუშევრებში კარსტულ წყლების მოვარდნისაგან თავის დაზღვევა და სხვ.

ამავე დროს კარსტმა შეიძლება ბევრი სიკეთე მოუტანოს ადამიანს. სხვას რომ
თავი დავანებოთ, კარსტული მღვიმეები საუკეთესო ტურისტული ობიექტებია და,
ამდენად, ქვეყანაში ტურიზმის განვითარების საუკეთესო საშუალება. ეს საკითხი
ძალზე მნიშვნელოვანია ბევრი ქვეყნისათვის, მათ შორის საქართველოსთვისაც, სა-
დაც მრავალი შესანიშნავი კარსტული მღვიმეა გამოვლენილი (აფხაზეთი, იმერეთი
და სხვ.) და ახალ მღვიმეთა გამოვლენის საუკეთესო პერსპექტივებია. იმავე მღვი-
მეების გადაქცევა შეიძლება ბუნებრივ სანატორიუმებად სხვადასხვა დაავადებათა
განკურნების თვალსაზრისით.



სურ. 7.4. კარსტული მღვიმე, სტალაქტიტები, სტალაგმიტები, სვეტები

მიწისქვეშა წყლების პრაქტიკული მნიშვნელობა; მიწისქვეშა წყლების დაცვა

მიწისქვეშა წყალს უაღრესად დიდი პრაქტიკული ღირებულება აქვს. ამ თვალსაზრისით მტკნარი სასმელი წყალიც კი კმარა. სასმელი წყლის მარაგები დღეისათვის მსოფლიოში კატასტროფულად მცირდება. ასეთ ვითარებაში მიწისქვეშა წყალი უმნიშვნელოვანესი წიაღისეულის სტატუსს იძენს. თუ მტკნარ სასმელ წყალს მიწ-ერალურსაც დავუმატებთ, რომლის სამკურნალო თვისებებიც საყოველთაოდ აღიარებულია, ეს სტატუსი კიდევ უფრო გაიზრდება. სასმელის გარდა მიწისქვეშა წყალი გამოიყენება სამელიორაციო სამუშაოებისათვის (ე.წ. ტექნიკური წყალი). თერმული წყლები ფართოდ გამოიყენება მთელ რიგ ქვეყნებში (აშშ, იაპონია, რუსეთი და სხვ.) როგორც ელექტროენერჯის წყარო ბინების გასათბობად, სათბურებისათვის. ფიქრობენ, რომ გეოთერმული ენერჯია შეიძლება უფრო იაფი აღმოჩნდეს, ვიდრე ენერჯის თანამედროვე წყაროები, თანაც ეკოლოგიურად უფრო სუფთაა.

ამავე დროს უნდა გავითვალისწინოთ მიწისქვეშა წყლების საშიშროება ჰიდროტექნიკური თუ სხვა ტიპის ნაგებობების დაპროექტებისას, წიაღისეული საბადოების დამუშავებისას და სხვ.

აქვე უნდა გვახსოვდეს, რომ მიწისქვეშა წყლის მარაგი ულევია არ არის. ამიტომ სასურველია (და აუცილებელიც) მისი მომჭირნეობით ხარჯვა. ყურადღება უნდა მიექცეს იმასაც, რომ მიწისქვეშა წყლის აუზი არ დაიცალოს და შექლებისდაგვარად ხელი შევუშალოთ ამ პროცესის განვითარებას.

თავი 8. მდინარი წყლის გეოლოგიური მოქმედება

მდინარი წყალი ფართო მასშტაბის გეოლოგიურ მოქმედებას აწარმოებს. ამ მხრივ განსაკუთრებული როლი მდინარეებს ენიჭებათ. თუმცა უნდა შევნიშნოთ, რომ მდინარი წყლის გეოლოგიურ მოქმედებაში საკუთრივ მდინარეების გარდა სხვათა მუშაობაც იგულისხმება.

მდინარი წყალი მხოლოდ და მხოლოდ დედამიწის ზედაპირზე ჩამონადენი წყალია, რომელიც ძირითადად წვიმისა და გამდნარი თოვლის სახით მოგვევლინება. ეს წყალი სიმძიმის ძალის გავლენით ეშვება მთების ფერდობებზე ან ერთიანი, უწყვეტი აფსკის, ან ცალკეულ კალაპოტში მოქცეული ნაკადულების სახით.

პირველ შემთხვევაში გვექნება წყლის ე.წ. **ზენრული ჩამონადენი**. ადვილი მისახვედრია, რომ ფერდობზე ჩამონადენ წყალს თან მოაქვს გამოფიტული მასალა, რითაც გარკვეულად რეცხავს ფერდობს და ერთგვარად „ანგრევს“ მას. ზენრული ჩამონადენის ამგვარ ქმედებას **ფართობული ეროზია** („ეროზიო“ – ამოჭმა, მოცვეთა, ლათ.) ეწოდება. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ამ გზით ფერდობზე ნახევარი ჰექტარი ფართობიდან ეროზია ეხება მხოლოდ შედარებით წმინდა მასალას (ძირითადად ალევრიტი, თიხა). უფრო უხეში მასალის ქვევით გადაადგილება კი ჩვენთვის უკვე ცნობილი გრავიტაციული პროცესებით (გრავიტაციული დენუდაციით) ხდება. ცხადია, ფართობული ეროზია მით უფრო ძლიერი იქნება, რაც უფრო დიდი იქნება ფერდობის დაქანება და უხვი ატმოსფერული ნალექები. კარგად განვითარებული ფართობული ეროზია იწვევს ფერდობის მოსწორებას. ჩამოტანილი მასალა კი შლეიფის სახით ილექება ფერდობის ძირში და ზოგ შემთხვევაში ცვალებადი სიმძლავრეების (მაქსიმუმ ათეული მეტრები) საკმაოდ გამწე ზოლს იძლევა. ამგვარ ნალექებს **დელუვიონს** („დელუო“ – ჩამოვრეცხავ, ლათ.) უწოდებენ.

ფართობული ეროზიის გვერდით, უსწორმასწორო რელიეფის შემთხვევაში გვაქვს ე.წ. **ხაზობრივი ეროზია**, რომელიც გარკვეულ კალაპოტში მომდინარე წყლის დამანგრეველ მოქმედებას გულისხმობს. აქ იმწამსვე მდინარის მოქმედება ჩნდება ჩვენს ცნობიერებაში. და ეს ასეცაა. მაგრამ მდინარეთა გვერდით, რომლებიც მუდმივ ნაკადებს წარმოადგენენ, დროებითი ნაკადებიც ეწევიან ეროზიულ მოქმედებას. დროებითი ნაკადების მოქმედების შედეგად ხევების ან ხრამების ფორმირება ხდება. რელიეფის ეს ფორმები ყველაზე კარგად ვითარდება რბილი ქანებით აგებულ ფერდობებზე. მაღალმთიანი რელიეფის შემთხვევაში დროებით ნაკადებს დიდძალი მასალა გამოაქვთ. ზოგჯერ ასეთი ნაკადით შექმნილი ხევი მდინარის შესართავთან ქმნის ე.წ. **გამოზიდვის კონუსებს** – კონუსისებური ფორმის (წვერით ხევადმა და ფუძით მდინარის ხეობისაკენ) მარაოსებურად გაშლილი ნალექების გროვას, რომელსაც ხევის დროებითი ნაკადები იძლევა (სურ. 8.1). ასეთი ფორმა გამოტანის კონუსებს მიღებული აქვს იმის გამო, რომ ვიწრო და დიდი დაქანების მქონე ხევიდან

გამოსვლისას მდინარის შესართავთან ახლოს ხევი ფართოვდება, მისი დაქანებაც უფრო დამრეცი ხდება და შედეგად ჩამოტანილი მასალა მარაოსებურად იშლება და გროვდება. გამოზიდვის კონუსებს მდინარეებიც ქმნიან. ნაკადების მიერ შექმნილ გამოზიდვის კონუსების ამგებ ნალექებს, რომლებიც წარმოდგენილია, ფაქტობრივად, დაუხარისხებელი კლასტური (ნამსხვრევი) მასალით, **პროლუვიონი** („პროლუვიუმ“ – ჩარეცხვა, ლათ.) ეწოდება.



სურ. 8.1. გამოზიდვის კონუსი
(*Короновский, Якушова, 1991*)

განვითარების პროცესში ხევმა (ხრამმა) თუ გრუნტის წყლის შემცველი ჰორიზონტი გადაკვეთა, მაშინ იქ წყლის მოდენა მუდმივი იქნება და, შესაბამისად, მდინარეული პროცესები განვითარდება, ხოლო ხევი (ხრამი) ხეობად იქცევა.

მდინარის გეოლოგიური მოქმედება

მდინარე უდიდეს გეოლოგიურ მოქმედებას აწარმოებს: ანგრევს მთებსა და დედამიწის რელიეფის სხვა დადებით ფორმებს, გადააქვს მონგრეული მასალა და შესაბამის ადგილებში ლექავს მას. ამგვარად, მდინარე აწარმოებს სამგვარ გეოლოგიურ სამუშაოს: **ნგრევას (ეროზია), გადატანასა (ტრანსპორტი) და დალექვას (აკუმულაცია).** როგორც ცნობილია, მდინარეში სამი ნაწილი გამოიყოფა: ზემო, შუა და ქვემო წელი. მართალია რამდენადმე პირობითად, მაგრამ მიღებულია, რომ ზემონელში წამყვანი პროცესი ეროზიაა (სიღრმითი, თანაც ზევით, წყალგამყოფისაკენ მიმართული), შუანელში – გადატანა, ხოლო ქვემონელში – დალექვა.

ეროზია. მდინარის დამანგრეველ, ეროზიულ მოქმედებას ეწერება სჭირდება. ეს ეწერება კი განპირობებულია მდინარეში წყლის მასის ოდენობით და სიჩქარით. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, მდინარის ეწერება წყლის მასისა და სიჩქარის ფუნქციას წარმოადგენს – რაც მეტია მასა და სიჩქარე, მით უფრო მეტი ეწერებით აწარმოებს მდინარე დამანგრეველ მოქმედებას. ნგრევა წარმოებს მდინარისეული ძალითა და

მის მიერ ატაცებული თუ ათრეული მონგრეული მასალით. მდინარის აგრესიულობას ზრდის ის გარემოებაც, რომ მდინარეული წყალი, იშვიათი გამონაკლისის გარდა, მოძრაობს არა სწორხაზობრივად, მონესრიგებულად (ლამინარულად), არამედ მოუნესრიგებლად (ტურბულენტურად), რაც, პირველ რიგში, ნაპირებთან და ფსკერთან წყლის ხახუნით არის გამოწვეული. წყლის ტურბულენტური მოძრაობა კი მდინარის კალაპოტის ინტენსიურ ნგრევას იწვევს.

ეროზიის ორი სახე არსებობს: **სიღრმითი** და **გვერდითი**. განვითარების საწყის სტადიაზე მდინარე ინტენსიურად ანგრევს კალაპოტს, ცდილობს მოსპოს კალაპოტში არსებული უსწორმასწორობანი, რათა გამოიმუშაოს ე.წ. **წონასწორობის პროფილი**. სიღრმითი ეროზიის და საერთოდ მდინარის მოქმედების ხასიათს განსაზღვრავს **ეროზიის ბაზისი** ანუ იმ აუზის დონე, რომელსაც უერთდება მდინარე (მაგ., მდ. ვერეს ეროზიის ბაზისი იქნება მდ. მტკვარი მდ. ვერეს შესართავთან, ხოლო თვით მდ. მტკვრისა – კასპიის ზღვა). ეროზიის ბაზისი არის მდინარის მიერ კალაპოტის ნგრევის უმდაბლესი დონე. მდინარის მიერ წონასწორობის პროფილის გამომუშავება ხდება **უკუსვლითი ეროზიით**. იგულისხმება, რომ წონასწორობის პროფილის გამომუშავებით მდინარე ამთავრებს თავის ეროზიულ მოქმედებას (თუმცა არა საბოლოოდ).



სურ. 8.2. მდინარის მიერ მეორე მდინარის მოტაცება
(Якушова и др., 1988)

უკუსვლით ეროზიასთან დაკავშირებულია მეტად საინტერესო მოვლენა, რომელსაც **მდინარის მოტაცება** ეწოდება (სურ. 8.2). უკუსვლითი ეროზიის გამო მდინარეები მიიწევენ ზევით, წყალგამყოფისაკენ. ის მდინარე, რომლის ეროზიის ბაზისიც უფრო დაბლაა და კალაპოტის დაქანებაც უფრო დიდი, შედარებით მალე მიაღწევს წყალგამყოფს, გადაკვეთს (ჩამოანგრევს) მას და შეიერთებს წყალგამყოფის მეორე მხარეს არსებულ და სანინაალმდეგო მიმართულებით მოძრავ მეორე მდინარეს. სწორედ ეს არის მდინარისმიერი მოტაცება. თუმცა არსებობს მოტაცების სხვა ფორმაც, ე.წ. **გვერდითი მოტაცება**.

წონასწორობის პროფილის გამომუშავებისას მნიშვნელობა აქვს არა მარტო მთავარ ეროზიის ბაზისს (რომელზეც ზემოთ გვექონდა საუბარი), არამედ ადგილობრივსაც. ამ უკანასკნელს აჩენს მდინარის კალაპოტში სხვადასხვა ადგილზე არსებული საფეხურები, ჭორომები, ტბები. ადგილობრივი ეროზიის ბაზისი ეროზიის საწყისი პუნქტია მის ზემოთ (სათავისაკენ) მდებარე მდინარეული ხეობის ნაწილ-

ისათვის. მდინარის კალაპოტში სხვადასხვა ტიპის საფეხურის არსებობა განპირობებულია ამგებ ქანებში მაგარი და რბილი სახეობების მონაცვლეობით. როგორც ნესი, მაგარი ქანები, ეროზიის მიმართ მდგრადობის გამო, მდინარის კალაპოტში საფეხურებს ქმნიან. ამგვარი საფეხურების განვითარება ზოგჯერ ჩანჩქერის წარმოშობასაც უწყობს ხელს – მაგარი ქანებით აგებული საფეხურიდან ვარდნილი წყალი ქვევით დიდი ძალით ანგრევს კალაპოტს. თანაც წარმოქმნილი მორევი ძირს უთხრის მაგარ საფეხურს, რომელიც ბოლოს და ბოლოს ჩამოიქცევა. ჩანჩქერი ამგვარად უკან დაიხევს და ნგრევის პროცესი კვლავ განახლდება. საუკეთესო მაგალითია ნიაგარას ჩანჩქერი (აშშ-სა და კანადის საზღვარზე), რომელიც მტკიცე დოლომიტებსა და მათ ქვეშ მდებარე რბილ თიხოვან ქანებშია განვითარებული. როგორც ვარაუდობენ, ნიაგარას ჩანჩქერმა თავისი არსებობის განმავლობაში 12კმ-ით დაიხია უკან. დახვევის ტემპი 1875 წლიდან დღემდე წელიწადში საშუალოდ 1-1,2 მეტრს შეადგენს.

მორევის განვითარების ადგილში, პირველ რიგში, ჩანჩქერის ძირში, წყალი ატაცებული ქანის ნამსხვრევებთან ერთად კალაპოტში თხრის ქვაბულებს ან ჭისმაგვარ ორმოებს. ასეთ ორმოებს **დევის ქვაბები** ან **ვეერზიული ქვაბები** ეწოდება. დევის ქვაბები შეიძლება გაჩნდეს როგორც მაგარ (გრანიტი, ბაზალტი), ისე შედარებით რბილ (კირქვა, თიხაფიქალი) ქანებში. მათი ზომები სხვადასხვაა, ზოგჯერ გიგანტურიც. მაგალითად, მინესოტის შტატში (აშშ) ტელიორსფოლსის ჩანჩქერთან არის დევის ქვაბი, რომლის დიამეტრი 6 მ-ია, ხოლო სიღრმე 17 მ. განვითარებულია ბაზალტებში.

გადატანა (ტრანსპორტი). მდინარის მიერ მასალის გადატანა ხდება თრევით, ატივტივებულ ან გახსნილ მდგომარეობაში. თრევით გადაიტანება მსხვილი ქვიშები ან სხვადასხვა ზომის ქვარგვალეები, ხოლო ატივტივებულად – შედარებით წმინდა მასალა (წვრილი ქვიშები, ალუვიონები, თიხები), გახსნილი სახით კი გადაიტანება კარბონატები, სულფატები და სხვ. აღსანიშნავია, რომ მთის მდინარეებში ატივტივებული მასალა გაცილებით აჭარბებს დანარჩენს, თუმცა თრევით დიდი ლოდების ტრანსპორტირებაც კი ხდება. ბარის მდინარეებში ყველაზე დიდი პროცენტი გახსნილ მასალაზე მოდის, თანაც შედარებით უმნიშვნელოა თრევით გადატანილი მასალის (ძირითადად ქვიშები) ოდენობა.

დალექვა (აკუმულაცია). დალექვა მცირე მასშტაბით მდინარის ახალგაზრდობის სტადიაშიც კი ხდება, როდესაც ინტენსიური სიღრმითი ეროზია მიმდინარეობს, თუმცა ეს პროცესი მნიშვნელოვნად ძლიერდება მდინარის მოწიფულობისა და განსაკუთრებით კი სიბერის სტადიაში. კუმულაცია, პირველ რიგში, მდინარის ქვემო წელში ხდება და ყველაზე ინტენსიურად სწორედ იქ არის გამოხატული. დალექილი მასალა სხვადასხვა ზომისაა და დამუშავების სხვადასხვა ხარისხით ხასიათდება. უნდა ითქვას, რომ მდინარე განსაკუთრებით კარგად ამუშავებს თრევით გადატანილ მსხვილ მასალას.

მდინარის მიერ დალექილ მასალას ალუვიური ნალექები ან უბრალოდ **ალუვიონი** („ალუვიო“ – მონალექი, ლათ.) ეწოდება. მდინარეული ნალექის მრავალი სახე არსებობს. მას მიეკუთვნება მდინარეული ჭალის ამგები ქანები, გამოტანის კონუსები, ტერასული ნალექები და კიდევ სხვა. მდინარეული ნალექდაგროვება განსა-

კუთრებით საინტერესო ფორმებს იძლევა ზღვასთან შესართავში. ესაა საყოველთაოდ ცნობილი **დელტა** (სახელწოდება მოდის მდ. ნილოსის შესართავში განვითარებული მდინარეული ნალექების ფორმიდან). დელტის გასაჩენად რამდენიმე პირობაა საჭირო: ა) არაღრმა ზღვა, ბ) მდინარის მიერ დიდი რაოდენობით შემოტანილი მასალა, გ) ზღვის მოქცევა-უკუქცევისა და ნაპირგასწვრივი დინებების არარსებობა, დ) ზღვის ფსკერის დაძირვის ტემპი არ უნდა აღემატებოდეს მდინარეული აკუმულაციის ტემპს. დელტის ფორმირება იწყება წყალქვეშა (ზღვისქვეშა) გამოტანის კონუსების გაჩენით, რომელიც ზრდის პროცესში თანდათან ამოდის ხმელეთზე. დელტებზე შეიძლება გაჩნდეს ტბები და ჭაობები. დროდადრო დელტა შეიძლება ზღვის წყლითაც დაიფაროს. ამიტომ დელტური ნალექები მრავალფეროვანია შედგენილობით. ნამყვანი, მართალია, მდინარეული ალუვიონია, მაგრამ აქ ვხვდებით აგრეთვე ზღვიურ, ტბიურ და ჭაობის ნალექებსაც. ეს ნალექები ერთმანეთს ენაცვლება როგორც ჰორიზონტულად, ისე ვერტიკალურადაც. წარმოშობის პირობების სპეციფიკურობის გამო დელტური ნალექებისათვის ერთობ დამახასიათებელია ირიბი შრეებრიობა.

დელტები სხვადასხვა ზომისაა. ყველაზე დიდია მდინარეების, ხუანხესა და იანძის (იანძიძიანი) ერთობლივი დელტა, რომლის სიგრძე 1000 კმ-ია, ხოლო სიგანე 300-400 კმ. დაახლოებით იგივე განზომილებები აქვს ბრაჰმაპუტრასა და განგის დელტას, ხოლო მდ. მისისიპის დელტური ნალექების სისქე 600 მ-ს აჭარბებს. მდინარეული დელტები უმეტესად შიგა ზღვების შესართავებთან წარმოიშობა. თუმცა არის ტბებთან დაკავშირებული დელტები.

მდინარეული ხეობის განვითარება. მდინარის ხეობა, ფაქტობრივად, მხოლოდ საკუთრივ მდინარის მიერ არის შექმნილი. ამიტომ ხეობის ხასიათი ბევრს გვეუბნება თვით მდინარისა და, შესაბამისად, მდინარეული პროცესების განვითარების შესახებ. ეს უკანასკნელი კი გარკვეული კანონზომიერებებით ხასიათდება, რაც ადეკვატურად აისახება მდინარეული ხეობის ევოლუციაშიც.

მდინარის განვითარების საწყის სტადიაზე, ძლიერ დანაწევრებული რელიეფის პირობებში, ძალზე დიდია მდინარის კალაპოტის დაქანება და, შესაბამისად, წყლის სიჩქარე. ამიტომ ამ ეტაპზე არსებითად მხოლოდ სიღრმითი ეროზია მიმდინარეობს. ხეობა კი არ განიერდება, არამედ ღრმავდება, მისი გვერდები (ფერდობები) ძლიერ დაქანებულია, ხოლო თვით ხეობა განივ კვეთში იღებს ლათინური V-ს ფორმას. ამიტომ ასეთ ხეობებს ვესმავარს უწოდებენ. ზოგიერთი მეცნიერის აზრით, ეს არის მდინარის ხეობის მორფოლოგიური ახალგაზრდობის სტადია.

მდინარეული ხეობის განვითარების შემდგომ ეტაპზე სიღრმით ეროზიას ცვლის გვერდითი ეროზია. იწყება ხეობის გაგანიერება. მდინარე მონაცვლეობით ინტენსიურად ანგრევს ხან ერთ, ხან მეორე ნაპირს და ასევე მონაცვლეობით მონგრეული ნაპირის საპირისპირო მხარეს ლექავს მასალას. მდინარის ამგვარი მოქმედებით მისი კალაპოტი იკლავება. ამგვარი პროცესების გაღრმავება გვაძლევს **მეანდრებს**. ამ დროისათვის მდინარეს უკვე კარგად განვითარებული ჭალა აქვს, ხოლო მისი ხეობის განივი კვეთი განიერი და ბრტყელძირაა. შეიძლება ითქვას, რომ მდინარის ხეობა ამ მომენტში მორფოლოგიური სიმწიფის სტადიაში იმყოფება. მეანდრირებისას მდი-

ნარის კალაპოტში მარყუჟები კეთდება (სურ. 8.3). ზოგჯერ წყალუხვობისას მდინარემ შეიძლება მეანდრის ვიწრო ყელი გაგლიჯოს და უფრო მოკლე გზით განაგრძოს დინება. მეანდრი მდინარისაგან მონყვეტილი რჩება და მას **სტარიცას (ნარიონალს, ალ. ჯანელიძე, 1972) უწოდებენ.**



სურ. 8.3. მეანდრები

ნაოჭა სრუქტურებთან მიმართებაში განარჩევენ **გამკვეთ** და **გასწვრივ** ხეობებს. გამკვეთად იწოდება ხეობა, რომელიც ნაოჭის ღერძის მართობულად ან თითქმის მართობულად (ე.ი. გამკვეთად) არის განვითარებული. გასწვრივი ხეობის შემთხვევაში ამ უკანასკნელის მიმართულება ნაოჭის ღერძის პარალელურია. არჩევენ **ანტიკლინურ, სინკლინურ** და **იზოკლინურ** გასწვრივ ხეობებს.

ხეობის ძალიან საინტერესო ტიპს წარმოადგენს ე.წ. **ანტეცედენტური** („ანტეცედენს“ – ადრინდელი, ლათ.) ხეობა. მდინარეთა ხეობები, როგორც წესი, უკვე არსებულ რელიეფზე ვითარდება. ანტეცედენტური ხეობა კი გულისხმობს იმას, რომ მდინარის ხეობა არსებობდა რელიეფის დადებითი ფორმის (ნაოჭა სტრუქტურის ან სხვ.) წარმოქმნამდე. დადებითი სტრუქტურის ფორმირების პროცესში დედამიწის ქერქის აზევების ტემპი ემთხვეოდა მდინარის სიღრმითი ეროზიის ტემპს. შედეგად კი ის მივიღეთ, რომ მდინარეული ხეობა კვეთს ვეებერთელა მთას ან პლატოს, რაც ჩვეულებრივი ეროზიის პირობებში წარმოუდგენელია.

მდინარეთა ხეობები (ყოველ შემთხვევაში ხეობის დიდი ნაწილი მაინც) შეიძლება რიფტულ (გრაბენულ) ზოლებში განვითარდეს. ასეთია მაგ., მდ. იორდანის ხეობა, მდ. რაინის ხეობა და სხვ.

მდინარეული ტერასების წარმოშობა

მდინარის გეოლოგიური მოქმედება თითქოს მიმართულია რელიეფის მოსწორებისაკენ. ციკლის დასაწყისში სიღრმული, ხოლო ცოტა მოგვიანებით გვერდითი ეროზიის განვითარება იწვევს მაღალი რელიეფის ნგრევას, შედარებით დაბალ ადგილებში კი აკუმულაცია, ე.ი. რელიეფის ამოვსება მიმდინარეობს. საბოლოოდ კი

რელიეფის თანდათან მოსწორება, **პენეპლენიზაცია** („პენეპლენი“ – თითქმის ვაკე, ინგლ.) ხდება (პენეპლენის განვითარებას სხვა გეოდინამიკური პროცესებიც – ფიტვა, გრავიტაციული დენუდაცია და ა.შ. უწყობს ხელს).

პენეპლენიზაცია მართლაც რეალური მოვლენაა. თუმცა მდინარის გეოლოგიური მოქმედება ისე არ უნდა გავიგოთ, რომ ის კალაპოტის ნგრევით გამოიმუშავებს ნონასწორობის პროფილს და ამით ამთავრებს ეროზიულ მოქმედებას. საქმე ისაა, რომ ეს პროცესი განახლებადია. შეიძლება მოხდეს ისე, რომ მდინარის მიერ ნონასწორობის პროფილის გამოიმუშავების შემდეგ (ან მანამდეც) ეროზიის ბაზისმა ქვევით დაიწიოს, ან მდინარის სათავემ ზევით აიწიოს. ასეთი რამ შეიძლება გამოიწვიოს მიწის ქერქის აწევ-დაწევამ ან წყლის ევსტაზიურმა მოძრაობამ. ასეთ შემთხვევაში სათავესა და ეროზიის ბაზისს შორის სიმაღლეთა სხვაობა და, შესაბამისად, მდინარის კალაპოტის დაქანება გაიზრდება და მდინარე განახლებს (ხელახლა იწყებს) ეროზიულ მოქმედებას, სიღრმითი ეროზიის მეშვეობით ჩაჭრის კალაპოტს და უფრო დაბალ ჰიფსომეტრიულ დონეზე აგრძელებს ნგრევას, გადატანას და დალექვას. ძველი კალაპოტის დონეზე კი ზოგ შემთხვევაში მეტ-ნაკლებად მოსწორებული ადგილები რჩება, რომლებიც ზოგჯერ მდინარეული ნალექებით არის დაფარული, ზოგჯერ კი – არა. მდინარის რელიეფის ასეთ ფორმებს **ტერასები** ეწოდება. ტერასა შეიძლება ერთი ან რამდენიმე იყოს. უკანასკნელ შემთხვევაში ისინი ერთმანეთის თავზე, სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ დონეზე იქნებიან განლაგებული. ადვილად მისახვედრია, რომ ჰიფსომეტრიულად ყველაზე დაბლა მდებარე ტერასა ასაკობრივად ყველაზე ახალგაზრდა იქნება, ხოლო ყველაზე მაღლა მდებარე – უძველესი.

ტერასების სამი გენეტიკური ტიპი არსებობს: 1) **ეროზიული ანუ სკულპტურული**, 2) **აკუმულაციური** და 3) **ცოკოლური ანუ ეროზიულ-აკუმულაციური** (სურ. 8.4).

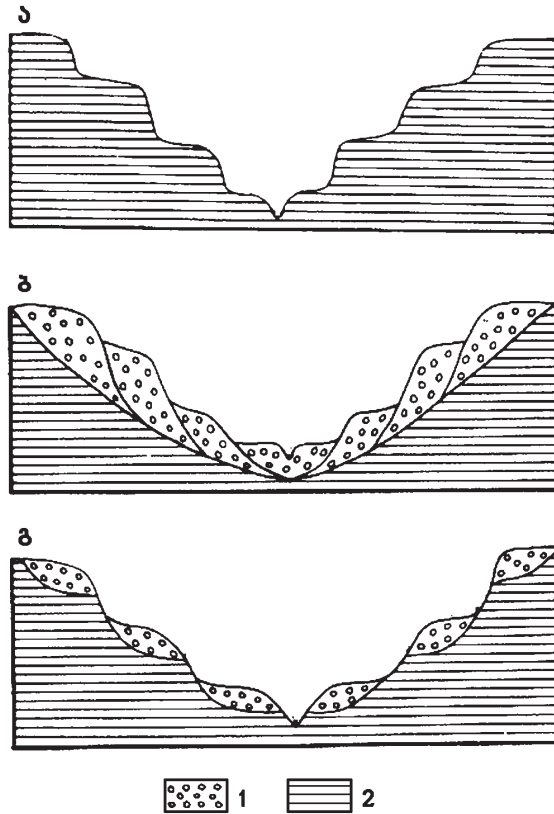
ეროზიული ტერასა, ფაქტობრივად, დანალექი ალუვიონის გარეშეა და მთელი ტერასა (ტერასული საფეხურიც და ბექიც) დედამიწის ქერქის ამგები ძირითადი ქანებით არის წარმოდგენილი. მხოლოდ ალაგ-ალაგ (ისიც ტერასულ საფეხურზე) თუ აღინიშნება ალუვიონის არსებობა. ფიქრობენ, რომ ამ ტიპის ტერასების წარმოშობა დაკავშირებული უნდა იყოს ტექტონიკური მოძრაობით გამოწვეულ აზევებასთან, რომელიც მდინარეული ხეობის განვითარების ადრეულ სტადიას დაემთხვა.

აკუმულაციური ტერასა მთლიანად აგებულია ალუვიური ნალექებით, რაც მიუთითებს იმაზე, რომ ყოველი ტერასის წარმოშობამდე მდინარეული ხეობა გადიოდა განვითარების სრულ ციკლს მძლავრი ალუვიური ნალექების განვითარებით.

ცოკოლური (ეროზიულ-აკუმულაციური) ტერასა, როგორც სახელიდან ჩანს, გარდამავალია პირველ ორს შორის. ამ ტიპის ტერასაში ტერასული საფეხური და ბექის ზედა ნაწილი დაფარულია ალუვიონით, ხოლო ბექის ქვედა ნაწილში (ასევე მდინარის თანამედროვე კალაპოტშიც) შიშვლდება ძირითადი ქანები.

საინტერესოა აღინიშნოს, რომ უფრო მეტი რაოდენობის ტერასები (7-10, ზოგჯერ მეტიც) მთის მდინარეებს ახასიათებს, სადაც ძირითადად სკულპტურული და ცოკოლური ტიპებია განვითარებული. შედარებით ნაკლები რაოდენობის (3-5)

ტერასები, ისიც უმეტესად აკუმულაციური, ახასიათებს ბარის მდინარეებს. ისიც უნდა ითქვას, რომ ერთი და იმავე მდინარეული ხეობის სხვადასხვა მონაკვეთში შეიძლება ერთი ასაკის სხვადასხვა ტიპის ტერასა იყოს განვითარებული.



სურ. 8.4. მდინარეული ტერასების ტიპები:

ა – ეროზიული ანუ სკულპტურული, ბ – აკუმულაციური,

გ – ეროზიულ-აკუმულაციური ანუ ცოკოლური.

1 – ალუვიონი, 2 – ძირითადი ქანები

(Короновский, Якушова, 1991)

მდინარეულ ნალექებთან დაკავშირებული ნიაღისეული

მდინარეები ეროზიული მოქმედების შედეგად აქტიურად რეცხავენ ქანებს, არცთუ იშვიათად ისეთებს, რომლებიც პრაქტიკული გამოყენების თვალსაზრისით ძვირფას მინერალებს შეიცავენ. ასეთი მინერალებით გამდიდრებული ნარეცხი მასალით იქმნება ალუვიური **ქვიშრობული საბადოები**, პირველ რიგში, ისეთი მდგრადი მინერალებისა, როგორცაა: ოქრო, პლატინა, ვოლფრამი, კასიტერიტი, მაგნე-

ტიტი, გრანატები, ალმასი და სხვ. დღეისათვის ოქროს მსოფლიო მოპოვების 25% ქვიშრობებზე მოდის. თანამედროვეს გვერდით არის ძველი, განამარხებული ქვიშრობული საბადოებიც. საუკეთესო მაგალითად ვიტვატერსრანდის (სამხრეთ აფრიკა) ცნობილი საბადოც გამოდგება, რომელიც, ამ ძვირფასი მეტალის მოპოვების თვალსაზრისით, უდიდესია მსოფლიოში.

მოსკოვის ცნობილი მურა ნახშირის საბადოც მდინარეულ (დელტურ) ნალექებთან არის დაკავშირებული. დელტური ნალექები მონანილეობს აფშერონის ნახევარკუნძულის (აზერბაიჯანი) გაზ-ნავთობშემცველ ქანებშიც და სხვ.

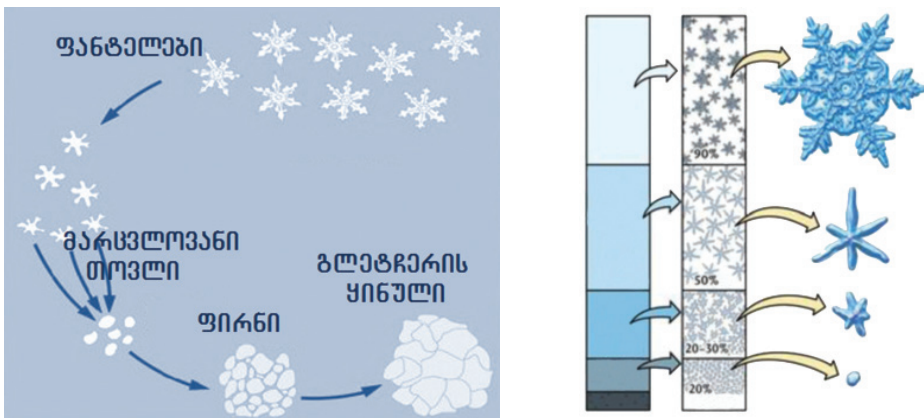
უაღრესად დიდია თვით მდინარის გეოლოგიური მოქმედების როგორც თეორიული, ისე პრაქტიკული მნიშვნელობა. მდინარის მოქმედების ეროზიული თუ აკუმულაციური ფორმები კარგად მიგვანიშნებს ამა თუ იმ რეგიონის უახლეს ტექტონიკაზე. განამარხებული მდინარეული ნალექების შესწავლა კი ნათელს მოჰფენს მოცემული რეგიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორიას.

ასევე დიდია მდინარის პრაქტიკული მნიშვნელობაც.

თავი 9. მყინვარის გეოლოგიური მოქმედება

საკოვებლად ცნობილია, რომ მყინვარი თოვლისაგან წარმოიშობა. მაგრამ პროცესი თოვლის ყინულად, ხოლო ამ უკანასკნელის მყინვარად გადაქცევისა არც ისე მარტივია. იმისათვის, რომ მყინვარის ყინული მივიღოთ, მარადი თოვლია საჭირო. ეს უკანასკნელი კი ისეთ ადგილებში გვხვდება, სადაც თოვლის მოსვლა სჭარბობს მის დნობას. ასეთი პირობები კი გულისხმობს დაბალ ტემპერატურასა და უხვ ნალექებს (თოვლის სახით). ტერიტორიულად ასეთი ადგილები დაკავშირებულია პოლარულ სარტყლებთან და ნებისმიერ კლიმატურ სარტყელში არსებულ მაღალ მთებთან.

ასეთ ადგილებში მოსული თოვლი დასაწყისში ძალიან ფორიანი და მსუბუქია. შემდგომში მრავალჯერადი გათბობა-გაყინვით ის „გადაკრისტალდება“, მარცვლოვანი გახდება და იქცევა ე.წ. **ფირნად**. ფირნის შემდგომი გამკვრივებით კი, რასაც ხელს უწყობს ამ უკანასკნელის თოვლის ახალ-ახალი მასების ქვეშ მოქცევა, მყინვარის ანუ **გლაცჩერის** („გლაცჩერ“ – მყინვარი, გერმ.) ყინული მიიღება (სურ. 9.1). ყინული მოძრაობას დაიწყებს თუ არა, მყინვარიც სახეზეა. მოძრაობის დაწყებას კი ხელს უწყობს ის გარემოება, რომ დიდი დაწოლის ქვეშ მყოფი ყინული პლასტიკური და, შესაბამისად, დენადი ხდება.



სურ. 9.1. თოვლის გარდაქმნა მყინვარის ყინულად

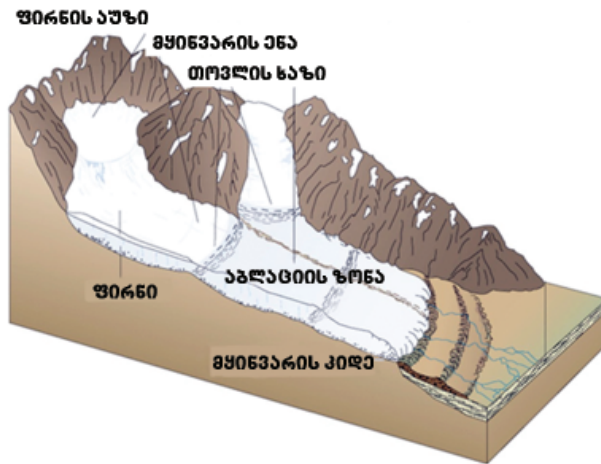
თანამედროვე მყინვარებს ხმელეთის 11% (16,2 მლნ. კმ²) უკავია, ხოლო შიგ დაცული ყინულის მასა შეადგენს დაახლოებით 30 მლნ. კმ³-ს. მყინვარები ცნობილია პოლარულ მხარეებში, ცალკეულ მატერიკებზე თუ კუნძულებზე და თითქმის ყველა მაღალმთიან ზონაში (ტროპიკულ სარტყელშიც კი).

თანამედროვეზე უფრო ფართოდ მყინვარები გავრცელებული იყო მეოთხეულ პერიოდში, როდესაც ხმელეთის თითქმის მესამედი ყინულით იყო დაფარული. დიდი მეოთხეული გამყინვარების საერთო ფართობი 45 მლნ. კმ²-ს შეადგენდა. აღსანიშნავია, რომ ცოდნა მყინვარების გეოლოგიური მოქმედების შესახებ უმთავრესად სწორედ მეოთხეულ გამყინვარებაზე, უფრო ზუსტად კი მის შედეგებზე დაკვირვებით არის მიღებული. მეცნიერთა აზრით, მეოთხეული გამყინვარება 10 000 წლის წინ (პლეისტოცენის მიწურულს) დასრულდა. თუმცა მეოთხეული პერიოდი დღესაც გრძელდება და არც ისაა გამორიცხული, რომ ამ გამყინვარების შემდგომი (ახალი) ეტაპი კვლავ განვითარდეს.

მყინვარების ტიპები

წარმოშობის მიხედვით მყინვარის სამ ტიპს გამოყოფენ: 1) მთის მყინვარები, 2) ზენრული მყინვარები და 3) გარდამავალი(მთისძირის) მყინვარები.

მთის მყინვარებს სხვანაირად ხეობის მყინვარებს (იმავე ალპურს) უწოდებენ. თუმცა უნდა ითქვას, რომ ზოგი შეხედულებით, ხეობის მყინვარი კარულ და დაკიდებულ მყინვარებთან ერთად მთის მყინვარის სახეობას წარმოადგენს მხოლოდ. ჩვენ მთისა და ხეობის მყინვარებს ერთმანეთის სინონიმებად მივიჩნევთ.



სურ. 9.2. მთის მყინვარი

მთის მყინვარებისათვის არსებითია ის, რომ ისინი გავრცელებულია მაღალმთიან მხარეებში (ალპები, კავკასია, პამირი, ჰიმალაი და სხვ.) და, როგორც წესი, მდინარეულ ხეობებში მოედინებიან. მყინვარი შედგება ორი ნაწილისაგან – 1) კვების არე ანუ ფირნის აუზი, სადაც ხდება თოვლის დაგროვება, შემდეგ ფირნად და მყინვარის ყინულად გადაქცევა. ფირნის აუზი მდებარეობს თოვლის ხაზის (მარადი თოვლის ქვედა საზღვარი) ზევით და უმეტეს შემთხვევაში წარმოადგენს ტაფობისებურ

დეპრესიას, ციცაბო კლდეებით ცირკისებურად შემოსაზღვრულს სამი მხრიდან. ზოგჯერ მას მყინვარულ ცირკსაც უწოდებენ. მყინვარის გადინება ხდება ფირნის აუზის თავისუფალი მხრიდან მდინარის ხეობის მიმართულებით; 2) **საკუთრივ მყინვარი** ანუ **მყინვარის ენა**, რომელიც ფირნის აუზის ქვევით ხეობაში არსებულ ყინულის მასას (სხეულს) წარმოადგენს (სურ. 9.2).

მთის მყინვარის სიგრძე სხვადასხვაა, ზოგჯერ ასეული კილომეტრებიც კი. პამირის მთებში არსებული ფედჩენკოს მყინვარის სიგრძე 75 კმ-ია, ყინულის მაქსიმალური სისქე კი 700-800 მეტრი.

ზენრული მყინვარები ძალიან დიდ ფართობზეა გავრცელებული და ზოგჯერ მთელ კონტინენტებსაც კი მოიცავს (გავიხსენოთ ანტარქტიდა). ამიტომ მათ **მატერიკულს** ან **კონტინენტურსაც** უწოდებენ. მყინვარების ეს ტიპიც ორი ნაწილისაგან შედგება, თუმცა კვების არე აქ ფირნის აუზის სახით კი არა, ყინულით დაფარული ამაღლებული ფართო მოედნის სახითაა წარმოდგენილი. ყინულის გადინება აქ თითქმის ყველა მიმართულებით ხდება, რადიალურია და არა ცალმხრივი, როგორც ეს მთის მყინვარებს ახასიათებთ. კვების არე ცენტრშია და გადინებაც ცენტრიდან პერიფერიებისაკენ ხდება. ყინულის მასის დიდი სისქეებიც სწორედ ცენტრშია (ხშირად ათასობით მეტრები) და თანდათან კლებულობს პერიფერიებისაკენ. ამით განპირობებულია თვით ზენრული მყინვარის ფარისებური ფორმაც.

თანამედროვე ზენრული მყინვარების კლასიკური ტიპია ანტარქტიდისა და გრენლანდიის მყინვარები.

ანტარქტიდის ყინულოვანი ფარი თითქმის მთელ კონტინენტს მოიცავს. მისი ფართობი 13,2 მლნ. კმ², ყინულის მაქსიმალური სისქე 4 კმ-მდეა, ხოლო საშუალო – 2 კმ. ყინულის მასები ოკეანემდე ჩამოდის და ქმნის **შელფურ ყინულს**, რომელთა ნაწილობრივი მსხვრევის შედეგად ოკეანეებში **აისბერგები** (ყინულის მთები) ჩნდება. აისბერგები ყინულის ვეება მთებია, ფართობით 50-100 კმ²-მდე, სიმაღლით (წყლის ზევით) 60 მ-მდე. აისბერგის სიდიდე კარგად რომ წარმოვიდგინოთ, არ უნდა დაგვაკინწყდეს, რომ წყლის ქვეშ მისი სხეულის დაახლოებით 7/8-ია დაძირული.

ანტარქტიდის ყინულოვანი საფარი მტკნარი წყლის ყველაზე დიდი რეზერვუარია მსოფლიოში.

კუნძულ **გრენლანდიის** 4/5 (თითქმის 2 მლნ. კმ²) ყინულით არის დაფარული. ყინულის ფორმა აქაც ფარისებურია, მაქსიმალური სისქეებით 3500 მ-მდე. მყინვარული ფარის კიდეებზე ხშირად ჩნდება ძირითადი ქანების შვერილები, რომელთაც **ნუნატაკებს** უწოდებენ. ყინულის საფარველი ზღვამდე ვერ აღწევს, ამიტომ შელფური ყინული არა გვაქვს. ზოგჯერ ზენრული მყინვარი პერიფერიებზე ხეობის მყინვარში გადადის, რომელთა ნაწილი ზღვამდეც აღწევს.

გარდამავალი ტიპის მყინვარები, როგორც სახელწოდებაც მიგვანიშნებს, პირველ ორ დასახელებულ მყინვარს შორის შუალედურს გულისხმობს. მყინვარების ეს ტიპი აიღეს მალასპინას მყინვარიდან, რომელიც ალასკაზე მდებარეობს. ასეთი ტიპის მყინვარის წარმოშობა ხდება, როდესაც მთის მყინვარები თითქმის ერთმანეთის პარალელურად ხეობებიდან მთისწინა ვაკეზე გამოდიან და იქ ერთიანდებიან ზენრული მყინვარის სახით. აქ თითქოს სახეზეა ხეობისა და ზენრული

მყინვარების კომბინაცია (სურ. 9.3). ასეთ მყინვარებს **მთისძირის მყინვარებსაც** უწოდებენ. ზოგი მკვლევარი გარდამავალ ტიპს მიაკუთვნებს აგრეთვე მყინვარების ე.წ. **სკანდინავიურ ტიპს**, სადაც სურათი მალასპინას მყინვარის საპირისპიროა თითქოს – ძველი მთების მოსწორებულ, სუსტად დანაწევრებულ წყალგამყოფზე ჩნდება ყინულის საფარი, ზოგჯერ საკმაოდ დიდი ფართობის (ათას კვადრატულ კილომეტრამდე), საიდანაც ყინული გაედინება სხვადასხვა მიმართულებით უკვე ცალკეული ხეობის მყინვარების სახით. სკანდინავიური ტიპის მყინვარები ფართოდ გავრცელებულია ნორვეგიაში (მაგალითად, მყინვარი იუსტიცდალი) და შუა აზიაში. სკანდინავიური ტიპისაა აგრეთვე ყინულის ქუდებზე ნოდებული ფორმები, რომლებიც ცნობილია შპიცბერგენზე, ისლანდიაში და სხვაგან.



სურ. 9.3. გარდამავალი ტიპის მყინვარი (მყინვარი მალასპინა)
(*Аллисон, Палмер, 1984*)

კავკასიონზე დახლოებით 2000 მყინვარია აღრიცხული, რომელთა საერთო ფართობი დახლოებით 1100 კმ²-ია, ხოლო მოცულობა დახლოებით 68 კმ³. საქართველოს ფარგლებში თანამედროვე მყინვარები ძირითადად თავმოყრილია მდინარეების – ენგურის, რიონის, კოდორის და თერგის აუზებში. უდიდესი მყინვარებია მდინარე ენგურის აუზში: ლეხზირი, ტვიბერი, ადიში და სხვ.

მყინვარების გეოლოგიური მოქმედება

მყინვარი მოძრაობისას უმნიშვნელოვანეს გეოლოგიურ მოქმედებას აწარმოებს. როგორც ზევით აღვნიშნეთ, მყინვარის მოძრაობა განპირობებულია იმით, რომ მაღალი წნევის ქვეშ მოქცეული ყინული პლასტიკური და დენადი ხდება. ამიტომ ოდნავი დაქანებაც კი საკმარისია, რომ სიმძიმის ძალის გავლენით ყინული ამოძრავდეს.

მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე სხვადასხვაა, ისევე როგორც განსხვავებულია ერთი და იმავე მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე დროში. საერთოდ კი მყინვარები დღე-ღამეში ერთეული მეტრებით ან კიდევ უფრო ნელა გადაადგილდებიან. თუმცა ცნობილია ფაქტები, როდესაც ეს ციფრები პირველ ასეულ მეტრამდე გაზრდილა.

ცნობილია მყინვარების უკან დახევაც, თუმცა ეს „მოძრაობა“, რა თქმა უნდა, მყინვარის უკან სვლას კი არა, ფრონტალურ ნაწილში მის დნობას გულისხმობს. უფრო ზუსტად კი, ეს იქნება **აბლაცია** („აბლაციო“ – ართმევა, ლათ.) – მყინვარის მასის შემცირება დნობის, აორთქლებისა და მექანიკური ნგრევის შედეგად. მყინვარების უკან დახევის პროცესიც ძალზე ნელია, თუმცა მან შეიძლება წელიწადში ასეულ მეტრებსაც მიაღწიოს.

მყინვარის მოძრაობა განსხვავებულია მის სხვადასხვა ნაწილში. ყველაზე სწრაფად გადაადგილდება მისი შუა ნაწილი, ხოლო ფსკერთან ახლოს და კიდებზე ხახუნის გამო მოძრაობა უფრო ნელია. დიფერენცირებული მოძრაობის გამო მყინვარში ჩნდება დიაგონალური ნაპრალები. ფსკერის უსწორმასწორობასთან დაკავშირებით, როცა მყინვარი რაიმე ზღურბლზე გადაივლის, ჩნდება განედური ნაპრალები, ხოლო ვიწრო ხეობიდან მყინვარის შედარებით ფართო არეზე გამოსვლისას რადიალურ ნაპრალებს ვიღებთ. ნაპრალებში ცირკულირებს აბლაციის შედეგად წარმოშობილი ნაკადები, რომლებიც მყინვარის შიგნით თუ ფსკერთან ახლოს ყინულში ხვრელებს აკეთებენ, ცირკულირებენ მყინვარის ზედაპირზე და მის ქვეშაც და მეტად საინტერესო გეოლოგიურ სამუშაოს აწარმოებენ.

მყინვარის გეოლოგიური მოქმედება გამოიხატება **ნგრევაში, გადატანასა და დალექვაში**. მყინვარის დამანგრეველ მოქმედებას **ეგზარაცია** („ეგზარაციო“ – გადახვნა; ლათ.) ეწოდება. შეიძლება ამ ტერმინის ნაცვლად **მყინვარული ეროზიაც** ვიხმაროთ.

მყინვარი მოძრაობისას დიდი ძალით ანგრევს როგორც ფსკერს, ისე გვერდის ქანებს. ამაში მას დიდად უწყობს ხელს ნგრევის შედეგად შეტაცებული ნამსხვრევი მასალა. ეგზარაციის პროცესში ხდება მაგარი ქანების ზედაპირების მოპრიალება, დაკანვრა. საყურადღებოა, რომ ნაკანრები თითქმის ყოველთვის ერთმანეთის პარალელურია და მყინვარის მოძრაობის გასწვრივ არის მიმართული. ამდენად, ისინი მყინვარის მოძრაობის მიმართულების მაჩვენებლებიც არიან.

ეგზარაციის შედეგად ხეობის მყინვარებში ძალიან საინტერესო რელიეფური ფორმები ჩნდება. უპირველეს ყოვლისა, უნდა აღვნიშნოთ, რომ ეგზარაცია მიმდინარეობს მყინვარის მიერ დაკავებულ მდინარეულ V-სმაგვარი განივკვეთის მქონე ხეობაში, რომელსაც მყინვარული ეროზია ლათინური U-სმაგვარ ხეობად აქცევს. ამგვარ მყინვარულ ხეობას **ტროგი** („ტროგ“ – ვარცლი, გობი, ლათ.) ეწოდება (სურ. 9.4). ტროგი ციკაბო ფერდებით და თითქმის ბრტყელი განიერი ფსკერით ხასიათდება. მაგარი და რბილი ქანების მორიგეობის გამო ფსკერზე ხშირად ჩნდება საფეხურები, რომელთაც **რიგელები** ეწოდება. ზედა ნაწილში ციკაბო ფერდებს აგრძელებს შედარებით დამრეცი, ტერასისებური ფერდები, რომლებიც ასევე ეგზარაციის შედეგია და რომელთაც ტროგის მხრები ჰქვია.



სურ. 9.4. მყინვარული ხეობა – ტროგი
(Короновский, Якушова, 1991)

ასევე საინტერესო რელიეფური ფორმები იქმნება ზენრული მყინვარების ეგზარაციის დროსაც. მყინვარი მოძრაობისას ანგრევს რბილ ქანებს, რომელთა ადგილზე პატარა ქვაბულები რჩება, ხოლო მაგარ ქანებს თავზე გადაუვლის, მოასწორებს, მოაპრიალებს და კანრავს, რის შედეგადაც ვიღებთ ე.წ. **ვერძის შუბლებს**. ვერძის შუბლის მყინვარის მოძრაობისაკენ მიმართული მხარე დამრეცია, მოპრიალებული და დაკანრული, მეორე (წინა) მხარე კი უფრო მკვეთრად დაქანებული, დაუმუშავებელი, ნაკანრების გარეშე. ვერძის შუბლების ერთობლიობა ქმნის მეტად თავისებურ მყინვარულ ლანდშაფტს – **ხუჭუჭა კლდეებს**. ვერძის შუბლები მთის მყინვარების ხეობებშიც აღინიშნება.

მატერიკული მყინვარული ეროზიის დასამახსოვრებელ ეფექტს იძლევა გამოფიტული მასალის „ამოხვნა“ დიდი უბნებიდან (ათასობით კვადრატული კილომეტრი), რომლის შედეგად გაჩენილ დეპრესიებში ხშირად ტბები ჩნდება.

მასალის ტრანსპორტი და აკუმულაცია. მყინვარის მიერ მონგრეული მასალა მყინვარის მიერვე გადაიტანება მანამ, ვიდრე მისი აკუმულაცია არ მოხდება. გადატანა მიმდინარეობს მყინვარის ზედაპირზეც, შიგნითაც და ფსკერზეც. ეს მასალა მრავალნაირია, თიხის უწვრილესი ნაწილაკებიდან უდიდეს ლოდებამდე, დაუმუშავებელი და დაუხარისხებელია. მყინვარის მიერ გადატანილ და დალექილ ასეთ მასალას **მორენები** ეწოდება. არჩევნ მორენების რამდენიმე სახეს.

ხეობის მყინვარებს ახასიათებს **კიდის** ანუ **გვერდის** მორენები, რომლებიც მყინვარს კიდევს გასწვრივ გადააქვს. ამ სახის მორენების მასალა ტროგის ფერდობებზე განვითარებული ფიტვითი, გრავიტაციული თუ ზოგი სხვა პროცესის შედეგად ჩამოდის მყინვარამდე. მყინვარის დნობის შემდეგ ის რჩება წაგრძელებული ზვინულების ან ტერასისმაგვარი ფორმების სახით (სურ. 9.5). **შუა მორენი** ჩნდება ორი მეზობელი მყინვარის შეერთებისას მათი გვერდითი მორენების გაერთიანების შედეგად. შუა მორენებსაც წაგრძელებული ზვინულის სახე აქვს. **შიგა მორენები** ჩნდება მყინვარის ნაპრალებში ნამსხვრევი მასალის დაგროვების შედეგად. მყინვარის მიერ ფსკერის ნგრევით ჩნდება **ფსკერის (ფუძის) მორენები**. მყინვარის დაბოლოებაზე, რომელსაც შუბლს ან ფრონტსაც უწოდებენ, **ბოლო (შუბლის) მორენები**

წარმოიქმნება. ბოლო მორენის ფორმირება დაკავშირებულია მყინვარის „დგომასთან“, როცა ყინულის დნობა თანაფარდობაშია (უდრის) მყინვარის დინებით მოტანილ ყინულთან. რელიეფში ეს არის რკალისებურად წინ გაღუნული, ზეწრული გამყინვარების შემთხვევაში სერივით წაგრძელებული ფორმის სხეული. სიგრძეში შეიძლება ასობით კილომეტრიც იყოს. ბოლო მორენას განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს მყინვარის მოძრაობის ხასიათის დასადგენად.



სურ. 9.5. ორი მყინვარის შეერთება.
კარგად ჩანს კიდისა და შუა მორენები
(*Короновский, Якушова, 1991*)

ზეწრული მყინვარებისათვის უმეტესად ფსკერის მორენებია დამახასიათებელი. არის აგრეთვე შიგა და ბოლო მორენებიც. სხვა სახის მორენები აქ არ გვხვდება. ფსკერის მორენების გავრცელების ზოლში ჩნდება რელიეფის თავისებური ფორმები, რომელთა შორის **დრუმლინები** გამოირჩევა. დრუმლინები მყინვარის მოძრაობის მიმართულებით წაგრძელებული, მეტ-ნაკლებად მოსწორებული ბორცვის მსგავსი ფორმებია, რომლებიც მთლიანად ან ნაწილობრივ მორენული მასალით არის აგებული. დრუმლინების სიგრძე ასობით მეტრიდან 2-10კმ-მდეა, სიგანე კი 100-200მ-ია, ხოლო სიმაღლე 25-30 მეტრი. დრუმლინები ბევრია ბალტიისპირეთსა და პეტერბურგის მხარეში, რომლებიც მეოთხეული გამყინვარების გავრცელების არეს მიეკუთვნებიან. ფსკერის მორენებში შეიძლება ვნახოთ ქანების ვეება ბლოკები. ზოგჯერ ასეთი ბლოკები გადაიტანება გამყინვარების ცენტრიდან (მაგალითად, სკანდინავია) ასობით კილომეტრზე. ესაა კარგად ცნობილი მოხეტიალე ანუ **ერატული ლოდები** („ერატიკუს“ – მოხეტიალე, გზააბნეული, ლათ.)

ფლუვიოგლაციალური ნალექები. ზემოთ განხილული ნალექები (მორენები და სხვა) მიეკუთვნება საკუთრივ მყინვარულ ანუ **გლაციალურ** წარმონაქმნებს („გლაციალის“ – ყინულისა, ლათ.). მათ გვერდით არსებობს ნალექები, რომელთა წარმოშობა მყინვარული წყლით არის განპირობებული. ასეთ ნალექებს **ფლუვიო-გლაციალური** („ფლუვიოს“ – მდინარე, ლათ.) ეწოდება. ფლუვიოგლაციალური ნა-

ლექების ერთი ნაწილი მცინვარის უშუალო მოქმედების არეში წარმოიშობა. ეს იქნება **ინტრაგლაციალური** ნალექები. მეორე ნაწილი კი მცინვარის ფრონტის წინ, მის გარე ზონაში ჩნდება. ამას **პერიგლაციალური** ნალექები ჰქვია. ამ ორი ტიპის ნალექებს საერთო ის აქვთ, რომ ორივე მათგანში შრეებრიობა ან ფენებრიობა შეიმჩნევა. ერთიცა და მეორეც იძლევა მეტად საინტერესო ფორმებს.

ინტრაგლაციალური ნალექები ცნობილია ოზებისა და კამების სახით.

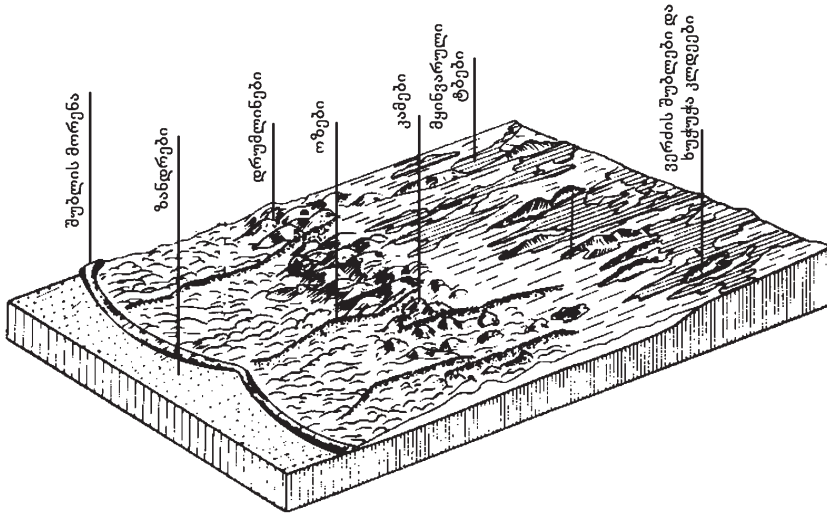
ოზები მოგვაგონებენ რკინიგზის ლიანდაგის მიწაყრილს, რომლის გამწვობაც ათეული კილომეტრებით იზომება, სიმაღლე და სიგანე კი პირველი ათეული მეტრებით. ოზები ზოგჯერ თითქმის სწორხაზოვანია, ზოგჯერ კი იკლავება, „მეანდრირებს“; აგებულია უმთავრესად ქვიშით, ხვინჭითა და რიყით. ოზები მატერიკულ გამცინვარებასთანაა დაკავშირებული. ფიქრობენ, რომ მათი გენეზისი მცინვარულ ნაკადებს უკავშირდება – ნაკადების მიერ გადატანილი მასალა მცინვარის დნობის შემდეგ ზედ ედება ფსკერის ძირითად ქანებს ან ფსკერის მორენებს. გავრცელებულია შვედეთსა და ფინეთში. ცნობილია აგრეთვე ბალტიისპირეთსა და ბელორუსიაში.

კამები ათიოდ მეტრი სიმაღლის (ზოგჯერ მეტისაც) ციცაბოფერდებიანი ბორცვებია, მეტ-ნაკლებად მოსწორებული თხემით, აგებულია ქვიშით ან უფრო უხეში მასალით, ალავ კი ფურცელა თიხებით. ახასიათებთ ჰორიზონტული ან დიაგონალური შრეებრიობა. კამების გენეზისი თითქოს დაკავშირებული უნდა იყოს მცინვარის დნობისას ფორმირებულ ტბებთან, რომლებიც უპირატესად ბოლო მორენის გასწვრივ ჩნდებიან. მცინვარის დნობისას ტბიური მასალა თხემის სახით თავზე ედება ფსკერის მორენებს ან ძირითად ქანებს. კამური რელიეფი გავრცელებულია კარელიაში, ბალტიისპირეთში, დასავლეთ ევროპის ჩრდილო რეგიონებში. როგორც ფიქრობენ, ოზები და კამები მატერიკული მცინვარის დნობისას ჩნდება. მცინვარის წინ ნაწევის შემთხვევაში, ცხადია, ისინი მოისპობიან. ოზებთან და კამებთან ერთად აღნიშნავენ კამურ ტერასებსაც.

პერიგლაციალური ნალექები, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მცინვარის მახლობლად, შუბლის მორენის წინა ზოლში, ჩნდება მცინვარული ნყლების მოქმედების შედეგად. მცინვარიდან ბევრი ნაკადული გამოდის, რომელთაც მცინვარისწინა ზოლში დიდძალი მასალა გამოაქვთ. მასალა გზადაგზა ილექება – მცინვარის ბოლო კიდესთან ახლოს უფრო უხეში, ხოლო მოშორებით უფრო წმინდა. წმინდა მასალა, ძირითადად ქვიშები, მცინვარისწინა კიდეზე საკმაოდ დიდ ფართზე იშლება და ქმნის ქვიშით აგებულ სუსტად დაქანებულ ვაკე ზედაპირებს, რომელთაც **ზანდრები** („ზანდ“ – ქვიშა, გერმ.) ეწოდება. ზანდრები უპირველესად ზენრულ გამცინვარებასთან არის დაკავშირებული, თუმცა ცნობილია აგრეთვე ხეობის მცინვარების გავრცელების ზოლშიც. მათ განსაკუთრებით დიდი ფართობები ეკავათ მეოთხეული გამცინვარების დროს (სურ. 9.6).

პერიგლაციალურ ნალექებს მიეკუთვნება აგრეთვე **ლიმნოგლაციალური** („ლიმნოს“ – ტბა, ბერძნ.) **ნალექებიც**. მცინვარის კიდურა ზოლში, შუბლის მორენების წინ ჩნდება ტბიური დეპრესიები და შემდგომ ტბები მეტად სპეციფიკური ნალექდაგროვებით. აქ სხვადასხვა ზომის მასალას შეხვდებით, თუმცა წამყვანი ე.წ.

ფურცელა თიხებია, რომლებიც, ფაქტობრივად, წარმოადგენენ ღია ფერის წმინდა ქვიშებისა და მუქი ფერის თიხების თხელი ფენების რიტმულ მორიგეობას. დადგენილია, რომ ქვიშა-თიხის ერთი რიტმი (ერთი წყვილი) ერთ ასტრონომიულ წელიწადს შეესაბამება დროში – წმინდა ქვიშის ფენა ილექება ზაფხულში, როცა ყინულის დნობა ინტენსიურია და ნალექდაგროვება ძლიერი, თიხები კი – ზამთარში. ამიტომ ფურცელა თიხებს ზოგჯერ **წლიურ თიხებსაც** უწოდებენ. წლიური თიხების მეშვეობით შეიძლება გამოვიანგარიშოთ მყინვარული ტბის აბსოლუტური ასაკი. უფრო მეტიც, მყინვარის თანდათან უკან დახევისას ტბიური აუზი ფართოვდება (დახევის მიმართულებით). ამას შედეგად ის მოყვება, რომ დახევის მიმართულებით ფენებრივი თიხების რიტმების რაოდენობა თანდათან მცირდება. ეს კი იძლევა საშუალებას, გავიანგარიშოთ მყინვარის უკან დახევის საშუალოწლიური ტემპი. ამგვარი გაანგარიშებით დადგენილია, რომ მეოთხეული გამყინვარების დროს შედეგთში მყინვარის უკან დახევის ტემპი შეადგენდა 325 მ/წელს, ხოლო ფინეთში – 260 მ/წელს.



სურ. 9.6. ზეწრული გამყინვარების გლაციალური და ფლუვიოგლაციალური ფორმები
(*Короновский, Якушова, 1991*)

მეოთხეული და უფრო ძველი გამყინვარებები

ჩვენ ხშირად ვახსენებთ მეოთხეულ გამყინვარებას, რომელიც არცთუ ისე დიდი ხნის წინ მოხდა, ხოლო გეოლოგიური თვალსაზრისით ეს სულაც ახალი ამბავია. ის დაახლოებით ერთი მილიონი წლის წინ დაიწყო (შეიძლება უფრო ადრეც) და 10 000 წლის წინ დასრულდა. ამ გამყინვარების გამოცნობა არცთუ ისე ძნელია, რადგანაც, სწორედ მისი სიახალგაზრდავის გამო ჯერ კიდევ კარგად არის შემორჩენილი მყინ-

ვარული რელიეფი და მყინვარული ნალექები (ვერძის შუბლები, ტროგები, მორენები, ერატიული ლოდები და ა.შ.). მეოთხეული გამყინვარების მასშტაბები ძალზე შთამბეჭდავია. იმ დროს ფართოდ იყო გავრცელებული როგორც ზენრული მყინვარები (ცენტრებით სკანდინავიასა და გრენლანდიაში), ისე მთის (ხეობის) მყინვარები. სწორედ ხეობის მყინვარების მასალაზე (შუბლის მორენები) დაკვირვებით დადგინდა, რომ მეოთხეულ პერიოდში ევროპაში სულ ცოტა ოთხი გამყინვარება იყო, მათ შუა გამყინვარებათშორისი (დათბობის) პერიოდებით. ამ ოთხ გამყინვარებას ძველიდან ახლისაკენ ეწოდება: **გიუნცური, მინდელური, რისული** და **ვიურმული**, ხოლო გამყინვარებათშორისი ეპოქებს შესაბამისად: **გიუნც-მინდელური, მინდელურ-რისული** და **რისულ-ვიურმული**. ვიურმული გამყინვარების შემდგომი დრო (ჰოლოცენი) მეოთხეული გამყინვარების მომდევნო (პოსტგლაციალური) დროა. მაგრამ კიდევ ერთხელ დავსვათ კითხვა – ხომ არ არის ეს დრო დიდი მეოთხეული გამყინვარების კიდევ ერთი, ვიურმულის შემდგომი გამყინვარებათშორისი ეპოქა, რომელსაც მეოთხეულის ახალი გამყინვარება შეიძლება მოჰყვეს?

მკვლევართა მიერ დადგენილია, რომ მეოთხეული გამყინვარება ერთადერთი როდია დედამიწაზე. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში დიდ გამყინვარებებს თურმე არაერთხელ ჰქონია ადგილი. თვით მეოთხეული გამყინვარება, ფაქტობრივად, ოლიგოცენურ-მეოთხეული გამყინვარების ერთიან ციკლში შედის.

კარგად არის ცნობილი მეოთხეულზე გაცილებით ადრე მომხდარი **კარბონული** დროის გამყინვარება (დაახლ. 335-285 მლნ. წლის წინ), რომელიც თითქმის მთლიანად მოიცავდა იმ დროს სამხრეთ ნახევარსფეროში არსებულ სუპერკონტინენტ **გონდვანისს** (ანტარქტიდა, ავსტრალია, ინდოსტანი, აფრიკა და სამხრეთ ამერიკა ერთად).

უფრო ძველია **გვიანორდოვიციულ-სილურული** გამყინვარება (460-410 მლნ. წლის წინ), რომელიც მოიცავდა დასავლეთ აფრიკას, ამჟამინდელ საჰარის უდაბნოს ტერიტორიას, არგენტინას, ბოლივიას და სხვ. ეს გამყინვარება დაახლოებით 50 მილიონ წელს გრძელდებოდა.

კიდევ უფრო ძველია **გვიანრიფეულ-ადრევენდური** (680-620 მლნ. წლის წინ) გამყინვარება, რომელიც ერთობ მასშტაბური იყო და, ფაქტობრივად, მთელ ევროპასა და ჩრდილო ამერიკას მოიცავდა (კანადა, აშშ, ირლანდია, შოტლანდია, ნორვეგია, ჩრდილო ურალი და სხვ.). ეს გამყინვარებაც ათეული მილიონი წლები გრძელდებოდა, ცხადია, გამყინვარებებისა და გამყინვარებათშორისი ეპოქების მონაცვლეობით.

არის მონაცემები, რომლებიც მიუთითებს, რომ თითქოს დიდი გამყინვარება, ფაქტობრივად, უპირველესი დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში, მოხდა ადრეპროტეროზოურში, დაახლოებით 2300-2000 მილიონი წლის წინ (კანადა, ციმბირი, სამხრეთ აფრიკა, ინდოსტანი, ავსტრალია, ჩრდილო ევროპა).

მაინც როგორ გამოვიცნობთ ძველ, გეოლოგიურ წარსულში მომხდარ გამყინვარებებს? მყინვარული რელიეფით, ფაქტობრივად, ვერა, რადგანაც მას შემდეგ

არაერთი ასეული მილიონი წელი გასულა და ძველი მყინვარული რელიეფიდან თითქმის აღარაფერი დარჩენილა. ფაქტობრივად, ერთადერთი საბუთი მყინვარული ნალექებია, რომლებიც, შეიძლება ითქვას, განამარხებული მორენების ანუ **ტილიტების** სახით შემორჩენილა დედამიწის ქერქში. ტილიტები არის გაქვავებული (ლითიფიცირებული), „შეცემენტებული“ მორენები დაუხარისხებელი და დაუმუშავებელი მასალით, მოპრიალებული და დაკანრული დიდი თუ პატარა ნამსხვრევების ჩანართებით, შიგ არცთუ იშვიათად ცივი ჰავის მოყვარული მცენარეული და ცხოველური ნამარხი ორგანიზმებით.

გამყინვარების მიზეზები

მეცნიერებამ დღემდე ზუსტად არ იცის, თუ რა არის გამყინვარების მიზეზი. ამის თაობაზე არაერთი ჰიპოთეზა არსებობს, თუმცა გადამწყვეტი პასუხი ჯერჯერობით არ ჩანს. ერთი კი უნდა ითქვას, რომ გამყინვარებას დედამიწაზე, როგორც ჩანს, ტემპერატურის დაწვევა იწვევს, ე.ი. გამყინვარების ძირითადი მიზეზი კლიმატია. დედამიწა ის ციური სხეულია, რომელიც გარედან, მზის სითბოთი „იკვებება“. აქედან გამომდინარე, გამყინვარების ნებისმიერი ჰიპოთეზა, ალბათ, ძირითადად, მზის სითბოსთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

ერთ-ერთი ასეთი ჰიპოთეზის თანახმად, მზის რადიაცია იცვლება (მცირდება) მის ნისლოვანედებში გავლისას, რამაც შეიძლება დედამიწაზე აცივება და გამყინვარება გამოიწვიოს. სხვა მიზეზი შეიძლება იყოს მზესა და დედამიწას შორის მანძილის პერიოდული ცვლა და ა.შ.

შეიძლება სხვა ჰიპოთეზაც დავასახელოთ, რომელსაც პირობითად „სითბური ეფექტის ჰიპოთეზა“ ვუნოდოთ – ცნობილია, რომ ატმოსფეროში დაგროვილი ნახშირორჟანგის ფენა მზიდან მოსულ სხივებს ატარებს დედამიწაზე, მაგრამ დედამიწიდან არეკლილ ამ სხივებს კოსმოსში აღარ უშვებს და უკანვე დედამიწაზე აბრუნებს. ამდენად, ატმოსფეროში CO₂-ის რაოდენობის გაზრდამ დედამიწაზე დათბობა უნდა გამოიწვიოს, შემცირებამ კი აცივება, და ამგვარად, შესაძლოა გამყინვარებაც. ატმოსფეროში CO₂-ის ზრდას ზოგი ვულკანების აქტივობას უკავშირებს. მაგრამ აქ ერთ წინააღმდეგობას ვაწყდებით – ზოგი მოსაზრებით ვულკანური აქტივობით ატმოსფეროში ასული ვულკანური ფერფლი „აჭუჭყიანებს“ მას, რის გამოც მზის სხივების დიდი რაოდენობა, რომელიც აირეკლება ფერფლის ნაწილაკთა მიერ, ვერ აღწევს დედამიწამდე. გამოდის, რომ ვულკანურმა აქტივობამ დათბობა კი არა, აცივება უნდა გამოიწვიოს.

ერთობ საინტერესოა ჰიპოთეზა, რომელიც გამყინვარებებს მთათა წარმოშობას უკავშირებს. მთების წარმოშობა გულისხმობს კონტინენტის, კერძოდ კი ხმელეთის ზრდას ოკეანის ხარჯზე. ამავე დროს იცვლება ოკეანური დინებებისა და ნოტიო ჰაერის ცირკულაცია. მაღალ მთებში ჩნდება მყინვარები, რაც გარკვეულ გავლენას ბარზეც ახდენს. გამოდის, რომ მთიანი სისტემების შექმნა მკვეთრად ცვლის რე-

ლიეფს, რაც, თავის მხრივ, აცივებას იწვევს და ქმნის გამყინვარების წინაპირობას. სხვათა შორის, ზემოთ ჩამოთვლილი გამყინვარებები დროის თვალსაზრისით, ფაქტობრივად, პირდაპირ კავშირშია ოროგენეტიულ (მთათა წარმოშობის) ციკლებთან – ვენდური ბაიკალურ ციკლთან, გვიანორდოვიციულ-სილურული – კალედონურთან, ხოლო კარბონული – ჰერცინულთან. ასევე მჭიდრო კავშირია ოლიგოცენურ-მეოტხეულ გამყინვარებასა და ალპურ ოროგენეზის შორის.

თავი 10. ოკეანეების და ზღვების გეოლოგიური მოქმედება

ოკეანეებსა და ზღვებს თანამედროვე დედამიწის ზედაპირის თითქმის 71% უკავია. გაცილებით უფრო ფართო იყო მათი გავრცელება გეოლოგიურ წარსულში. თუნდაც ეს ფაქტი მიგვანიშნებს იმაზე, თუ რაოდენ დიდი უნდა იყოს დღეს და მით უფრო ძველ გეოლოგიურ ეპოქებში ოკეანეებისა და ზღვების როლი ჩვენი პლანეტის გეოლოგიურ განვითარებაში. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორია ხომ, ფაქტობრივად, ზღვიური დანალექი ქანებით იკითხება.

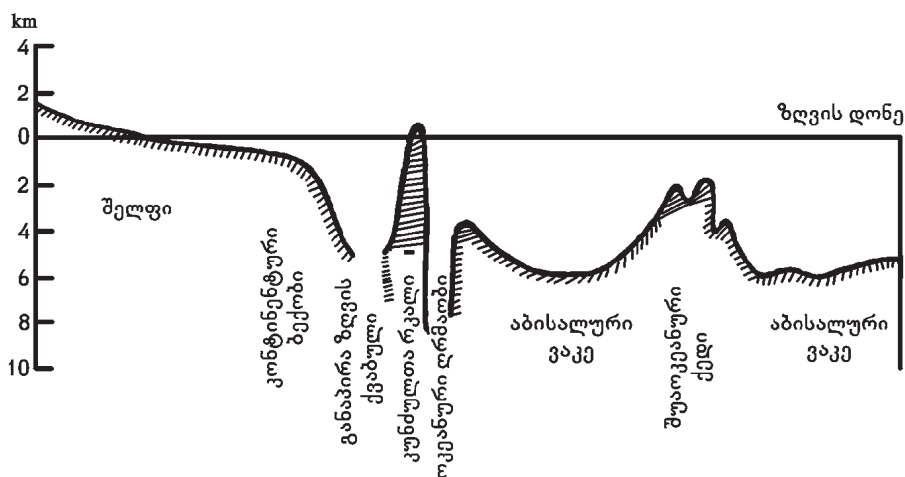
უალრესად მნიშვნელოვანი აღმოჩნდა ოკეანეების ფსკერის შესწავლა, რაც განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობს მეოცე საუკუნის სამოციანი წლებიდან და რომელმაც, ფაქტობრივად, დასაბამი მისცა გეოლოგიურ მეცნიერებაში დღეისათვის ერთადერთი თეორიის – „ფილების ტექტონიკის“ შექმნას.

ოკეანეების ფსკერის შესწავლამ, პირველ რიგში, გვიჩვენა ის, რომ ეს ფსკერი ერთგვაროვანი კი არ არის, როგორც ადრე ეგონათ, არამედ ძალზე მრავალნაირია და, შესაბამისად, საკმაოდ რთული მორფოლოგიით ხასიათდება. ყურადღება მივაქციოთ იმ გარემოებას, რომ ოკეანით (წყლით) დაფარულია დედამიწის კონტინენტური ქერქის (კონტინენტის) ერთი ნაწილი და მთელი ოკეანური ქერქი. საზღვარი კონტინენტსა და ოკეანეს შორის (კონტინენტურ და ოკეანურ ქერქს შორის) ოკეანის ფსკერზე გადის. მაგრამ სად? ამ კითხვაზე პასუხს მოგვიანებით გავცემთ. ჯერჯერობით კი განვიხილოთ ოკეანის ფსკერის მორფოლოგიური ერთეულები.

10.1. ოკეანის ფსკერის რელიეფის ფორმები

ოკეანის ფსკერზე გამოიყოფა შემდეგი ფორმები: **შელფი, კონტინენტური ბეჭობი, განაპირა ზღვის ქვაბულები, კუნძულთა რკალები, ოკეანური ღრმულები (ღრმაობები), აბისალური ვაკეები და შუაოკეანური ქედები** (სურ. 10.1).

შელფი წარმოადგენს ხმელეთის უშუალო გაგრძელებას ოკეანეში (ზღვაში). ის, ფაქტობრივად, სუსტად დაქანებული (1° -ის ფარგლებში) ვაკეა, რომლის სიგანეც ათეული კილომეტრებიდან 1000-1500 კმ-მდე მერყეობს. იგი დაფარულია თხელი (მარჩხი) ზღვით, რომლის სიღრმე 0-დან 200მ-მდეა (ზოგჯერ შეიძლება 300-500 მ-მდეც). შელფზე მდებარე ზღვებს (ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის ზღვები და სხვ.) **ეპიკონტინენტური** ეწოდება. შელფი ძალიან მგრძნობიარეა ტექტონიკური მოძრაობებისადმი. ამიტომ შელფურ (ეპიკონტინენტურ) ზღვებში წარმოშობილი ქანების შესწავლა ბევრ მნიშვნელოვან ცნობას გვანვდის გეოლოგიურ წარსულში ამ მოძრაობათა შესახებ.



სურ. 10.1. ოკეანის ფსკერის განზოგადებული პროფილი
(Короновский, Якушова, 1991)

კონტინენტური ბექობი შელფისაგან გამოყოფილია შელფის კიდიტ, რომლის ქვევითაც დაქანება მკვეთრად იზრდება (ჩვეულებრივ, 3-7°, ზოგჯერ 10-17°, იშვიათად 20-30-მდეც). კონტინენტური ბექობი მდებარეობს სიღრმეში 200 მ-დან 3000 მ-მდე, არ არის განიერი (15-30 კმ), ზოგჯერ საფეხურისებური რელიეფით ხასიათდება. კონტინენტური ბექობის ყველაზე დამახასიათებელი მორფოლოგიური ელემენტი **წყალქვეშა კანიონებია**. ეს არის ღრმა (1200 მ-მდე) V-სმაგვარი ხეობის მსგავსი დეპრესიები, რომელთა წარმოშობა, როგორც ფიქრობენ, სიმღვრივის ნაკადებთან უნდა იყოს დაკავშირებული. წყალქვეშ მომხდარი მიწისძვრის შედეგად შელფის კიდიდან დაიძვრება წყლის და მასში ატივტივებული წმინდამარცვლოვანი მასის ნარევი (**სიმღვრივის ანუ ტურბიდიტული ნაკადი**), რომელიც სიმძიმის ძალით მიექანება ბექობზე და გზადაგზა აწარმოებს ძლიერ ეროზიულ მოქმედებას. შედეგად ჩნდება წყალქვეშა კანიონი, რომელიც, როგორც წესი, შელფის კიდიდან იწყება და მთელი კონტინენტური ბექობის გავლით მის ძირამდე ვრცელდება. წყალქვეშა კანიონები შელფზეც გვხვდება. მათი გენეზისი მდინარეულ ეროზიასთან არის დაკავშირებული.

კონტინენტური ბექობის ძირი წარმოადგენს დამრეც ვაკეს, სუსტად ტალღოვანი რელიეფით, რომელიც მდებარეობს 2500-3000 მეტრ სიღრმეზე ზღვის ზედაპირიდან. მას გარდამავალი ადგილი უკავია კონტინენტურ ბექობსა და საკუთრივ ოკეანის ფსკერს (აბისალური ვაკე) შორის. ძირითადად აგებულია სიმღვრივის ნაკადების (ტურბიდიტები) ნალექებით. არის აგრეთვე წყალქვეშა მენწყებების შედეგად წარმოშობილი ნალექებიც. ნალექთა სიმძლავრეები ზოგჯერ კილომეტრებით იზომება. კონტინენტური ბექობის ძირი ყველგან არ გვხვდება, განვითარებულია მხოლოდ კონტინენტის პასიურ კიდეზე.

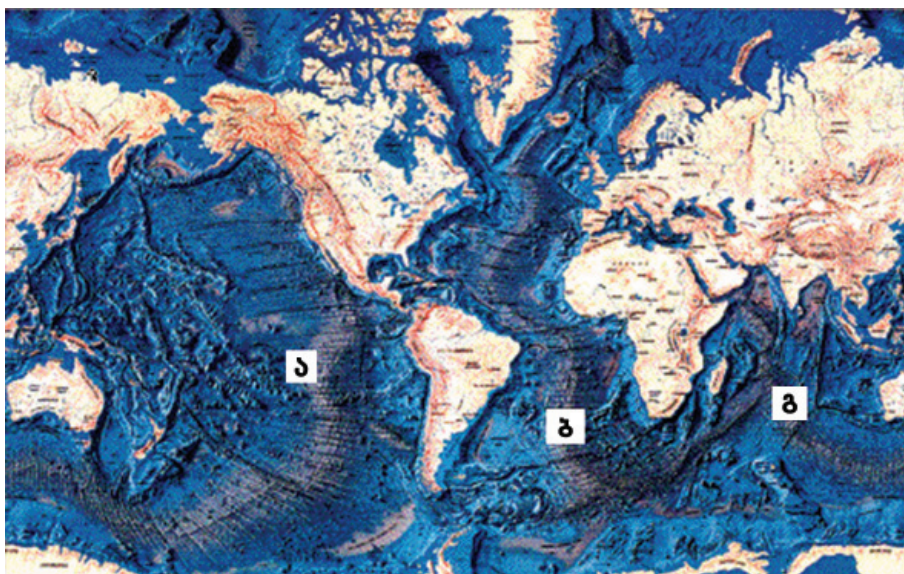
შელფი, კონტინენტური ბეჭობი და მისი ძირი ერთად შეადგენენ კონტინენტის წყალქვეშა (ზღვისქვეშა) ნაწილს, რომელსაც ხშირ შემთხვევაში უშუალოდ აგრძელებს საკუთრივ ოკეანური ფსკერი. ეს უკანასკნელი ზღვის დონიდან 3-6 კმ-ის სიღრმეზე მდებარეობს და მხოლოდ ოკეანური ქერქისაგან შედგება. მასში ორი მთავარი მორფოლოგიური ერთეული გამოიყოფა: აბისალური ვაკეები და შუაოკეანური ქედები.

აბისალური ვაკეები. ეს არის ოკეანის ფსკერის ყველაზე მოსწორებული უბნები, თუმცა ასეთი გამოთქმა რამდენადმე პირობითია, რადგანაც მათი რელიეფი საკმაოდ დანაწევრებულია. მის ფარგლებში გამოიყოფა ქვაბულები (5-6 კმ სიღრმეებზე), ქედები, ვულკანური ნაგებობები (მაგ., ჰავაის კუნძულები) და ა.შ. აქვეა **გაიოტები** – ბრტყელთხემიანი ვულკანური კონუსები, რომელთა წვერები, როგორც ფიქრობენ, ზღვიური აბრაზიით არის გადარეცხილი. ზოგი გაიოტის სიგანე 65 კმ-მდეა, სიგრძე 280 კმ-მდე. გაიოტები მნიშვნელოვან ცნობებს გვანვდის დედამიწის ქერქის მოძრაობის შესახებ – დღეს მათი თხემები 1000 მ-დან 2000 მ-მდე სიღრმეებზე მდებარეობს. ზოგიერთი მათგანის ზედაპირზე ნაპოვნია ტალღებით დამუშავებული რიყნარი და, რაც უფრო საყურადღებოა, თხელი (მარჩხი) ზღვის მოყვარული მარჯნებისა და მოლუსკების ნამარხი წარმომადგენლები. ეს კი იმაზე მიუთითებს, რომ გაიოტების წარმოშობის შემდეგ ოკეანის ფსკერი მნიშვნელოვნად დაძირულა. უფრო მეტიც, მოპოვებული ნამარხი ორგანიზმების დიდი ნაწილი მიანიშნებს იმაზე, რომ ეს ორგანიზმები ცხოვრობდნენ ეკვატორთან ახლო მდებარე ზღვებში. დღეს კი გაიოტები ამ ზონიდან საკმაოდ მოშორებითაა. აქ უკვე თითქოს ამკარაა ოკეანის ფსკერის ჰორიზონტული გადაადგილება, რაც ძალიან კარგად აიხსნება ლითოსფერული ფილების ტექტონიკური მოძრაობით. ოკეანის ფსკერის დაძირვის (ვერტიკალური გადაადგილების) კარგი მაჩვენებელია აგრეთვე ატოლების არსებობაც.

შუაოკეანური ქედები ოკეანის ფსკერის მნიშვნელოვანი ერთეულია. მორფოლოგიურად ისინი ნამდვილ მათაა სისტემებს ჰგვანან, თუმცა აბსოლუტურად განსხვავდებიან მათგან როგორც გენეზისით, ისე აგებულებით (სურ. 10.2).

შუაოკეანური ქედები ყველა ოკეანეშია ცნობილი. ისინი თითქოს ქმნიან ერთიან სისტემას, რომლის საერთო სიგრძე 60 ათასი კილომეტრია. ყველაზე კარგად შესწავლილია შუაატლანტური ქედი, რომელიც ლათინური S-ისმაგვარი მოხაზულობისაა და მერიდიონალურად არის გადაჭიმული დაახლოებით 11 ათას კმ-ზე. სიგანე არაერთი ასეული კილომეტრია, ხოლო საშუალო სიმაღლე 2000მ-მდე. ქედის გასწვრივ მის ცენტრალურ ნაწილში მთელ სიგრძეზე გაიდევნება გრაბენისებური რიფტული დეპრესია, რომლის სიღრმე რამდენიმე კილომეტრია, ხოლო სიგანე 25-50 კმ. რიფტი ცნობილია ინდოეთის შუაოკეანურ ქედზეც. შუაოკეანური ქედები გაკვეთილია განედური ე.წ. **ტრანსფორმული რღვევებით**, რომლებიც ქედს ცალკეულ ბლოკებად ყოფენ.

შუაოკეანური ქედების ზოლი გამოირჩევა საკმაოდ ინტენსიური მიწისძვრებითა და ვულკანიზმით, აგრეთვე დედამიწის შიგნეთიდან ზედაპირისაკენ მომდინარე მაღალი სითბური ნაკადებით. აღსანიშნავია ისიც, რომ ამ ქედების ზოლში მიწის ქერქის სისქე თითქმის ნულამდეა დასული.



სურ. 10.2. შუაოკეანური ქედების სისტემა:
 ა – წყნაროკეანური, ბ – ატლანტური, გ – ინდოეთის

შუაოკეანური ქედების გენეზისი ნაპრაალურ ვულკანიზმთან არის დაკავშირებული.

ოკეანური ღრმულები(ღრმაობები) შუაოკეანური ქედების საპირისპირო, უარყოფითი სტრუქტურებია. ისინი განვითარებულია ოკეანის და კონტინენტის კიდეზე. ესაა დიდი სიღრმის გრაბენისებური დეპრესია, რომელიც დაახლოებით 6000-7000 მ სიღრმეზე იწყება და 11000 მ-მდე ვრცელდება (მაქსიმალურია 11034 მ); შედარებით ვიწროა (100-150კმ სიგანის) ასიმეტრიული-კონტინენტისკენა ციცაბო (10-15°) და ოკეანისკენა დამრეცი (2-3°) ფერდობებით. აღსანიშნავია ის, რომ ოკეანისკენა ფერდობი ოკეანური ქერქითაა აგებული, ხოლო კონტინენტისკენა – კონტინენტური და სუბკონტინენტური. ეს გარემოებაც მიგვანიშნებს იმაზე, რომ ოკეანური ღრმულები (ღრმაობები) კონტინენტისა და ოკეანის საზღვარზეა. ისიც საინტერესოა, რომ ოკეანური ღრმულები ყველგან არ გვხვდება. ისინი ძირითადად წყნარი ოკეანისა და ნაწილობრივ ინდოეთის ოკეანისთვისაა დამახასიათებელი.

იმ ზოლს, სადაც გადასვლა კონტინენტსა და ოკეანეს შორის ოკეანური ღრმულების მეშვეობით ხდება, **კონტინენტის აქტიურ კიდე**ს უწოდებენ. კონტინენტის აქტიური კიდის ორი ტიპი არსებობს: **დასავლეთწყნაროკეანური** და **აღმოსავლეთწყნაროკეანური** ანუ **ანდური**. დასავლეთწყნაროკეანურ ტიპში ოკეანურ ღრმულს კონტინენტის მხრიდან უშუალოდ ჯერ კუნძულთა რკალი ესაზღვრება, შემდეგ განაპირა ზღვის ქვაბული და ბოლოს თვით კონტინენტი (მაგალითად, სახალინი – წყნარი ოკეანე – კურილია-კამჩატკის ღრმული, კურილის კუნძულთა

რკალი – ოხოტის ზღვის ქვაბული – სახალინი). აღმოსავლეთნყნაროკეანურ ტიპში კუნძულთა რკალები და განაპირა ზღვის ქვაბულები არ არის და ოკეანური ღრმული უშუალო კონტაქტშია კონტინენტთან (მაგალითად, წყნარი ოკეანე – პერუ-ჩილეს ოკეანური ღრმული – ანდების ახალგაზრდა ნაოჭა მთები).

სადაც ოკეანური ღრმულები არა გვაქვს, კონტინენტის გადასვლა ოკეანეში უშუალოა და შემდეგი სახე აქვს – კონტინენტური ბექობი – კონტინენტური ბექობის ძირი – ოკეანის ფსკერი (აბისალური ვაკე). ასეთს **კონტინენტის პასიურ კიდეს** უწოდებენ. რამდენადაც ასეთი სურათი, ფაქტობრივად, მთელი ატლანტის ოკეანისათვის არის დამახასიათებელი, მას სხვაგვარად **ატლანტური ტიპი** ჰქვია. აქტიური კიდეები გამოირჩევა ინტენსიური მინისძვრებით, ვულკანიზმით, ლითოსფერული ფილების ურთიერთშეჯახებით, რომლის მსგავსიც არაფერი გვაქვს პასიურ კიდეებზე.

კონტინენტების აქტიური (განსაკუთრებით) და პასიური კიდეების არსებობა ძალიან ბევრს გვეუბნება დედამიწის ქერქის მოძრაობისა და მთების წარმოშობის შესახებ. ამიტომ მათ განსაკუთრებულ ყურადღებას უთმობენ.

კუნძულთა რკალები ზღვიდან კუნძულების სახით ამოზიდული მთათა სისტემებია. ისინი განსაკუთრებით ფართოდაა გავრცელებული წყნარი ოკეანის დასავლეთ სანაპიროზე (კომანდორ-ალეუტის, კურილის, იაპონიის და სხვ.); ცნობილია აგრეთვე ინდოეთის (ზონდის კუნძულთა რკალი) და ატლანტის (ანტილიისა და სამხრეთ ანტილიის) ოკეანეებში.

განაპირა ზღვების ქვაბულები უმეტესად ასევე დასავლეთნყნაროკეანურ ტიპს უკავშირდებიან (ბერინგის, ოხოტის, იაპონიის ზღვების ქვაბულები და სხვ.). ამ ქვაბულებისათვის ფორმის გარდა, რაზეც თვით სახელწოდებაც მიგვანიშნებს, დამახასიათებელია დიდი სიღრმეები (3-5 კმ), რითაც ისინი ემსგავსებიან შიგაკონტინენტური ზღვების (ხმელთაშუა ზღვა, შავი ზღვა და ა.შ.) დეპრესიებს და, პირიქით, მკვეთრად განსხვავდებიან ეპიკონტინენტური ზღვების (ბარენცის, კარის, თეთრი და სხვ.) დეპრესიებისაგან.

რაც შეეხება ზემოთ დასმულ კითხვას კონტინენტსა და ოკეანეს შორის საზღვრის თაობაზე, მასზე ერთნიშნა პასუხის გაცემა არცთუ იოლია. სავარაუდოდ, ეს საზღვარი კონტინენტის პასიური კიდის არსებობის შემთხვევაში კონტინენტურ ბექობსა და ოკეანის ფსკერს (აბისალურ ვაკეს) შორის გაივლის, ხოლო კონტინენტის აქტიური კიდის შემთხვევაში – ოკეანურ ღრმულებზე (ღრმაობებზე).

10.2. ოკეანის (ზღვის) წყალი

ოკეანის, როგორც გეოლოგიური აგენტის, ნორმალური ფუნქციონირებისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს ისეთ ფაქტორებს, როგორიცაა წყლის მარილიანობა, ტემპერატურა, გაზური რეჟიმი, წყლის მოძრაობა და სიცოცხლე ოკეანეში.

წყლის **მარილიანობა** ნიშნავს მასში გახსნილი მარილების რაოდენობას, რომელიც პრომილებში იზომება (პრომილე არის რაღაც ნაწილი ათასიდან, ისევე, რო-

გორც პროცენტი ნაწილი ასიდან). ოკეანის, განაპირა და ეპიკონტინენტური ზღვების საშუალო მარილიანობა შეადგენს $35\text{ }^{\circ}/_{00}$ (პრომილეს), რაც იმას ნიშნავს, რომ 1000 გრ (1 ლიტრ) წყალში 35 გრ მარილია გახსნილი. პროცენტებში ეს 3,5 % იქნება. ეს დაახლოებით 100 მეტრი სიღრმიდან აღებული წყლის მონაცემებია. ზედაპირზე წყალი რამდენადმე გამტკნარებულია ატმოსფერული ნალექების, მტკნარი მდინარეული წყლის შერევის თუ სხვა მიზეზთა გამო. შიგა კონტინენტურ ზღვებში მარილიანობა, როგორც წესი, ანორმულია, საშუალო ოკეანურზე მაღალი ან დაბალი. მაგალითად, შავ ზღვაში (ზედაპირზე) ის $18\text{ }^{\circ}/_{00}$ -ია, წითელ ზღვაში $-41-43\text{ }^{\circ}/_{00}$, ყარა-ბოლაზ-გოლში (კასპიის ზღვის უბე) – $200-300\text{ }^{\circ}/_{00}$.

ოკეანის (ზღვის) წყალი მდიდარია **გაზებით**, რომელთაგან არსებითი მნიშვნელობა აქვს ჟანგბადსა და ნახშირორჟანგს. ჟანგბადი ზღვაში შედის ატმოსფეროდან; მიიღება აგრეთვე წყალმცენარეების ფოტოსინთეზის შედეგად. გარკვეული რაოდენობით ჟანგბადი ეკვატორული ზოლისაკენ შეაქვს პოლუსებიდან სიღრმეში გადაადგილებულ ცივ წყლებს.

ნახშირორჟანგი შედის ატმოსფეროდან, გამოიყოფა მცენარეების სუნთქვის დროს, წყალში ორგანული ნივთიერებების ხრწნისას, წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევების დროს. საყურადღებოა ის გარემოება, რომ ნახშირორჟანგი კარგად იხსნება ცივ წყალში, ამიტომ ის დიდი რაოდენობითაა პოლარულ წყლებში და ნებისმიერ განედზე არსებული ზღვების ფსკერისპირა წყლებში.

ოკეანის (ზღვის) წყალში კარგად არის გამოსხატული **ტემპერატურული** ზონალობა – ტემპერატურა უმაღლესია ეკვატორული წყლების ზედაპირზე და კლებულობს როგორც პოლუსებისაკენ, ისე სიღრმეში. ეკვატორულ და ტროპიკულ სარტყელებში ის შეადგენს $+36-28^{\circ}$ -ს ზედაპირზე და $+2^{\circ}$ -ს ფსკერზე, ხოლო მაღალ განედებში $0 - -2^{\circ}$ -ს ზედაპირზე და -2° -ს ფსკერზე.

10.3. სიცოცხლე ოკეანეში (ზღვაში)

ოკეანეებსა და ზღვებში ერთობ მრავალფეროვანი სიცოცხლეა. სიცოცხლის ეს მრავალფეროვნება დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე, განსაკუთრებით კი წყლის ტემპერატურასა და მარილიანობაზე. ზოგადად უფრო მრავალფეროვანია სიცოცხლე ნორმულმარილიან (საშუალომარილიან) თბილ წყლებში.

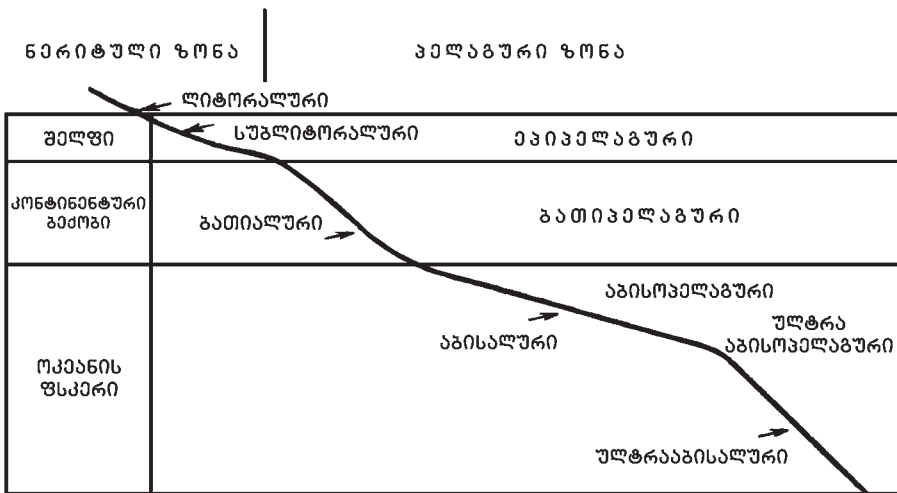
ცხოვრების ნირის მიხედვით ზღვიურ ორგანიზმებში სამი დიდი ჯგუფი გამოიყოფა: **ნექტონი, პლანქტონი და ბენტოსი**. **ნექტონი** („ნექტონ“ – მცურავი, ბერძნ.) გულისხმობს წყალში სხვადასხვა სიღრმეზე აქტიურად მოძრავ (მცურავ) ორგანიზმებს (თევზები, ვეშაპები, თავფეხიანები და სხვ.). **პლანქტონი** („პლანქტონ“ – მოხეტიალე, ბერძნ.) ასევე წყლის მასაში (განსაკუთრებით ზედაპირთან ახლო წყლებში) მცხოვრები, პასიურად მოძრავი, მოტივტივე ორგანიზმებია. განარჩევენ მცენარეულ (**ფიტოპლანქტონი**) და ცხოველურ (**ზოოპლანქტონი**) პლანქტონურ ორგანიზმებს. ფიტოპლანქტონიდან შეიძლება დავასახელოთ **დიატომები** – კაჟის სკელეტის მქონე ერთუჯრედიანი წყალმცენარეები, რომლებიც განსაკუთრებით

კარგად ხარობენ შედარებით ცივ წყლებში, ან კიდევ ერთუჯრედიანი, კირქვის სკელეტიანი მიკროსკოპული ზომის წყალმცენარეები – **კოკოლითოფორიდები**, რომლებიც დიატომეებისაგან განსხვავებით საცხოვრებლად თბილ ზღვებს ამჯობინებენ. ზოოპლანქტონს მიეკუთვნება ერთუჯრედიანი, კირქვის სკელეტიანი პლანქტონური **ფორამინიფერები** – ასევე თბილი წყლის მოყვარული, და **რადიოლარიები** – კაჟის სკელეტიანი, ერთუჯრედიანი, ძირითადად ეკვატორულ ზღვებში მცხოვრები ცხოველები. ზოოპლანქტონს წარმოადგენს აგრეთვე ერთობ პოპულარული მედუზა.

რაც შეეხება **ბენტოსურ** („ბენტოს“ – სიღრმე, ბერძნ.) ორგანიზმებს, ისინი ცხოვრობენ არა წყლის მასაში, არამედ ოკეანის (ზღვის) ფსკერზე – ფსკერის ზედაპირზე ან შლამიან გრუნტში ჩაფლული თუ კლდოვან გრუნტში „ჩამჯდარი“. ბენტოსურ ორგანიზმებს შორის განარჩევენ მიმაგრებულ (მარჯნები, კირქვიანი წყალმცენარეები, ხავსცხოველები და სხვ.) და მოარულ (ზღვის ზღარბები, ზღვის ვარსკვლავები, მოლუსკები, ბრაქიოპოდები და ა.შ.) ფორმებს.

ზღვის ორგანიზმებში გამოიყოფა ჯგუფები, რომლებიც მეტ-ნაკლებად ადვილად იტანენ ცხოვრების პირობების (მარილიანობა, ტემპერატურა, სიღრმე და სხვ.) ცვალებადობას, და ჯგუფები, რომლებიც ასეთ ცვალებადობას ვერ იტანენ. პირველს **ევრიბიონტური**, ხოლო მეორეს **სტენობიონტური** ეწოდებათ („ეურუს“ – ფართო, „სტენო“ ვიწრო, „ბიოს“, „ბიონტოს“ – სიცოცხლე, ბერძნ.).

სიცოცხლეში ზღვიური ორგანიზმები, ფაქტობრივად, ოკეანის მთელ აკვატორიას იკავებენ სანაპირო ზოლიდან დიდ სიღრმეებამდე და წყლის ზედაპირიდან ფსკერამდე. შესაბამისად, შეიძლება გამოიყოს ზღვის სხვადასხვა ზონები. ამგვარი ზონალური დანაწილების განსხვავებული ვარიანტები არსებობს, რომელთაგან ერთ-ერთი მოცემულია სურათზე (სურ. 10.3).



სურ. 10.3. ზღვის ფსკერისა და ზღვიური აკვატორიის ზონალური დანაწილება (Константинов А.С., 1986 მცირედი ცვლილებებით)

კონტინენტურ შეღფზე ფსკერს შეესაბამება ორი ზონა: **ლიტორალური** („ლიტორალის“ – ნაპირი, ლათ.) ანუ სანაპირო, რომელიც მოიცავს ზვირთცემისა და მოქცევა-უკუქცევის ზოლს, და **სუბლიტორალური**, რომელიც ლიტორალურიდან შეღფის კიდემდე გრძელდება. კონტინენტური ბექობის ფარგლებში ფსკერს შეესაბამება **ბათიალური ზონა**. ოკეანის ფსკერზე, აბისალური ვაკეების ფარგლებში გვექნება **აბისალური ზონა**, ხოლო ოკეანური ღრმულების ფსკერზე – **ულტრა-აბისალური**. რაც შეეხება წყლის მასას, ის ლიტორალური და სუბლიტორალური ზონების თავზე ქმნის **ნერიტულ ზონას** (სახელწოდება ზღვის მოლუსკ Nerita-დან მოდის. სიღრმე 0-200მ). ნერიტული ზონის გარეთ მდებარეობს **პელაგური** („პელაგოს“ – ზღვა; ბერძნ.) ანუ გაშლილი ზღვის ზონა, სიღრმეების მიხედვით შესაბამისი სახელწოდებებით: **ეპიპელაგური** (სიღრმე 0-200მ), **ბათიპელაგური** (200-3000მ), **აბისოპელაგური** (3000-6000მ) და **ულტრააბისოპელაგური** (>6000მ-ზე). ზღვის სათანადო ზონაში მცხოვრებ ცოცხალ ორგანიზმებსაც შესატყვისი სახელი აქვთ, მაგალითად, ნერიტული, ბათიალური, ბათიპელაგური ფორმები და ა.შ. რამდენადაც ნალექდაგროვება მხოლოდ ფსკერზე ხდება, ამ თვალსაზრისით გვექნება ლიტორალური, სუბლიტორალური, ბათიალური, აბისალური და ულტრააბისალური ნალექები.

სიცოცხლე განსაკუთრებით მდიდარი და მრავალფეროვანია სუბლიტორალურ და ნერიტულ ზონებში. სხვაგან ეს მრავალფეროვნება კლებულობს ცხოვრების პირობების გაუარესების გამო. ეს განსაკუთრებით დიდ სიღრმეებზე შეიმჩნევა, სადაც, ფაქტობრივად, უსინათლო გარემოა ჟანგბადის დეფიციტსა და დაბალ ტემპერატურასთან ერთად. გამონაკლისია დიდ სიღრმეებზე (2000-3000მ) რიფტულ (რღვევის) ზოლებში არსებული ფსკერის მონაკვეთები, სადაც რიფტებიდან გამომავალი მაღალტემპერატურული (200-300°C) თერმების გავლენით მრავალფეროვანი ფაუნა ბინადრობს (მოლუსკები, კიბოები, აქტინიები, ღრუბლები და სხვ.).

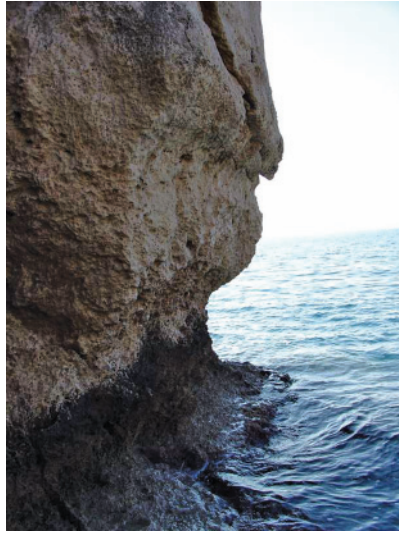
10.4. ოკეანის (ზღვის) დინამიკა და ბელოჯიური მოქმედება

ზღვის წყლის დინამიკის რამდენიმე სახე არსებობს. ესენია: **ზვირთცემა**, **მოქცევა-უკუქცევა**, **ატმოსფერული ნალექების მოდენის აორთქლებასთან თანაფარდობით გამონვეული მოძრაობა**, **ზედაპირული და სიღრმული დინებები**, **ცუნამი**. ამათგან გეოლოგიური პროცესების წარმართვის თვალსაზრისით წამყვანი ტალღების (ზვირთცემა) მოქმედებაა.

ზღვა, მსგავსად მდინარის, მყინვარისა და ა.შ., ასრულებს სამგვარ მოქმედებას – ნგრევას, გადატანასა და დალექვას.

ზღვის დამანგრეველ მოქმედებას **აბრაზია** („აბრაზიო“ – მოფხეკა, ჩამოფხეკა, ლათ.) ეწოდება. აბრაზია უმთავრესად ტალღების მეშვეობით მიმდინარეობს. ტალღების სისწრაფე, რასაც აბრაზიისთვის დიდი მნიშვნელობა აქვს, სხვადასხვაა, შეიძლება სთ-ში 100 კმ-იც კი. ძალზე ძლიერია ტალღის დარტყმის ძალაც. მაგალითად, მოტლანდიის ერთ-ერთ ქალაქში ტალღას მოუგლეჯია ბეტონის ბლოკი, რომელიც

2350 ტონას იწონიდა. იმავე შოტლანდიაში შტორმის დროს ტალღამ ატაცებული ლოდებით შუქურის ფანჯრები ჩაამტვრია, რომელიც 100 მ სიმაღლეზე იყო. შერბურში (საფრანგეთი) 3მ-იანი, წონით 3.2 ტონა ლოდი ტალღამ 6მ-იანი სიმაღლის კედელს იქით გადააგდო.



სურ. 10.4. ტალღათცემის შედეგად წარმოშობილი ნიშა

აბრაზიის ეფექტურობა პირდაპირ კავშირშია ზვირთების სიძლიერესა და სანაპირო ზოლის ამგები ქანების სიმაგრესთან. არსებითი მნიშვნელობა აქვს ტალღების მიმართულებას. აბრაზიის ეფექტი ძალზე დიდია ნაპირისადმი მართობი ან თითქმის მართობი ტალღების შემთხვევაში და თითქმის ნულამდე დადის ირიბი ტალღების შემთხვევაში, როდესაც არსებითად მონგრეული მასალის გადატანა და დალექვა ხდება.



სურ. 10.5. კლიფი (სანაპირო ბეეი)

აბრაზიის ტემპი წელიწადში ათეული სმ-დან ერთეულ მ-მდე განისაზღვრება. ტალღები ადვილად ანგრევენ რბილ და ნაპრალოვანი ქანებით აგებულ ნაპირს. ნგრევის პროცესში ტალღათცემის უბანზე ქანებში ხშირად ჩნდება ნიშა, რომელიც თანდათან ფართოვდება (სურ. 10.4). ბოლოს კი ნიშის თავზე მდებარე საყრდენგამოცლილი ქანები სიმძიმის ძალით ჩამოინგრევა, ნაპირი კი უკან იხევს. მაგარი ქანებით აგებული ციცაბო ნაპირის შემთხვევაში ამგვარი პროცესით **კლიფი** წარმოიქმნება (სურ. 10.5). ნაპირის უკან დახვევისას წინ ჩნდება ზღვისკენ ოდნავ დაქანებული, მეტ-ნაკლებად მოსწორებული უბანი, რომელსაც **აბრაზიული ტერასა** ჰქვია. ის თითქმის ყოველთვის წყლით არის დაფარული. აბრაზიული ტერასის გაგრძელებაზე (ზღვაში) მონგრეული მასალის დალექვით შეიძლება გაჩნდეს **აკუმულაციური ტერასა**. აბრაზიული ტერასების წარმოშობა თანდათანობით ხდება. ასევე თანდათან მცირდება ტალღების აბრაზიული ძალაც, მათი უკვე მოსწორებულ ზედაპირზე „ასრიალების“ გამო. ბოლოს, აბრაზიული ტერასის სრული ჩამოყალიბების შემდეგ, აბრაზია შეწყდება კიდევ. ამბობენ, რომ ზღვამ ამ დროისთვის (მსგავსად მდინარისა) უკვე გამოიმუშავა წონასწორობის პროფილი. თუმცა ეს სრულიადაც არ ნიშნავს იმას, რომ აბრაზია საერთოდ დამთავრდა. შეიძლება მოხდეს ისე, რომ ზღვის დონემ დაიწიოს, ან ხმელეთმა აიწიოს, რაც ჩვეულებრივ ამბავს წარმოადგენს. მაშინ მოსწორებული, ტერასული ზედაპირი მოხვდება ზვირთცემის არის ზევით, ხოლო მის ქვევით კვლავ განახლდება აბრაზიული მოქმედება, რომელიც ახალი ტერასის წარმოქმნით დაგვირგვინდება. ასე ჩნდება ზღვიური ტერასები. გასაგებია, რომ ჰიფსომეტრიულად ყველაზე მაღლა მდებარე ტერასა ასაკით ყველაზე ძველი იქნება, ხოლო ყველაზე დაბლა მდებარე – ყველაზე ახალგაზრდა (ასევე იყო მდინარის ეროზიული მოქმედების დროსაც). თუ ზღვის დონემ, პირიქით, ზევით აიწია, ან ხმელეთმა ქვევით დაიწია, მაშინ აბრაზიული ტერასა წყალქვეშ მოხვდება, ხოლო ტალღათცემის ზოლში აბრაზია განახლდება ახალი ტერასის განვითარებით.

გადატანა და დალექვა. ტალღები კი არ ანგრევენ მხოლოდ, არამედ გადააქვს კიდევ მონგრეული მასალა. მართობი ტალღების შემთხვევაში მასალა ჯერ აიტანება ნაპირისაკენ, შემდეგ კი ზღვისკენ ბრუნდება. პროცესი იქამდე მეორდება, ვიდრე მასალა არ დაილექება სანაპირო ზოლში ან ზღვაში. პროცესის მრავალჯერადი განმეორებით მონგრეული მასალა კარგად მუშავდება, მრგვალდება. ამიტომაც არის, რომ ზღვის სანაპირო ზოლში თითქმის ვერ შეხვდებით დაუმუშავებელ, კუთხედ მასალას. მასალა გადაიტანება ზღვაში დიდ მანძილზე. გადატანისას მასალის დახარისხებაც მიმდინარეობს – ნაპირთან ახლოს უფრო მსხვილი და მძიმე მასალა დაილექება, ნაპირიდან მოშორებით კი – წვრილი და მსუბუქი. მასალის ნაპირის გასწვრივი ტრანსპორტირება ხდება ირიბი ტალღების ან სანაპირო გასწვრივი დინებების მეშვეობით. ასეთ შემთხვევაში მასალა შეიძლება ასეულ კილომეტრებზე იქნეს გადატანილი.

როცა მასალის გადატანაზეა ლაპარაკი, არ უნდა დაგვავინწყდეს, რომ გარდა თვით ზღვისა, მასალა სხვა გზითაც გადაიტანება, უფრო ზუსტად კი – შეიტანება ზღვაში. ძალიან დიდი რაოდენობის მასალა შეაქვთ მდინარეებს, აგრეთვე მყინვა-

რებს, ქარს, წყალქვეშა ვულკანებს (პიროკლასტოლითები, ძირითადად ვულკანური ფერფლი). კოსმოსიდანაც კი შემოდის მასალა.

ნაპირის მოხაზულობა არაერთგვაროვანია. ერთგვაროვანი და შედარებით რბილი ქანებით აგებულ ნაპირზე აბრაზია თითქმის თანაბრად ვითარდება, რის გამოც ნაპირი ერთიანად იხევს უკან და მისი მოხაზულობა მეტ-ნაკლებად სწორხაზოვანია. სხვა შემთხვევაში ნაპირის მოხაზულობა არ არის სწორხაზოვანი, ალავ ჩნდება ზღვისკენ წაწეული შვერილები (კონცხები), რომელთა შორის ნაპირის შეზნეპილი უბნები (უბეები) მორიგეობს. კონცხები შემდგომი აბრაზიის ობიექტია, მაშინ როცა უბეებში ძირითადად მასალის დაგროვება მიდის.

ზღვიური აკუმულაციის შედეგად მრავალნაირი ფორმა წარმოიქმნება. შევეხვით ზოგიერთ მათგანს.

ზღვის მიერ მასალის მართობულად გადატანისას ნაპირზე ჩნდება უხეში მასალით (რიყნარი, ხვინჭა, ქვიშა) აგებული **სანაპირო ბურცობი**, რომელიც გასწვრივ მიუყვება ნაპირს. მსგავსი ფორმისა და მოხაზულობის ნაგებობა შეიძლება გაჩნდეს ნაპირთან ახლოს ზღვაშიც. მას **ბარი** ეწოდება. ბარები აგებულია ხვინჭითა და ქვიშით, თუმცა შეიძლება სხვა მასალაც იყოს, მაგალითად, ლუმაშელი. ბარის სიგრძე ზოგჯერ ასეულ კილომეტრებს აღწევს, სიგანე 20-30 კმ-ს, სიმაღლე რამდენიმე ათეულ მეტრს. ბარის წარმოშობის შემთხვევაში ბარსა და ნაპირს შორის ჩნდება **ლაგუნა** (ბარის მიერ ზღვას მონყვეტილი ნაწილი) (სურ. 10.6).



სურ. 10.6. ცისფერი ლაგუნა, თურქეთი

მასალის ნაპირგასწვრივი გადატანისას, თუ ის დაგროვებას იწყებს კონცხის ან უბრალოდ ნაპირის შვერილის კიდეა და უბის დასაწყისს შორის, კონცხის კიდესთან ზღვაში ჩნდება აკუმულაციური ფორმა, რომელსაც **ცელა** ეწოდება. ცელები შეიძლება უბით გაყოფილი ორი მეზობელი კონცხიდან ერთმანეთის მიმართულებით განვითარდეს. მათი შეერთების შემთხვევაში ზღვის უბე გადაიკეტება და კვლავ ლაგუნა გაჩნდება. სხვა შემთხვევაში, მასალის გასწვრივი გადაადგილების დროს, ის შეიძლება დაილექოს ნაპირსა და მის წინ მდებარე კუნძულს შორის. საბოლოოდ მიიღება აკუმულაციური ფორმა – **ტომბოლო**, რომელიც კუნძულს აერთებს ნაპირთან.

როგორც ვხედავთ, გადატანა-დალექვის პროცესი მასალის საბოლოო დაბინავებითა და აკუმულაციური ფორმების წარმოშობით მთავრდება. მაგრამ ეს არ არის მასალის დაბინავების ერთადერთი გზა. უფრო მასშტაბურია ზღვის სხვადასხვა ზონაში (ლიტორალურიდან ულტრააბისალურამდე) არა მარტო აბრაზიული, არამედ ნებისმიერი სხვა სახის (მდინარეული, მყინვარული, ვულკანური, ეოლური, კოსმოსური, ორგანოგენული, ქემოგენური) მასალის დალექვაც, რომლის შედეგადაც საბოლოოდ შრეებრივი დანალექი ქანები წარმოიშობა – კლასტური, ორგანოგენული, ქემოგენური და ვულკანოგენური. დავძენთ, რომ დანალექი ქანების დიდი უმეტესობა სწორედ ზღვებსა და ოკეანეებში ჩნდება.

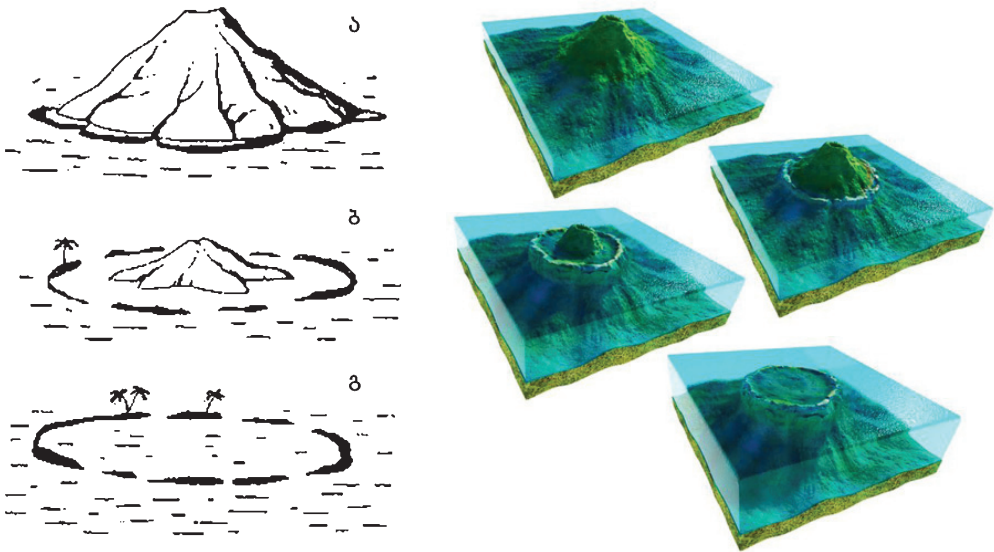
ყოველწლიურად კონტინენტიდან ოკეანეში შედის 25 მლრდ. ტ. მასალა, წყალქვეშა ვულკანებიდან – 2 მლრდ. ტ. ამ 27 მლრდ. ტ. მასალიდან 80% კლასტურია. ამას ემატება კიდევ ბიოგენური (1.8 მლრდ.ტ). როგორც ვხედავთ, წამყვანი როლი კლასტურ ქანებს ეკუთვნის, რომელიც აბისალურ ზონაშიც კი გვხვდება, რომ აღარაფერი ვთქვათ ბათიალურ და განსაკუთრებით ლიტორალურ-სუბლიტორალურ ზონებზე. ამავე დროს ამ მასალის ზონალურ განაწილებაში გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა – ლიტორალურიდან აბისალურისაკენ მასალა სულ უფრო წვრილმარცვლოვანი ხდება და რიყე-კენჭიანიდან პელიტურ ფრაქციამდე იცვლება.

საერთოდ დანალექი ქანების დიდი მრავალფეროვნებით გამოირჩევა **სუბლიტორალური** ზონა. აქ განსაკუთრებით მრავალადაა ტერიგენული (კლასტური) ქანები. ეს სავსებით ბუნებრივია, რადგან ხმელეთი ახლოსაა და ნამსხვრევი მასალაც ადვილად აღწევს ამ ზონამდე. ბევრია ორგანოგენული (ბიოგენური) ქანებიც. ესეც სავსებით კანონზომიერია, თუ გავიხსენებთ, რომ ზღვის ამ ნაწილში (ნერიტული ზონა), სადაც სინათლე თითქმის ყველგან ფსკერამდე აღწევს, უხვად არის წყალმცენარეები (პლანქტონურიცა და ბენტოსურიც) და ის ცხოველები, რომლებიც ამ წყალმცენარეებით იკვებებიან, აგრეთვე ისინიც, რომლებიც თვით ამ ცხოველებს იყენებენ საკვებად. მცენარეთა და ცხოველთა ნაშთებისაგან კი, როგორც უკვე ვიცით, შემდგომში ორგანოგენული (ბიოგენური) ქანები წარმოიშობა, ისეთები, როგორიცაა ქვანახშირი, სანერი ცარცი, ლუმაშელი, მარჯნიანი კირქვა და ბევრი სხვა.

ბიოგენურ წარმონაქმნებს მიეკუთვნება **მარჯნის რიფებიც**. როდესაც მარჯნის რიფებზეა ლაპარაკი, უნდა გვახსოვდეს, რომ მათ შენებაში რიფისმშენებელი მარჯნების გარდა მონაწილეობენ კირქვიანი წყალმცენარეები, ხავსცხოველები, კრინოიდები და სხვ. თუმცა უმეტეს შემთხვევაში წამყვანი მათ შორის მარჯნები და წყალმცენარეებია. იმისთვის, რომ მარჯნის რიფები განვითარდეს, გარკვეული პირობებია საჭირო – თბილი წყალი (+18-35°C-ს ფარგლებში), არაღრმა ზღვა (60-90 მ-მდე), ნორმულმარილიანი, სუფთა, ჟანგბადით მდიდარი წყალი. ეს მეტად საყურადღებოა თუნდაც იმიტომ, რომ, როდესაც დედამიწის ქერქის ამგებ ქანებში რიფოგენულსაც შევხვდებით, მათი გეოლოგიური ასაკის შესაბამისად შესაძლებელია აღვადგინოთ იმ დროს არსებული ფიზიკურ-გეოგრაფიული გარემო (თბილი, არაღრმა ზღვა და ა.შ.).

მარჯნის რიფების სამი ტიპი არსებობს: სანაპირო, ბარიერული და ატოლი. **სანაპირო რიფი**, როგორც სახელწოდებიდან ჩანს, ნაპირზე მიუყვება ხმელეთს ან კუნძულს. **ბარიერული რიფი** ხმელეთისაგან გარკვეული მანძილით არის დაშორებული. მათ შორის კი ლაგუნაა გაჩენილი. საუკეთესო მაგალითია ავსტრალიის დიდი ბარიერული რიფი, რომელიც ავსტრალიის კონტინენტს აღმოსავლეთი მხრიდან მიუყვება. **ატოლი** წარმოადგენს მარჯნიან ან წყალმცენარეებიან წრიული ფორმის რიფულ ნაგებობას, რომლის შიგნითაც ლაგუნა მდებარეობს.

ბარიერული რიფისა და ატოლის გენეზისის შესახებ მეტად საინტერესო შეხედულება არსებობს, რომელიც ჩარლზ დარვინს ეკუთვნის – ზღვის ფსკერის თანდათან დაძირვისას (იმ შემთხვევაში, თუ დაძირვის ტემპი ემთხვევა რიფის მშენებელი ორგანიზმების ზრდის ტემპს) სანაპირო რიფი თანდათან „შორდება“ ნაპირს, მათ შორის ჩნდება ლაგუნა და, ნაცვლად სანაპიროსი, ვიღებთ ბარიერულ რიფს. თუ ეს პროცესი კუნძულს ეხება, ამ უკანასკნელის თანდათან დაძირვისას სანაპირო რიფიდან ჯერ ბარიერული რიფი ჩნდება, ხოლო პროცესის გაღრმავებით – კუნძულის მთლიანი დაძირვით – ბარიერული რიფი ატოლში გადაიზრდება (სურ. 10.7).



სურ. 10.7. ატოლის წარმოშობა:

- ა – ვულკანური კუნძული მის ირგვლივ განვითარებული სანაპირო რიფით;
 - ბ – კუნძულის თანდათან დაძირვით სანაპირო რიფი ბარიერულში გადაიზარდა;
 - გ – კუნძულის მთლიანი ჩაძირვით ბარიერული რიფის ნაცვლად ატოლი გაჩნდა
- (Короновский, Якушова, 1991)

რიფული კირქვები სხვა მხრივაც არის საინტერესო – მაღალი პორიანობის გამო, ისინი წარმოადგენენ ნავთობისა და გაზის ერთგვარ „საწყობებს“, ანუ კოლექტორებს.

ბათიალურ ზონაში წამყვანი კვლავ ტერიგენული ნალექებია, თუმცა უფრო წვრილმარცვლოვანი, ვიდრე სუბლიტორალურში გვექონდა. ძირითადად ესაა ალევრიტები, ალევრიტ-პელიტები და პელიტები. ამათ გვერდით საკმაოდ ფართო-დაა გავრცელებული პლანქტონური ერთუჯრედიანი მცენარეებისა და ცხოველების ნიჟარებით (კირქვის, კაჟის) აგებული შლამები. არის ვულკანოგენური ნალექებიც. იმავე ბათიალურ ზონაში, კონტინენტური ბექობის ძირში სიმღვრივის ნაკადებიდან ილექება **ტურბიდიტები**. ეს ახარისხებული მასალით (ქვევით მსხვილი, ხოლო ზევით თანდათან უფრო წვრილი) აგებული ფენებრივი წყებებია, რომელთა ერთობლიობა გვაძლევს მეტად საინტერესო ქანს, **ფლიშს** („ფლისენ“ – დინება, გერმ.). გამოდის, რომ ფლიში ტურბიდიტული წყებების რიტმული მორიგეობაა. ფლიში ძალზე საინტერესო ნალექთა კომპლექსია იმ მხრივ, რომ ის დედამიწის ქერქის განვითარების გარკვეულ ეტაპზე, თანაც გარკვეულ უბნებში (გეოტექტონიკურ ზონებში) წარმოიშობა. სხვადასხვა გეოლოგიური ასაკის ფლიშიური ქანები ფართოდ არის გავრცელებული კავკასიაში, კერძოდ, საქართველოში.

აბისალურ ზონაში ტერიგენული მასალის სიმცირის გამო წამყვანი როლი ორგანოგენულ და პოლიგენურ ნალექებს ენიჭებათ. ორგანოგენულიდან ბათიალური ზონის მსგავსად კირქვისა და კაჟის სკელეტიანი ორგანიზმებით (კოკოლითოფორიდები, ფორამინიფერები, დიატომები, რადიოლარიები) აგებული შლამები გვხვდება. უნდა შევნიშნოთ, რომ კალციუმის კარბონატი სიღრმეში მხოლოდ 4000-4500მ-მდე გვხვდება. უფრო ღრმად ის იხსნება, ამიტომ დიდ სიღრმეებზე ძირითადად კაჟიანი შლამებია გავრცელებული პოლიგენურთან ერთად.

პოლიგენურ ნალექებს სხვაგვარად წითელ ოკეანურ თიხებსაც უწოდებენ. ეს არის დიდ სიღრმეებზე (4000-6500მ) გავრცელებული ნალექები – რთული შედგენილობის ყავისფერი (სხვადასხვა ტონალობის) თიხები, რომლის მასალაც მოიცავს ტერიგენულ, ორგანოგენულ, ეოლურ, ვულკანურ, კოსმოსურ და სხვა წარმოშობის ნაწილაკებს. არცთუ იშვიათად მასში ზვიგენის კბილებს ან ვეშაპის სმენის ორგანოების ნაწილებსაც პოულობენ. მრავლადაა რკინისა და მანგანუმის კონკრეციები.

დალექვის ტემპი აბისალურ ზონაში ძალიან ნელია – საშუალოდ 1 მმ 1000 წელში. ზღვის ფსკერზე ნალექების დაგროვება არის დანალექი ქანების წარმოშობის საწყისი სტადია (სედიმენტოგენეზისი). შემდგომ სტადიებზე (დიაგენეზისი, კატაგენეზისი) ხდება მასალის შეცემენტება, გამტკიცება, შრეებად განთავსება. საბოლოოდ კი ნამდვილი დანალექი ქანი ჩამოყალიბდება.

ნაპირდაცვის პრობლემები

ზღვის გეოლოგიურ მოქმედებას ზოგ შემთხვევაში დიდი ზიანი მოაქვს ადამიანისათვის. ის, პირველ რიგში, სანაპირო ზოლის მდგომარეობას ეხება. არაერთი შემთხვევაა ცნობილი, როდესაც ზღვიურ აბრაზიას მთელი სანაპირო ზოლი წაუღეკავს. არცთუ იშვიათად ადამიანისათვის ზღვის მავნე მოქმედებას ხელს თვით ადამიანი უწყობს. ცნობილი ფაქტია, რომ კოკტებელის (ყირიმი) ულამაზესი პლაჟები

თითქმის მთლიანად გაირეცხა ზღვიური ეროზიის გამო იმ მიზეზით, რომ ინერტული მასალის მოპოვების მიზნით პლაჟების მახლობელი ნაპირიდან დაიწყო რიყნარის გატანა, რის გამოც ზღვას „საკვები“ მოაკლდა და დაიწყო აქტიური მოქმედება პლაჟების ტერიტორიაზე. მდ. ენგურზე კაშხლის აგებამ გამოიწვია მდინარის მიერ შავ ზღვაში მყარი მასალის შეტანის მკვეთრი შემცირება. ამის საპასუხოდ ზღვამ შესართავთან ახლო სანაპირო ზოლის ინტენსიური გარეცხვა დაიწყო.

ნაპირების დაცვის მიზნით ზოგჯერ ხელოვნური ნალექდაგროვების გამოწვევაა საჭირო. მაგალითად, იმისათვის რომ პლაჟი არ გაირეცხოს ნაპირის მართობულად ზღვაში აგებენ დამბებს, რომლებიც პლაჟის ერთ ნაწილში ნალექდაგროვებას იწვევს. ხშირად ნაპირის დასაცავად ზღვის სანაპირო ზოლში ტალღათმჭრელებს აგებენ. თუმცა აქაც სწორი გათვლაა საჭირო. წინააღმდეგ შემთხვევაში შეიძლება პირუკუ ეფექტი მივიღოთ. საინტერესო მაგალითი – 1929 წელს სანტა-ბარბარას პორტის (კალიფორნიის შტატი, აშშ) დასაცავად ტალღათმჭრელი ააგეს, რამაც მის წინ დიდი რაოდენობის ქვიშის დაგროვება გამოიწვია. წელიწადში საშუალოდ 600000 ტ. ილექებოდა და 1934 წლისათვის დაიწყო თვით პორტის მიდამოების მოსილვაც. პორტის გადარჩენის მიზნით ხელისუფლება იძულებული გახდა ზედმეტი სილის გამოტანა დაეწყო.

დაცვითი ნაგებობების შენებით ხშირად ირღვევა ბუნებრივი ნალექდაგროვების რეჟიმი, რის გამოც მანამდე მდგრადი ნაპირი იწყებს არაგეგმიურ გარეცხვას, სხვაგან კი არასასურველი ნალექდაგროვება მიმდინარეობს. ამიტომ ნაპირდაცვითი ნაგებობები ისე უნდა აშენდეს, რომ მას უარყოფითი შედეგები არ მოჰყვეს.

ნაპირდაცვის პრობლემები მთელი სერიოზულობით დგას შავიზღვისპირა ქვეყნების, მათ შორის საქართველოს წინაშეც.

ენდოგენური (შიგაღინამიკური) პროცესები

როგორც ერთ-ერთ წინა თავში აღვნიშნეთ, ენდოგენური ენოდება ისეთ გეოლოგიურ პროცესებს, რომელთა მამოძრავებელი ძალა დედამიწის შიგნითაა, საკუთრივ დედამიწისეულია. აქ იგულისხმება შიგნეთში არსებული ენერგია, რომლის მომცემი წყაროც შეიძლება იყოს დედამიწის პლანეტად ჩამოყალიბების პროცესში წარმოშობილი, გეოსფეროების ფორმირების პროცესში გამოყოფილი ან რადიოაქტიური ნივთიერების დაშლის შედეგად მიღებული სითბო.

ენდოგენურ პროცესებს განეკუთვნება: მაგმატიზმი, მეტამორფიზმი, მინისძვრები და ლითოსფეროს ტექტონიკური მოძრაობა.

თავი 11. მაგმატიზმი

მაგმატიზმი უაღრესად რთულ და მრავალფეროვან გეოლოგიურ პროცესთა ერთობლიობაა, რომელიც, როგორც ვიცით, დედამიწის შიგნეთში და ზედაპირზე მიმდინარეობს. შესაბამისად, განარჩევენ ინტრუზიულ და ეფუზიურ მაგმატიზმს. შიგნეთში მიმდინარე მაგმური პროცესების შესახებ ინფორმაციას მხოლოდ ზედაპირზე მოხვედრილი ინტრუზიული მაგმური ქანები გვანვდის, რამდენადაც მათზე უშუალო დაკვირვება შეუძლებელია.

მაგმა არ ქმნის რაიმე ერთიან ფენას, რომელიც გეოსფეროების მსგავსად ირგვლივ ეკვრის შიგნეთს. ის დედამიწის შიგნეთში სხვადასხვა დონეზე ცალკეული კერების სახით არის წარმოდგენილი. როგორც ფიქრობენ, მაგმური კერები ფორმირდება ძირითადად ასტენოსფეროში. თუმცა მიჩნეულია, რომ მაგმის ერთი ნაწილი ლითოსფეროშიც (სხვადასხვა სიღრმეზე) წარმოიქმნება.

საერთოდ კი მაგმის წარმოშობა შიგნეთის ამგები ქანების მაღალი ტემპერატურის პირობებში დნობით არის განპირობებული. მასალის დნობა მოცულობაში გაზრდას ნიშნავს. ამიტომ ახლად წარმოქმნილი მაგმა შემცველი ქანების ჰიდროსტატიკური (ლითოსტატიკური) წნევის გამო ამოიბერება ზევით, ნაპრალებში. ამგვარად, ის იჭრება შემცველ ქანებში, ცივდება და თანდათან კრისტალდება. საბოლოოდ კი ხდება ინტრუზიული მაგმური ქანების ფორმირება. დიდ სიღრმეებზე წარმოიშობა მაგმური ბათოლითები, შტოკები, ხოლო შედარებით მცირეზე, დაახლოებით 1-1,5 კმ სიღრმეზე – დაიკები, შრეძარღვები, ლაკოლითები და სხვ.

ზევით გადაადგილებისას მაგმაში მნიშვნელოვანი ცვლილებები ხდება, რაც გამოწვეულია, ერთი მხრივ, მასში მიმდინარე დიფერენციაციით, ხოლო, მეორე მხრივ, მის მიერ შემცველი ქანების გადამუშავებით. დიფერენციაცია გულისხმობს

მაგმის შედგენილობის ცვლას მასში სხვადასხვა მინერალური ასოციაციის გამოყოფის მეშვეობით. მაგმა ხომ მინერალურ მდნარსწარმოადგენს. ამიტომ მისი თანდათან გაცივებისას მინერალთა გამოკრისტალდება ხდება. ჯერ გამოკრისტალდებიან მაღალტემპერატურული მინერალები, შემდეგ საშუალოტემპერატურული და ბოლოს დაბალტემპერატურული. მაღალტემპერატურული მინერალები (ოლივინი, ფუძე პლაგიოკლაზი) ხასიათდება Mg და Ca-ის დიდი შემცველობით, დაბალტემპერატურულში კი (ორთოკლაზი, მჟავა პლაგიოკლაზი) ამ ელემენტთა მკვეთრი შემცირება ხდება K, Na, Si, Al-ის ზრდის ფონზე. საერთოდ კი მაღალტემპერატურული მინერალური ასოციაცია იძლევა ფუძე მაგმასა და შემდგომ ფუძე ქანებს, საშუალოტემპერატურული – საშუალო ქანებს, ხოლო დაბალტემპერატურული – მჟავე ქანებს.

რაც შეეხება ასიმილაციას, ის გულისხმობს მაგმური ინტრუზივის მიერ მისი შემცველი (ირგვლივ მყოფი) ქანების შთანთქმა-გადამუშავებას. ეს პროცესი ზოგჯერ მნიშვნელოვნად ცვლის მაგმის შედგენილობას. ზოგან მაგმა ვერც კი ახერხებს შემცველი ქანის მთლიანად გადამუშავებას და ეს უკანასკნელი **ქსენოლითის** (უცხო სხეულის) სახით შემორჩება მაგმურ ქანში. ასიმილაციით თითქოს ადვილად იხსნება მაგმის მიერ თავისუფალი სივრცის მოპოვების პრობლემა. არა და ეს მეტად მნიშვნელოვანია, პირველ რიგში, ისეთი უზარმაზარი ინტრუზიული მაგმური სხეულები-სათვის, როგორც ბათოლითებია.

შემცველ ქანებთან კონტაქტში მაგმის თანდათანი გაცივება მიმდინარეობს. ეს პროცესი მეტად ხანგრძლივია და შეიძლება ერთეული ან ათეული მილიონი წელიც კი გაგრძელდეს. მთელი ამ დროის განმავლობაში მაგმიდან გადახურებული ნყლის ხსნარები და გაზები გამოიყოფა, რომლებიც შემცველი ქანების კონტაქტის ზოლში წარმოშობენ მინერალურ საბადოებს, როგორიცაა მაგალითად, ვოლფრამის, კალის, ბერილის, მოლიბდენის და სხვათა საბადოები და რომელთაც **პნევმატოლიზური** ჰქვია. თუ მხოლოდ ცხელი ხსნარები მოქმედებს შემცველ ქანებზე, მაშინ **ჰიდროთერმული** საბადოები ჩნდება (მაგალითად, სპილენძის, თუთიის, ტყვიის).

11.1. ვულკანიური მაგმატიზმი ანუ ვულკანიზმი

ვულკანიზმის სახელწოდება ლიპარის კუნძულების ერთ-ერთი პატარა კუნძულის – ვულკანოს სახელწოდებიდან მოდის. თითქოს აქ იყო ძველრომაელთა ცეცხლისა და მჭედლობის მფარველი ღვთაების – ვულკანის – სამჭედლო (სხვა ვერსიით, ვულკანის სამჭედლო ეტნის ძირში იყო და სამჭედლოს კვამლიც სწორედ ამ ვულკანიდან ამოდიოდა).

ვულკანები იმთავითვე იპყრობდა ადამიანთა ყურადღებას, პირველ რიგში, ალბათ იმის გამო, რომ ვულკანის ამოფრქვევას მათთვის დიდი უბედურება მოჰქონდა. გავიხსენოდ თუნდაც ვულკან ვეზუვის ამოფრქვევა ჩვენი წელთაღრიცხვის I საუკუნეში (79 წელს), რომლის შედეგადაც სამი რომაული ქალაქი – პომპეი, ჰერკულანუმი და სტაბია – მთლიანად დაიფარა ვულკანიური ფერფლით და ათასობით ადამიანის სიცოცხლე შეიწირა, ან **კრაკატაუს** ასევე ცნობილი ამოფრქვევა 1883 წელს.

კრაკატაუ იყო სუმატრასა და იავას (ზონდის არქიპელაგის კუნძულები) შორის მდებარე ერთ-ერთი პატარა კუნძული. ვულკანური ამოფრქვევები ამ კუნძულზე 1883 წელს რამდენიმე თვის განმავლობაში მიმდინარეობდა. ყველაზე ძლიერი ამოფრქვევა აგვისტოს მიწურულს მოხდა. აფეთქება იმდენად ძლიერი იყო, რომ მისი ხმა 5000 კმ-ზე, ავსტრალიაშიც კი ისმოდა. ამოიტყორცნა დაახლოებით 18 კუბური კილომეტრი მასალა, უმეტესად ფერფლი და პემზა. ვულკანური ფერფლი ატმოსფეროში 80 კმ სიმაღლეზე ავიდა და რამდენიმე წლის განმავლობაში ირგვლივ უფლიდა დედამიწას. ფერფლის საკმაოდ სქელი ფენით დაიფარა 750000 კმ² ფართობი. გაჩნდა დაახლოებით 40 მ სიმაღლის ცუნამი, რომლისგანაც მახლობელ კუნძულებზე (თვით კუნძული კრაკატაუ უკაცრიელი იყო), ძირითადად იავასა და სუმატრაზე, 36000 კაცი დაიღუპა. კუნძულის დიდი ნაწილი ჰაერში აიტყორცნა.

ასევე საშინელი იყო კუნძულ მარტინიკაზე (კარიბის ზღვის აუზი) მდებარე ვულკან **მონ-პელეს** ამოფრქვევა 1902 წელს. ამოფრქვევა უძლიერესი აფეთქებით მოხდა, რაც ვულკანის ყელში გაზების დიდი რაოდენობით დაგროვებამ გამოიწვია. აფეთქების ტალღა იმდენად ძლიერი იყო, რომ მან თითქმის მთლიანად დაანგრია ვულკანიდან 6 კმ-ზე მდებარე ქალაქი სან-პიერი – სახლები, რომელთა ქვისაგან ნაგები კედლები 1 მ სისქისა იყო, ნამსხვრევებად აქცია; ხეები, დიდი თუ პატარა, ფესვებიანად ამოგლიჯა; სამტონიანი ქანდაკება პოსტამენტიდან ოთხ მეტრზე ისროლა. პორტში რამდენიმე გემი გადაბრუნდა და ჩაიძირა. აფეთქების შედეგად წარმოიშვა სქელი ღრუბელი – გავარვარებული ვულკანური მტვრის, წყლის ორთქლისა და გაზების ნარევი დაახლოებით 700-1000°C ტემპერატურის, რომელიც დიდი სიჩქარით (160 კმ/სთ) დაეშვა ვულკანიდან ქ. სან-პიერისაკენ და მთლიანად მოსრა იქ მცხოვრები 30000 კაცი. ამბობენ, რომ გადარჩა ერთადერთი ადამიანი, პატიმარი, რომელიც მიწისქვეშა დილეგში იყო ჩამწყვდეული.

ვულკანიზმთან დაკავშირებით ბევრი სხვა ამგვარი ფაქტის მოყვანა შეიძლება. მიუხედავად ამისა, ადამიანები ძალიან ხშირად საცხოვრებლად ვულკანების ფერდობებს ირჩევდნენ, პირველ რიგში, იქ არსებული ნოყიერი ნიადაგის გამო. ბუნებრივია ისიც, რომ ადამიანი იმთავითვე აქცევდა ვულკანების მოქმედებას ყურადღებას და ცდილობდა, ჩასწვდომოდა მის არსს.

11.1.1. ვულკანის ამოფრქვევის პროდუქტები

ვულკანების მიერ ზედაპირზე ამოტანილი მასალა სამგვარია: თხევადი, მყარი და გაზებრივი. ვულკანის მიერ ამოფრქვეულ თხევად მასალას **ლავა** ეწოდება. ლავა იგივე მაგმაა, ოღონდ იმ განსხვავებით, რომ გაზები თითქმის მთლიანად აქვს დაკარგული. ე.ი. ლავა უგაზო მაგმაა. ლავის რამდენიმე სახე არსებობს, რომელთა ფორმა მათი ქიმიური შედგენილობით არის განპირობებული. როგორც ცნობილია, ფუძე მაგმა უფრო დენადია, ნაკლებად ბლანტი. ამიტომ ზედაპირზე გადმოსული ფუძე ლავა (შეიძლება მას ბაზალტური ლავაც ვუწოდოთ) კარგად მოძრავია და საკმაოდ დიდი სიჩქარით ვრცელდება ათეულ კილომეტრზე. შეიძლება სიჩქარემ 60

კმ-საც მიაღწიოს საათში. ამ ტიპის ლავა მაღალტემპერატურულია (დაახლოებით 1100-1200°). გაცივებისას მას ქერქი უჩნდება, თუმცა ლავა ქერქის ქვეშ კვლავ განგრძობს მოძრაობას, რის გამოც მისი ზედაპირი ტალღოვანი ხდება, თითქოს დაგრეხილი ბანარიაო. ამიტომ მას **დაბანრულ ლავას** უწოდებენ. სხვაგვარად კი მას **პაპოეპოე ლავა** ჰქვია (სურ. 11.1). ასეთი ლავა ხელშემწყობი რელიეფის პირობებში დიდ ფართობზე იშლება და ვულკანურ ზენრებს გვადლევს. ზოგჯერ შეიძლება „ლავური მდინარე“ ან „ჩანჩქერიც“ კი მივიღოთ. მეორე ტიპის ლავა, ე.წ. **აა-ლავა**, უფრო ბლანტია, ახასიათებს ლოდებრივი ზედაპირი, რომელიც გამომწვარი აგურის დაკუთხულ ნამსხვრევებს მოგვაგონებს, მის ქვეშ კი ლავის მასაა მოთავსებული. ეს ლავა ნაკლებად მოძრავია, საათში სულ რამდენიმე კილომეტრს გადის, შედარებით დაბალტემპერატურულია; გაცივებისას ვულკანურ გუმბათებს ქმნის. წყალქვეშა ამოფრქვევების შედეგად წარმოშობილი ლავა, რომელიც, როგორც ნესი, ბაზალტური შედგენილობისაა, იძლევა ბალიშა ლავებს (**„პილოუ-ლავა“**). ცალკეული ბალიშა ლავების სიგრძე ერთეული მეტრებია.



სურ. 11.1. პაპოეპოე ლავა

როგორც ვიცით, ნებისმიერი სახის ლავის გაცივების შედეგად ეფუზიური მაგმური ქანები მიიღება.

ვულკანის მიერ ამოტყორცნილ მყარ ნამსხვრევ მასალას ზოგადად **პიროკლასტებს** („პიროს“ – ცეცხლი და „კლასტოს“ – ნამსხვრევი, ბერძნ.) უწოდებენ. ამ ტერმინით ხაზი აქვს გასმული იმ გარემოებას, რომ ეს მასალა გავარვარებული ქანის ნამსხვრევებს წარმოადგენს. სიტყვა „მყარი“ შეიძლება ერთგვარად პირობითად ნათქვამიც კი იყოს, რადგანაც უმეტესად მაგმური მასალის ამოფრქვევა ხდება. ჰაერში ატყორცნილი ლავის სხვადასხვა ზომის ნაგლეჯები ზედაპირზე დაცემამდე ან შემდეგ თანდათან ცივდება და საბოლოოდ ვიღებთ პიროკლასტებს ან **ტეფრას**. ტეფრის მცირე ნაწილი შეიძლება სხვა ქანების ნამსხვრევი მასალაც იყოს.

სიმსხოს მიხედვით პიროკლასტების რამდენიმე სახე გამოიყოფა: ლოდები (ბელტები) → ვულკანური ყუმბარები → ლაპილები → ვულკანური ქვიშები → ვულკანური ფერფლი → ვულკანური მტვერი.

ვულკანური ლოდები (ბელტები), როგორც წესი, დაკუთხულ ნამსხვრევებს წარმოადგენს. ზომებით დიდია, ზოგჯერ გიგანტურიც კი. ცნობილია, რომ ვულკანოს (იტალია) ამოფრქვევისას ამოუტყორცნია 25 მ³ მოცულობის 68-ტონიანი ლოდი. **ვულკანური ყუმბარა** საკმაოდ დიდი ზომისაა (მინიმუმ 5 სმ-მდე სიგრძის). ის წარმოადგენს ლავის ნაგლეჯებს, რომელსაც ჰაერში ტრიალის გამო რაგბის ბურთისმაგვარი ფორმა მიუღია. **ლაპილები** თხილის ზომის პიროკლასტებია. კიდეც უფრო მცირე ზომისაა **ვულკანური ქვიშის მარცვლები** (1 მმ-ის რიგის), ხოლო უწვრილესია **ვულკანური ფერფლი** და **მტვერი**. ამ უკანასკნელის სიმსხო მიკრონებში იზომება. ხშირად ვხვდებით ვულკანური ბომბის ან ლაპილის ოდენა არანესიერი ფორმის ფორიან ნამსხვრევებს, რომელთაც **ვულკანური წიდა** ეწოდება. არის ძალზე მაღალფორიანი ვულკანური წიდა, რომელიც ამ თვისების გამო წყალზე მსუბუქია. მას **პემზა** ჰქვია. ვულკანურ წიდასაც და პემზასაც გამკვრივებულ **მაგმურ „ქაფს“** უწოდებენ.

გაზები უდიდეს როლს ასრულებს ვულკანების მოქმედებაში. ისინი გამოიყოფა არა მარტო ვულკანური აქტივობის პერიოდში, არამედ მაშინაც, როცა ვულკანის მოქმედება უკვე შეწყვეტილია. გაზების გამოყოფის პოსტვულკანური (ვულკანის აქტიური მოქმედების შემდგომი) პერიოდი შეიძლება გაგრძელდეს ერთეული, ათეული და მეტი წლებიც კი. მაგალითად, ვულკანი სოლფატარი ამოიფრქვა XII საუკუნეში, მაგრამ დღესაც გამოყოფს გოგირდიან გაზებს.

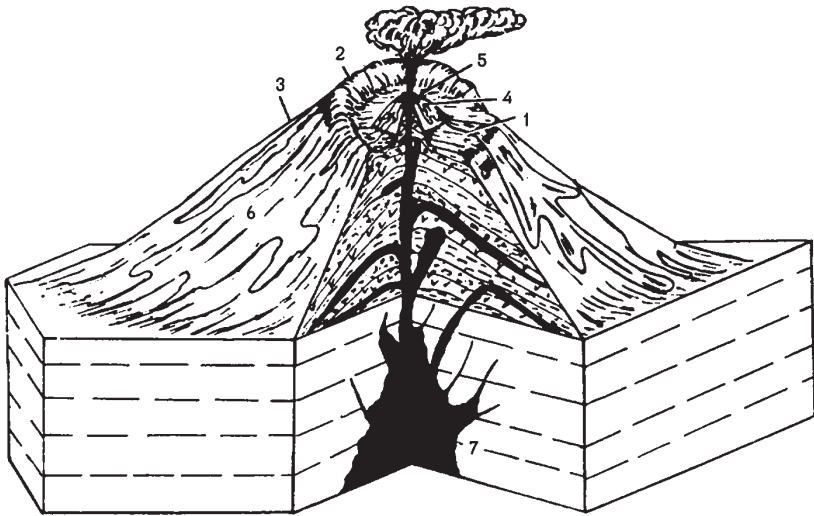
გაზები გამოიყოფა როგორც თვით ვულკანური კონუსიდან (ამომყვანი ყელი, პარაზიტული ვულკანები), ისე ლავური ნაკადებიდან.

გაზებს შორის წამყვანი ადგილი წყლის ორთქლს უკავია (დაახლ. 90%), შემდეგ ნახშირორჟანგს (CO₂), ნახშირჟანგს (მხოლოდ გაზს CO), აზოტს (N₂), გოგირდის ჟანგებს (SO₂, SO₃), გოგირდწყალბადს (H₂S). გაზისებრ გოგირდს (S), წყალბადს (H₂), ამიაკს (NH₃), მეთანს (CH₄) და სხვ. ბევრი მათგანი, მცირე რაოდენობითაც კი ძალიან საშიშია ცოცხალი ორგანიზმებისათვის.

როგორც აღვნიშნეთ, ვულკანურ კონუსზე გაზები სხვადასხვა ადგილიდან გამოიყოფა. თანაც არის ადგილები, საიდანაც მხოლოდ გაზი ამოდის და სხვა არაფერი. ასეთ ადგილებს **ფუმაროლები** („ფუმო“ – ბოლი, იტალ.) ეწოდება, ხოლო გაზების გამოყოფის პოსტვულკანურ სტადიას – **ფუმაროლური**. ფუმაროლებს შორის განარჩევენ ისეთებს, საიდანაც ყველაზე მაღალტემპერატურული (500°-ზე მეტი) და მრავალფეროვანი გაზები ამოდის (ე.წ. **მშრალი ფუმაროლები**). ფუმაროლები, საიდანაც გოგირდით მდიდარი გაზები გამოიყოფა, პირველ რიგში, გოგირდწყალბადი, **სოლფატარების** სახელითაა ცნობილი. ამ გაზების ტემპერატურა 300-100°-ის ფარგლებშია. იმ ფუმაროლებს კი, რომლებიც ყველაზე დაბალტემპერატურულ (100°-ზე ნაკლები), ნახშირორჟანგით მდიდარ გაზებს შეიცავენ, **მოფეტები** ეწოდება. ზოგჯერ სამეცნიერო ლიტერატურაში სამივე ტიპის ფუმაროლებს საერთოდ ვულკანური გაზების სინონიმებად ხმარობენ.

11.1.2. ვულკანური აპარატი (აგებულება და ტიპები)

ვულკანური პროცესის დაწყების შემდეგ ამოფრქვევის ცენტრის ირგვლივ გროვდება პიროკლასტური და ლავური მასალა, რომლის შედეგადაც იქმნება ვულკანური მთა ანუ **ვულკანური კონუსი**. კონუსის ცენტრში ზევიდან ვულკანის ძირამდე გადის ვერტიკალური მილი, რომელსაც **ვულკანის ყელი** ან **ამომყვანი ყელი** ჰქვია. სწორედ აქედან ამოიტანება ვულკანური მასალა. ვულკანის ყელი ზევით თასისებური ან დაბრისებური ჩალრმავებით – **კრატერით** („კრატეს“ – თასი; ბერძნ.) ბოლოვდება (სურ. 11.2, 11.3). ძლიერი აფეთქებით ვულკანური კონუსი შეიძლება მთლიანად მოიგლიჯოს, მოინგრეს. მაშინ მის ადგილზე გაჩნდება წრიული დეპრესია, რომელსაც **კალდერა** („კალდერა“ – ქვაბი, პორტ.) ეწოდება, ხოლო კალდერის შიგნით ახალი კონუსი ჩამოყალიბდება. ძველი კონუსის კიდეებზე კი წრიული სერი ან მისი ნაწილები შემორჩება. ეს იქნება **სომა** – ვეზუვის ძველი ვულკანური კონუსის მონტე-სომას სახელიდან გამომდინარე (სურ. 11.3). ფიქრობენ, რომ ვეზუვის ძველი კონუსი 79 წლის ამოფრქვევისას დაინგრა ძლიერი აფეთქების შედეგად, ხოლო ახალი კონუსი დაახლოებით 100 წლის შემდეგ გაჩნდა. თუმცა არის სხვა შეხედულებაც – ამოფრქვევამ კონუსი კი არ დაანგრია, არამედ კრატერიდან ამოვიდა დიდძალი ლავა, რის გამოც შიგნეთში (ვულკანური კონუსის ქვეშ) სიცარიელე გაჩნდა და სწორედ ამ ადგილში ჩაიქცა ვულკანური კონუსი. სულაც არ არის გამორიცხული, რომ კალდერას გაჩენა ამ გზით ხდებოდეს.



სურ. 11.2. ვულკანური აპარატის აგებულება

- 1 – კალდერა, 2 – სომა, 3 – ვულკანური კონუსი, 4 – კრატერი,
 5 – ამომყვანი ყელი, 6 – ლავის ნაკადი, 7 – ვულკანური კერა
 (Якушова и др., 1988-ის მიხედვით)

ვულკანური კონუსი ანუ ვულკანური აპარატი შეიძლება აგებული იყოს ლავისა და პიროკლასტური მასალის მორიგეობით. ასეთ კონუსს **სტრატოვულკანი** ჰქვია. გასაგებია, რომ სტრატოვულკანი ახასიათებს ისეთ ვულკანებს, რომლებიც მოქმედებისას ტეფრასთან ერთად ლავასაც იძლევიან (ვეზუვი, ეტნა, ვულკანო). შეიძლება კონუსი აგებული იყოს მხოლოდ ტეფრით (უმეტესად წიდიტა და ლაპილებით). ასეთი კონუსები აქვთ ვულკანებს, რომელთა ამოფრქვევა, ფაქტობრივად, ლავის გარეშე ხდება (მონპელე, კრაკატაუ). არის მხოლოდ ლავით აგებული ვულკანური კონუსები. ასეთ ფორმებს იძლევა ძირითადად ფუძე, ე.ი. შედარებით კარგად მოძრავი ნაკლებად ბლანტი ლავა. ესაა **ვულკანური ფარები** – დიდ ფართობზე გაშლილი, ცენტრში მცირედ ამოზნექილი ფორმები (ახასიათებს ე.წ. „ჰავაის ტიპის“ ვულკანებს – მაუნა-ლოა და სხვ.).



სურ. 11.3. ვეზუვის კრატერი
(უკანა პლანზე მოჩანს მონტე-სომა)

11.1.3. ვულკანების ტიპები

ვულკანების მოქმედება მრავალფეროვანია. ის განპირობებულია შემდეგი ფაქტორებით: მაგმის ქიმიზმით, ტემპერატურით, სიბლანტით და განსაკუთრებით გაზიანობით. მაგმაში გაზი ან გახსნილია, ან თავისუფალ მდგომარეობაშია (ბუშტების სახით). სწორედ ეს უკანასკნელია ძლიერი აფეთქების წყარო.

ამოფრქვევის ხასიათის მიხედვით ვულკანების, უფრო ზუსტად კი ვულკანიზმის სამი ძირითადი ტიპი შეიძლება გამოიყოს: 1) ეფუზიური (წყალქვეშა და ხმელეთის), 2) პიროკლასტური და 3) ექსპლოზიური.

ეფუზიური ტიპის ვულკანიზმი უკავშირდება ფუძე, ბაზალტურ მაგმას, მიმდინარეობს ძალიან მშვიდი აფეთქებებით და იძლევა ფარისებრ ვულკანებს (ჰავაისა და ისლანდიის ვულკანები და სხვ.). **პიროკლასტური ტიპი** ხასიათდება ძლიერი

გაზური აფეთქებებით, დიდი რაოდენობით იძლევა ლავასა და პიროკლასტურ მასალას, აქვს სტრატოვულკანი (ვეზუვი, ეტნა, სტრომბოლი და ა.შ.). **ექსპლოზიური ტიპი** უძლიერესი გაზური აფეთქებებით ხასიათდება, დიდი რაოდენობით ჩნდება პიროკლასტური მასალა და თითქმის არ არის ლავა (რომელიც ვულკანური პროცესის დასასრულს შეიძლება ამოიზიდოს ობელისკივით. სურ. 11.4). ამოფრქვევა ძირითადად უკავშირდება საშუალო და მყავე ქანებს (მონ-პელე, კრაკატაუ, ბანდაი და სხვ.).



სურ. 11.4. ვულკანური ობელისკი
(Anrodos B.A., 1982)

შეიძლება გამოვყოთ ვულკანიზმის ორი სახე – **ნაპრალური** და **ცენტრული ვულკანიზმი**. ნაპრალური ვულკანიზმის დროს, სახელწოდებიდან გამომდინარე, ამოფრქვევა არა ვულკანური ცენტრიდან, არამედ ნაპრალიდან ხდება. ეს ნაპრალეები შეიძლება ხაზობრივად ათასობით კილომეტრზეც კი იყოს გადაჭიმული. ამ ტიპის ვულკანიზმი დამახასიათებელია შუაოკეანური ქედებისათვის და სხვა რიფტული ზოლებისათვის. ვულკანიზმი ბაზალტურია, ფუძეა. რაც შეეხება **ცენტრულ ვულკანიზმს**, მის შესახებ ზევით გვექონდა საუბარი. დავძენთ მხოლოდ, რომ ცენტრული ვულკანების დიდი ნაწილი **პოლიგენურია**, ანუ მათი მოქმედება დროში განახლებადია. მათ გვერდით არსებობს ერთჯერადი აფეთქების, **მონოგენური** ვულკანებიც. აფეთქების შედეგად ჩნდება ასეული მეტრის ან ზოგჯერ ერთეული კილომეტრი დიამეტრის კრატერი, რომლის ირგვლივ პიროკლასტური მასალით აგებული დაბალი ზვინულია განვითარებული. კრატერის ძირში შიგნეთიდან შემოდის ვულკანური არხი, ე.წ. **აფეთქების მილი** ანუ **დიატრემა**, რომელიც ძირითადად ულტრაფუძე ქანებით აგებული ვულკანური ბრექჩიით არის ამოვსებული. მას **კიმბერლიტი** ეწოდება (სახელწოდება სამხრეთ აფრიკიდან მოდის). კიმბერლიტები ძალიან ღირებულ ქანებად ითვლება, რადგანაც მათთან ალმასის უმდიდრესი საბადოებია დაკავშირებული (სამხრეთი აფრიკა, რუსეთი). კიმბერლიტები გვიჩვენებს, რომ მათი წარ-

მოშობა მოხდა მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში, თანაც მასალა დიდი სიღრმიდან, მანტიიდან მოდიოდა.

მონოგენური ვულკანები გავრცელებულია გერმანიაშიც, სადაც მას **მაარი** ჰქვია. ზოგჯერ მაარებში ტბაც არის ჩამდგარი (სურ. 11.5).



სურ. 11.5. მაარი, რომელშიც ტბა ჩამდგარა
(Anpodos, 1982)

11.1.4. პოსტვულკანური პროცესები

დადგება დრო, როცა ვულკანი წყვეტს თავის აქტიურ მოქმედებას. მაგრამ მისი „სიცოცხლე“ ერთგვარად გრძელდება, რაც ვულკანური გაზების გამოყოფაში გამოიხატება. ამ პოსტვულკანურ პროცესს ზევით ფუმაროლური სტადია ვუწოდეთ.

გაზების გვერდით პოსტვულკანურ პროცესებთან მჭიდროდაა დაკავშირებული ცხელი წყაროები ანუ **თერმები**, რომლებიც დღეს ფართოდ არის გავრცელებული თანამედროვე ან უახლესი (პლიოცენ-მეოთხეული) ვულკანიზმის რეგიონებში, როგორცაა, მაგალითად, ისლანდია, კამჩატკა, ახალი ზელანდია, იტალია, კავკასია და სხვ. თერმული წყაროებიდან ხშირად სხვადასხვა ნივთიერება გამოილექება, მაგალითად, კაჟი ან კირქვის ტუფი.

თერმების თავისებურ სახეობას წარმოადგენს **გეიზერი** (სურ. 11.6). ეს თავისებურება იმაში გამოიხატება, რომ გეიზერი მუდმივად კი არ გადმოსჩქეფს ზედაპირზე, არამედ წყალი (უფრო ზუსტად კი წყლისა და ორთქლის ნარევი) დროდადრო ასხამს ზევით შადრევნის მსგავსად. შადრევნებს შორის სინყნარის პერიოდებია, რომელიც ერთეული წუთიდან რამდენიმე დღემდე გრძელდება. წყლის ტემპერატურა ზედაპირზე ამოსვლისას 75-100°-ის ფარგლებში მერყეობს. გეიზერის მახლობლად ილექება **კაჟის ტუფი** ანუ **გეიზერიტი**, რომელიც ულამაზეს ნადენ ფორმებს ქმნის (სურ. 11.7).



სურ. 11.6. გეიზერი



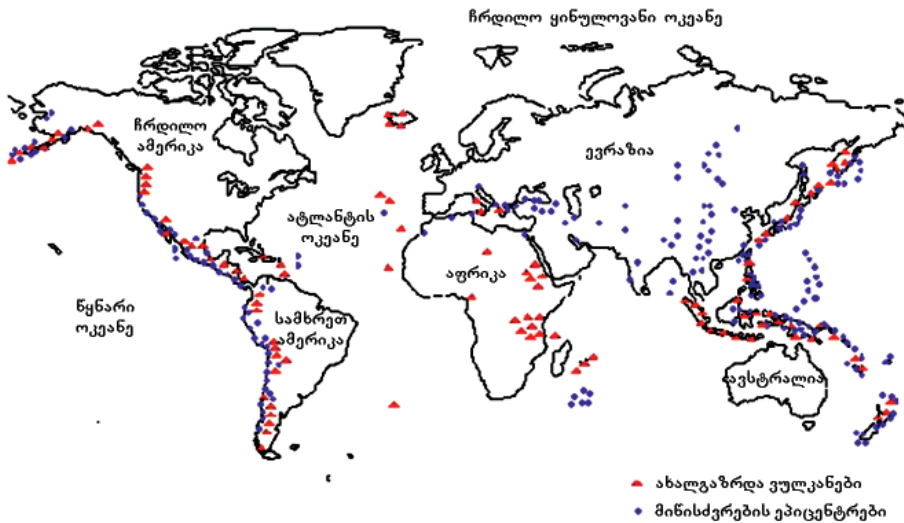
სურ. 11.7. გეიზერის ნადენი ფორმები
(Anpodos, 1982)

რატომ არის გეიზერის მოქმედება წყვეტილი, დენაპერიოდული? ამ საკითხზე არსებობს მეტად საინტერესო შეხედულება – ზედაპირიდან სიღრმეში ჩადის მილინებრი არხი, რომელიც წყლით არის სავსე. სიღრმეში წყალი თანდათან ცხელდება, რადგანაც იერთებს მაღალტემპერატურულ გაზებს და ეხება გახურებულ ქანებს. ის სითხედ რჩება მანამდე, ვიდრე მისი ტემპერატურა არსებული წნევის პირობებში დუღილის ტემპერატურას არ გადააჭარბებს. ბოლოს დგება მომენტი, როცა წყალი იქცევა ორთქლად და ეს უკანასკნელი მიაწვება ზევით მდებარე წყლის სვეტს. ამის შედეგად წყლის ერთი ნაწილი ზედაპირზე გადმოიღვრება. ამას კი მოსდევს წნევის სწრაფი შემცირება და, შესაბამისად, დუღილის ტემპერატურის მკვეთრი დაცემა. ახლა უკვე წყალი, რომლის ტემპერატურა დუღილის ახალ ტემპერატურაზე გაცილებით უფრო მაღალია, სწრაფად იქცევა ორთქლად და წყლისა და ორთქლის სახით ამოინთხევა. ჩნდება შადრევანი. გარკვეული დროის შემდეგ სიტუაცია განიმუხტება, წყლისა და ორთქლის მთელი მასა ამოვა ზევით და შადრევანიც შეწყდება. შემდეგ, სიმშვიდის პერიოდში, წყალი კვლავ იწყებს დაგროვებას და ზემოთ აღწერილი პროცესი განმეორდება.

პოსტულკანურ პროცესებთან არის დაკავშირებული ტალახის ვულკანების გარკვეული ტიპის წარმოშობაც.

11.1.5. თანამედროვე ვულკანების გეოგრაფიული გავრცელება

თანამედროვე ვულკანები მთელ დედამიწაზე გავრცელებული, როგორც ხმელეთზე, ისე ოკეანეებში. თუმცა მათ განაწილებაში აშკარა კანონზომიერება შეიმჩნევა (სურ. 11.8). გამოყოფენ სამ დიდ სარტყელს, სადაც თანამედროვე ვულკანთა დიდი უმეტესობაა თავმოყრილი. პირველ რიგში, უნდა დავასახელოთ **წყნაროკეანური სარტყელი**, რომელიც ირგვლივ უფლის წყნარი ოკეანის ორივე (დასავლეთ და აღმოსავლეთ) სანაპიროს. ამ სარტყელს **ცირკუმწყნაროკეანურსაც** უწოდებენ, ზოგჯერ კი **ცეცხლოვან რგოლს**. წყნაროკეანური სარტყლის „აზიური ნაწილი“ იწყება კამჩატკის ვულკანებით და კურილის კუნძულების, იაპონიის და სხვათა გავლით ახალი ზელანდიის ვულკანებამდე მიდის. რაც შეეხება სარტყლის „ამერიკულ“ ნაწილს, ის ალეუტის კუნძულებიდან სამხრეთ სანდვიჩების რკალამდე ვრცელდება.



სურ. 11.8. ახალგაზრდა ვულკანებისა და თანამედროვე მინისძვრების განაწილება დედამიწაზე

წყნაროკეანური სარტყლის ვულკანებზე დღეს მოქმედ ვულკანთა 3/4 (500-დან 370) მოდის.

მეტად საყურადღებოა ის გარემოება, რომ წყნაროკეანური სარტყლის ვულკანები განლაგებულია კონტინენტური და ოკეანური ლითოსფერული ფილების ურთიერთშეხების ზოლში, ანუ იმ ზოლში, სადაც შეჯახებისას ერთი ფილა (წყნაროკეანური) იძირება მეორის (კონტინენტურის) ქვეშ. ეს არის ე.წ. სუბდუქციის ზონა, აქტიური ვულკანიზმისა და ძლიერი მინისძვრების კერა. როგორც ფიქრობენ, სუბდუქციის ზონაში, დაახლოებით 90-150 კმ სიღრმეზე, ვულკანური კერები ფორმირდება. მაგმა შედგენილობით კირ-ტუტე – ანდეზიტურია.

სმელთაშუაზღვიურ სარტყელში თანამედროვე ვულკანები განვითარებულია სარტყლის დასავლურ და სამხრეთ-აღმოსავლურ დაბოლოებებზე (იტალია, საბერძნეთი, მალაის არქიპელაგი). მათ შუა კი ცნობილია ახალგაზრდა, პლიოცენ-მეოთხეული ასაკის ვულკანები (კავკასია, თურქეთი, ირანი). ეს სარტყელიც, მსგავსად პირველისა, ლითოსფერული ფილების კონვერგენტულ საზღვარზეა განვითარებული. თუმცა აქ კონტინენტური ფილების შეჯახებასთან /კოლიზიასთან/ გვაქვს საქმე და არა კონტინენტური და ოკეანური ფილების კონტაქტთან.

აღსანიშნავია ის ფაქტიც, რომ ორივე სარტყლის ვულკანები, ფაქტობრივად, ახალგაზრდა ნაოჭა მთების ზოლებს უკავშირდება.

მესამე სარტყელს **შუაოკეანური ქედების** გასწვრივ არსებული რიფტული ზონები ქმნის. ასეთ რიფტულ ზონებთან არის დაკავშირებული, მაგალითად, ისლანდიის, აზორის კუნძულების, ასუნსიონის, ტრისტან და კუნიას ვულკანები ატლანტურ ოკეანეში. აქაც, მსგავსად პირველი და მეორე სარტყლებისა, ვულკანები განლაგებულია ლითოსფერული ფილების კიდეებზე, თუმცა არა კონვერგენტული საზღვრების, არამედ, პირიქით, დივერგენტული საზღვრების ზოლში. ეს ხომ ის საზღვრებია, სადაც ფილების შეჯახების ნაცვლად მათი ურთიერთაშორება ხდება (ე.წ. სპრეინგის ზონა). მაგმა აქ ბაზალტურია და, როგორც ჩანს, მანტიის ღრმა ნაწილებიდან მოდის.

ვულკანური სარტყლების კიდევ ერთი ტიპი დაკავშირებულია აფრიკის (ძირითადად აღმოსავლეთ აფრიკის) კონტინენტურ რიფტებთან (კილიმანჯარო, ნირაგონგო და სხვ.).

დიდ ყურადღებას იქცევს აგრეთვე თანამედროვე ვულკანების გავრცელების ის უბნები, რომლებიც ლითოსფერული ფილების შიგა რეგიონებთან არის დაკავშირებული. ასეთებია: კანარის, მწვანე კონცხის კუნძულები ატლანტურ ოკეანეში; კომორის კუნძულები, რეუნიონი, კერგელენი ინდოეთის ოკეანეში; გალაპაგოსი და ჰავაის კუნძულები წყნარ ოკეანეში. ამ ვულკანთა ერთი ნაწილი „ცხელ ლაქებს“ უკავშირდება.

11.2. მაგმატიზმის პრაქტიკული მნიშვნელობა

მაგმატიზმი უაღრესად მნიშვნელოვანი პროცესია არა მარტო თეორიული, არამედ პრაქტიკული თვალსაზრისითაც. მაგმატიზმთან დაკავშირებულია სხვადასხვა ტიპის ისეთი მნიშვნელოვანი მადნეული საბადოების ფორმირება, როგორცაა სპილენძის, ნიკელის, ტყვიის, თუთიის, რკინის, ოქროს, ვერცხლის, ურანის, დარიშხანის და სხვა მრავალი ელემენტის თუ მინერალის საბადოები; აგრეთვე ძვირფასი და ნახევრად ძვირფასი ქვები (ალმასი, გრანატები, ტოპაზი, ტურმალინი, ბერილი, ლალი და ა.შ.). ფუმაროლებს ზედაპირზე გამოაქვთ: სპილენძი, გოგირდი, ბორი, ვერცხლისწყალი და სხვ. დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ვულკანური არეების თერმული ენერჯის გამოყენებას. მრავალ ქვეყანაში (იტალია, ისლანდია, მექსიკა, ახალი ზელანდია, აშშ, იაპონია, რუსეთი) მუშაობს გეოთერმული ელექ-

ტროსადგურები. თერმულ წყლებს იყენებენ სათბურებისათვის, ბინების გასათბობად, სამკურნალოდ. ვულკანური ფერფლი, რომელიც მდიდარია კალიუმით, ფოსფორით და სხვა ელემენტებით, ქმნის ნოყიერ ნიადაგს, რომელიც წელიწადში რამდენიმე მოსავალს იძლევა.

მაგმური პროცესების, როგორც ინტრუზიულის, ისე ეფუზიურის, შედეგად წარმოშობილი თითქმის ყველა ქანი საუკეთესო სამშენებლო მასალაა. საუკეთესო მოსაპირკეთებელი ქანებია: გრანიტი, ლაბრადორიტი, გაბრო, ბაზალტი, დიორიტი, ტეშენიტი და ბევრი სხვა.

თავი 12. მეტამორფიზმი

ხშირად დედამიწის ქერქში ან მანტიაში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების გამო ზედაპირზე არსებული ქანები შიგნეთში იძირება. იქ კი მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში და კიდევ იმის გამო, რომ ქანებზე დიდ გავლენას ახდენს ნაპრალებში მოძრავი აირებით გაჯერებული ცხელი ხსნარები – **ფლუიდები** („ფლუიდუს“ – დენადი; ლათ.), ქანები სახეს იცვლის, გარდაიქმნება, შედეგად კი მეტამორფული ქანები მიიღება. მეტამორფული ქანები მიიღება იმ შემთხვევაშიც, როცა შიგნეთში არსებულ ქანებთან კონტაქტში მოდის უფრო ღრმა ფენებიდან შემოჭრილი მაღალტემპერატურული მაგმა, რომელიც კონტაქტის ზოლში დახვედრილი ქანების საფუძვლიან შეცვლას იწვევს.

ამგვარად, **მეტამორფიზმი** უკვე არსებული მაგმური, დანალექი ან თვით მეტამორფული ქანების სახეცვლა და მათ ადგილზე სხვა ახალი ქანების წარმოშობაა.

მეტამორფული პროცესების შედეგად ხდება ქანების გადაკრისტალება, მინერალური და ზოგ შემთხვევაში ქიმიური შედგენილობის შეცვლა. შესაბამისად, იცვლება ქანის სტრუქტურაცა და ტექსტურაც. ეს პროცესი სხვადასხვა ინტენსივობით მიმდინარეობს. ამიტომ არსებობს მეტამორფული ქანების უწყვეტი რიგი – სუსტად მეტამორფულიდან ძლიერ მეტამორფულამდე. პირველ შემთხვევაში ცვლილება უმნიშვნელოა და ქანი, ფაქტობრივად, ინარჩუნებს პირვანდელ სტრუქტურას, ტექსტურას და შედგენილობას. ბოლო შემთხვევაში ცვლილება იმდენად დიდია, რომ დედაქანის ამოცნობა პრაქტიკულად შეუძლებელი ხდება.

ზემოთ უკვე აღინიშნა, რომ მეტამორფიზმის ნამყვანი ფაქტორებია **წნევა**, **მაღალი ტემპერატურა** და **ფლუიდები**.

წნევა ორგვარია: **ყოველმხრივი** ანუ **ჰიდროსტატიკური** (ლითოსტატიკური), რომელიც განპირობებულია ზევით მდებარე ქანების დანოლით, და **სტრესული** ან **ცალმხრივი** (ზოგჯერ ორიენტირებულსაც უწოდებენ), რომელიც ტექტონიკურ პროცესებთან არის დაკავშირებული და ყველაზე მკვეთრად ლითოსფერული ფილების კოლიზიის ზონაში მჟღავნდება.

მაღალი **ტემპერატურა** შეიძლება გამოწვეული იყოს დედამიწის საერთო შინაგანი სითბოთი, ან შეიძლება ლოკალური წარმოშობის იყოს, ვთქვათ, რღვევის ზოლში მაგმური ინტრუზიით ან ცხელი ფლუიდებით მოტანილი. მიჩნეულია, რომ მეტამორფიზმისათვის საჭირო ტემპერატურა 300°C-ზე ნაკლები არ უნდა იყოს.

ფლუიდებს, რომელთა დიდ ნაწილს წყლის ორთქლი და ნახშირორჟანგი შეადგენს, მოაქვს სითბო, ხსნის ქანების ამგებ მინერალებს, გადააქვს ქიმიური ელემენტები და ამგვარად, მონაწილეობს რა ქიმიურ პროცესებში, სახეს უცვლის ლითოსფეროს ამგებ ქანებს.

მეტამორფიზმის ძირითადი ტიპები

თავისი ბუნებით მეტამორფიზმის სხვადასხვა ტიპი არსებობს, რომელთაგან მხოლოდ რამდენიმეს განვიხილავთ. ერთ-ერთი მათგანი **კონტაქტური მეტამორფიზმია**. მისი წარმოშობა შიგნეთიდან ზედა ფენებში მაგმური ინტრუზიის შემოჭრასთან არის დაკავშირებული. მაღალტემპერატურიანი მაგმური ინტრუზია თერმულ ზემოქმედებას ახდენს იმ ქანებზე, რომელშიც იჭრება და გარდაქმნის მათ. საბოლოოდ მაგმური ინტრუზიის ირგვლივ ჩნდება შემცველი ქანების მეტამორფულად სახეცვლილი ზონა, ანუ ზონა მეტამორფული ქანებისა. იმისდა მიხედვით, თუ როგორია შემოჭრილი ინტრუზიის სიდიდე, კონტაქტური მეტამორფიზმის ზონა განისაზღვრება ერთეული მეტრიდან კილომეტრებამდე. მეტამორფიზმის ეფექტი განსაკუთრებით მაღალია ინტრუზიისა და შემცველი (დამხვედრი) ქანის უშუალო კონტაქტის ზონაში და თანდათან ეცემა პერიფერიებისაკენ, ანუ უშუალო კონტაქტის ზონიდან დაშორებით. რადგანაც კონტაქტური მეტამორფიზმი მეტ-ნაკლებად ადგილობრივი ხასიათისაა და დიდი სივრცობრივი მასშტაბებით არ გამოიჩინება, მას სხვანაირად **ლოკალურსაც** უწოდებენ. ზოგჯერ თერმულ ზემოქმედებას ემატება აგრეთვე ინტრუზიიდან გამოყოფილი ფლუიდების მოქმედებაც, რაც შემცველი ქანების ქიმიურ-მინერალურ ცვლასაც იწვევს. ასეთ შემთხვევაში საქმე გვაქვს **კონტაქტ-მეტასომატურ მეტამორფიზმთან**.

თუ კონტაქტური მეტამორფიზმი ლოკალური ხასიათისაა, თავისი გრანდიოზული მასშტაბებით გამოიჩინება **რეგიონული მეტამორფიზმი**, რომელიც ლითონფერული ფილების მოძრაობასთან არის დაკავშირებული. სუბდუქციის ზონაში ფილის დაძირვისას ამ უკანასკნელს თან მიაქვს ზღვაში დალექილი ქანების მძლავრი ნყებები, რომლებიც დიდ სიღრმეებზე (20-30 კმ) მოხვედრისას, მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში და აგრეთვე ფლუიდების ინტენსიური ზემოქმედებით, ძლიერ მეტამორფიზმს განიცდიან. შორს წასული მეტამორფული პროცესების შემთხვევაში **ულტრამეტამორფიზმს** ვიღებთ.

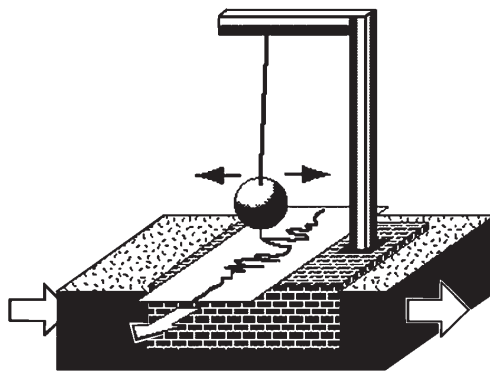
რეგიონული მეტამორფიზმი სხვადასხვა ინტენსივობისაა. გამოყოფენ დაბალ-, საშუალო- და მაღალსაფეხურიან მეტამორფიზმს. ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ მეტამორფიზმის თითოეულ ამ საფეხურს შეესაბამება ქანების და მათი ამგები მინერალების გარკვეული კომპლექსი, რომელთა მიხედვითაც ზემოთ ხსენებული საფეხურები ამოიცნობა. **დაბალსაფეხურიან** მეტამორფიზმს განსაზღვრავს **მწვანე ფიქლების ფაციესი**, რომლის დამახასიათებელი ქანი მწვანე ფიქლებია, ხოლო წამყვანი მინერალები: ქლორიტი, ეპიდოტი, მწვანე რქატყუარა და სხვ. **საშუალოსაფეხურიან** მეტამორფიზმს წარმოადგენს **ამფიბოლიტური ფაციესი**, რომელსაც ქმნიან კრისტალური ფიქლები, გნაისები და ამფიბოლიტები, წამყვანი მინერალებიდან კი – ქარსები (ბიოტიტი, მუსკოვიტი), ამფიბოლები და სხვ. **მაღალსაფეხურიან** მეტამორფიზმს გვიჩვენებს **გრანულიტური ფაციესი**. წამყვანი ქანებია გრანულიტი და ეკლოგიტი, ხოლო მინერალებიდან – კვარცი, მინდვრის შპატები, გრანატები.

კარგა ხანია საუბარია ე.წ. **დარტყმით მეტამორფიზმზე (ანუ იმპაქტურ მეტამორფიზმზე)**, რომელიც ჩნდება დედამიწაზე დიდი მეტეორიტების ვარდნის შედეგად. მეტეორიტის ჩამოვარდნისას დარტყმის შედეგად წარმოშობილი დიდი ენერგიის წყალობით მეტეორიტული კრატერების (**ასტრობლემების**) ზოლში ქერქის ამგები ქანების მეტამორფული სახეცვლა ხდება (დიდი მეტეორიტების ვარდნა დედამიწაზე პერიოდულად ხდებოდა. დღეისათვის ცნობილია 200-ზე მეტი ასტრობლემა, რომლებიც სხვადასხვა დროს არის გაჩენილი. მათ შორის ყველაზე დიდი ჩისკულუბის (იუკატანი, მექსიკა) კრატერია 180 კმ-იანი დიამეტრით, რომელიც დაახლოებით 65 მლნ. წლის წინ გაჩნდა).

თავი 13. მიწისძვრები

რა არის მიწისძვრა? ალ. ჯანელიძის ლაკონიური განმარტებით, მიწისძვრა არის დედამიწის უეცარი შერყევა, რომლის მიზეზიც მიწის შიგნეთში მდებარეობს.

უაღრესად საინტერესოა იმის ცოდნა, თუ როგორ ჩნდება მიწისძვრა, რა ინვევს მას. ცნობილია, რომ დედამიწის ქერქისა და მანტიის ამგები ქანები დრეკად დეფორმაციებს განიცდის, რის გამოც ქანები „დაძაბულ“ მდგომარეობაშია. როდესაც დრეკადი დეფორმაციის გამომწვევი ძალა გადააჭარბებს ქანების მისდამი გამძლეობის უნარს, განვითარდება წყვეტილი დეფორმაციები, რაც გამოათავისუფლებს დიდძალ ენერგიას და, შესაბამისად, მიწისძვრებს ინვევს. ეს შიგნეთში ხდება. ზედაპირამდე კი მიწისძვრა სეისმური გასწვრივი და განივი ტალღების მეშვეობით ვრცელდება. სწორედ ისინი, ვერტიკალური და ჰორიზონტული ბიძგებით, გვამცნობენ მიწისძვრას და ინვევენ ნგრევას. გამოდის, რომ მიწისძვრის მიზეზი ტექტონიკური დეფორმაციები ყოფილა. ეს მართლაც ასეა – მიწისძვრების მთავარი მიზეზი ტექტონიკური დეფორმაციებია. თუმცა მის გვერდით სხვა მიზეზებიც უნდა დავასახელოთ: 1) ვულკანიზმი (ვულკანურ აფეთქებასა და მავმის მოძრაობასთან დაკავშირებული მიწისძვრები), 2) ტექნოგენური ფაქტორი (ბირთვულ აფეთქებებთან, წყალსაცავების ავსებასთან, ნავთობისა და გაზის საბადოების დამუშავებასთან და სხვა ამგვართან დაკავშირებული მიწისძვრები). წყალსაცავებით გამოწვეული მიწისძვრების მაგალითები საკმაოდ ბევრია (აშშ, ინდოეთი, ტაჯიკეთი, ყირგიზეთი, უზბეკეთი, დაღესტანი). უნდა შევნიშნოთ, რომ ვულკანიზმითა და ტექნოგენური ფაქტორებით გამოწვეული მიწისძვრები არ არის ძლიერი, მაშინ როცა ტექტონიკური მიწისძვრები ხშირად კატასტროფულია.



სურ. 13.1. სეისმოგრაფი

დიდი მნიშვნელობა აქვს **მინისძვრის ინტენსივობის** ანუ **ძალის** განსაზღვრას, რაც ტალღებში გამოიხატება. ინტენსივობა განისაზღვრება გრუნტის დაზიანებისა და ნაგებობათა ნგრევის ხარისხით, აგრეთვე ადამიანის რეაქციით მინის შერყევაზე. ამის მიხედვით დგება მინისძვრის ძალის მაჩვენებელი სკალა. პირველი ასეთი, ათ-ბალიანი, სკალა შეიქმნა ევროპელი მეცნიერების მიერ მეცხრამეტე საუკუნის ოთხ-მოციან წლებში. XX საუკუნის დასაწყისში, 1902 წელს იტალიელმა სეისმოლოგმა **მერკალიმ** მოგვცა 12-ბალიანი სკალა, რომელიც მოდერნიზებული სახით დღესაც ძალაშია. არის ასევე 7-ბალიანი იაპონური სკალაც. ყოფილ საბჭოთა კავშირში ფუნქციონირებდა მერკალის სკალის მსგავსი 12-ბალიანი სკალა “MSK – 64“, რომლის მიხედვითაც აშხაბადის 1948 წლის მინისძვრა 10 ბალით, ხოლო სპიტაკის (1988 წ.) 9-10 ბალით განისაზღვრა.

როგორც ვხედავთ, მინისძვრის ძალის გაზომვა სუბიექტურია. ამის პარალელურად, მინისძვრის **ენერგიის** გაზომვა შეიძლება ინსტრუმენტულადაც. მინისძვრის ტალღების ჩამწერ ინსტრუმენტს **სეისმოგრაფი** ეწოდება (სურ. 13.1), რომელიც შიგნეთიდან მოსულ ტალღებს **სეისმოგრამის** სახით აღწესხავს. სეისმოგრამებით განისაზღვრება ის ენერგია, რომელიც გამოიყოფა მინისძვრის კერაში. ეს განსაზღვრა კი ხდება რიხტერის სკალის მიხედვით და **მაგნიტუდებში** იზომება. **რიხტერის** სკალა იცვლება 0-დან 9-მდე. დღემდე ცნობილ მინისძვრათაგან ყველაზე მაღალი მაგნიტუდის (8.9) მინისძვრა იაპონიაში 1933 წელს აღინიშნა. მინისძვრის ინტენსიურობასა და მაგნიტუდას შორის პირდაპირი კავშირი არ არის, მაგრამ, ჩვეულებრივ, რაც უფრო ძლიერია მინისძვრა, მით უფრო დიდია მისი მაგნიტუდა.

ადგილს, სადაც მინისძვრის ჩასახვა ხდება **მინისძვრის კერა**, **ჰიპოცენტრი** ან **ფოკუსი** ეწოდება. ჰიპოცენტრის მაქსიმალური სიღრმე 720 კმ-ია. უფრო დიდი სიღრმიდან წამოსული მინისძვრების დაფიქსირება ზედაპირზე ვერ ხერხდება. ჰიპოცენტრიდან უმოკლესი მანძილით დაკავშირებულ წერტილს დედამიწის ზედაპირზე **ეპიცენტრი** ეწოდება. სხვაგვარად, ეპიცენტრი არის ჰიპოცენტრის პროექცია მინის ზედაპირზე. ეპიცენტრის ირგვლივ გამოიყოფა ინტენსიური ნგრევის ფართობი – **პლეისტოსეისტური არე**. ეპიცენტრიდან პრეისტოსეისტური ფართობის გავლით პერიფერიებისაკენ მინისძვრის ინტენსიურობა თანდათან მცირდება. თანაბარი სიძლიერის მინისძვრის წერტილების შეერთებით ვიღებთ კონცენტრულ ხაზებს – **იზოსეისტებს**.

ჰიპოცენტრის მდებარეობის მიხედვით მინისძვრის სამი ტიპი გამოიყოფა: 1. **მცირეფოკუსიანი მინისძვრები**, რომელთა ჰიპოცენტრები 60 კმ-მდე სიღრმეში მდებარეობს. მათზე მოდის მთელი მინისძვრების 75-80%. აქაა ყველაზე საშიში მინისძვრებიც; 2. **საშუალოფოკუსიანი** – 60-300 კმ სიღრმეზე; 3. **ღრმაფოკუსიანი** – 300-720 კმ სიღრმეზე. ამ ტიპის თითქმის ყველა მინისძვრა სუბდუქციის ზონებთან არის დაკავშირებული.

დედამიწის ზედაპირზე მინისძვრის ძალას განსაზღვრავს ჰიპოცენტრის სიღრმე, მინისძვრის კერაში წარმოშობილი კინეტიკური ენერგია და ქანების მიერ სეისმური ტალღების გამტარუნარიანობა. რაც უფრო ღრმად მდებარეობს ჰიპოცენტრი,

მით უფრო ნაკლები იქნება მინისძვრის ძალა ზედაპირზე, თუმცა, ამავე მიზეზით ის უფრო ფართოდ გაიშლება და მეტ ტერიტორიებს მოიცავს.

მინისძვრას უამრავი მძიმე შედეგი მოსდევს: 1. რყევითი მოძრაობის გამო მინაში ჩნდება ნაპრალეები (რღვევები), რომელთა გასწვრივ ცალკეული ბლოკები ურთიერთგადაადგილდება ; 2. ოკეანეში მომხდარი მინისძვრის შედეგად ჩნდება **ცუნამი**. ეს არის დიდი სიგრძის ტალღა (100კმ-მდე), რომელიც ოკეანის სიღრმეში წარმოიშობა, იქ მისი სიმაღლე ძალიან მცირეა (1 მ-მდე), ამიტომ შუა ოკეანეში ცუნამი არ შეიმჩნევა. ნაპირთან მოახლოებისას, ზღვის სიღრმის შემცირების გამო, ცუნამის სიჩქარე კლებულობს, კატასტროფულად მცირდება მისი სიგრძეც. სამაგიეროდ, იზრდება სიმაღლე, რომელიც რიგ შემთხვევაში ათეულ მეტრს აღწევს. ჩნდება საშინელი ძალის გიგანტური ტალღა, რომელიც ყველაფერს ანადგურებს. ძირითადად ცუნამის „დამსახურებაა“ ადამიანთა ის დიდი მსხვერპლი (60 000 კაცი), რაც ლისაბონის 1775 წლის მინისძვრას მოჰყვა, ხოლო 1883 წელს კრაკატაუს ამოფრქვევისას სწორედ ცუნამმა შეინირა 36 000 კაცის სიცოცხლე; 3. მინისძვრა იწვევს ნგრევებს (როგორც ხმელეთზე, ისე ზღვაში), ზვავებს, ნამზღვლევეებს და ა.შ. ზოგჯერ ასეთი ზვავები გიგანტური ზომისაა. 4. ძლიერი მინისძვრების დროს ხშირია კაშხლების და დამბების გაგლეჯა, რაც წყალდიდობის საბაბი ხდება; 5. მინისძვრის დროს ზოგჯერ ქალაქებში ძლიერი ხანძარი ჩნდება. ამგვარმა ხანძარმა უდიდესი ზარალი მიაყენა ქ. სან-ფრანცისკოს (1906 წ.) და ქ. ტოკიოს (1923 წ.). ხანძრით არანაკლებ დაზარალდა 1963 წელს ქ. სკოპლე (მაკედონია).

ანკორიჯის (ალასკა) მინისძვრა თავისი ძალით ერთ-ერთი უძლიერესი იყო ცნობილ მინისძვრათა შორის. ხოლო მის მიერ მიყენებულმა მატერიალურმა ზარალმა 310 მილიონი ამერიკული დოლარი შეადგინა. ცნობილია მინისძვრები, რომელთაც ქალაქები მთლიანად დაუნგრევიათ, ან საგრძნობლად მოუოხრებიათ. ასეთი იყო, მაგალითად, სან-ფრანცისკოს (1906 წ.), აშხაბადის (1948 წ.), სკოპლეს (1963 წ.), ტაშკენტის (1966 წ.), ბუქარესტის (1977 წ.) მინისძვრები.

უფრო საშინელი კი ის არის, რომ მინისძვრათა შედეგად უამრავი ადამიანი იღუპება. დაღუპულთა რიცხვი ყოველწლიურად საშუალოდ 10 000 კაცს შეადგენს. იუნესკოს მონაცემებით, 1926-1950 წლებში მინისძვრის შედეგად 310 000 კაცი დაიღუპა, ხოლო მატერიალურმა ზარალმა 10 მლრდ. დოლარი შეადგინა. ადამიანთა მსხვერპლის თვალსაზრისით შემზარავია ჩინეთში მომხდარი მინისძვრები. 1556 წელს მომხდარი მინისძვრის შედეგად იქ დაიღუპა 830 000 კაცი, ხოლო 1976 წელს – 650 000. ამ თვალსაზრისით არანაკლებ საშინელი იყო ტოკიოს (1923 წ., დაიღუპა 160 000 კაცი) და ლისაბონის (1775 წ., დაიღუპა 60 000 კაცი) მინისძვრები.

გასული ათწლეულების განმავლობაში კავკასიაში რამდენიმე კატასტროფული მინისძვრა მოხდა, მათ შორის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია 1988 წლის სპიტაკის მინისძვრა (7.0 მაგნიტუდა, 9-10 ბალი), რის შედეგადაც 25,000 ადამიანი დაიღუპა. საქართველოში აღსანიშნავია 1920 წელს ქალაქ გორის მიდამოებში მომხდარი მინისძვრა (მაგნიტუდა – 6.2, 8-9 ბალი), რომელმაც 150-მდე ადამიანი იმსხვერპლა. ასევე 1991 წლის რაჭის მინისძვრა (მაგნიტუდა 7.0, 9 ბალი), დაიღუპა დაახლოებით

200 ადამიანი. მიწისძვრით გამოწვეულმა ნგრევამ ათასობით კვადრატული კილომეტრი მოიცვა.

ზემოთ მოყვანილი მაგალითებიდან კარგად ჩანს, თუ რა დამლუპველი სტიქიონია მიწისძვრა. ბუნებრივია, რომ ადამიანი მას იმთავითვე შიშით აღიქვამდა და ეს შიში არ გამქრალა დღესაც.

მიწისძვრების გეოგრაფიული განაწილება

ვულკანების მგავსად, მიწისძვრების გეოგრაფიული გავრცელება დაკავშირებულია წყნაროკეანურ და ხმელთაშუაზღვიურ სარტყლებთან, შუაოკეანური ქედების ზოლთან და აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტულ ზოლთან. ძლიერი, დამანგრეველი მიწისძვრები ძირითადად კონტინენტების აქტიურ კიდეებთან არის დაკავშირებული, ან იმ ზონებთან, რომლებიც სულ ახლო გეოლოგიურ წარსულში ასეთ კიდეებს წარმოადგენდნენ. აქ თავმოყრილია მიწისძვრების 80-90%. მიწისძვრების კერების კონცენტრაციის ზონებს **სეისმოფოკალური ზონები** („სეისმოს“ – მიწისძვრა; ბერძნ. „ფოკალური“ – კერასთან დაკავშირებული) ჰქვია (სურ. 11.8).

ასეისმურია კრატონები, ოკეანური ფილების შიგა უბნები, ახალგაზრდა პლატფორმები. თუმცა გამონაკლისის სახით მიწისძვრები აქაც არის ცნობილი.

საქართველოს ტერიტორიაზე რამდენიმე სეისმურად აქტიური ზონა შეიძლება გამოიყოს. პირველ რიგში, ესაა კავკასიონის მთავარი ქედი, ჯავახეთის ზეგანი და აჭარა-თრიალეთის ქედი.

მიწისძვრების პროგნოზირება

ეს საკითხი მეტად აქტუალურია, რამდენადაც მასზე არის დამოკიდებული არა-თუ ცალკეული ქალაქების და იქ მცხოვრებთა, არამედ გარკვეულწილად ცალკეული ქვეყნების ბედიც კი. თუმცა ვერ ვიტყვით, რომ მიწისძვრების პროგნოზირების საკითხი დღეს მთლიანად, ან მნიშვნელოვნად მაინც, იყოს გადაჭრილი.

მიწისძვრების პროგნოზი გულისხმობს **ადგილის, დროის და ინტენსივობის (ძალის)** წინასწარ განჭვრეტას. ამ სამიდან შედარებით იოლი გასარკვევია და ამდენად უფრო რეალური მომავალი მიწისძვრის ადგილის გარკვევა. უკვე ცნობილია, რომ მიწისძვრები უმეტესად ტექტონიკურად აქტიურ რეგიონებში ხდება. ამდენად, ადგილი თითქოს მითითებულია. რაც შეეხება დროს, აქ საქმე უფრო რთულადაა, თუმცა პროგნოზისათვის ზოგი მომენტი ცნობილია. კერძოდ, თუ მოცემულ რეგიონში მიწისძვრები გარკვეული პერიოდულობით ხდება, ეს მომენტი შეიძლება იქცეს დროის პროგნოზის ერთ-ერთ საყრდენად. სხვა შემთხვევაში, თუ მიწისძვრა დიდხანს არ ყოფილა, მისი განვითარების ალბათობა დიდად იზრდება.

ზემოთ დასახელებული ორივე მომენტი მიწისძვრის შორეულ პროგნოზს გულისხმობს. რაც შეეხება ახლო პროგნოზს, უაღრესად მნიშვნელოვანია იმის ცოდნა, რომ მოსალოდნელი მიწისძვრის წინ შესამჩნევად იცვლება მაგნიტური ველი, გარე-

მოს აკუსტიკური თვისებები, ატმოსფეროს ელექტრული პოტენციალი, წყლების ჰიდროგეოქიმიური რეჟიმი. ანომალიურად იქცევიან ცხოველები.

დროის პროგნოზი ზოგჯერ მართლდება. ამის საუკეთესო მაგალითია ჩინეთში 1975 წელს მომხდარი მიწისძვრის (7.3-იანი მაგნიტუდით) წინასწარი განჭვრეტა, რამაც ათასეულობით ადამიანი სიკვდილს გადაარჩინა.

ძალზე ძნელი ჩანს მიწისძვრის ინტენსივობის პროგნოზირება. მიწისძვრის პროგნოზირებას ერთგვარად აადვილებს ცალკეული რეგიონებისათვის შედგენილი სხვადასხვა მასშტაბის სეისმური დარაიონების რუკების არსებობა.

ერაერთი ღონისძიებით შეიძლება მომავალი მიწისძვრის შედეგებისაგან წინასწარი თავდაცვა. ასეთებია: მშენებლობის აკრძალვა ტექტონიკური რღვევების ზოლში, სეისმომედეგი შენობების აგება, ხანძარსაწინააღმდეგო ზომების მიღება და ა.შ.

თავი 14. ლითოსფეროს მთავარი სტრუქტურული ერთეულები

გაირკვა, რომ ლითოსფერო წარმოადგენს გეოსფეროს იმ ერთეულს, რომელიც მოიცავს დედამიწის ქერქსა და მანტიის სულ ზედა ნაწილს, ანუ ის გეოსფეროა, რომელიც ასთენოსფეროს თავზე ძევს. ისევე როგორც დედამიწის ქერქი, ის მთლიანად (მთელ ფართობზე) ეკვრის დედამიწის შიგა სფეროებს. თავისი აგებულებით ლითოსფერო არ არის ერთგვაროვანი და რამდენადაც ეს არაერთგვაროვნება უმთავრესად მის „ქერქულ“ ნაწილში (ე.ი. დედამიწის ქერქის ფარგლებში) მჟღავნდება, ქვემოთ გამოყოფილი სტრუქტურული ერთეულები ერთდროულად ლითოსფეროსიც იქნება და დედამიწის ქერქისაც.

დედამიწის ქერქი ორგვარია – **კონტინენტური და ოკეანური**. ამ ორ ერთეულს შორის განსხვავება გამოიხატება არა იმდენად მორფოლოგიურ სხვაობაში, რამდენადაც აგებულებაში, სისქესა და შედგენილობაში. აქვე დავძენთ, რომ ლითოსფეროს სისქე კონტინენტებზე 150-200 კმ-ია (ალაგ 400 კმ-იც კი), ხოლო ოკეანეებში – 80-100 კმ.

14.1. ოკეანური ქერქი

ოკეანური ქერქი, რომელსაც დედამიწის ქერქის მთელი ფართობის 56% უჭირავს, თხელია (საშუალო სისქით 7 კმ-მდე) და სამი ფენისაგან შედგება. ზევიდან პირველი არის **დანალექი ფენა**, რომელიც წარმოადგენილია ღრმა ზღვის ნალექებით (ძირითადად კარბონატული და კაჟიანი შლამები, პოლიგენური თიხები) და რომლის სიმძლავრე 0-დან (შუაოკეანურ ქედებზე) 10-15 კმ-მდე (ოკეანის პერიფერიები) მერყეობს. მისი საშუალო სიმძლავრე კი 0.6 კმ-ს შეადგენს.

დანალექი ფენას ქვეშ უძევს **ბაზალტური ფენა**, რომელიც სხვადასხვა ტიპის ბაზალტებით არის დახასიათებული. უმეტესი მათგანი წარმოადგენილია ბალიშა ლავების („პილოუ-ლავები“) სახით. სიმძლავრე 1,5 კმ-ია.

დაბოლოს, მესამე ფენა, რომელიც ოკეანური ქერქის ფუძეს წარმოადგენს, ძირითადად დახასიათებულია ზედა ნაწილში **გაბროს ტიპის** ფუძე ინტრუზიული ქანებით, ხოლო ქვედაში – **გაბროსა და ულტრაფუძე ქანების** (ულტრამაფიტები) მორიგეობით. სიმძლავრე 5 კმ-ია.

ოკეანური ფსკერის გეოლოგიური ასაკი 180 მილიონ წელს არ აღემატება. ყოველ შემთხვევაში ასე ისაზღვრება დანალექი ფენის ასაკი. რაც შეეხება მომდევნო ორ ფენას, მეცნიერთა აზრით, ისინიც დანალექი ფენის თანადროული ან თითქმის თანადროული უნდა იყვნენ. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ არსებობს სხვადასხვა

გეოლოგიური ასაკის ძველი ოკეანური ქერქიც, რომელიც ფრაგმენტულად არის შემორჩენილი ამა თუ იმ რეგიონში და რომელთაც **ოფიოლიტებს** უწოდებენ.

ოკეანური ქერქი განვითარებულია შუაოკეანურ ქედებსა და აბისალურ ვაკეებზე.

14.2. კონტინენტური ქერქი

კონტინენტური ქერქი შედარებით ნაკლები გავრცელებით სარგებლობს, უკავია მიწის ზედაპირის 41%. მისი საშუალო სისქე 35-40 კმ-ია, ხოლო მაქსიმალური – 75-80 კმ. მსგავსად ოკეანისა, ისიც სამი ფენისაგან შედგება, თუმცა მისი სამივე ფენა მნიშვნელოვნად განსხვავდება ოკეანური ქერქის შესაბამისი ფენებისაგან. ზედა, ყველაზე ახალგაზრდა ფენა აქაც **დანალექია**, ოღონდ არა ოკეანურის იდენტური. მისი სისქე 0-დან (კონტინენტური ფარები და ზოგი სხვა სტრუქტურა) 10-20, ზოგჯერ 25 კმ-მდე (კონტინენტური პლატფორმების პერიფერიები, ნაოჭა სისტემების მთისწინა და მთათაშუა როფები) მერყეობს. ამ ფენის ამგებ ქანებში წამყვანი როლი თხელი ზღვის ეპიკონტინენტურ დანალექ წყებებს ეკუთვნის, თუმცა არის აგრეთვე ლაგუნური, კონტინენტური და ზოგჯერ ბათიალური ზონის ნალექებიც კი. ალაგ აღნიშნავენ ფუძე ვულკანური ქანების განფენებსაც. დანალექი ფენის ამგები ქანების ასაკი ფართო დიაპაზონში მერყეობს, თუმცა უმეტესწილად 540 მილიონი წლიდან (ფანეროზოული ეონის დასაწყისი) მეოთხეულის ჩათვლით ისაზღვრება.

დანალექი ფენას ქვევით (სიღრმეში) აგრძელებს **გრანიტ-მეტამორფული ფენა**, რომელიც ზედაპირზე კონტინენტურ ფარებსა და მასივებზე, აგრეთვე ნაოჭა სისტემების ღერძულ ნაწილებში შიშვლდება. ეს ფენა ძირითადად დახასიათებულია კრისტალური ფიქლებით, გნაისებით, ამფიბოლიტებით, გრანიტებით, ანუ მაგმური და მეტამორფული ქანებით (სახელწოდებაც აქედან მოდის). ამ ფენის სისქე მაქსიმალურია ნაოჭა სისტემებში (25-30 კმ), შედარებით ნაკლები – პლატფორმებზე (15-20 კმ).

კონტინენტური ქერქის ყველაზე ქვეშ მდებარე ფენას წარმოადგენს **გრანულიტ-ბაზიტური ფენა**. ეს ფენა ძნელად მისაწვდომია დამკვირვებლებისათვის, ამიტომ საკმაოდ სუსტად არის შესწავლილი. როგორც ფიქრობენ, ამ ფენის ამგები ქანები ზედა ფენის ქანებთან შედარებით უფრო ფუძე შედგენილობისაა და უფრო მეტად მეტამორფულიც. ფენის სიძლიერე 10-30 კმ-ის ფარგლებშია.

რაც შეეხება კონტინენტური ქერქის ქვედა ორი ფენის გეოლოგიურ ასაკს, ისიც ძალიან დიდ დიაპაზონში მერყეობს და მისი ქვედა საზღვარი შეიძლება 4000 მილიონ წლამდეც კი დავიდეს.

კონტინენტური ქერქი გავრცელებულია ხმელეთზე, შელფსა და კონტინენტურ ბექებზე.

დედამიწის ქერქის ამ ორი უმთავრესი სახეობის გვერდით გამოყოფენ კიდევ მათ შორის გარდამავალს – სუბოკეანურ და სუბკონტინენტურ ქერქს. **სუბოკეანური ქერქი** ძირითადად გვხვდება განაპირა და შიგა ზღვების ქვაბულებში. **სუბკონ-**

ტინენტური ქერქი დამახასიათებელია კუნძულთა რკალებისათვის და ოკეანური ღრმაობების შიგა (კონტინენტისკენა) მხარეებისათვის.

კონტინენტები და ოკეანეები თავის მხრივ კიდევ უფრო მცირე ერთეულებად იყოფა. კონტინენტებზე ეს იქნება **ნაოჭა სარტყლები** ანუ **ოროგენები** და **კრატონები**, ოკეანეებში – **შუაოკეანური ქედები** და **აბისალური ვაკეები (თალას-ოკრატონები)**.

ოკეანეებისა და ზღვების გეოლოგიური მოქმედების განხილვისას (თავი 10) მოკლედ გვქონდა საუბარი **შუაოკეანური ქედებისა** და **აბისალური ვაკეების** შესახებ. აქ დავუმატებთ მხოლოდ იმას, რომ თუ შუაოკეანური ქედებისათვის დამახასიათებელია საკმაოდ აქტიური ვულკანიზმი (როგორც ნაპრალური, ისე ცენტრული), მიწისძვრები და შიგნეთიდან სითბური ნაკადების დიდი მოდენი, მსგავსი არაფერი შეიმჩნევა აბისალურ ვაკეებზე, რომლებიც ყველა ჩამოთვლილ მოვლენათა თვალსაზრისით ლითოსფეროს უაღრესად მშვიდი უბნებია. შეიძლება პარალელი გავატაროთ კონტინენტის სტრუქტურებთან და ვთქვათ, რომ იქ ასეთსავე (აბისალური ვაკეების მსგავს) წყნარ უბნებს კრატონები ქმნიან, მაშინ როცა ნაოჭა სარტყლები აქტიურია. რადგანაც აქტიურობაზეა ლაპარაკი, აქვე აღვნიშნოთ, რომ დღეისათვის ტექტონიკურად ყველაზე აქტიურ უბნებს, სეისმურობის, ვულკანიზმისა და დედამიწის ქერქის მოძრაობის თვალსაზრისით, წარმოადგენენ კონტინენტებსა და ოკეანეებს შორის გარდამავალი უბნები – ოკეანური ღრმულები (ღრმაობები), კუნძულთა რკალები და განაპირა ზღვების ქვაბულები.

კრატონები კონტინენტის დიდი სტრუქტურებია (მაგალითად, აღმოსავლეთ ევროპის კრატონი), რომელთა აგებულება ორსართულიანია – ქვედა სტრუქტურული სართული, რომელსაც **კრისტალურ ფუნდამენტს** უწოდებენ, ჩამოყალიბებულია ძალიან ადრე, გვიანარქეულ-პროტეროზოურში (1650-540 მლნ. წლების წინ). ის აგებულია დანაოჭებული, ძლიერ მეტამორფული წყებებით, რომლებიც გაკვეთილია მაგმური ინტრუზივებით, უმთავრესად გრანიტებით.

კრისტალური ფუნდამენტის გადარეცხილ ზედაპირზე უთანხმოდ დევს ზედა სტრუქტურული სართული, რომელსაც **დანალექ საფარს** უწოდებენ. ეს არის ჰორიზონტული ან სუბჰორიზონტული შრეებრიობის მქონე, ძირითადად თხელი (მარჩხი) ზღვის ქანებით აგებულ წყებათა კომპლექსი, თუმცა მასში არცთუ იშვიათია ლაგუნური და კონტინენტური ქანებიც. გამონაკლისის სახით გვხვდება ვულკანური წარმონაქმნებიც (ტრაპები). დანალექი საფარის ასაკი ფანეროზოულია.

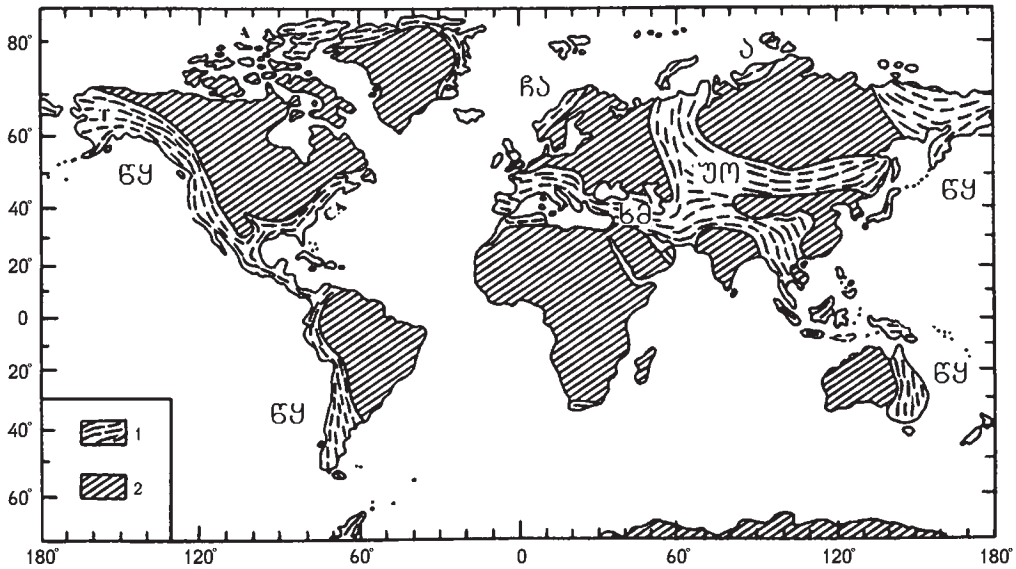
კრატონი ორი ნაწილისაგან შედგება. ერთ ნაწილს, რომელიც მხოლოდ ქვედა სტრუქტურული სართულით, ანუ კრისტალური ფუნდამენტით არის წარმოდგენილი, **ფარი** ეწოდება, ხოლო მეორე ნაწილს, ორსართულიანს, ანუ ისეთს, რომელიც ზემოთ აღვწერეთ, **ბაქანი** ჰქვია. აქედან გამომდინარე, კრატონის ფორმულა ასეთი იქნება – კრატონი = ფარი + ბაქანი. ამის კონკრეტული მაგალითია აღმოსავლეთ ევროპის კრატონი, რომელიც ბალტიისა და უკრაინის ფარებისა და რუსეთის ბაქნისაგან შედგება.

როგორც დავინახეთ, კრატონი ისეთი სტრუქტურაა, რომლის კრისტალური ფუნდამენტის ასაკი არქეულ-პროტეროზოურია. არის სხვა სტრუქტურები, ე.წ. „ახალგაზრდა პლატფორმები“, რომელთა კრისტალური ფუნდამენტის ასაკიც პროტეროზოურზე გაცილებით უფრო ახალგაზრდაა. ამ სტრუქტურებს კრატონისაგან ასაკის გარდა კიდევ ორი თვისება გამოარჩევს – ჯერ ერთი, მათ თითქმის არასოდეს აქვთ ფარები და მხოლოდ ბაქნური ნაწილით არიან წარმოდგენილი. და მეორეც, ეს სტრუქტურები ყოველთვის ნაოჭა სარტყლების ფარგლებშია განვითარებული. და კიდევ, ისინი კრისტალური ფუნდამენტის სუსტი მეტამორფიზმით ხასიათდებიან. სხვაგვარად მათ შეიძლება „ახალგაზრდა ბაქნები“ ეწოდოს. ასეთი იქნება, ვთქვათ, სკვითური ბაქანი (პლატფორმა) ყირიმ-კავკასიაში.

როგორც უკვე აღინიშნა, ფარების გავრცელების ზოლში ზედაპირზე კრისტალური ფუნდამენტია გაშიშვლებული, ხოლო ბაქნების ზოლში ის დაძირულია სხვადასხვა სიღრმეზე და ზევიდან დანალექი საფარით არის გადაფარული. საფარის სისქე 0-დან 20-25 კმ-მდე მერყეობს. დანალექ საფარში სხვადასხვა სახის სტრუქტურებია განვითარებული, რომელთაგან რანგით უმაღლესი სინეკლიზები და ანტიკლიზებია. **სინეკლიზა** დიდი, თითქმის ბრტყელი იზომეტრული ან წაგრძელებული ფორმის დეპრესიაა, რომლის ქვეშაც კრისტალური ფუნდამენტი ღრმად, 2000 მ-ზე მეტად არის დაძირული, ხოლო შრეების დაქანება ცენტრისკენულია (ცენტრიკლინური). **ანტიკლიზა** ასევე დიდი, იზომეტრულ-წაგრძელებული ფორმის თაღისებური სტრუქტურაა, ქანების პერიკლინური დაქანებით, შედარებით ამოწეული კრისტალური ფუნდამენტით და, შესაბამისად, თხელი დანალექი საფარით (0-დან 2000 მ-მდე). შევნიშნავთ, რომ შრეთა დაქანებას სინეკლიზებსა და ანტიკლიზებში რამდენადმე პირობითი ხასიათი აქვს, რადგანაც ის (ზოგი მომენტის გამორიცხვით) სულ რაღაც 1°-ის ფარგლებშია.

დღეისათვის ცნობილი კრატონებია: **ჩრდილო ამერიკის, აღმოსავლეთ ევროპის, ციმბირის, ჩინეთ-კორეის, სამხრეთ ამერიკის, აფრიკის (ან აფრიკა-არაბეთის), ინდოეთის, ავსტრალიის და ანტარქტიდის** (სურ. 14.1).

ნაოჭა სარტყლები ანუ **ოროგენები**. ნაოჭა სარტყლები კონტინენტის ის ნაწილებია, სადაც ფანეროზოულში მთების წარმოშობა მომხდარა. სწორედ ამიტომ მათ მეორე სახელიც აქვთ – „**ოროგენები**“. ეს არის კრატონებს შორის გამავალი, მრავალ ათას კილომეტრზე გადაჭიმული საკმაოდ დიდი სიგანის (1000 კმ-მდე) სტრუქტურები, რომლებიც ზოგან ერთმანეთს უერთდებიან კიდევც. დღეისათვის ცნობილია ხუთი ნაოჭა სარტყელი: **წყნაროკეანური, ჩრდილოატლანტური, ურალ-ობოტის, ხმელთაშუაზღვიური (ალპურჰიმალური), არქტიკული**. ამ სტრუქტურებიდან ოთხი კონტინენტშიორისია, წყნაროკეანური კი კიდურაა, გადის წყნარი ოკეანისა და კონტინენტების კიდეებზე. მას, ჩვეულებრივ, ორ ნაწილად ყოფენ: **დასავლეთ წყნაროკეანური**, რომელიც ევრაზიის აღმოსავლეთ სანაპიროს მიუყვება, და **აღმოსავლეთ წყნაროკეანური**, რომელიც ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკის კონტინენტების დასავლეთ კიდეს გასდევს (სურ. 14.1).



სურ. 14.1. კრატონებისა და ნაოჭა სარტყლების განაწილების თანამედროვე სურათი:

1 – ნაოჭა სარტყლები, 2 – კრატონები.

ნაოჭა სარტყლები: ნყ – წყნაროკეანური, ხმ – ხმელთაშუაზღვიური,

ჩა – ჩრდილოატლანტური, შო – ურალ-ოხოტის, ა – არქტიკის

(Хайн В.Е., Ломизе М.Г., 1995)

ნაოჭა სარტყლები რთული, არაერთგვაროვანი აგებულებისაა, ხასიათდება მაღალმთიანი რელიეფით და ეს არც არის გასაკვირი, რადგანაც ისინი ძირითადად ახალგაზრდა ნაოჭა სისტემების ერთიანობას წარმოადგენენ. მაგალითად, ხმელთაშუაზღვიურ ნაოჭა სარტყელში, რომელიც ატლანტის ოკეანიდან სამხრეთ ჩინეთის ზღვამდე ვრცელდება, შედის პირენეები, ალპები, კარპატები, ბალკანები, პონტიდები, კავკასია, ჰიმალაი და სხვ. აქვეა ახალგაზრდა ბაქნებიც – დასავლეთ ევროპის, სკვითური, თურანის.

ნაოჭა სარტყლებში გამოყოფენ უფრო მცირე ერთეულებს, **ნაოჭა სისტემებს**. ისინი ერთმანეთისაგან **მთათაშუა ოლქებით** არის განმხროლოებული (მაგალითად, კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემები ერთმანეთისაგან ამიერკავკასიის მთათაშუეთით არის გამოყოფილი).

ნაოჭა სარტყლები ხასიათდება ქერქის მაქსიმალური სისქეებით (50-75 კმ), დანალექი საფარის ძლიერი დისლოკაციით (ნაოჭა, წყვეტილი), ნაოჭა სისტემათა ცენტრალურ ნაწილებში მაგმური და მეტამორფული ქანების ფართო გავრცელებით, ძლიერ დანაწევრებული რელიეფით.

თანამედროვე შეხედულებებით ნაოჭა სარტყლების ჩამოყალიბება-განვითარება კონტინენტების აქტიურ კიდებზე ხდება.

თავი 15. ლითოსფეროს ტექტონიკური მოძრაობა

ტექტონიკური მოძრაობა ლითოსფეროს სტრუქტურის შეცვლას გულისხმობს. ამ მოძრაობის ერთ-ერთი, თუმცა არა ერთადერთი შედეგი ახალგაზრდა მთათა სისტემების, უფრო ვრცლად კი კონტინენტების ერთ-ერთი უმთავრესი ელემენტის – ნაოჭა სარტყლების ჩამოყალიბებაა.

როგორ წარმოიშობა მთები? ეს პრობლემა ყოველთვის დიდ ინტერესს იწვევდა. ამიტომაც არ არის გასაკვირი, რომ დღეისათვის მთების წარმოშობის არაერთი ჰიპოთეზაა ცნობილი, რომლებიც, ფაქტობრივად, XVIII-XX საუკუნეებში გაჩნდა. დავასახელოთ ზოგიერთი მათგანი – ვულკანური, იგივე აზეების (ა. ჰუმბოლდტი, ლ. ფონ ბუხი), კონტრაქციული (ე. დებომონი), პულსაციური ანუ ოსცილაციური (ჰარმანი), ქერქსქვეშა დინებების (ო. ამფერერი), მატერიკების დრეიფის (ა. ვეგენერი). ყველა ოროგენეზულ („ოროს“ მთა, „გენეზის“ – წარმოშობა, ბერძნ.) ჰიპოთეზას სხვა ნაკლებად ერთად ერთი საერთო ნაკლი გააჩნდა – ისინი დამაკმაყოფილებლად ვერ ხსნიდნენ მთების წარმოშობის უაღრესად რთულ საკითხს.

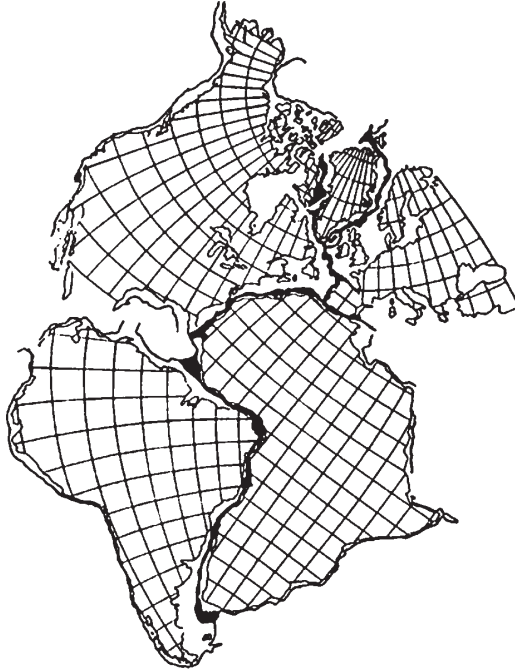
15.1. ფილავის ტექტონიკა

XX საუკუნის სამოციანი წლების მიწურულს სხვადასხვა ქვეყნის მეცნიერთა (გეოლოგთა და გეოფიზიკოსთა) რუდუნებით ჩამოყალიბდა მეტად საინტერესო კონცეფცია, რომელიც იმდენად დასაბუთებულად და დამაჯერებლად ხსნის ლითოსფეროს მოძრაობის მეტად რთულ საკითხებს, რომ გეოლოგიური თეორიის რანგი დაიმსახურა. ამ თეორიას თავდაპირველად „ახალი გლობალური ტექტონიკა“, ცოტა მოგვიანებით კი „ფილავის ტექტონიკა“ ეწოდა.

ვიდრე „ფილავის ტექტონიკის“ არსს შევეხებოდეთ, მოკლედ გავეცნოთ ა. ვეგენერის „მატერიკების დრეიფის“ ჰიპოთეზას, რომელიც საფუძვლად დაედო ახალ თეორიას. აღსანიშნავია, რომ ყველა სხვა ჰიპოთეზა ლითოსფეროს ან მინის ქერქის შემადგენელი ნაწილების უმნიშვნელო გადაადგილებას თუ აღიარებდა. მაშინ, როდესაც ვეგენერის ჰიპოთეზის დედაარსი, როგორც ამას სახელწოდებაც გვიჩვენებს, დედამიწის ქერქის მსხვილი სტრუქტურული ერთეულების მასშტაბურ მოძრაობაზე მიუთითებს. ამიტომაც ვეგენერის ეს შეხედულება **მობილიზმის** („მობილ“ მოძრაობა; ფრანგ.) სახელითაა ცნობილი, წინააღმდეგ ყველა სხვა დანარჩენ ავტორთა **ფიქსიზმისა** („ფიქსუს“ – მყარი, უცვლელი, ლათ.).

ა. ვეგენერის ჰიპოთეზა რამდენიმე მნიშვნელოვან ფაქტს ეყრდნობოდა: 1) კონტინენტების მოხაზულობის მსგავსება. ეს, პირველ რიგში, ეხებოდა სამხრეთ ამერიკასა და აფრიკას. მართლაც, იმდენად დიდია მსგავსება სამხრეთ ამერიკის აღმოსავლეთ და აფრიკის დასავლეთ კიდეების მოხაზულობაში, რომ მიახლოებისას ეს ორი

კონტინენტი ერთმანეთში კარგად „ჯდება“. ასევე კარგად „ჯდება“ ერთმანეთში ჩრდილო ამერიკა, გრენლანდია და ჩრდილო-დასავლეთ ევროპა და ა.შ. გამოდის, რომ გეოლოგიურ წარსულში (გვიანპალეოზოურსა და ტრიასულში) დედამიწაზე ყოფილა ერთიანი კონტინენტი, რომელსაც ა.ვეგენერმა **პანგეა** უწოდა და რომელიც მისივე აზრით იურულ პერიოდში ცალკეულ კონტინენტებად დაიყო (სურ. 15.1);



სურ. 15.1. ვეგენერის მონაცემებზე დაყრდნობით დღეს ასე წარმოუდგენიათ პანგეა (ე.ბულარდისა და სხვათა მიხედვით; *Хайн и др., 1995*)

2) პანგეას არსებობაზე მიუთითებდა ის ფაქტიც, რომ სამხრეთ ნახევარსფეროს მატერიკებზე (სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ავსტრალია, ანტარქტიკა) და ინდოეთში ნაპოვნი იყო გვიანპალეოზოური ასაკის, ფაქტობრივად, ერთნაირი ხმელეთის ფაუნა და ფლორა (მტკნარი წყლის თევზები, ამფიბიები, ქვეწარმავლები და განსაკუთრებით ე.წ. „გლოსოპტერისის ფლორა“), ცხადია, ნამარხების სახით. ხმელეთის ორგანიზმების ამგვარი გავრცელება ერთიანი კონტინენტის პირობებში იქნებოდა მხოლოდ შესაძლებელი, დღევანდელი მსგავს პირობებში მათ მიგრაციას კონტინენტიდან კონტინენტზე სხვა რომ არა, ორი ოკეანე (ატლანტის და ინდოეთის) აღუდგებოდა წინ; 3) სამხრეთ ამერიკაში, აფრიკაში, ინდოეთსა და ავსტრალიაში ნაპოვნი იყო მყინვარული წარმოშობის ქანები გვიანპალეოზოურ-ტრიასული ასაკისა, რაც სამხრეთ ნახევარსფეროში იმ პერიოდში არსებულ ძლიერ ზენრულ გამყინვა-

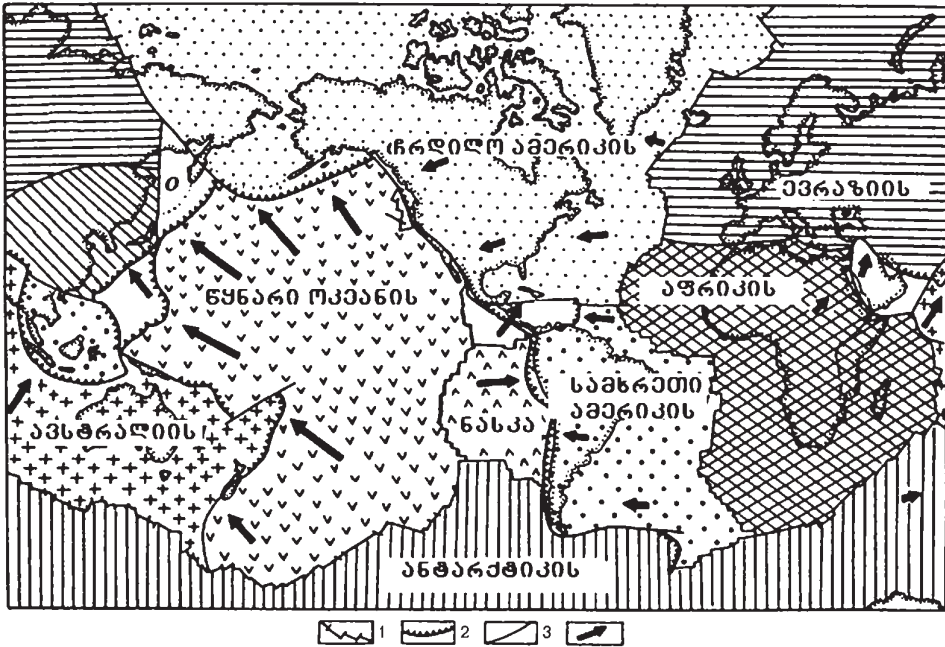
რებაზე მიუთითებს (ზენრული გამყინვარება კი სწორედ დიდ კონტინენტებზე ვითარდება. ანტარქტიდისა და გრელანდიის დღევანდელი ზენრული მყინვარები დიდი მეოთხეული გამყინვარების ნარჩენებია მხოლოდ). აქედან გამომდინარე, ეს ზენრული გამყინვარებაც ერთიან კონტინენტზე უნდა მომხდარიყო; 4) კონტინენტების ქვეშ გრანიტული ფენაა, ოკეანეების ქვეშ კი ბაზალტური. რა მოუვიდა ოკეანეების ქვეშ არსებულ გრანიტულ ფენას? ის ვერ ჩაიძირებოდა ოკეანურ ქერქში (ფენაში), რადგანაც უფრო მსუბუქია. გამოდის, რომ გადაადგილდა. საბოლოო დასკვნა კი ასეთი იყო – გვიანპალეოზოურში არსებობდა ერთიანი კონტინენტი, პანგეა, რომელიც შემდგომ ცალკეულ კონტინენტებად დაიყო. კონტინენტთა ერთი ნაწილი (ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკა) „გაცურდა“ სიმატურ (ბაზალტურ) ქერქზე დასავლეთი მიმართულებით. მოძრაობისას მათ წინა (ფრონტალურ) ნაწილში, გრანიტულ და ბაზალტურ ქერქს შორის წარმოშობილი დიდი წინააღმდეგობის გამო, გაჩნდა ნაოჭა მთები კორდილიერებისა და ანდეზის სახით. რადგანაც ასეთი წინააღმდეგობა არ იყო კონტინენტის „გახლეჩის“ ზოლში (ატლანტის ოკეანის ორივე სანაპირო), იქ მთები არ წარმოშობილა.

ამგვარად გაჩნდა ერთობ გონებამახვილური შეხედულება კონტინენტების დრეიფის შესახებ.

ა. ვეგენერის მეტად საინტერესო ჰიპოთეზის ნაკლოვან მხარეებზე არაფერს ვიტყვით. მხოლოდ აღვნიშნავთ, რომ ძნელია მოიძებნოს ის ძალა, რომელიც შეძლებდა დედამიწის მყარი სიალური (გრანიტული) ქერქის ასევე მყარ სიმატურ (ბაზალტურ) ქერქზე ათასეულ კილომეტრებზე გადაადგილებას.

„ფილების ტექტონიკის“ ავტორებმა შესანიშნავად გამოიყენეს ვეგენერისეული მონაცემები. მაგრამ ეს ხომ საკმარისი არ იყო. ამიტომ მათ ამ ვეგენერისეულ ფაქტებს სხვა ახალი და ამავე დროს მნიშვნელოვანი მონაცემები დაუმატეს, რომლებმაც განაპირობეს კიდევ ახალი თეორიის შექმნა.

რას გულისხმობს ეს ახალი მონაცემები? როგორც ადრეც აღვნიშნეთ, XX საუკუნის სამოციანი წლების დასაწყისში დაიწყო ოკეანის ფსკერის ინტენსიური შესწავლა, რომელმაც ბევრი ახალი ცოდნა შესძინა მეცნიერებას. ამ ცოდნას სხვა მონაცემებიც დაემატა. საბოლოოდ კი ვეგენერისეული ჰიპოთეზის საძირკველზე ახალი თეორია დაფუძნდა. შევხვით ამ ახალი მონაცემებიდან უმთავრესს – 1) ჩვენ ლითოსფეროს აღვიქვამდით როგორც ერთიან სხეულს. სინამდვილეში კი ის ცალკეული ნაწილების, ფილებისაგან აგებული აღმოჩნდა. დღეისათვის ცნობილია შვიდი დიდი და დაახლოებით ამდენივე მცირე ფილა. დავასახელებთ მხოლოდ დიდ ფილებს: *ჩრდილო ამერიკის, ევრაზიის, სამხრეთ ამერიკის, აფრიკის (ზოგჯერ ამბობენ აფრიკა-არაბეთის), ავსტრალიის (ინდოსტან-ავსტრალიის), ანტარქტიკის და წყნარი ოკეანის*. ფილათა უმეტესობა ერთდროულად მოიცავს როგორც ოკეანურ, ისე კონტინენტურ ქერქს (მაგალითად, ევრაზიის, აფრიკის), ზოგი კი – მხოლოდ ოკეანურ ქერქს (მაგალითად, წყნარი ოკეანის) (სურ. 15.2). ფილებს შორის საზღვარი დგინდება მინისძვრების ინტენსივობის მიხედვით. გაირკვა, რომ მინისძვრის ეპიცენტრები დიდი რაოდენობით სწორედ ფილათა საზღვარზე იყრის



სურ. 15.2. ლითოსფერული ფილები.
 ისრებით ნაჩვენებია ფილათა მოძრაობის მიმართულება
 (ჯ. მინსტერისა და თ.ჯორდანის მიხედვით; Хайн, Ломизе, 1995)

თავს, მაშინ როცა ფილების შიგა ნაწილები, ფაქტობრივად, ასეისმურია. ფილებს შორის სამი ტიპის საზღვარს გამოყოფენ: დივერგენტულს, კონვერგენტულსა და ტრანსფორმულს. **დივერგენტული** („დივერგენცია“ – დაცილება, ლათ.) საზღვარი გულისხმობს ფილების ერთმანეთის საპირისპიროდ გადაადგილებას, **კონვერგენტული** („კონვერგენცია“ – მიახლოება, ერთმანეთთან შეყრა, ლათ.), პირიქით, ერთმანეთისაკენ, ხოლო **ტრანსფორმული** – ერთი ფილის მეორის გასწვრივ გადაადგილებას ვერტიკალური რღვევის ზოლში; 2) აღმოჩენილ იქნა **შუაოკეანური ქედები**, რომლებიც ფილების დივერგენტული საზღვრების ზოლშია განვითარებული, და მათი მართობულად მკვეთი ტრანსფორმული რღვევები. ამასთანავე ოთხივე ოკეანის შუაოკეანური ქედები, ფაქტობრივად, ერთიან სისტემას ქმნის (სურ. 10.2); 3) ოკეანური ქერქი როგორც შედგენილობით, ისე სისქით მკვეთრად განსხვავდება კონტინენტურისაგან. თანაც უაღრესად საგულისხმოა ისიც, რომ ოკეანური ქერქის დანალექი საფარის სისქეები მატულობს შუაოკეანური ქედებიდან (სადაც ნულის ტოლია) ოკეანის პერიფერიებისაკენ. და რაც მთავარია, ამავე მიმართულებით იზრდება (ძველდება) მისი გეოლოგიური ასაკიც, რომელიც თანამედროვედან 180 მილიონ წლამდე მიდის; 4) უაღრესად მნიშვნელოვანი იყო ასტენოსფეროს აღმოჩენა. **ასტენოსფერო** ხომ პლასტიკურ სფეროს წარმოადგენს. ამდენად, შედარებით ად-

ვილია იმის წარმოდგენა, რომ გარკვეული ძალების არსებობის შემთხვევაში მყარი ლითოსფერო შესაძლებელია გადაადგილდეს მის ქვეშ მდებარე პლასტიკურ ასტენოსფეროზე; 5) არანაკლებ მნიშვნელოვანი იყო **პალეომაგნეტიზმის** აღმოჩენაც. საქმე ისაა, რომ დედამიწის ქერქის ამგები მინერალ მაგნეტიტის შემცველი ზოგიერთი ქანი (მაგალითად, ბაზალტი) წარმოშობისას დამაგნიტებას განიცდის ისე, რომ მისი მაგნიტური ველის მიმართულება იმ დროს არსებული მაგნიტური მერიდიანის პარალელურია. ქანი ასეთ დამაგნიტებას არსებობის ბოლომდე ინარჩუნებს. ასეთ ქანში პალეომაგნეტიური მეთოდებით ისაზღვრება როგორც მისი წარმოშობის ადგილი (გეოგრაფიული განედი), ისე მისი პირვანდელი განლაგება. ამგვარად, შეიძლება გავიგოთ ქანის პალეოგანედი და გავზომოთ კუთხე, რომლითაც შებრუნდა დროთა განმავლობაში დამაგნიტებული ქანით აგებული კონტინენტი (ლითოსფერული ფილა). და აი, აღმოჩნდა, რომ სხვადასხვა კონტინენტზე არსებული ერთი და იმავე ასაკის ამგვარი ქანები განსხვავებული მიმართულებების მაგნიტურ ველებს აჩვენებენ, რაც წარმოუდგენელია, რადგან გამოდის, რომ ყველა კონტინენტის ქანს საკუთარი მაგნიტური პოლუსი ჰქონია. დედამიწა კი ამ თვალსაზრისით ბიპოლარულია, ხოლო, პალეომაგნიტური მონაცემების გათვალისწინებით, კონტინენტების გადაადგილებისა და მათი სათანადო კუთხით შებრუნების შემთხვევაში დამაგნიტებულ ქანთა ველები ერთმანეთს დაემთხვევა. სრულიად აშკარაა, რომ პალეომაგნეტიზმი ცალსახად მიუთითებს კონტინენტების, ან რაც ამ შემთხვევაში იგივეა, ლითოსფერული ფილების მოძრაობაზე. ამგვარი გაანგარიშებით ცნობილი გახდა, რომ ინდოსტანი, რომელიც გვიანპალეოზოურში აფრიკის სამხრეთი ნაწილის აღმოსავლეთით მდებარეობდა, ჩრდილოეთისაკენ დაახლოებით 8000 კმ-ზე გადაადგილდა.

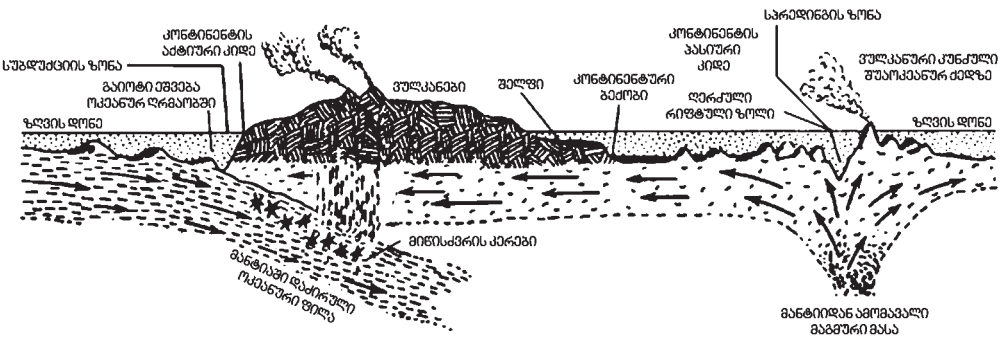
ამგვარად, ლითოსფერული ფილების, ან შეიძლება ვთქვათ, კონტინენტების მოძრაობა ეჭვს არ უნდა იწვევდეს. სხვათა შორის, სუპერკონტინენტის დაშლასა და მისი ცალკეული ნაწილების დრეიფზე (ამ შემთხვევაში ძირითადად ზემოთ ხსენებული სამხრეთ ნახევარსფეროს კონტინენტები იგულისხმება) მიუთითებს ის ფაქტიც, რომ იურული პერიოდიდან მოყოლებული მათი ხმელეთის ფაუნა და ფლორა ერთმანეთისაგან უკვე აშკარად განსხვავებულია. ვფიქრობთ, რომ ფილების მოძრაობას ადასტურებს კიდევ ერთი უაღრესად საინტერესო ფაქტი – როგორც ცნობილია, რიფის მშენებელი მარჯნები თბილი ზღვის მოყვარული ფორმებია. დღეისათვის ისინი ჩრდილო და სამხრეთ განედების 30°-მდე ვრცელდებიან მხოლოდ, უფრო მაღალ განედებში კი აღარ გვხვდებიან. ძველი გეოლოგიური ასაკის მარჯნის რიფები კი ცნობილია გაცილებით უფრო მაღალ განედებზე, პოლარული წრის იქითაც კი (კანადის ჩრდილო რაიონებსა და გრენლანდიაში). თუ არა კონტინენტების დრეიფი, ცოტა ძნელია რიფის მშენებელი მარჯნების „ცივ ქვეყნებში“ განსახლების წარმოდგენა. ლითოსფერული ფილების მოძრაობა კოსმოსური გეოდეზიითაც დასაბუთდა.

დაბოლოს, სათქმელი დარჩა უმთავრესი – თუ როგორ ესმით ახალი თეორიის ავტორებს ლითოსფერული ფილების მოძრაობა.

ახალი თეორიით კონტინენტურ ქერქზე ხდება რიფტის ჩასახვა, რომელიც საბოლოოდ კონტინენტს ორად გაყოფს. რიფტულ ზოლში მანტიიდან ზედაპირზე ამო-

დის მაგმური მასალა, რომლის გაცივებითაც შუაოკეანური ქედების სახით ახალი (ახალგაზრდა) ოკეანური ქერქი ფორმირდება. იწყება **სპრედინგი** („სპრედინგი“ – გაჭიმვა, გაფართოება, ინგლ.), რომლის მეშვეობითაც ოკეანური ქერქი შუა-ოკეანური ქედების ზოლიდან ოკეანის პერიფერიებისაკენ ერთმანეთის საპირისპირო მიმართულებით გადაადგილდება (გავიხსენოთ, რომ რიფტის გაჩენისა და სპრედინგის დაწყების შემდეგ ეს არის ლითოსფერულ ფილათამორისი დივერგენტული საზღვარი). ოკეანური ქერქი პერიფერიებისაკენ მიიწევს, შუაოკეანური ქედის ზოლში კი სულ ახალი და ახალი ქერქი ჩნდება. ოკეანური ქერქის გადაადგილების ტემპი სხვადასხვაა და ზოგადად განისაზღვრება ერთეული სანტიმეტრებით წელიწადში.

შემხვედრი მოძრაობის მქონე ფილასთან შეჯახებისას, ფილათა კონვერგენტულ საზღვარზე, რომელიც ყოველთვის ოკეანური ღრმაობით არის გამოხატული, ოკეანური ქერქი, როგორც უფრო მძიმე, შემხვედრი კონტინენტური ქერქის ქვეშ იძირება. ეს ხდება ე.წ. **სუბდუქციის ზონაში** (სურ. 15.3). როგორც ვხედავთ, ოკეანური ქერქი მუდმივ განახლებას განიცდის – წარმოიშობა შუაოკეანური ქედების (სპრედინგის) ზოლში და ისპობა ოკეანური ღრმულების (სუბდუქციის) ზონაში. სწორედ ამით უნდა აიხსნას ის ფაქტი, რომ ოკეანეთა შორის უძველესის – წყნარი ოკეანის ფსკერის ამგები ქანების გეოლოგიური ასაკი იურულზე ძველი (დაახლ. 180 მლნ. წ.) არ არის. შეჯახებისას ოკეანური ქერქის ზედა ნაწილი შეიძლება თავზე გადაევლოს კონტინენტურ ქერქს. ასეთ მოვლენას **ობდუქციას** უწოდებენ. თუ ერთმანეთს ორი კონტინენტური ფილა შეეჯახა, გვექნება **კოლიზია**. ყველა შემთხვევაში შეჯახების შედეგად ძლიერი დანაოჭება ხდება, თანმყოფი ძლიერი მეტამორფიზმითა და მაგმატიზმით. შედეგად კი ახალგაზრდა მათათა სისტემები წარმოიქმნება.



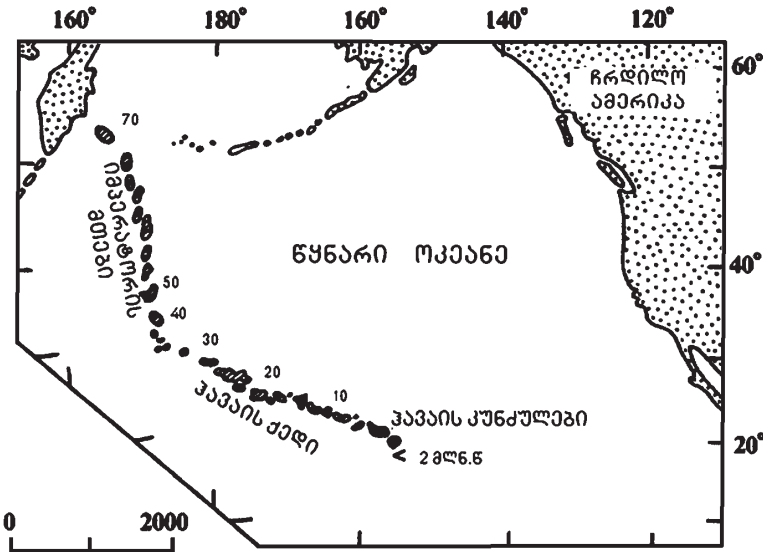
სურ. 15.3. სპრედინგისა და სუბდუქციის ზონები. სპრედინგის ზონიდან ხდება ლითოსფერული ფილების ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით გადაადგილება, ხოლო სუბდუქციის ზონაში, ოკეანური ღრმულების ზოლში, ფილების ურთიერთშეჯახების შედეგად ერთი ფილა იძირება მეორის ქვეშ.
 ა – სუბდუქციის ზონა, ბ – სპრედინგის ზონა
 (სალივენის მიხედვით; Аллисон, Палмер, 1984)

რა წარმოადგენს ლითოსფერული ფილების გადაადგილებისათვის საჭირო ენერჯის წყაროს? უნდა ითქვას, რომ ეს საკითხი ფილების ტექტონიკის თეორიის ყველაზე სუსტი ადგილია. თითქოს დადგენილია, რომ მთელ მანტიაში (ასთენოსფეროს ჩათვლით) კონვექციური დინებებია. მათი მეშვეობით აღმავალი სითბური ნაკადი შუაოკეანური ქედების რიფტულ ზონებში ასთენოსფეროს ზედა საზღვრამდე აღის, შემდეგ ჰორიზონტალურად გაედინება ფილების კონვერგენტულ საზღვრამდე და გაცივებული და დამძიმებული სუბდუქციის ზონის ქვევით, შიგნეთისკენ ეშვება. ამგვარი მოძრაობისას სითბური ნაკადი შუაოკეანური ქედის ზონიდან თან წაიტაცებს ლითოსფეროს (კონვეიერის ლენტის მსგავსად), რომელსაც ჩაძირავს კიდეც სუბდუქციის ზონაში.

როგორც ფიქრობენ, დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში ლითოსფერული ფილების ტექტონიკური მოძრაობა გვიანპროტეროზოურიდან (დაახლოებით 1500 მლნ. წლიდან) იწყება.

„ცხელი ლაქები“. ზემოთ აღვნიშნეთ, რომ ლითოსფერული ფილების შიგა უბნები ასეისმურია. ეს მართლაც ასეა, თუმცა სულაც არ ნიშნავს იმას, რომ სხვა გეოლოგიური პროცესების მიმართ (როგორცაა დისლოკაციები, მაგმატიზმი) ეს უბნები აბსოლუტურად ინერტული იყოს. ამასთან დაკავშირებით შეიძლება დავასახელოთ ცენტრული ვულკანიზმის კერები, რომლებიც ფართოდ არის გავრცელებული მთელ დედამიწაზე ძირითადად სწორედ ფილების შიგა ზონებში. მათ **„ცხელი ლაქები“ („ჰოთ სპოტები“)** ეწოდება. საინტერესოა „ცხელი ლაქების“ წარმოშობის ჰიპოთეზა, რომელიც წყნარ ოკეანეში მდებარე ჰავაისა და მის მეზობელ წყალქვეშა, იმპერატორის ქედზე დაკვირვებით შეიქმნა (სურ. 15.4). ჰავაის ქედი წარმოადგენს ვულკანურ კუნძულთა ერთობლიობას, რომელიც აღმოსავლეთ – სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან დასავლეთ – ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით არის გადაჭიმული. ქედი იწყება სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარე ჰავაის კუნძულით, რომელზეც დღეს მოქმედი ცნობილი ვულკანები მაუნა-ლოა, კილაუეა და მაუნა-კეაა განლაგებული. ქედის ამგები ყველა მომდევნო კუნძული წარმოდგენილია ჩამქრალი ვულკანებით. თანაც საყურადღებოა, რომ ამ ვულკანების გეოლოგიური ასაკი ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით თანდათან იზრდება (ძველდება) და ქედის დასავლეთ – ჩრდილო-დასავლეთ დაბოლოებაზე ეოცენამდე (დაახლ. 42 მლნ. წ) მიდის. ჰავაის ქედს ჩრდილო-დასავლეთით აგრძელებს მთლიანად ჩამქრალი ვულკანებით აგებული წყალქვეშა იმპერატორის ქედი, რომლის ვულკანურ ნაგებობათა ასაკი ზოგადად სამხრეთიდან ჩრდილო მიმართულებით ეოცენიდან გვიან ცარცულამდე (დაახლ. 78 მლნ. წ.) იზრდება.

ამკარაა, რომ აქ საქმე გვაქვს ვულკანების ასაკის თანმიმდევრულ ზრდასთან თანამედროვედან გვიან ცარცულამდე. თითქოს ხდებოდა ვულკანური კერების გადაადგილება ზოგადად ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებით. ცოტა სხვაგვარად ფიქრობენ ჯ. ვილსონი და ჯ. მორგანი, რომლებმაც მეტად მოხდენილი ჰიპოთეზა შემოგვთავაზეს. მათი აზრით ვულკანური კერა ერთი იყო და დღესაც ერთი არის. ის მდებარეობს ჰავაის კუნძულების ქვეშ, ღრმად მანტი-



სურ. 15.4. „ჰოტ სოტის“ მაგალითი
(ჰავაისის ქედისა და იმპერატორის მთების მონაცემებით)

აშ. იქიდან ამოსული მაგმით გამოწვეული ვულკანური პროცესები მიმდინარეობს მთელი 78 მილიონი წლის განმავლობაში. ვულკანური კერა უძრავია. მაგრამ მოძრაობს წყნაროკეანური ფილა, თანაც ზოგადად ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით. სწორედ ამით არის გამოწვეული, რომ ფილასთან ერთად ვულკანური კონუსიც გადაადგილდება იმავე მიმართულებით, ხოლო მის ადგილზე (ვულკანური კერის თავზე) ახალი კონუსი ჩნდება. და ასე მეორდება უწყვეტად 78 მილიონი წლის განმავლობაში. ამგვარად წარმოიშვა ჰავაისის და იმპერატორის ვულკანური ქედები, რომლებზეც ყველაზე ახალგაზრდა ვულკანები (თანამედროვე) უკიდურეს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, ჰავაისის კუნძულზე გვაქვს, ხოლო ყველაზე ძველი (78 მლნ. წ. ასაკისა) – იმპერატორის ქედის უკიდურეს ჩრდილო-დასავლეთ დაბოლოებაზე. ამასთანავე ვულკანურ კონუსთა თუ წარმონაქმნთა ასაკი თანდათან იზრდება (ძველდება) სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით. თუ „ცხელი ლაქების“ ჰიპოთეზა სიმართლეს ემყარება, მაშინ შეგვიძლია გავარკვიოთ ფილების მოძრაობის არა მარტო მიმართულება, არამედ მოძრაობის ტემპიც.

15.2. ოროგენეზისი

როგორც უკვე ითქვა, ოროგენეზისი მთების წარმოშობას ნიშნავს. ეს პროცესი კი მიმდინარეობს ლითოსფერული ფილების კონვერგენტულ ან, სხვაგვარად, კონტინენტების აქტიური კიდების ზონებში, რომელთაც ადრე დღეისათვის

უკვე მოძველებული სახელი – **გეოსინკლინი** ერქვა, დღეს კი **მოძრავი სარტყელი** ჰქვია. მთების წარმოშობა მეტად ხანგრძლივი პროცესია, რომელიც ათეული მილიონი წლების განმავლობაში გრძელდება. ამავე დროს, ეს პროცესი არ არის დროში უწყვეტი. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში გამოიყოფა პერიოდები მთათა წარმოშობისა (**ე.წ. გეოკრატიული პერიოდები**) და პერიოდები სიმშვიდისა (**თალასოკრატიული პერიოდები**). გეოკრატიულ პერიოდში მთების წარმოშობა მიმდინარეობდა ოროგენეტიული ციკლების განვითარებით. ამ შინაარსით ცნობილია **კალედონური** (სილურული), **ჰერცინული** (გვიანპალეოზოური), **კიმერიული** (გვიანტრიასულ-იურული) და **ალპური** (ცარცულ-კაინოზოური) ოროგენეტიული ციკლები ან უბრალოდ ოროგენეზისი. ამ ოროგენეტიული ციკლების შედეგად ჩამოყალიბებულ მთათა სისტემებს, შესაბამისად, **კალედონიდები**, **ჰერცინიდები**, **კიმერიდები** და **ალპიდები** ეწოდება. შევნიშნავთ, რომ მთების წარმოშობა არქეულ-პროტეროზოურშიც იყო.

15.3. ეპეიროგენეზისი

ლითოსფერული ფილების მოძრაობა თავისი ხასიათით ძირითადად ჰორიზონტალურია, თუმცა ზოგან ის ვერტიკალურშიც გადადის (სუბდუქციის ზონაში ლითოსფერული ფილის მანტიაში ჩასვლა, ან ფილათა შეჯახებისას დანაოჭების შედეგად სტრუქტურების ზევით ამოზიდვა).

მაგრამ ცნობილია ლითოსფერული ფილების მეორე სახის მოძრაობაც, რომელიც მხოლოდ ვერტიკალურია. ესაა **ეპეიროგენეზისი** („ეპეიროს“ – ხმელეთი, ბერძნ.), რომელიც სიტყვასიტყვით ხმელეთის წარმოშობას ნიშნავს. ამდენად, ეს ტერმინი თითქოს სრულად ვერ ასახავს მოვლენის შინაარსს, რადგანაც ფილების ვერტიკალური მოძრაობა გულისხმობს როგორც მათ აზევებას და, შესაბამისად, ხმელეთის წარმოშობას, ისე, პირიქით, დაძირვასაც და ამ შემთხვევაში ხმელეთის ნაცვლად ზღვის გაჩენას. მიუხედავად ამისა, ეს ტერმინი შემორჩა გეოლოგიურ ლიტერატურას თავისი ფართო (ანევი-დანევა) შინაარსით.

ეპეიროგენეზისი, ოროგენეზისისაგან განსხვავებით, კი არ ცვლის დედამიწის ქერქის (ლითოსფეროს) შინაგან სტრუქტურას, არამედ მხოლოდ მის დეფორმაციას (გაღუნვას) იწვევს.

რა არის ეპეიროგენეზისის მიზეზი და რა იწვევს მას? მყარი ლითოსფერო ძეგს პლასტიკურ ასთენოსფეროზე და ნაწილობრივ ჩაფლულიც არის მასში. მათ შორის დამყარებულია იზოსტაზიური წონასწორობა („იზოს“ – თანაბარი, „სტაზის“ – მდგომარეობა, ბერძნ.). რაიმე მიზეზით ამ წონასწორობის დარღვევის შემთხვევაში ლითოსფერო იწყებს აღმავალ ან დაღმავალ მოძრაობას, ვიდრე კვლავ არ დამყარდება იზოსტაზიური წონასწორობა. მიზეზი კი ბევრნაირი შეიძლება იყოს. ამ პროცესის ამსახველი თანამედროვე და გეოლოგიური წარსულის კარგი მაგალითებიც არსებობს. ცნობილია, რომ სკანდინავიის ტერიტორია დღეს ზევით მიიწევს, თანაც ცენტრალურ ნაწილში უფრო დიდი ტემპით, პერიფერიებზე კი – ნაკლებით.

ეს ნამდვილად იზოსტაზიით გამოწვეული მოძრაობაა. ის რომ ხმელეთის აწევით კი არა, ზღვის (ოკეანის) დონის დაწევით იყოს განპირობებული, მაშინ არც ხმელეთის დიფერენცირებული აზევება გვექნებოდა იქ და არც მეზობელ ჰოლანდიაში იმავე ხმელეთის დაძირვა, არამედ ყველგან თანაბარი აზევება იქნებოდა. მკვლევართა აზრით, ეს აზევება გამოწვეულია ამ რეგიონის ყინულის საფარისაგან განთავისუფლებით. როგორც ცნობილია, მეოთხეულ პერიოდში ჩრდილო ევროპაში ძლიერი გამყინვარება იყო. რამდენიმე კილომეტრი სისქის ყინულმა დაფარა სკანდინავიაც და მეზობელი რეგიონებიც. ბუნებრივია ვიფიქროთ, რომ ყინულის სქელი საფარით გამოწვეული სიმძიმით ლითოსფერული ფილა ამ რეგიონში ჩაიზნიქებოდა და უფრო ღრმად ჩაეფლობოდა ასტენოსფეროში. ხოლო გამყინვარების პერიოდის დამთავრების შემდეგ ყინული გადნა, ლითოსფეროს ამ ნაწილს „ტვირთი“ მოეხსნა და აზევებაც დაიწყო. სადაც დატვირთვა მეტი იყო, ასევე მეტი იქნებოდა განტვირთვაც. აქედანაა აზევების დიფერენცირებული ხასიათი.

ცნობილია ისტორიულ ხანაში მომხდარი ერთი მაგალითიც. იტალიაში, ქალაქ ნეაპოლის მახლობლად, არის ნაქალაქარი პოცუოლი, სადაც ძველ რომაელებს ელინისტური ეგვიპტის ერთ-ერთი წამყვანი ღვთაების – სერაპისის ტაძარი აუგიათ. დღეს ამ ტაძრის ნანგრევებია მხოლოდ შემორჩენილი. საინტერესო კი ის არის, რომ ტაძრის შემორჩენილ სვეტებზე (კოლონებზე), ძირიდან ექვს მეტრ სიმაღლეზე, მცირე ზომის ზღვიურ უხერხემლო ცხოველებს, ე.წ. მბურღავ მოლუსკებს დაუდიათ ბინა. აშკარაა, რომ ეს სვეტები სულ ცოტა 6 მ-მდე მაინც ერთ დროს ზღვით ყოფილა დაფარული. ისიც აშკარაა, რომ ზღვით დაფარვამდე ისინი ზედაპირზე იქნებოდნენ (ზღვაში ხომ არ ააგებდნენ რომაელები ტაძარს!). გამოდის, რომ აქ ორგვარი ეპეიროგენეტული მოძრაობა ყოფილა – ჯერ იყო დაძირვა, ხოლო შემდეგ აზევება.

ქირითადი საკითხები

ეგზოგენური (გარედინამიკური) პროცესები /ფიტვა, გრავიტაციული პროცესები, ქარის, მიწისქვეშა წყლების, მდინარის, მყინვარის, ზღვებისა და ოკეანეების გეოლოგიური მოქმედება/

ფიტვა

- ✓ ფიტვის სახეები: ფიზიკური ფიტვა (დეზინტეგრაცია) /თერმული და ყინვითი ფიტვა/, ქიმიური ფიტვა /დაჟანგვა, ჰიდრატაცია, გახსნა, ჰიდროლოზი/ და ორგანოგენული ფიტვა;
- ✓ ფიტვითი პროცესების რელიეფის ფორმები / *ეული სვეტები, ეროზიული სვეტები(ისტუკანები)*/;
- ✓ ფიტვითი პროცესების შედეგად მიღებული მასალა / *ელუვიონი, გამოფიტვის ქერქი ანუ რეგოლითი, ნიადაგი*/;
- ✓ გამოფიტვის ქერქთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული.

გრავიტაციული პროცესები

- ✓ გრავიტაციული პროცესები: ჩაქცევები, ქვების ცვენა, კლდეზვავი, კრიპი ანუ მელოლი, სოლიფლუქცია, მენყერი, სელები ანუ ღვარცოფები, ლახარები;
- ✓ გრავიტაციული პროცესების ხელისშემწყობი ფაქტორები / *სიმძიმის ძალა, რელიეფის დახრილობა, წყალი*/;
- ✓ მასალის გადაადგილების სახეები / *ვარდნით (ლოდების ცვენა), დაგორებით (ლოდების დაგორება), დაცურებით (მენყერი), პლასტიკური დინებით (კრიპი) ან დინებით (სელი, ლახარი)*/;
- ✓ გრავიტაციული პროცესების მიზეზები /*მინისძვრა, წვიმა, ჩამოცვენილი მასალის და ზვინვა, ეროზია, ანთროპოგენური ქმედება და ა.შ.*/;
- ✓ გრავიტაციული პროცესების შესწავლის მნიშვნელობა.

ქარის გეოლოგიური მოქმედება (ეოლური პროცესები)

- ✓ ქარის აქტიური მოქმედების არეები;
- ✓ უდაბნოს ტიპები / *ქვიანი და ქვიშიანი*/;
- ✓ ეოლური პროცესების სახეები: დეფლაცია, კორაზია, მასალას გადატანა და აკუმულაცია;
- ✓ ეოლური ფორმები: *ეოლური ქვაფენილები, სოკოსებური ფორმები, ფაცეტიანი ანუ კანტიანი ქვები, იარდანგები, ბარხანები, დიუნები*;
- ✓ ეოლური პროცესების შესწავლის მნიშვნელობა.

მინისქვეშა წყლების გეოლოგიური მოქმედება

- ✓ მინისქვეშა წყალი. მინისქვეშა წყლების ფორმირებისათვის ხელშემწყობი ფაქტორები: ქანები, მათი ფორიანობა /წყალგამტარი და წყალგაუმტარი ქანები/;
- ✓ მინისქვეშა წყლების ტიპები:
 - წარმოშობის მიხედვით: ინფილტრაციული (ვადოზური), იუვენური (მაგმური), სედიმენტაციური, კონდენსაციური /უდაბნოებისთვის დამახასიათებელი/;
 - მინისქვეშა წყლები სიღრმეში განლაგების მიხედვით: ნიადაგის წყალი; გრუნტის წყალი /წყალშემვველი ჰორიზონტი, გრუნტის წყლის საგები, სარკე, განტვირთვის არე, კვების არე) და მისი ზონები (აერაციის, პერიოდული გაჯერების, მუდმივი გაჯერების); წნევიანი ანუ არტეზიული წყლები (კვების არე, წნევის არე, განტვირთვის არე/;
 - მინერალური წყლები: ტემპერატურისა / ცივი (20°C-მდე), თბილი ან სუბთერმული (20-37 °C), თერმული (37-42 °C) და ცხელი ან ჰიპერთერმული (>42 °C-ზე) / და შედგენილობის /ნახშირორჟანგიანი – ბორჯომი, საირმე და სხვ, გოგირდწყალბადიანი ანუ სულფიდური – თბილისის თერმული წყლები, რადიოაქტიური – წყალტუბო/ მიხედვით;
- ✓ მინისქვეშა წყლების ქიმიზმი /ჰიდროკარბონატული, სულფატური, ქლორიდული/;
- ✓ კარსტი;
- ✓ კარსტული ფორმები: ზედაპირული /კარრები, პონორები, კარსტული ძაბრები (დოლინები), პოლიეები/ მინისქვეშა ფორმები / კარსტული გვირაბები, შახტები და ჭები, კარსტული მღვიმეები (სტალაქტიტები და სტალაგმიტები)/;
- ✓ მინისქვეშა წყლების შესწავლის მნიშვნელობა.

მდინარის გეოლოგიური მოქმედება

- ✓ ეროზია: სიღრმითი /წონასწორობის პროფილი, ეროზიის ბაზისი, უკუსვლითი ეროზია, მდინარის მოტაცება) და გვერდითი ეროზია;
- ✓ გადატანა (ტრანსპორტი) /თრევით, ატივტივებულ და გახსილ მდგომარეობაში/;
- ✓ აკუმულაცია (დალექვა) /ალუვიონი, დელტა/;
- ✓ მდინარეული ხეობა; გამკვეთი და გასწვრივი ხეობები /ანტიკლინური, სინკლინური, იზოკლინური/;
- ✓ მეანდრები;
- ✓ მდინარეული ტერასები /ეროზიული, აკუმულაციური, ეროზიულ-აკუმულაციური/;
- ✓ მდინარეულ ნალექებთან დაკავშირებული წიაღისეული.

მყინვარის გეოლოგიური მოქმედება

- ✓ მყინვარის გავრცელების არეალი;

- ✓ მყინვარის წარმოშობა (*თოვლი→ფირნი→გლექტჩერის ყინული*) და მოძრაობა;
- ✓ მყინვარების ტიპები: მთის, ზენრული (კონტინენტური) და გარდამავალი (მთისძირის) მყინვარები;
- ✓ მყინვარის გეოლოგიური მოქმედება: ეგზარაცია, მასალის ტრანსპორტი და აკუმულაცია;
- ✓ მყინვარული ფორმები: *ნაპრალები, ნაკანრები, ტროგები, რიგელები, ვერძის შუბლები, ხუჭუჭა კლდეები, მორენები, ერატიული ლოდები;*
- ✓ ფლუვიოგლაციალური ნალექები: ინტრაგლაციალური /*ოზები, კამები/* და პერიგლაციალური /*ზანდრები, ლიმნოგლაციალური ნალექები;*
- ✓ გამყინვარებები: მეოთხეული გამყინვარება /*გიუნცური, მინდელური, რისული, ვიურმული/* და ძველი გამყინვარება /*კარბონული, გვიანორდოვიციულ-სილურული, გვიანრიფეულ-ადრევენდური/*
- ✓ გამყინვარების მიზეზები.

ოკეანებისა და ზღვების გეოლოგიური მოქმედება

- ✓ ოკეანის ფსკერის რელიეფის ფორმები: *შელფი, კონტინენტური ბექები, განაპირა ზღვის ქვაბულები, კუნძულთა რკალები, ოკეანური ღრმულები (ღრმაობები), აბისალური ვაკეები და შუაოკეანური ქედები;*
- ✓ ოკეანის /ზღვის/ წყალი: *მარილიანობა, ტემპერატურული ზონალობა;*
- ✓ სიცოცხლე ოკეანეში /ზღვაში/: *ნექტონი, პლანქტონი/ფიტოპლანქტონი და ზოოპლანქტონი/, ბენტოსი; ევრიბიონტური და სტენობიონტური ორგანიზმები;*
- ✓ ზღვის ფსკერისა და ზღვიური აკვატორიის ზონალური დანაწილება;
- ✓ ოკეანის (ზღვის) დინამიკა: *ზვირთცემა, მოქცევა-უკუქცევა, ატმოსფერული ნალექების მოდენის აორთქლებასთან თანაფარდობით გამონვეული მოძრაობა, ზედაპირული და სიღრმული დინებები, ცუნამი.*
- ✓ ოკეანის /ზღვის/ გეოლოგიური მოქმედება: *აბრაზია /ნიშა, კლიფი, აბრაზიული და აკუმულაციური ტერასა/, გადატანა და დალექვა /სანაპირო ბურცობი, ბარი, ლაგუნა, ცელა, ტომბოლო, მარჯნის რიფები, ატოლი/;*
- ✓ ნაპირდაცვის პრობლემები.

გეოდინამიკური პროცესები

ენდოგენური (შიგადინამიკური) პროცესები

მაგმატიზმი, მიწისძვრები, მეტამორფიზმი, ლითოსფეროს ტექტონიკური მოძრაობა

მაგმატიზმი

- ✓ მაგმატიზმი: ინტრუზიული და ეფუზიური (ვულკანიზმი);
- ✓ ვულკანების ამოფრქვევის პროდუქტები: თხევადი /*ლავა – დაბანრული ანუ პაჰოეჰოე, აა-ლავა, ბალიშა ანუ პილოუ-ლავა/;* მყარი /*პიროკლასტები-*

ვულკანური ლოდები, ბომბები, ლაპილები, ვულკანური ქვიშა, ვულკანური ფერფლი, ვულკანური მტვერი./ გაზებრივი /წყლის ორთქლი, ნახშირორჟანგი, ნახშირჟანგი, აზოტი, გოგირდის ჟანგები, გოგირდწყალბადი, გაზისებური გოგირდი, წყალბადი, ამიაკი, მეთანი და სხვა/;

- ✓ ვულკანის აგებულება /ვულკანური კონუსი, კრატერი, კალდერა, სომა/, სტრატოვულკანი, ვულკანური ფარები;
- ✓ ვულკანების ტიპები: ეფუზიური, პიროკლასტური, ექპლოზიური; ცენტრალური და ნაპრალური; პოლიგენური და მონოგენური;
- ✓ პოსტვულკანური პროცესები /თერმები, გეიზერები, ტალახის ვულკანები/;
- ✓ თანამედროვე ვულკანების გავრცელება /წყნაროკეანური სარტყელი – ცეცხლოვანი რგოლი, ხმელთაშუაზღვიური(ალპურ-ჰიმალაური), შუაოკეანური ქედების/;
- ✓ მაგმატიზმის პრაქტიკული მნიშვნელობა;

მეტამორფიზმი

- ✓ მეტამორფიზმის ფაქტორები: წნევა, მაღალი ტემპერატურა და ფლუიდეები.
- ✓ მეტამორფიზმის ძირითადი ტიპები: კონტაქტური, კონტაქტ-მეტასომატური, რეგიონული, დარტყმითი, ულტრამეტამორფიზმი;

მიწისძვრები

- ✓ მიწისძვრის მიზეზები /ტექტონიკური დეფორმაციები, ვულკანიზმი, ტექნოგენური ფაქტორი/;
- ✓ მიწისძვრის ინტენსივობა ანუ ძალა / მერკალის 12 -ბალიანი სკალა/;
- ✓ მიწისძვრის ენერგია / რიხტერის სკალა 0-9 მაგნიტუდა/;
- ✓ ჰიპოცენტრი და ეპიცენტრი;
- ✓ მიწისძვრების ტიპები ჰიპოცენტრის მდებარეობის მიხედვით /მცირეფოკუსიანი 60 კმ-მდე, საშუალოფოკუსიანი 60-300კმ-მდე, ღრმაფოკუსიანი 300-720კმ/
- ✓ მიწისძვრის შედეგები;
- ✓ მიწისძვრების გეოგრაფიული განაწილება /წყნაროკეანური, ხმელთაშუაზღვიური, შუაოკეანური ქედების ზონები/;
- ✓ მიწისძვრის პროგნოზირება.

ლითოსფეროს მთავარი სტრუქტურული ერთეულები

- ✓ ოკეანური ქერქი;
- ✓ კონტინენტური ქერქი;
- ✓ სუბოკეანური და სუბკონტინენტური ქერქი;
- ✓ ნაოჭა სარტყლები ანუ ოროგენები და კრატონები/ფარი+ბაქანი/;
- ✓ შუაოკეანური ქედები და აბისალური ვაკეები (თალასოკრატონები).

ლითოსფეროს ტექტონიკური მოძრაობა

ფილების ტექტონიკა

- ✓ „მატერიკების დრეიფის“ ჰიპოთეზა/ მობილიზმი/;
- ✓ ლითოსფეროს ფილები;
- ✓ დივერგენტული, კონვერგენტული და ტრანსფორმული საზღვრები;
- ✓ ლითოსფერული ფილების მოძრაობა;
 - სპრედიინგი, სუბდუქცია, ობდუქცია, კოლიზია;
 - „ცხელი ლაქები“ /„ჰოთ სპოთები“/.

ოროგენეზისი

- ✓ მოძრავი სარტყელი ;
- ✓ გეოკრატიული და თალასოკრატიული პერიოდები;
- ✓ ოროგენეტიული ციკლები: *კალედონური, ჰერცინული, კიმერიული, ალპური*;

ეპეიროგენეზისი

საკონტროლო კითხვები

1. დაასახელეთ და დაახასიათეთ ეგზოგენური და ენდოგენური პროცესები;
2. რა არის ფიტვა? დაასახელეთ ფიტვის მიზეზები, სახეები და მათი ხელშემწყობი პირობები;
3. რა პროცესები მიმდინარეობს ქიმიური ფიტვის დროს?
4. დაასახელეთ ფიტვითი პროცესების შედეგები;
5. დაასახელეთ გრავიტაციული პროცესების სახეები, გამომწვევი მიზეზები და ხელშემწყობი პირობები;
6. საქართველოში რომელი რეგიონები გამოირჩევა მენყრულ-გრავიტაციული და ღვარცოფული პროცესებით?
7. სად ხდება ეოლური პროცესების ინტენსიური გამოვლენა?
8. დაასახელეთ ქარის მოქმედების სახეები და მათთან დაკავშირებული რელიეფის ფორმები;
9. როგორ ხდება მინისქვეშა წყლების ფორმირება; რა ახდენს გავლენას მინისქვეშა წყლების ფორმირებაზე?
10. დაასახელეთ მინისქვეშა წყლების ტიპები;
11. რა არის კარსტი? დაასახელეთ კარსტული პროცესების ხელშემწყობი პირობები;
12. დაასახელეთ კარსტული ფორმები;
13. რა არის ფართობული და ხაზობრივი ეროზია; დაასახელეთ მათთან დაკავშირებული ნალექები;
14. რა გეოლოგიურ მოქმედებას ასრულებს მდინარე?
15. როგორ ხდება მდინარის ხეობის განვითარება?
16. რა კანონზომიერებები აღინიშნება ხეობის ფორმირებაში?
17. როგორ ხდება მდინარეული ტერასების წარმოშობა? დაასახელეთ ტერასების გენეტიკური ტიპები;
18. რომელი სასარგებლო წიაღისეულია დაკავშირებული ალუვიურ ნალექებთან?
19. როგორ ხდება მყინვარების წარმოქმნა?
20. დაასახელეთ მყინვარის ტიპები;
21. დაასახელეთ მყინვარის ეგზარაციული მოქმედებით წარმოქმნილი რელიეფის ფორმები;
22. რა არის მორენა? დაასახელეთ მორენების ტიპები;
23. დაასახელეთ ფლუვიოგლაციალური ნალექები;
24. დაასახელეთ გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში მომხდარი დიდი გამყინვარებები;
25. რა ჰიპოთეზები არსებობს გამყინვარების მიზეზების შესახებ?
26. დაასახელეთ ოკეანის რელიეფის ფორმები;
27. როგორ იცვლება მარილიანობა ზღვებსა და ოკეანეებში; რით არის განპირობებული ცვალებადობა?

28. დაასახელეთ ზღვებსა და ოკეანეებში მცხოვრები ცოცხალი ორგანიზმების ჯგუფები;
29. როგორ არის გამოხატული ოკეანეებისა და ზღვების გეოლოგიური მოქმედება?
30. დაასახელეთ ოკეანეებისა და ზღვების გეოლოგიური მოქმედების შედეგად წარმოქმნილი რელიეფის ფორმები;
31. დაასახელეთ ენდოგენური პროცესები;
32. დაასახელეთ ვულკანური პროდუქტები;
33. რა განსხვავებაა აა, პაჰოეჰოე და პილოუ ლავას შორის?
34. როგორია ვულკანური აპარატის აგებულება;
35. რა ნიშნის მიხედვით არის შესაძლებელი ვულკანების კლასიფიკაცია?
36. დაასახელეთ პოსტვულკანური პროცესები;
37. როგორია თანამედროვე ვულკანების გეოგრაფიული გავრცელება?
38. დაასახელეთ მეტამორფიზმის მთავარი ფაქტორები, ტიპები;
39. რა არის მიწისძვრა?
40. როგორ განისაზღვრება მიწისძვრის ინტენსივობა და ენერგია?
41. დაასახელეთ მიწისძვრის ტიპები; რაზეა დამოკიდებული მიწისძვრის სიძლიერე?
42. დაასახელეთ ლითოსფეროს ძირითადი სტრუქტურული ერთეულები;
43. რა განსხვავებაა კონტინენტურ და ოკეანურ ქერქს შორის?
44. როგორია კრატონებისა და ნაოჭა სარტყლების განაწილების თანამედროვე სურათი?
45. რაში მდგომარეობს ა. ვეგენერის „მატერიკების დრეიფის“ ჰიპოთეზა;
46. რას გულისხმობს ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკა?
47. დაასახელეთ ძირითადი ლითოსფერული ფილები და მათ შორის გამოყოფილი საზღვრის ტიპები;
48. დაასახელეთ ოროგენეტიკული ციკლები;
49. რა არის ეპეიროგენეზისის მიზეზი და რა ინვევს მას?

ნანილი III

დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორია

გეოლოგიური მეცნიერების ერთ-ერთი საინტერესო მიმართულება, შეიძლება ითქვას, უმთავრესიც, დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორიის შესწავლაა. ეს ისტორია კი დაახლოებით ოთხი მილიარდი წლის წინ დაიწყო, როცა ცივ კოსმოსში „მოხეტიალე“ დედამინას ქერქი გადაეკრა, ე.ი. ჩამოყალიბება დაიწყო ერთ-ერთმა მნიშვნელოვანმა გეოსფერომ – დედამინის ქერქმა.

მაგრამ რა იყო მანამდე? საყოველთაოდ ცნობილია, რომ დედამინა მზის სისტემის რვიდან ერთ-ერთი პლანეტაა. მზის სისტემა კი ჩვენი გალაქტიკის შემადგენელი ნაწილია. როგორც ფიქრობენ, სამყარო 100 მილიარდი გალაქტიკისაგან შედგება, ხოლო თითოეულ გალაქტიკაში ასევე 100 მილიარდი ვარსკვლავია. ამდენად, დედამინის, როგორც ციური სხეულის, ფორმირება უნდა განვიხილოთ მთელი სამყაროს, უპირველესად კი მზის სისტემის ფორმირების ფონზე.

სამყაროს გაჩენა უაღრესად რთული და პრობლემური საკითხია და ადამიანის ცოდნაც მის შესახებ ჰიპოთეზების დონეზე თუა. ამ ჰიპოთეზების თანახმად კი სამყარო გაჩნდა უდიდესი, მაღალტემპერატურული (მილიარდი გრადუსები) ცეცხლოვანი სფეროს აფეთქებით, რომლის შედეგადაც სივრცეში ყველა მიმართულებით გაიფანტა უწვრილესი ნაწილაკები. შემდგომში ტემპერატურის თანდათან დაცემით მოხერხდა ამ ნაწილაკების შეერთება-დაჯგუფება გაზ-მტვერის ცალკეული ნისლოვანედების სახით, რომლებმაც საბოლოოდ ვარსკვლავები, პლანეტები და მათი ერთობლიობით წარმოქმნილი გალაქტიკები მოგვცეს. ვარაუდობენ, რომ სამყარო 13-14 მილიარდი წლის წინ შეიქმნა. თუმცა უმჯობესია ვთქვათ, რომ ამ პერიოდში დაიწყო სამყაროს ფორმირების პროცესი, რადგანაც ეს პროცესი შემდგომში გრძელდებოდა თუნდაც დღევანდელი დღის ჩათვლით.

ფიქრობენ, რომ სამყაროს მსგავსად მოხდა მზის სისტემის ჩამოყალიბებაც, რომელიც დაკავშირებული უნდა იყოს უახლესი ვარსკვლავის აფეთქებასთან. ამ აფეთქებას უნდა გამოენჯია გრავიტაციული ტალღა, რომელმაც ხელი შეუწყო კოსმოსში გაფანტული გაზისა და მტვერის ნაწილაკების შეკუმშვას და, ამგვარად, მასალის კონდენსაციას. შედეგად კი მზის სისტემა მივიღეთ, რომლის ფორმირებაც (ცხადია, დედამინის ჩათვლით) დაახლოებით 4,6 მილიარდი წლის წინ უნდა მომხდარიყო.

მეცნიერთა აზრით, პლანეტა დედამინის ფორმირება რკინითა და ნიკელით აგებული ბირთვისაგან უნდა დაწყებულიყო. ცოტა მოგვიანებით უნდა გაჩენილიყო მანტია და დედამინის ქერქი. პირვანდელი ქერქი, რომელიც დღემდე არსად ნაპოვნი არ არის, ალბათ ბაზალტური იყო.

ამავე დროს უნდა იყოს შექმნილი დედამიწისეული ატმოსფერო, რომლის ფორმირებაც მანტიის დეგაზაციით უნდა მომხდარიყო (ინტენსიური ვულკანიზმის წყალობით). შიგნეთიდან (მანტიიდან) ამოტყორცნილი მსუბუქი გაზები (წყალბადი, ჰელიუმი) კოსმოსში იფანტებოდა, ხოლო შედარებით მძიმე გაზებმა, ისეთებმა, როგორცაა წყლის ორთქლი (H_2O), ნახშირორჟანგი (CO_2), მეთანი (CH_4), ნახშირჟანგი (CO), გოგირდწყალბადი (H_2S) და სხვა, შექმნეს ალბათ პირველი დედამიწისეული ატმოსფერო. ოდნავ მოგვიანებით, ატმოსფეროდან წყლის ორთქლის კონდენსაციით დედამიწაზე პირველი ზღვებიც უნდა გაჩენილიყო.

ასეთი სურათი იყო დედამიწაზე 4 მილიარდი წლის წინ. დედამიწის ქერქის ამგები ყველაზე ძველი ქანების ასაკიც დაახლოებით 4 მილიარდი წლისაა. სწორედ ამან განაპირობა ის გარემოება, რომ დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიას 4 მილიარდი წლიდან ვიწყებთ.

მეცნიერებს, რომელიც დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიას სწავლობს, **ისტორიული გეოლოგია** ეწოდება. ისტორიული გეოლოგიის მრავალ მიმართულებათა შორის ორი უმთავრესი უნდა გამოიყოს. ერთი იქნება დედამიწაზე (შიგნეთში თუ ზედაპირზე) გეოლოგიურ წარსულში მიმდინარე პროცესების დადგენა-ამოცნობა და მისი მეშვეობით დედამიწის ზედაპირის ამა თუ იმ დროინდელი სურათის შექმნა (იგულისხმება ოკეანეებისა და კონტინენტების განაწილების დადგენა), ანუ **პალეოგეოგრაფია**. ცოტა სხვაგვარად რომ ვთქვათ, **პალეოგეოგრაფია** აღადგენს გეოლოგიურ წარსულში არსებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ გარემოს, რომელიც გამოიხატება კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილებაში, ხმელეთის რელიეფისა და ოკეანის ფსკერის მორფოლოგიაში, კლიმატში და სხვ. და რაც უფრო მთავარია – ყველაფერი ამის დროში მონაცვლეობის გათვალისწინებით. მეორე მიმართულება, რომელსაც **გეოქრონოლოგია** ეწოდება, ადგენს დედამიწის ამა თუ იმ დროინდელი პალეოგეოგრაფიული სურათის გეოლოგიურ ასაკს, ანუ წარმოაჩენს, თუ როგორი იერსახე ჰქონდა დედამიწას ცალკეულ ეონებს, ერებს, პერიოდებსა თუ ეპოქებში.

თავი 16. სიცოცხლე დედამინაზე

როგორც პალეოგეოგრაფიულ, ისე გეოქრონოლოგიურ კვლევაში ფასდაუდებელი სამსახური შეიძლება გაგვიწიოს დედამინაზე სიცოცხლის განვითარების ისტორიამ.

დედამინაზე სიცოცხლის არსებობა-განვითარება ერთ-ერთ ფენომენალურ მოვლენას წარმოადგენს და სავსებით ბუნებრივია, რომ ის მკვლევართა უდიდეს ყურადღებას იმსახურებდა და იმსახურებს დღესაც. დღეისათვის ცნობილია, რომ დედამინაზე სიცოცხლე დაახლოებით 3700-3800 მილიონი წლის წინ გაჩნდა. თუმცა ამგვარ განცხადებას გარკვეული განმარტება სჭირდება – სიცოცხლე დედამინაზე ჩაისახა-განვითარდა და ამდენად დედამინა ერთადერთი უნიკალური პლანეტა ამ ფენომენის არსებობის თვალსაზრისით, თუ ის კოსმოსიდან მოგვევლინა. შეიძლება ისიც ვიფიქროთ, რომ სიცოცხლე პირველად დედამინაზე გაჩნდა და შემდეგ გავრცელდა სხვა პლანეტებზე.

ყოველ შემთხვევაში დღეისათვის ძალაშია ორგვარი შეხედულება. ერთის მიხედვით სიცოცხლე დედამინისეულია, ე.ი. გაჩნდა და განვითარდა დედამინაზე. ამ შეხედულების ერთ-ერთი ფუძემდებელია ცნობილი რუსი მეცნიერი ალ. ოპარინი, რომელმაც ეს მოსაზრება გასული საუკუნის ოციან წლებში ჩამოაყალიბა. თუმცა ალ. ოპარინი ბოლომდე მაინც არ გამოორიცხავდა დედამინაზე სიცოცხლის კოსმოსიდან შემოსვლის შესაძლებლობას.

მეორე შეხედულებას ზოგადად „პანსპერმიის თეორია“ ჰქვია, რომლის ავტორია მე-19 საუკუნის გერმანელი მეცნიერი ჰ. რიხტერი. პანსპერმია კოსმოსში საყოველთაოდ არსებულ სიცოცხლეს აღიარებს. ეს თეორია, უფრო სწორად კი ჰიპოთეზა, რომელიც კოსმოსიდან დედამინაზე სიცოცხლის შემოტანას გულისხმობს, ერთგვარი მივიწყების შემდეგ დღეს კვლავ განახლებას იწყებს. თითქოს გაჩნდა უტყუარი საბუთები იმისა, რომ კოსმოსიდან შემოჭრილ მეტეორიტებსა და კომეტებს ანაბიოზის მდგომარეობაში მყოფი ბაქტერიები შემოაქვთ („ანაბიოზის“ – გამოცოცხლება, ბერძნ. – ორგანიზმის უნარი სრულად აღიდგინოს სასიცოცხლო ფუნქციები, რომლებიც მთლიანად ან ნაწილობრივ დაკარგა არახელსაყრელი ცხოვრების პირობების განვითარების გამო). ასეთ ბაქტერიებს თითქოს შესწევთ უნარი, ანაბიოზის მდგომარეობაში დარჩნენ ერთი ან რამდენიმე მილიონი წლის განმავლობაშიც კი. არის ცნობა იმის თაობაზე, რომ ანტარქტიდის ყინულებში აღმოუჩენიათ ანაბიოზში მყოფი ბაქტერიები, რომლებიც ერთი-ორი მილიონი წლის „ძილის“ შემდეგ ყინულის გალხობის შედეგად გაცოცხლებულან.

და მაინც, დედამინაზე სიცოცხლის გაჩენის საკითხი ბოლომდე გადაწყვეტილი არ არის. მიუხედავად ამისა, ერთი რამ მაინც უდავოა – სიცოცხლე დედამინაზე

წყალში, უფრო ზუსტად კი ზღვაში გაჩნდა. სწორედ ზღვა იყო ის გარემო, სადაც სიცოცხლის ჩასახვა, ან ჩასახვა თუ არა, განვითარება დაიწყო. არა მხოლოდ ათეული და ასეული მილიონი წლები, არამედ მილიარდი წლებიც კი გახდა საჭირო იმისათვის, რომ სიცოცხლე ზღვიდან ხმელეთზე დამკვიდრებულიყო. ყოველივე ამის დამადასტურებელი უტყუარი საბუთები შემონახულია დედამიწის ქერქის ამგებ ქანებში.

16.1. რას შეისწავლის პალეონტოლოგია

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, სიცოცხლე დედამიწაზე გაჩნდა დაახლოებით 3700-3800 მილიონი წლის წინ. ის არსებობს დღესაც, თანაც ვაცისებრით უფრო მაღალი ორგანიზაციით, ვიდრე იყო ადრე, გეოლოგიურ წარსულში. ამკარაა, რომ სიცოცხლემ დედამიწაზე მთელი ამ თითქმის 4 მილიარდი წლის განმავლობაში დიდი აღმავლობა, ევოლუცია განიცადა. როგორც ცნობილია, თანამედროვე სიცოცხლეს ბიოლოგია შეისწავლის. რაც შეეხება გეოლოგიურ წარსულში არსებულ სიცოცხლეს, მას საბუნებისმეტყველო მეცნიერების მეტად საინტერესო დარგი – **პალეონტოლოგია** იკვლევს. ტერმინი „პალეონტოლოგია“ ნიშნავს მოძღვრებას ძველი არსების (შინაარსობრივად – ძველი სიცოცხლის) შესახებ. „ძველი სიცოცხლე“ კი ის სიცოცხლეა, რომელიც გეოლოგიურ წარსულში, ან სხვაგვარად, გეოლოგიურ ხანაში არსებობდა. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ საკმაოდ ძნელია უშუალო საზღვრის გატარება გეოლოგიურ ხანასა და ისტორიულ ხანას (თანამედროვეობას) შორის და ამდენად გეოლოგიურ წარსულში არსებული სიცოცხლის თანამედროვეისაგან გამიჯვნა. მაგრამ გამოსავალი მაინც არის, რამდენადაც გეოლოგიურ წარსულში არსებული სიცოცხლე ბუნებაში დღეს **ნამარხი ორგანიზმების**, ან მოკლედ, **ნამარხების** სახითაა წარმოდგენილი. აქედან გამომდინარე, პალეონტოლოგია შეიძლება განვმარტოთ როგორც მეცნიერება ნამარხი ორგანიზმების შესახებ. ზოგჯერ ნამარხ ორგანიზმებს გადაშენებულებსაც უწოდებენ, რაც მთლად ზუსტი არ არის.

რა არის ნამარხი? ნამარხი არის სიცოცხლის ყველა ის ნაშთი, რომელიც ამა თუ იმ სახითაა შემორჩენილი დედამიწის ქერქის ამგებ ქანებში. ასეთი შეიძლება იყოს: ცხოველის მთლიანი სკელეტი (ჩონჩხი) ან მისი ფრაგმენტი (მაგალითად, დინოზავრის ჩონჩხი ან ხერხემლის ერთი მალა, უხერხემლო ცხოველების ნიჟარები და სხვ.); მცენარის ფოთლების ან მედუზების და სხვა ცხოველთა ანაბეჭდები; შიგა და გარე კალაპოტები (განსაკუთრებით გავრცელებულია უხერხემლო ცხოველებში); ნაკვალევი, რომელიც რჩება ცხოველთა სიარულის, გრუნტზე ხოხვის, გრუნტში ჩაფლობის თუ მოძრაობის შედეგად (მაგალითად, დინოზავრის ნაკვალევი ქუთაისის მიდამოებში სათაფლიას კარსტული მღვიმის მახლობლად); ცხოველთა სასიცოცხლო მოქმედების შედეგად დარჩენილი პროდუქტები, ე.წ. კოპროლითები და სხვ.

განამარხება, რომელსაც სხვაგვარად **ფოსილიზაციასაც** უწოდებენ, მეტად რთული და ხანგრძლივი პროცესია. ამიტომ სულაც არ არის გასაკვირი, რომ ორგანიზმთა მხოლოდ 10-20% თუ ნამარხდება, დანარჩენი კი მთლიანად ნადგურდება.

დღეს ცოცხალ ორგანიზმთა 2 300 000 სახეობაა ცნობილი. მეცნიერთა აზრით, ახალი სახეების აღმოჩენით ეს ციფრი შეიძლება 30 მილიონამდე ავიდეს. სახეობათა არსებობის ასაკი დაახლოებით 1-20 მილიონ წელს შეადგენს. თუ გავითვალისწინებთ დედამიწაზე სიცოცხლის არსებობის ხანგრძლივობას (3700 -3800 მლნ. წელი), მაშინ განამარხებულ სახეობათა რიცხვი ერთობ შთამბეჭდავი იქნება. ზოგი მკვლევრის მონაცემებით, გადაშენებულ სახეობათა მაქსიმალური რიცხვი შეიძლება ოთხი მილიარდიც კი იყოს. დღეისათვის კი ნამარხი ორგანიზმების სულ რაღაც 200 000 სახეობაა ცნობილი. მართალია ნამარხ სახეობათა საკმაოდ დიდი ნაწილი ჯერ კიდევ დედამიწის ქერქის ამგებ ქანებშია დამარხული და ამდენად მკვლევართათვის უცნობია, მაგრამ მიუხედავად ამისა, ზემოთ დასახელებული ციფრი ძალიან მცირეა და ბევრი სხვა მომენტის გათვალისწინებით აშკარად მიუთითებს განამარხების ერთობ დაბალ პროცენტზე. ამ საკითხთან დაკავშირებით უნდა აღინიშნოს, რომ განსაკუთრებით კარგად ნამარხდებიან ის ორგანიზმები, რომლებიც მინერალურ სკელეტს იკეთებენ (სხვადასხვაგვარი მოლუსკები ან მარჯნები და სხვა), ხოლო ძალზე ცუდად – უსკელეტო ან თითქმის უსკელეტო ორგანიზმები (მეღუზები, ჭიები, მწერები და ა.შ.).

პალეონტოლოგია ნამარხი ორგანიზმების ცალკეული ჯგუფების უშუალო შესწავლის პარალელურად იკვლევს მათი ცხოვრების პირობებს (**პალეოეკოლოგია**), მათი გეოგრაფიული (სივრცობრივი) განაწილების კანონზომიერებებს (**პალეობიოგეოგრაფია**), ხოლო სიცოცხლის ევოლუციური განვითარების საფუძველზე დაყრდნობით საზღვრავს დედამიწის ქერქის ამგები ქანების ცალკეული წყებების გეოლოგიურ ასაკს (**ბიოსტრატეგრაფია**). აქედან გამომდინარე, ფასდაუდებელია ის წვლილი, რომელიც პალეონტოლოგიას შეაქვს დედამიწის გეოლოგიური განვითარების კვლევის საქმეში. აღსანიშნავია ისიც, რომ სიცოცხლის ევოლუცია დედამიწაზე ამ უკანასკნელის გეოლოგიური განვითარების ისტორიის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ნაწილია.

პალეოეკოლოგია წარმოდგება ტერმინიდან „ეკოლოგია“ („ოიკოს“ – სახლი, საცხოვრებელი, ბერძნ.), ხოლო ეს უკანასკნელი შეისწავლის ორგანიზმისა და გარემოს ურთიერთობას.

გარემოს ნებისმიერი უბანი, იქ მცხოვრები ორგანიზმებით ანუ ბიოსით, წარმოადგენს **ეკოსისტემას**, რომელიც ორი ძირითადი კომპონენტისაგან – ბიოცენოზისა და ბიოტოპისაგან შედგება. **ბიოტოპი** („ბიოს“ + „ტოპოს“ – ადგილი, ბერძნ.) გულისხმობს დაახლოებით ერთნაირი პირობების მქონე გარემოს, რომელშიც ორგანიზმთა გარკვეული კომპლექსი ბინადრობს, ხოლო **ბიოცენოზი** („ბიოს“ + „ცენოზი“ – საერთო, ბერძნ.) მოცემულ კონკრეტულ ბიოტოპში მცხოვრებ ორგანიზმთა ერთობლიობაა. ეკოსისტემა იქნება, მაგალითად, ოკეანე ან თუნდაც ბიოსფერო მთელი თავისი ბიოტოპური თუ ბიოცენოზური მრავალფეროვნებით და ასევე ეკოსისტემაა წყლის პატარა გუბეც კი მასში მობინადრე ბაქტერიებისა და მიკრო- და მაკროორგანიზმების თითო-ოროლა სახეობით. აშკარაა, რომ ბიოცენოზი და ბიოტოპი მჭიდრო

ურთიერთკავშირშია და განსაზღვრავენ ურთიერთს. აქედან გამომდინარე, პალეოეკოსისტემების (გეოლოგიური წარსულის ეკოსისტემების) შესწავლისას ძველი ბიოცენოზების მეშვეობით, რომელთაც **ორიქტოცენოზი** („ორიქტოს“ – ნამარხი, ბერძნ.) შეიძლება ვუწოდოთ, შეგვიძლია აღვადგინოთ ის ფიზიკურ-გეოგრაფიული გარემო, რომელიც არსებობდა დედამიწაზე მისი გეოლოგიური განვითარების ამა თუ იმ პერიოდში, ეპოქასა თუ საუკუნეში.

მსგავსად პალეოეკოლოგიურისა, **პალეობიოგეოგრაფიული** კვლევის მეშვეობითაც საკმაო სიზუსტით შეგვიძლია აღვადგინოთ ძველი ფიზიკურ-გეოგრაფიული გარემო, გავიგოთ მოცემულ ადგილზე ადრე ზღვა იყო თუ ხმელეთი, ზღვის ფსკერის სიღრმე, წყლის ტემპერატურა და მარილიანობა, ადგილის კლიმატური პირობები და მრავალი სხვა. და, რაც მთავარია, მოვხაზოთ დედამიწის იმდროინდელი ზედაპირის პალეოგეოგრაფიული სურათი.

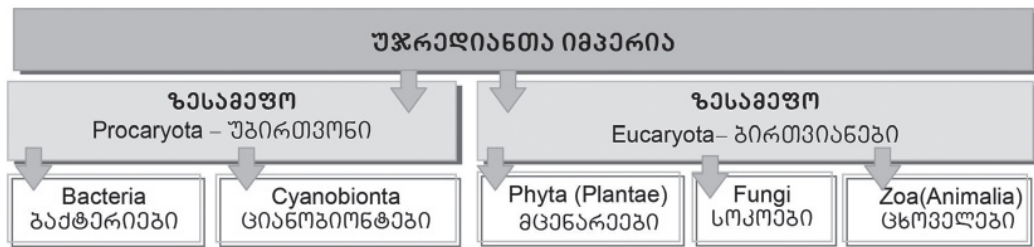
რაც შეეხება **ბიოსტრატოგრაფიას**, მას ცოტა ქვევით შევეხებით. ასევე მოგვიანებით განვიხილავთ პალეონტოლოგიური კვლევის ერთ-ერთ პრობლემურ, მაგრამ უაღრესად საინტერესო საკითხს, რომელიც ორგანიზმთა ევოლუციას და გადაშენებას ეხება.

16.1.1. ორგანული სამყაროს კლასიფიკაცია

ნამარხთა მრავალფეროვანი სახეობების შესასწავლად მათი სისტემაში მოყვანა ანუ კლასიფიკაციაა საჭირო. პალეონტოლოგია, როგორც ბიოლოგიური მეცნიერების ერთ-ერთი დარგი, ამ უკანასკნელში მიღებულ კლასიფიკაციას ეყრდნობა, რაც სავსებით ბუნებრივია.

ორგანული სამყარო ნაწილდება ცალკეულ ტაქსონომიურ ერთეულებად, რომელთაგან უდიდესს **იმპერიას** (Imperium) უწოდებენ (შევნიშნავთ, რომ პალეონტოლოგიაში, ისევე როგორც საერთოდ ბიოლოგიაში, ნებისმიერი ტაქსონის სახელწოდება ლათინურად იწერება). იმპერია შედგება **სამეფოებისაგან** (Regnum), სამეფოები ნაწილდება უფრო მცირე ერთეულებად – **ტიპებად** (Phylum). ტიპი აერთიანებს **კლასებს** (Classis), რომელიც თავის მხრივ **რიგებისაგან** (Ordo) შედგება. რიგი მოიცავს **ოჯახებს** (Familia), ოჯახი – **გვარებს** (Genus), ხოლო გვარი **სახეობებს** (სახეებს – Species). ეს არის ორგანული სამყაროს მთავარი ტაქსონომიური ერთეულები. მათ გვერდით არსებობს არამთავარი, შეიძლება ითქვას გარდამავალი ერთეულებიც, როგორიცაა, ვთქვათ, ზესამეფო, ზეტიპი, ქვეტიპი, ზეოჯახი, ქვეგვარი და სხვ.

არსებობს **ორი იმპერია**: 1. **უჯრედოები** (Acellularia) და 2. **უჯრედიანები** (Cellularia). უჯრედოებში ერთი სამეფოა, **ვირუსები** (Vira), ხოლო უჯრედიანებში – ხუთი: **ბაქტერიები** (Bacteria), **ციანობიონტები** (Cyanobionta), **მცენარეები** (Phyta იგივე Plantae), **სოკოები** (Fungi), და **ცხოველები** (Zoa იგივე Animalia). ჩვენ შევეხებით მხოლოდ უჯრედიანთა იმპერიას.



უნდა შევნიშნოთ, რომ უჯრედიანებიდან ნამარხების სახით ხუთივე სამეფოს წარმომადგენლები გვხვდება. თუმცა პალეონტოლოგიური თვალსაზრისით უდიდესი მნიშვნელობა აქვთ ცხოველებს, შემდეგ მცენარეებს, ნაკლები ციანობიონტებს და კიდევ უფრო ნაკლები – ბაქტერიებსა და სოკოებს.

16.1.2. სამეფო Bacteria – ბაქტერიები

ბაქტერიები მიკროსკოპული ერთუჯრედიანი ორგანიზმებია, რომელთა სხეული მეასედი, მეათედი ან ერთეული მილიმიკრონებით იზომება. ფართოდ გავრცელებული ჯგუფია და გვხვდება ბიოსფეროს ყველა უბანზე – ქანებიდან დანყებულ სხვა ორგანიზმების შინაგან ორგანოებამდე. მათი კვება ქემოსინთეზით მიმდინარეობს (**ქემოსინთეზი** – ორგანული ნივთიერების წარმოქმნა არაორგანულიდან ამ უკანასკნელის დაჟანგვის ხარჯზე).

ბაქტერიები გეოლოგიურად უაღრესად საყურადღებო ჯგუფია, რადგანაც წარმომადგენენ ქანთშემქმნელ ორგანიზმებს. მათ ქმედებასთანაა დაკავშირებული რკინის, გოგირდის, პირიტის, ფოსფორიტის, ნავთობის, გაზისა და ბევრი სხვა წიაღისეულის ფორმირება.

პალეონტოლოგიური თვალსაზრისით უაღრესად საინტერესოა ის გარემოება, რომ პირველი ორგანიზმები, რომლებიც დედამიწაზე გაჩნდნენ 3700-3800 მილიონი წლის წინ, როგორც ფიქრობენ, სწორედ ბაქტერიები უნდა ყოფილიყვნენ.

ბაქტერიები არქეულიდან დღემდე მოდიან.

16.1.3. სამეფო Cyanobionta – ციანობიონტები

ციანობიონტები ერთუჯრედიანი ცალედი ან კოლონიური ფორმებია (ალბათ პირველი კოლონიური ორგანიზმები დედამიწაზე სიცოცხლის განვითარების ისტორიაში), რომლებიც ფოტოსინთეზის მეშვეობით იკვებებიან. ადრე მათ ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეებს უწოდებდნენ და, შესაბამისად, მცენარეებს აკუთვნებდნენ. მაგრამ, როგორც გაირკვა, ისინი წყალმცენარეებისაგან განსხვავებული ჯგუფია, რის გამოც ცალკე ერთეულად გამოიყო. ციანობიონტებს, მსგავსად ბაქტერიებისა, არა აქვთ უჯრედი, სამაგიეროდ ფოტოსინთეზის უნარის გამო უახლოვდებიან წყალმცენარეებს. ისინი უფრო რთული სტრუქტურით ხასიათდებიან, ვიდრე ბაქტერიები,

თუმცა ბირთვის არქონის გამო უფრო პრიმიტიულად ითვლებიან, ვიდრე წყალმცენარეები.

ციანობიონტები არქეულში გაჩნდნენ, დაახლოებით 3500 მილიონი წლის წინ. აღსანიშნავია, რომ მათი მეშვეობით იქმნება თავისუფალი ბიოგენური ჟანგბადი, რომლის დიდი რაოდენობით დაგროვება არქეულსა და პროტეოროზოურში სწორედ ძირითადად ციანობიონტების მეშვეობით მოხდა.

ძველი ციანობიონტები თხელი (მარჩხი) ზღვის მცხოვრებნი იყვნენ. დღეს ისინი ხმელეთზეც გვხვდებიან (ნიადაგსა და უდაბნოებშიც კი). ციანობიონტები ქმნიან კალციუმის კარბონატის წარმონაქმნებს, რომელთა ძველ ფორმებს **სტრომატოლითები** ჰქვია. სტრომატოლითები განსაკუთრებით მრავლადაა პროტეოროზოურ ნალექებში, სადაც ისინი რიფების სახითაა წარმოდგენილი. გამოდის, რომ პირველი რიფისმშენებელი ორგანიზმები ციანობიონტები ყოფილან. თუმცა არის შეხედულება, რომ სტრომატოლითების ფორმირებაში ციანობიონტებთან ერთად ბაქტერიებიც მონაწილეობდნენ.

ციანობიონტებს დიდი როლი ენიჭებათ პროტეოროზოური (განსაკუთრებით რიფული) ნალექების სტრატოგრაფიაში.

ციანობიონტები ცნობილია არქეულიდან დღემდე.

16.1.4. სამეფო Phyta (Plantae) – მცენარეები

მცენარეები ორგანული სამყაროს ერთ-ერთი ყველაზე მნიშვნელოვანი წარმომადგენლებია. უდიდესია მათი როგორც გეოლოგიური, ისე პალეონტოლოგიური ღირებულება. შეგვიძლია დავასახელოთ საკმაოდ ბევრი ქანი და მადანი, რომლებიც მთლიანად ან მნიშვნელოვნად მცენარეული ნაშთებითაა აგებული. ასეთებია: საწერი ცარცი, დიატომიტი, ქვანახშირი, საწვავი ფიქლები, ტრეპელები, ოპოკები, წყალმცენარეებიანი რიფები და ა.შ. ძალზე მნიშვნელოვანია მცენარეების როლი ბიოსტრატოგრაფიაში.

მცენარეებში ორ დიდ ჯგუფს (ქვესამეფოებს) გამოყოფენ: უმდაბლეს და უმაღლეს მცენარეებს. პირველ ჯგუფს ზოგადად **წყალმცენარეებს** უწოდებენ. სახელიდან გამომდინარე, წყალმცენარეთა უდიდესი ნაწილი წყალში (ზღვებში, ლაგუნებში, ტბებში) ცხოვრობს, თუმცა არსებობენ ნიადაგშიც და სხვა გარემოშიც (მაგალითად, ხეებზე, შენობის კედლებზე).

წყალმცენარეები ერთ-ან მრავალუჯრედიანები არიან, ცალკედი ან კოლონიური ფორმებია. წყალში მცხოვრებნი ეწევიან ბენტოსურ ან პლანქტონურ ცხოვრებას. არასოდეს დიდ სიღრმეებზე არ გვხვდებიან, ვრცელდებიან სინათლის სხივის ჩაღწევის ზონამდე (საშუალოდ 200 მ-მდე). ეს ბუნებრივიცაა, რადგან წყალმცენარეები **ფოტოსინთეზის** მეშვეობით არსებობენ. მათი ზომები სხვადასხვაა – ერთეული მიკრონებიდან ათეულ მეტრამდე. ზოგი მათგანი იკეთებს მინერალურ სკელეტს.

როგორც ვარაუდობენ, წყალმცენარეები გაჩნდნენ პროტეოროზოურ ეონში დაახლოებით 2000-1650 მილიონი წლის წინ. მოვიდნენ დღემდე.

ქვემოთ ზოგადად შევეხებით წყალმცენარეთა იმ ჯგუფებს, რომლებიც მნიშვნელოვანია გეოლოგიური თვალსაზრისით.

ოქროსფერი წყალმცენარეები (ტიპი Chrysophyta) ძირითადად ერთუჯრედიანი, მიკროსკოპული ფორმებია, რომლებიც ზოგჯერ კოლონიებს ქმნიან; ცხოვრობენ მტკნარ წყლებში, იშვიათად ზღვებში. განამარხებული ქრიზოფიტებიდან ყველაზე ცნობილია **კოკოლითოფორიდები** – ძალზე პატარა ზომის [მიეკუთვნებიან **ნანოპლანქტონს** („ნანოს“ – ჯუჯა, ბერძნ.) ერთუჯრედიანი, ძირითადად ზღვაში მცხოვრები მცენარეებია, რომლებიც კირქვის (CaCO_3) სკელეტს იკეთებენ. სწორედ კოკოლითოფორიდებია საწერი ცარცის ერთ-ერთი ძირითადი შემადგენელი ნაწილი. საყურადღებოა, რომ კოკოლითოფორიდები თბილი წყლის მოყვარული ფორმებია. ამდენად ნამარხი კოკოლითოფორიდების მეშვეობით შეგვიძლია ამოვიცნოთ იმ დროის ზღვის წყლის ტემპერატურა და, შესაბამისად, ვისაუბროთ ძველი, ანუ პალეოკლიმატის შესახებაც.

კოკოლითოფორიდები ტრიასულიდან დღემდეა ცნობილი. მათი აყვავების ხანად კი გვიანცარცული ეპოქა ითვლება (დაახლოებით 95-65 მილიონი წლის წინ);

ქრიზოფიტების მეორე ნამყვანი ჯგუფია **სილიკოფლაგელატები**, რომლებიც კოკოლითოფორიდებისაგან განსხვავებით კაჟის (SiO_2) სკელეტს იკეთებენ. მსგავსად კოკოლითოფორიდებისა, ისინიც ზღვიური პლანქტონური ორგანიზმებია, რომელთა შორის ცნობილია როგორც თბილი, ისე ცივი წლის მოყვარული ფორმები.

გეოლოგიური ასაკი – ცარცულიდან დღემდე.

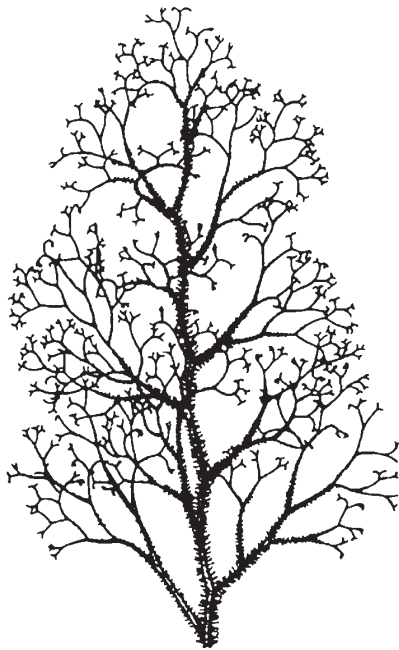
დიატომეები (ტიპი Diatomeae) კაჟიანი წყალმცენარეებია, მიკროსკოპული ზომის, ერთუჯრედიანი, ცალედი ან იშვიათად კოლონიური. ძირითადად პლანქტონური ფორმებია, ვხვდებით ბენტოსის სახითაც; ცხოვრობენ ზღვებსა და მტკნარ წყლებში. დიატომეები ძირითადად ცივი წყლის მოყვარული ორგანიზმებია.

დიატომეებს უფითარდებათ მცირე ზომის ორი ნაწილისაგან შემდგარი კაჟის ნიჟარა, რომლის დაგროვების შედეგად წარმოიქმნება ცნობილი კაჟოვანი ქანები – დიატომიტი, ტრეპელი, ოპოკა (საქართველოში ქ. ახალციხის მახლობლად, სოფ. ურაველთან არის დიატომიტის ცნობილი საბადო). ნამარხი დიატომეები ბიოსტრატეგრაფიაში დეტალური (ზონალური) დანაწილებისთვისაც კი გამოიყენება.

გეოლოგიური ასაკი – ცარცულიდან დღემდე.

წითელი და ძონეული წყალმცენარეები (ტიპი Rhodophyta) ერთ-ერთი უძველესი ჯგუფია წყალმცენარეებისა, არსებობენ კამბრიულიდან დღემდე. ზოგი მათგანი მონაწილეობს მარჯნის რიფების შენებაში.

ყვითელ-მწვანე წყალმცენარეები (ტიპი Phacophyta) ყველაზე რთულად აგებული მრავალუჯრედიანი წყალმცენარეებია. ზოგი მათგანი გიგანტურ ზომებსაც აღწევს. მაგალითად, თანამედროვე ზღვებში მცხოვრები **ლამინარიები** 60მ-მდე იზრდებიან. ბევრი მათგანი საუკეთესო საკვებ პროდუქტს წარმოადგენს. ლამინარიების ჯგუფის ერთ-ერთი წარმომადგენლით (გვარი Sargassum) „ამოვსებულია“ სარგასის ზღვა, რომელმაც სახელწოდება სწორედ ამ წყალმცენარის სახელიდან მიიღო.



სურ. 16.1. ფსილოფიტები – Psilophyton

უმაღლესი მცენარეების ერთ-ერთ ძირითად მახასიათებელს შეადგენს ის, რომ მცენარის სხეული სამი ძირითადი ნაწილისაგან შედგება: ფესვი, ღერო და ფოთოლი.

უმაღლესი მცენარეების ქვესამეფო ოთხი განყოფილებისაგან (Divisio) შედგება: ხავსისნაირნი, გვიმრანაირნი, შიშველთესლიანები და ფარულთესლიანები.

განყოფილება **Briophyta (ხავსისნაირნი)** ყველაზე ძველი ჯგუფია უმაღლეს მცენარეთა (უმაღლესი სპოროვანი მცენარეები) შორის. მისი პირველი წარმომადგენლები, როგორც ჩანს, ფსილოფიტები იყვნენ, რომლებიც სილურული და დევონური პერიოდების საზღვარზე გაჩნდნენ, დაახლოებით 410 მილიონი წლის წინ (სურ. 16.1). ფსილოფიტები ასევე პირველი იყვნენ უმაღლესი მცენარეებიდან, რომლებმაც დაიწყეს ზღვიდან ხმელეთზე ამოსვლა.

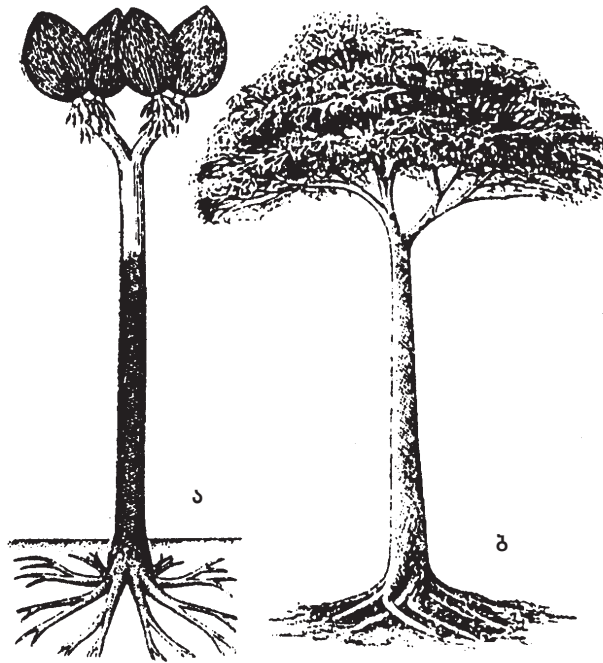
ხავსისნაირთა ჯგუფში შედის საკუთრივ ხავსები – ავტოტროფული ორგანიზმები, რომელთაც ახასიათებთ უსქესო და სქესობრივ თაობათა მონაცვლეობა. მცენარის სიგრძე არ აღემატება 15-20 სანტიმეტრს. მრავალწლიანი მცენარეებია, ცხოვრობენ ტენიან გარემოში.

დევონურიდან იწყებენ განვითარებას **გვიმრანაირნი** (განყოფილება **Pteridophyta**). მოკლედ შევეხებით გვიმრანაირთა იმ ჯგუფებს, რომლებიც ფართოდ იყვნენ გავრცელებული გეოლოგიური წარსულის ამა თუ იმ პერიოდში.

ლიკოპოდიუმისმაგვარნი (ტიპი Lycopodiophyta) თანამედროვე ფლორაში ბალახისმაგვარი მცენარეებითაა წარმოდგენილი. გეოლოგიურ წარსულში კი ხეებისა

და ბუჩქების სახით იყო გავრცელებული. ხეთა განივკვეთი 2 მ-ს, ხოლო სიმაღლე 40 მ-საც კი აღწევდა.

ლიკოპოდიუმისმაგვარნი დევონურის დასაწყისში გაჩნდნენ და მოვიდნენ დღემდე. თუმცა მათში არის გადაშენებული ჯგუფები, რომელთაგან, პირველ რიგში, აღსანიშნავია ლეპიდოდენდრონისებრთა ოჯახი. ეს ოჯახი არსებობდა გვიანდევონურიდან ადრე ტრიასულამდე. სწორედ ამ ოჯახს მიეკუთვნება ზემოთ ხსენებული გიგანტური ფორმები. ოჯახის ყველაზე ცნობილი წარმომადგენლებია **ლეპიდოდენდრონები** (კარბონულ-ადრეპერმული) და **სიგილარიები** (შუაკარბონულ-ადრეპერმული) (სურ. 16.2). როგორც ვხედავთ, ორივე გვარი პალეოზოურის ბოლოს (ადრეპერმულში) გადაშენდა. ლეპიდოდენდრონისებრნი მონაწილეობდნენ პალეოზოური ასაკის ქვანახშირის საბადოების გენეზისში.



სურ. 16.2. სიგილარია (ა) და ლეპიდოდენდრონი (ბ) (რეკონსტრუქცია)

შვიტისმაგვარნი (ტიპი Equisetophyta) ბალახოვან და ხემცენარეებს წარმოადგენენ. მათი პირველი წარმომადგენლები გვიანდევონურში გაჩნდნენ. მოდიან დღემდე. განსაკუთრებით საინტერესოა **კალამიტისნაირნი** („კალამუს“ – ლერწამი, ლათ.) – დიდტანიანი (20 მ-მდე) ხეები, რომლებიც გარდა იმისა, რომ ულამაზეს ტყეებს ქმნიდნენ, ქვანახშირის მდიდარი საბადოებიც მოგვცეს ლეპიდოდენდრონებთან ერთად. გარდა ამისა დიდია მათი ბიოსტრატეგრაფიული როლი ზედა პალეოზოურის კონტინენტური წყებებისათვის.

კალამიტისნაირნი გადაშენებული ჯგუფია, რომელიც დედამიწაზე გვიან-დევეონურიდან პერმულამდე არსებობდა.

გვიმრისმაგვარნი (ტიპი Polypodiophyta) ცნობილია როგორც ბალახისებრი, ისე დიდტანიანი ხემცენარეებით. დღევანდელ ფლორაში ისინი სახეობათა რაოდენობით მხოლოდ ხავსებსა და ფარულთესლიანებს თუ ჩამორჩებიან.

გადაშენებული გვიმრანაირებიდან აღსანიშნავია გვარი Archaeopteris, რომლის წარმომადგენელთა განამარხებული ფოთლები ისე მრავლად გვხვდება გვიანდევეონურ ნალექებში, რომ გვიანდევეონურ ფლორას „არქეოპტერისის ფლორის“ სახელითაც იხსენიებენ.

შიშველთესლიანები (განყოფილება Gymnospermae ან Pinophyta) მრავალფეროვანი ჯგუფია, რომელიც ძირითადად ხემცენარეებისა და ბუჩქნარების სახით გვხვდება. თანამედროვე ფლორაში უმთავრესად წიწვოვანებითაა წარმოდგენილი. გავრცელებულია, ფაქტობრივად, ყველა კლიმატურ სარტყელში.

შიშველთესლიანების ისტორია ადრეკარბონულიდან იწყება. მათი აყვავების ხანად კი მეზოზოური ერაა მიჩნეული. **ციკადოფსიდები** ანუ **საგოვანები** ტრიასულიდან დღემდე გვხვდებიან. **ბენეტიტისნაირნი** (გვიანტრიასულ-ცარცული), **გლოსოპტერისები** (კარბონულ-ტრიასული), **კორდაიტები** (კარბონულ-ადრე ტრიასული) აერთიანებენ შიშველთესლიანების მეზოზოურ ერაში გადაშენებულ ჯგუფებს.

გლოსოპტერისის ფლორა არსებობდა ზომიერი და ცივი კლიმატის პირობებში. გავიხსენოთ, რომ ამ ფლორის არსებობა სამხრეთ ამერიკის, აფრიკის, ავსტრალიის, ანტარქტიკისა და განსაკუთრებით ინდოეთის გვიანპალეოზოურ ნალექებში ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი საბუთია იმისა, რომ იმ დროს სამხრეთ ნახევარსფეროში არსებობდა ერთიანი სუპერკონტინენტი გონდვანისი, რომელიც ზემოთ დასახელებული კონტინენტების ერთიანობას წარმოადგენდა. ამავე დროს, გლოსოპტერისის ფლორა გამყინვარების არსებობის ერთ-ერთი მაჩვენებელიცაა. **კორდაიტები**, პირიქით, ტროპიკულ სარტყელში ცხოვრობდნენ. ისინი აქტიურად მონაწილეობდნენ ქვანახშირის საბადოების ფორმირებაში. **წიწვოვანები** გავრცელებულია ტროპიკულიდან პოლარულ სარტყლამდე, თუმცა ამჟობინებენ ზომიერ კლიმატში არსებობას. ძირითადად გვხვდებიან ხემცენარეების სახით, ზოგჯერ გიგანტური ზომებით. მაგალითად, სეკვოია 110 მ-მდე იზრდება, მისი ტანის განივკვეთი კი 5-8 მ-ს შეადგენს; ცოცხლობს 2000 წელზე მეტს (სურ. 16.3). საერთოდ წიწვოვანები 4-6 ათას წლამდე ცოცხლობენ.

ფარულთესლიანები (განყოფილება Angiospermae ან Magnoliophyta) ყველაზე მალაღგანვითარებული მცენარეებია. ამავე დროს ყველაზე უფრო ფართოდ გავრცელებულები – გვხვდება ყველა კლიმატურ ზონაში. წარმოდგენილი არიან სხვადასხვა ეკოლოგიური ტიპით – ხემცენარეები, ბუჩქნარი, ბალახეული, წყლის მცენარეთა სახითაც კი. ზოგი მათგანის სიმაღლე (ეკალიპტი) 150 მ-ს აღწევს.



სურ. 16.3. სეკვოია, ნაციონალური პარკი, კალიფორნია



სურ. 16.4. ორლებნიანების კლასი. მუხა

ფარულთესლიანები ორ კლასად იყოფა: **ორლებნიანები** და **ერთლებნიანები**. უფრო ადრეული წარმოშობის და თანაც მრავალფეროვანია ორლებნიანების კლასი. მათში გაერთიანებულია ბალახეული მრავალძარღვა, აგრეთვე ჭადარი, წაბლი, მუხა, ევკალიპტი და სხვ. (სურ. 16.4). ერთლებნიანებში შედის ბალახოვანი მცენარეები, მათ შორის წყლისა და ჭაობის ფორმები, ხემცენარეები (პალმა და სხვ.).

ფარულთესლიანების არსებობა ცარცული პერიოდიდან დაიწყო. კაინოზოური ერა (დღევანდელი ჩათვლით) მათი აყვავების ხანაა.

საერთოდ უნდა ითქვას, რომ პალეოზოურ ერაში ფართოდ იყვნენ გავრცელებული უმაღლესი სპოროვანი მცენარეები (პირველ რიგში გვიმრანაირები), მეზოზოურში – შიშველთესლიანები, ხოლო კაინოზოურში – ფარულთესლიანები. შესაბამისად, ხსენებული ჯგუფების გეოლოგიური მნიშვნელობა მითითებულ დროში განსაკუთრებით ღირებულია. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მცენარეებს დიდი წვლილი მიუძღვით ქანების წარმოშობაში, ხოლო მათი როლი ქვანახშირის, ტორფისა და სანვაგი ფიქლების ფორმირებაში უნიკალურია.

16.1.5. სამეფო Fungi – სოკოები

იმდენად მცირეა სოკოების როგორც გეოლოგიური, ისე პალეონტოლოგიური მნიშვნელობა, რომ მათ არც კი შევხებით. აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ სოკოები ხასიათდებიან როგორც მცენარეთა, ისე ცხოველთა თვისებებით. მეცნიერები არ გამორიცხავენ იმ ფაქტს, რომ სოკოები შეიძლება ორგანიზმთა ერთ-ერთი უძველესი ჯგუფი იყოს, თუმცა ყველაზე ძველი ნამარხი სოკოების ასაკი დევონურია (410-360 მლნ. წლის წინ). ერთი კია, რომ ხმელეთის პირველი ბინადარი ბაქტერიებთან ერთად სოკოებიც უნდა ყოფილიყვნენ.

16.1.6. სამეფო Zoa (Animalia) – ცხოველები

ერთობ მრავალფეროვანია ცხოველთა სამყარო – არის ერთუჯრედიანები და მრავალუჯრედიანები, ცალკე და კოლონიური ფორმები, აქტიურად მოძრავნი და ზღვის ფსკერზე მიმაგრებულები, შლამში ჩაფლულნი თუ კლდეში ჩამჯდარი. მათ დაპყრობილი აქვთ ზღვა და ხმელეთი, ჰაერიც კი.

პირველი ცხოველები დაახლოებით 1500 მილიონი წლის წინ, გვიანპროტეროზოურში გაჩნდნენ. ისინი ერთუჯრედიანები იყვნენ. მოგვიანებით, ვენდურის დასაწყისში, 680 მილიონი წლის წინ, მათ შეუერთდნენ მრავალუჯრედიანები.

სიცოცხლის განვითარების ხანგრძლივსა და რთულ გზაზე ცხოველების მრავალი ახალი ჯგუფი გაჩნდა, გზადაგზა ბევრიც გადაშენდა.

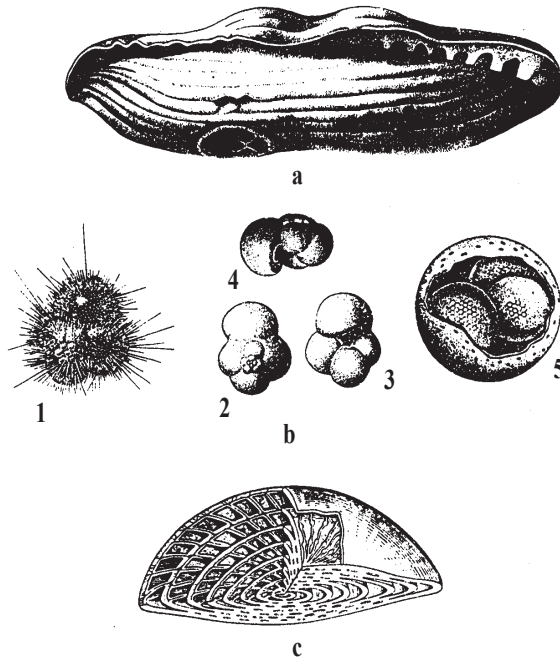
ცხოველთა სამეფო ორ ქვესამეფოდ იყოფა: **Protozoa – ერთუჯრედიანები** და **Metazoa – მრავალუჯრედიანები**. ორივე ქვესამეფოში ცალკეული ტიპებია გამოყოფილი. ერთუჯრედიანებიდან მხოლოდ ერთ ტიპს დავასახელებთ – **Sarcodina (სარკოდინები)**, მრავალუჯრედიანებში კი შემდეგი ტიპებია ცნობილი: **Spongia (ღრუბლები)**, **Archaeocyatha (არქეოციათები)**, **Coelenterata (ღრუნანლავეიანები)**, **Vermes (ჭიები)**, **Bryozoa (ხავსცხოველები)**, **Brachiopoda (მხარფეხიანები)**, **Mollusca (მოლუსკები)**, **Arthropoda (ფეხსახსრიანები)**, **Echinodermata (კანეკლიანები)**, **Hemichordata (ნახევრადქორდიანები)**, **Chordata (ქორდიანები)**.

მოკლედ განვიხილოთ მხოლოდ იმ ტიპების წარმომადგენლები, რომელთაც კარგად განვითარებული სკელეტი აქვთ, შესაბამისად, კარგად ნამარხდებიან; ამავე დროს გამოირჩევიან ევოლუციის მაღალი ხარისხით და ამდენად, გეოლოგიურ-პალეონტოლოგიური თვალსაზრისით, განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭებათ.

ერთუჯრედიანებიდან ძალზე მნიშვნელოვანია ფორამინიფერებისა და რადიოლარიების კლასები (**ტიპი Sarcodina**).

ფორამინიფერები ძირითადად ზღვიური ცხოველებია, რომელთა უმეტესობა ფსკერზე ცხოვრებას (ბენტოსი) ამჯობინებს, ნაწილი კი პლანქტონს წარმოადგენს. ისინი იკეთებენ კირქვის ($CaCO_3$) ნიჟარას, რომლის ზომები მილიმეტრის მეასედი ნაწილიდან 10-15 სმ-მდე მერყეობს.

ფორამინიფერები გაჩნდნენ კამბრიულში, დაახლოებით 540 მილიონი წლის წინ და მოვიდნენ დღემდე. მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ ბიოსტრატиграფიაში (ფუზულინიდები, გლობიგერინიდები, ნუმულიტიდები) (სურ. 16.5).



სურ.16.5. ფორამინიფერები:
 a – *Fusulina* (C₂₋₃); b – *Globigerinida*: 1-4 – *Globigerina* (E-Q),
 5 – *Orbulina* (N-Q); c – *Nummulites* (E)

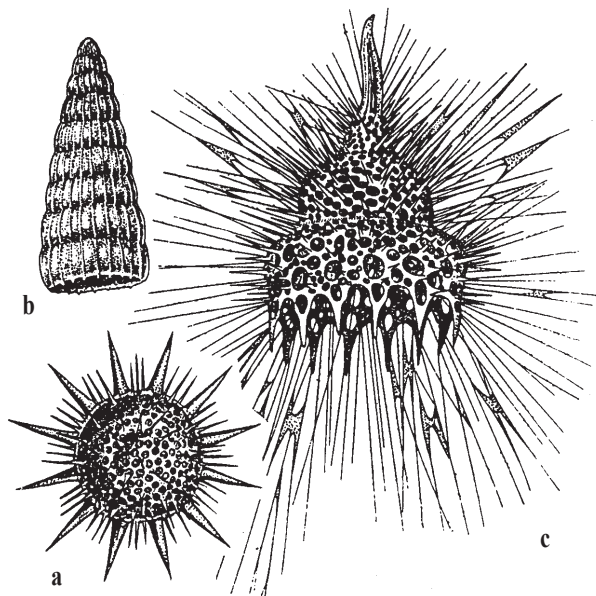
ნუმულიტიდები იმდენად დამახასიათებელია პალეოგენისათვის, რომ ამ პერიოდს „ნუმულიტების ეპოქადაც“ კი მოიხსენიებდნენ.

დიდი მნიშვნელობა აქვთ ფორამინიფერებს პალეობიოგეოგრაფიაში და, შესაბამისად, პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენაში; აგრეთვე პალეოკლიმატების დადგენაში, ქანთმშენებლობაში (საწერი ცარცი, კირქვები) და სხვ.

რადიოლარიები მიკროსკოპული ფორმის (1 მმ-მდე) პლანქტონური ზღვიური ცხოველებია, რომლებიც იკეთებენ კაჟის (SiO₂) სკელეტს. მათი უმეტესობა თბილ ზღვებში ცხოვრობს. ამდენად, ნამარხების სახით რადიოლარიების პოვნა ძველი კლიმატური პირობების აღდგენის კარგ საშუალებას იძლევა (სურ. 16.6).

რადიოლარიებით აგებულია ბევრი ქანი (რადიოლარიტები, იაშმები, ოპოკები). განსაკუთრებით დამახასიათებელია ისინი ღრმა ოკეანური „წითელი თიხებ-

ისათვის“. ზემოთ აღვნიშნეთ, რომ ოკეანის ღრმა ნაწილებში (4000მ-ზე ღრმად) კირქვით აგებული ნიჟარები იხსნება წყალში, კაჟიანი კი არა. აქედან გამომდინარე, კაჟის შემცველი ქანები (ვთქვათ, კაჟიანი ფიქლები) ზღვიური აუზის დიდ სიღრმეებზე მიუთითებენ.



სურ. 16.6. რადიოლარიები:
a – Heliodiscus (Q) b – Dictyomitra (K₂), c – Calocyclus (Q)

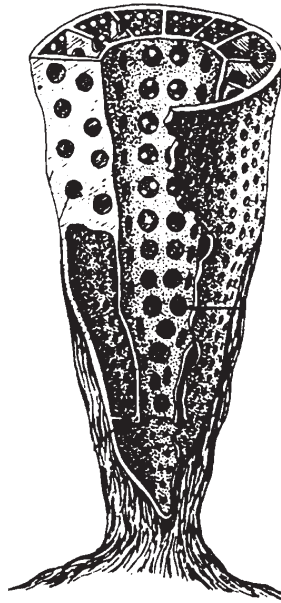
ბოლო ხანებში რადიოლარიებმა დიდი გამოყენება პოვეს პალეოზოური, პალეოგენური და მეოთხეული ნალექების ბიოსტრატოგრაფიაში.

რადიოლარიების გეოლოგიური ასაკი კამბრიულიდან დღემდეა.

ტიპი **Archaeocyatha (არქეოციათები)** ერთადერთი ტიპია ცხოველთა სამყაროში, რომელიც მთლიანად გადაშენებულია – ისინი გაჩნდნენ, განვითარდნენ და ამოწყდნენ კამბრიული პერიოდის განმავლობაში. თუნდაც ამ ერთი ნიშნით მათ დიდი როლი ენიჭებათ კამბრიული ნალექების (განსაკუთრებით ქვედა კამბრიულის) ბიოსტრატოგრაფიაში.

არქეოციათები ზღვის ცხოველები იყვნენ, რომლებიც იკეთებდნენ კირქვის სკელეტს. ცხოვრობდნენ თხელ და თბილ ზღვებში როგორც ცალედი, ისე კოლონიური ფორმების სახით. მიეკუთვნებოდნენ მიმაგრებულ ბენტოსს (სურ. 16.7).

კოლონიური ფორმები ქმნიდნენ რიფებს. ამ თვალსაზრისით არქეოციათები პირველი რიფისმშენებელი ცხოველებია.



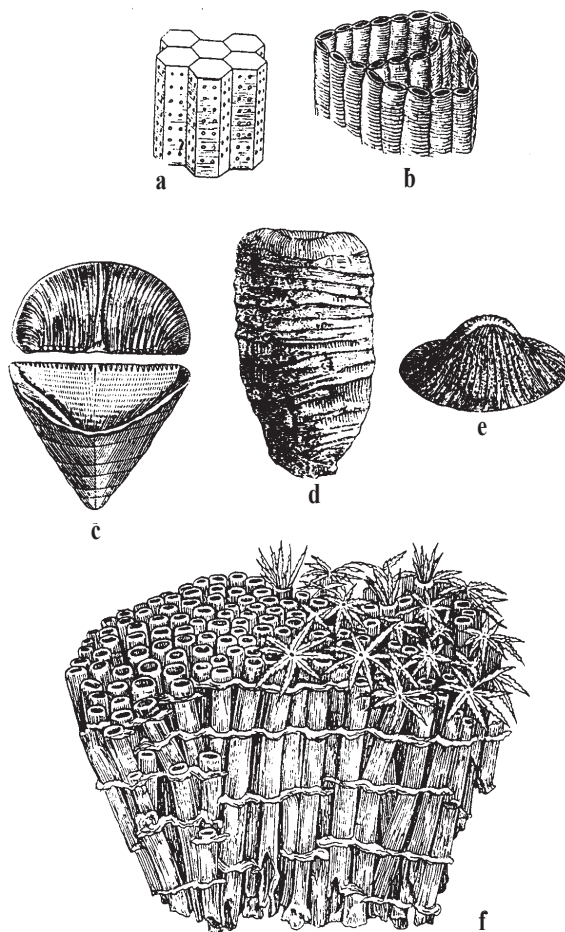
სურ. 16.7. არქეოციათი (ე)

ტიპი **Coelenterata (ღრუნანლავიანები)** მრავალუჯრედიანი ცხოველების ძალზე მრავალფეროვანი ტიპია, რომელშიც შედის ჰიდროიდული პოლიპები, მედუზები და მარჯნები. მათი პირველი წარმომადგენლები უკვე ვენდურში გვხვდება.

გეოლოგიურ-პალეონტოლოგიური თვალსაზრისით განსაკუთრებულ ყურადღებას **მარჯნები** (კლასი Anthozoa) იმსახურებს. ეს არის ცალედი ან კოლონიური ცხოველების ჯგუფი, რომელთა უმეტესობა კირქვის სკელეტს იკეთებს. მარჯნები ზღვიური ცხოველებია, განსაკუთრებით ფართოდ არიან გავრცელებული ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყლების ზღვებში, უმეტესად შელფურ ზოლში. ბენტოსური ცხოველებია (სურ. 16.8).

მარჯნები კამბრიულიდან გვხვდება. კოლონიური მარჯნები ერთ-ერთი ყველაზე ცნობილი რიფისმშენებელი ცხოველებია. ამიტომაც ბუნებაში ფართოდაა გავრცელებული როგორც თანამედროვე, ისე სხვადასხვა გეოლოგიური დროის მარჯნის რიფები.

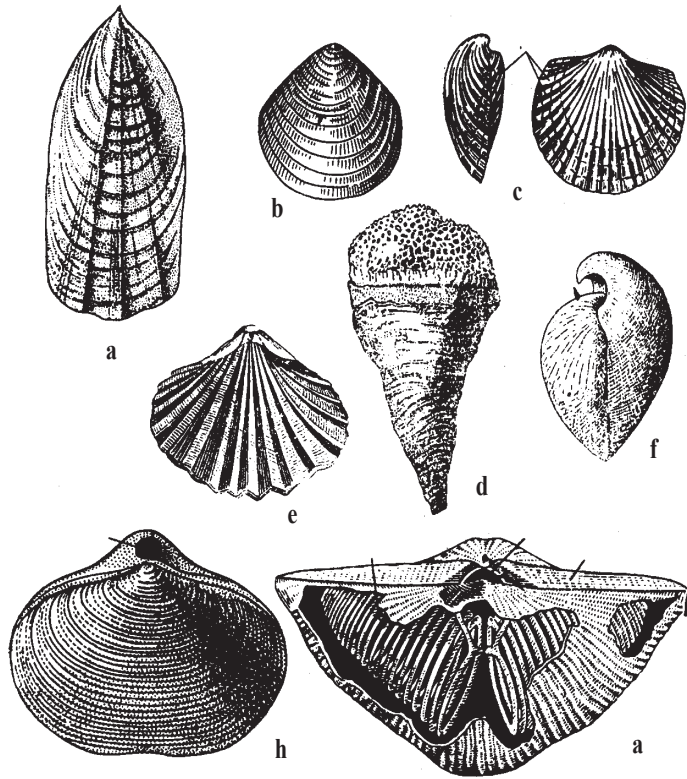
მარჯნებში ოთხი ქვეკლასი გამოიყოფა, რომელთაგან **ტაბულატები** (Tabulata) და **ოთხქიმიანი მარჯნები** (Tetracoralla) პალეოზოურში მცხოვრები და პალეოზოურის ბოლოს გადაშენებული ჯგუფებია, ხოლო **ექვსქიმიანი** (Hexacoralla) და **რვაქიმიანი** (Octocoralla) მარჯნები ტრიასულის დასაწყისიდან დღემდე მოდიან.



სურ. 16.8. მარჯნები:

ტაბულატები – a – Favosites (O_3-D_2); b – Halysites (O_2-S_1);
 ტეტრაკორალები – c – Calceola (D_2); ჰექსაკორალები d – Montlivaultia (I-K);
 e – Cyclolites (I- E_2); f – ოქტოკორალები – Tubipora (Q)

ტიპი Brachiopoda (მხარფეხიანები) – ცალედი, ძირითადად ზღვიური ცხოველებია, რომლებიც ფსკერზე ბინადრობენ, უმეტესად სუბლიტორალურ ზონაში, თუმცა გვხვდებიან უფრო ღრმაც. ორსაგდულიანების მსგავსად მხარფეხიანების რბილი სხეული ორსაგდულიან ნიჟარაშია მოთავსებული, თუმცა პირველთაგან განსხვავებით სიმეტრიის სიბრტყე გადის არა საგდულებს შორის, არამედ საგდულებზე. გამოყოფენ მუცლისა და ზურგის (სიდიდით მუცლისაზე მცირე) საგდულებს. ნიჟარა უმეტეს შემთხვევაში კორქისაა. მხარფეხიანების უმეტესობა აუზის ფსკერს ემაგრება „ფეხით“, ზოგი უბრალოდ დევს ფსკერზე, ნაწილი კი გრუნტში ეფლობა. მათი ნიჟარები ერთეული მმ-დან ათეულ სმ-მდეა (სურ. 16.9).



სურ. 16.9. ბრაქიოპოდები:

a – *Lingula* (S-Q), b – *Obolus* (e_2 - O_1), c – *Orthis* (O_1), d – *Richthofenia* (P),
e – *Rhynchonella* (I_3), f – *Stringocephalus* (D_2), g – *Spirifer* (S_2 -P), h – *Athiris* (D-C)

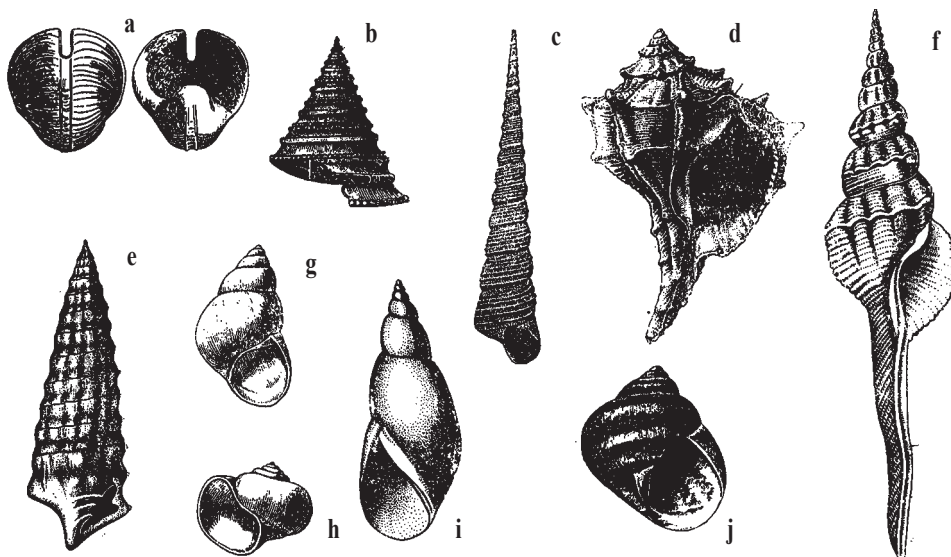
მხარფეხიანებმა გაიარეს ევოლუციის საინტერესო გზა კამბრიულიდან დღემდე. მათი აყვავების ხანა იყო პალეოზოური ერა, რომლის მინურულსაც უმეტესობა ამოწყდა. ამიტომ მხარფეხიანების გეოლოგიური მნიშვნელობა უმეტესად პალეოზოური დროით შემოიფარგლება. ამ ერაში ისინი რიფების მშენებლებიც კი იყვნენ.

ტიპი Mollusca (რბილტანიანები ანუ მოლუსკები) – ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული ჯგუფია უხერხემლო ცხოველებში. სავარაუდოდ, ისინი ვენდურში გაჩნდნენ, თუმცა ნამარხების სახით მხოლოდ კამბრიულიდან გვხვდებიან.

მოლუსკები ცხოვრობენ წყალში (უმეტესად ზღვებში) და ხმელეთზეც. ზღვაში მცხოვრები ფორმები სანაპირო ზონიდან დაწყებული 7000 მ სიღრმეზეც კი გვხვდება. მოლუსკებს შორის არიან როგორც ბენტოსური, ისე ნექტონური და პლანქტონური ფორმები. ცხოველთა ზომები მერყეობს 1-2 მმ-დან (პლანქტონური გასტროპოდები) თითქმის 20 მ-მდე (გიგანტური კალმარები).

გეოლოგიური თვალსაზრისით მოლუსკები არქიმნიშვნელოვანი ჯგუფია, განსაკუთრებით თავფეხიანები, ორსაგდულიანები და მუცელფეხიანები.

კლასი **Gastropoda** (გასტროპოდები ანუ მუცელფეხიანები). ამ კლასის წარმომადგენლები ცხოვრობენ წყალსა და ხმელეთზე, ყველაზე მრავლად კი – ზღვებში. მოლუსკებს შორის ყველაზე მრავალრიცხოვანი ჯგუფია. ცხოველი „იშენებს“ კირქვის ნიჟარას, რომლის შიგნითაც თვით არის მოთავსებული. იშვიათადაა უნიჟარო გასტროპოდებიც. ნიჟარის ზომები მილიმეტრის მეათედიდან ათეულ სანტიმეტრამდეა. ნიჟარა, როგორც წესი, ასიმეტრიულია, დახვეულია სპირალურად (ჰელიკოიდურად) (სურ. 16.10).



სურ. 16.10. გასტროპოდები:

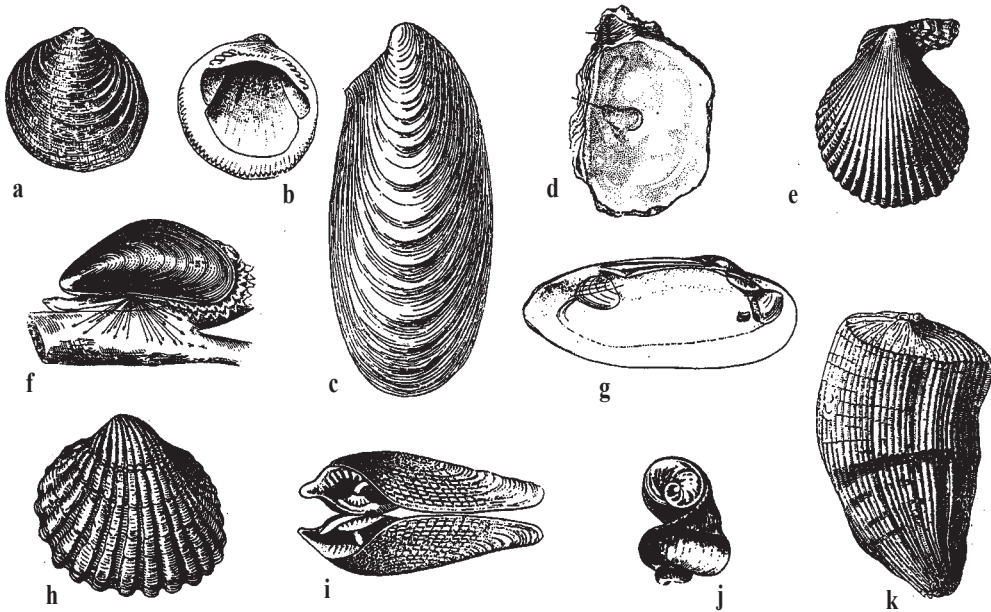
- a – Bellerophon (S-T), b – Pleurotomaria (T-K₁), c – Turritella (K-Q), d – Murex (E-Q),
 e – Nerinea (I-K), f – Fusinus (K₂-Q), g – Viviparus (I₂-Q), h – Spiratella (N-Q),
 i – Limnaea (I-Q), j – Helix (E₃-Q)

ზღვაში მცხოვრები გასტროპოდები 5000 მ. სიღრმემდე ვრცელდებიან, თუმცა ამჟობინებენ ზღვის შედარებით არალრმა ზონებს, განსაკუთრებით ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყლების ზღვებისა. ძირითადად ბენტოსურ ცხოვრებას ეწევიან, თუმცა ვხვდებით პლანქტონსაც.

გასტროპოდები კამბრიულიდან მოდიან. მათი აყვავების ხანად კი ყველაზე ახალი, კაინოზოური ერა ითვლება. ისინი მრავლადაა დღესაც.

კლასი **Bivalvia** (ორსაგდულიანები). მათ ზოგჯერ ფირფიტლაყურჩიანების და კიდევ სხვა სახელითაც მოიხსენიებენ. მხოლოდ წყლის ცხოველებია. ზღვების გარდა, ლაგუნებში, ტბებსა და მდინარეებშიც გვხვდებიან.

ორსაგდულიანები მხოლოდ ცალედი ფორმებია, არასოდეს ქმნიან კოლონიებს. ცხოველის სხეული ორი ნაწილისაგან (საგდულებისაგან) შემდგარ ნიჟარაშია მოთავსებული. ნიჟარა უმეტესად ბილატერალურია (ორმხრივასიმეტრიული) (სურ. 16.11).



სურ. 16.11. ბივალვიები:

- a-b – *Pectunculus* (K-Q), c – *Inoceramus* (I-K), d – *Ostrea* (K-Q), e – *Chlamys* (T-Q),
 f – *Mytilus* (I₃-Q), g – *Unio* (I-Q), h – *Cardium* (N-Q), i – *Pholas* (K-Q),
 j – *Requienia* (k), k – *Hippurites* (K₂)

მისი ზომა ერთეულიდან ათეულ სანტიმეტრებში მერყეობს. ავსტრალიის ბარიერული რიფის ზოლში ცნობილია ბივალვიების წარმომადგენლები, რომლებიც გიგანტურ ზომებს (1.5 მ.) აღწევენ და 300 კგ-ს იწონიან.

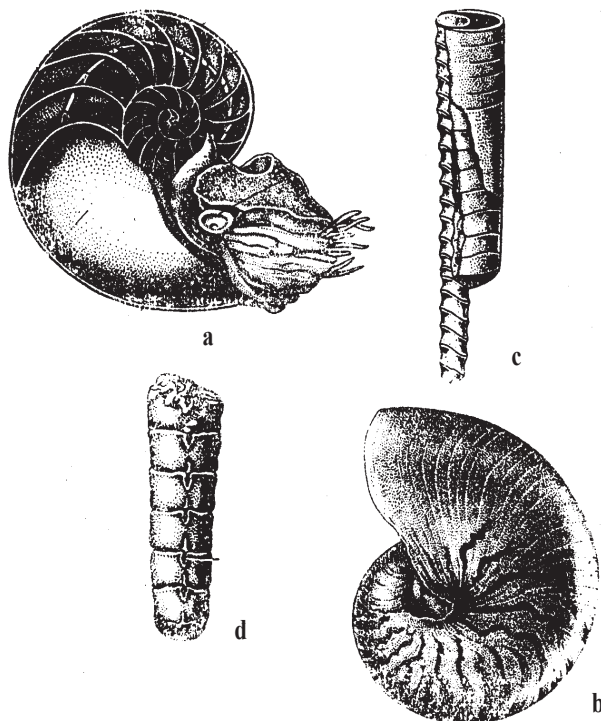
ორსაგდულიანები ცხოვრობენ სხვადასხვა მარილიანობისა და ტემპერატურის წყალში, ხოლო ზღვებში ლიტორალური ზონიდან აბისალურამდე და ულტრა-აბისალურამდეც კი (7000 მ.). ცხოვრების ნირით ისინი ტიპურ ბენტოსს წარმოადგენენ; ცხოვრობენ გრუნტის ზედაპირზე ან ეფლობიან გრუნტში, ზოგჯერ ბურღავენ ფსკერის ამგებ მაგარ ქანებს და ძვრებიან შიგ (ე.წ. „მზურღავი მოლუსკები“); არიან ხეთა მზურღავებიც კი. სწორედ ორსაგდულიანების ერთ-ორ წარმომადგენელს აქვს მარგალიტის წარმოქმნის უნარი – ცხოველის რბილი სხეულის ზედაპირზე, მანტიასა და ნიჟარას შორის შემთხვევით მოხვედრილი რაიმე ნამცეცი აღიზიანებს ცხოველს, რომელიც ამის გამო ნამცეცის ირგვლივ გამოყოფს კალციუმის კარბონატს, ე.წ. სადაფის ფენას, რომელიც საბოლოოდ ულამაზესი სამკაულის – მარგალიტის სახეს ღებულობს.

კლასი **Cephalopoda (თავფეხიანები)**. თავფეხიანები უხერხემლო ცხოველთა შორის ყველაზე მაღალგანვითარებულ ორგანიზმებად ითვლებიან. მათ ხატოვნად „ზღვის პრიმატებსაც“ კი უწოდებენ. ისინი მხოლოდ ზღვებში ცხოვრობენ და თანაც

მხოლოდ ნორმულმარილიანში. თუნდაც ამ ერთი თვისებით შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ ნამარხი ცეფალოპოდები პალეოზოოლოგებში არსებული ფიზიკური გარემოს საუკეთესო ინდიკატორებია. თავფეხიანები ნექტონს, ანუ წყალში აქტიურად მოძრაობის ორგანიზმებს მიეკუთვნებიან.

ცეფალოპოდები გვიან კამბრიულში გაჩნდნენ და, მიუხედავად ძლიერი გადაშენებისა მეზოზოურისა და კაინოზოურის საზღვარზე, დღემდე მოვიდნენ. ისინი ორ ძირითად ქვეკლასად იყოფიან: **Ectocochlia** (გარენიჭარიანები) და **Endocochlia** (შიგანიჭარიანები). გარენიჭარიანების თანამედროვე წარმომადგენელია ნაუტილუსი, ხოლო შიგანიჭარიანების – კალმარები, სეპია (მელანთევზა), რვაფეხა. ქვეკლასების სახელწოდებიდან კარგად ჩანს, რომ თავფეხიანები იკეთებენ ნიჭარას, რომლის მდებარეობაც განსაზღვრავს ქვეკლასის შინაარსს.

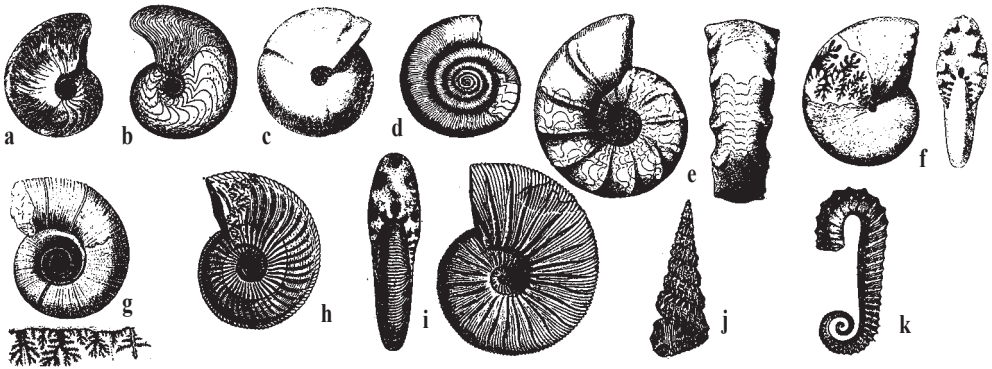
გარენიჭარიანებში ცხოველის რბილი სხეული ნიჭარის შიგნითაა მოთავსებული (სურ. 16.12). ნიჭარა კირქვისაა. იგი უმეტეს შემთხვევაში ერთ სიბრტყეშია სპირალურად დახვეული, რის გამოც ორმხრისიმეტრიულია (ბილატერალურია). თუმცა ცნობილია პალეოზოური ასაკის გარენიჭარიანები, რომელთაც სწორი, ამართული სკელეტი აქვთ.



სურ. 16.12. ცეფალოპოდები:

a – ცეფალოპოდის საერთო ხედი, b – Nautilus (K₂-Q) c – Endoceras(O), d – Bactrites (D-P),

გარენიჟარიანებიდან განსაკუთრებით აღსანიშნავია **ამონიტები** – სპირალურად დახვეული ნიჟარის მქონე ფორმები, რომლებიც დევონურიდან ცარცულის ბოლომდე არსებობდნენ და სამი ევოლუციური ჯგუფი მოგვცეს: **გონიატიტები** – დევონურ-პერმული, **ცერატიტები** – ძირითადად ტრიასული და ე.წ. **ნამდვილი ამონიტები** – იურულ-ცარცული. ცარცულის ბოლოს ამონიტები ამოწყდნენ. სხვათა შორის, ამონიტების ნიჟარის დიამეტრი ათეულ სანტიმეტრს აღწევდა, თუმცა ცნობილია გიგანტური ზომის (2-მ-ანი დიამეტრის) ამონიტებიც. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ამონიტები კარგი მცურავები იყვნენ (სურ. 16.13).



სურ. 16.13. ცევალოპოდები (ამონოიდები):

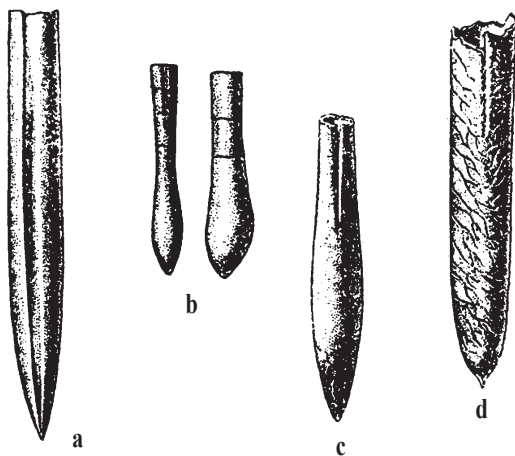
- a – Agoniatites (D_2), b – Manticoceras (D_3), c – Goniatites (C_1), d – Clymenia (D_3),
 e – Ceratites (T), f-Phylloceras(I), g – Lytoceras (I_{1-2}), h – Amaltheus (I_1^2), I – Virgatites (I_3),
 j – Turrilites (K_1), k – Ancyloceras (K_1)

არ შეიძლება არ აღინიშნოს, რომ ბიოსტრატოგრაფიული თვალსაზრისით ამონიტები ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ჯგუფია, განსაკუთრებით იურული და ცარცული პერიოდებისათვის.

შიგანიჟარიანებში ნიჟარარბილი სხეულის შიგნითაა მოთავსებული. ცხოველები ორმხრივისიმეტრიულია, უმეტესად კარგად მცურავი; სხვადასხვა ზომისაა. ცნობილია გიგანტური კალმარები, რომელთა სიგრძე საცეცების ჩათვლით 18მ-ს აღწევს. გამოდის, რომ ისინი ყველაზე დიდი ზომის უხერხემლო ცხოველები ყოფილა.

შიგანიჟარიანების ერთადერთი გადაშენებული ჯგუფია ცნობილი. ეს არის **ბელემნიტები**, რომლებიც დევონურში გაჩნდნენ და ცარცულის ბოლომდე არსებობდნენ.

ბელემნიტების ბიოსტრატოგრაფიული ღირებულება, მსგავსად ამონიტებისა, ძალზე დიდია, განსაკუთრებით იურულ-ცარცული ნალექებისათვის (სურ. 16.14).



სურ. 16.14. ცეფალოპოდები (ბელემნიტები)
 a – *Cylindroteuthis* ($I_{2,3}$), b – *Duvalia* (I_3-K_1), c – *Hibolites* (I_3-K_1), d – *Belemnitella* (K_2)

ტიპი Arthropoda (ფეხსახსრიანები) უხერხემლო ცხოველთა შორის ყველაზე მრავალრიცხოვანი ჯგუფია. ეს განსაკუთრებით **მწერებზე** ითქმის, რომლებზეც თანამედროვე ფაუნის დაახლოებით 70% მოდის. ფეხსახსრიანები ამავე დროს მაღალი განვითარების ორგანიზმებს წარმოადგენენ. ალბათ ამით არის განპირობებული მათ მიერ, ფაქტობრივად, ყველა ტიპის ბიოტოპის „დაპყრობა“ (წყალი, ჰაერი, ნიადაგი, ხმელეთი).

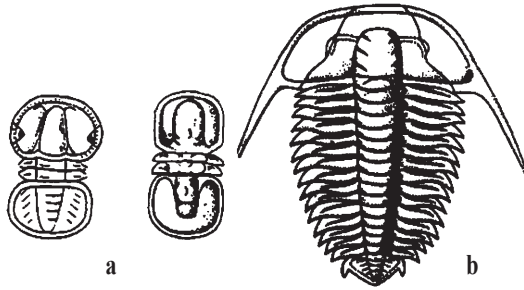
ფეხსახსრიანები ცალედი ფორმებია, არ ქმნიან კოლონიებს. მათი სხეული, განსაკუთრებით კიდურები, მთლიანად დასახსრულია. აქედან წარმოდგება მათი სახელწოდებაც. ისინი იკეთებენ სხვადასხვა ფორმის ქიტინოვან სკელეტს, ზოგჯერ ორსაგდულიანი ნიჟარის სახითაც კი. გვხვდებიან ვენდურიდან დღემდე.

მიუხედავად დღევანდელი მრავალფეროვნებისა, მწერებს ძალიან იშვიათად ვხვდებით ძველ წყებებში იმის გამო, რომ ისინი ძალზე ცუდად ნამარხდებიან.

სამაგიეროდ არის ჯგუფები, რომელთა განამარხებული ფორმები ფართოდაა წარმოდგენილი სხვადასხვა ასაკის ქანებში. ამ თვალსაზრისით ყველაზე მნიშვნელოვანია **ტრილობიტები**, რომლებიც მთელი პალეოზოურის განმავლობაში, განსაკუთრებით კი კამბრიულ-ორდოვიციულ-სილურულში, დიდი განვითარებითა და მრავალფეროვნებით გამოირჩეოდნენ (სურ. 16.15).

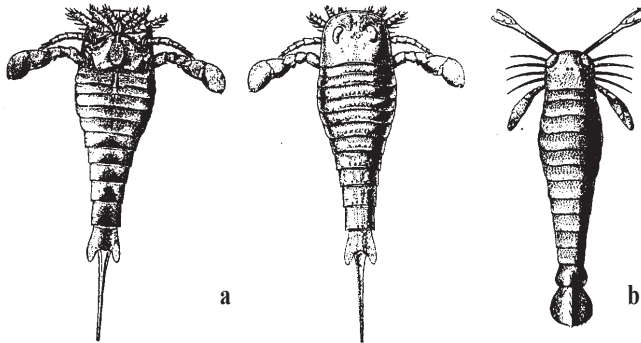
ტრილობიტები ზღვის ცხოველები იყვნენ, ძირითადად მოძრავ ბენტოსს მიეკუთვნებოდნენ, ცხოვრობდნენ სხვადასხვა სიღრმეზე. მაგრამ უმეტესად სუბლიტორალურ ზონაში.

ტრილობიტები პალეოზოურის ბოლოს გადაშენდნენ. მათი ბიოსტრატოგრაფიული მნიშვნელობა განსაკუთრებით დიდია კამბრიულ-ორდოვიციული ნალექებისთვის.



სურ. 16.15. ფეხსახსრიანები: ტრილობიტები –
a – Agnostus (Є-O), b – Olenellus (Є₁)

ტრილობიტების გვერდით უნდა დავასახელოთ ორდოვიციულ-პერმული ასაკის **ევრიპტერიდები** (ქვეკლასი Eurypteroidea), რომლებიც ყურადღებას, პირველ რიგში, იმით იქცევენ, რომ ზოგი მათგანი გიგანტურ ზომებს აღწევდა (2მ-დე) (სურ. 16.16). ევრიპტერიდები ბინადრობდნენ ზღვის არაღრმა ზონებში, ლაგუნებში და მტკნარი წყლის აუზებშიც. სავარაუდოა, რომ მათ სიცოცხლის ზღვიდან ხმელეთზე ამოსვლის ერთგვარი ხიდი გადეს.

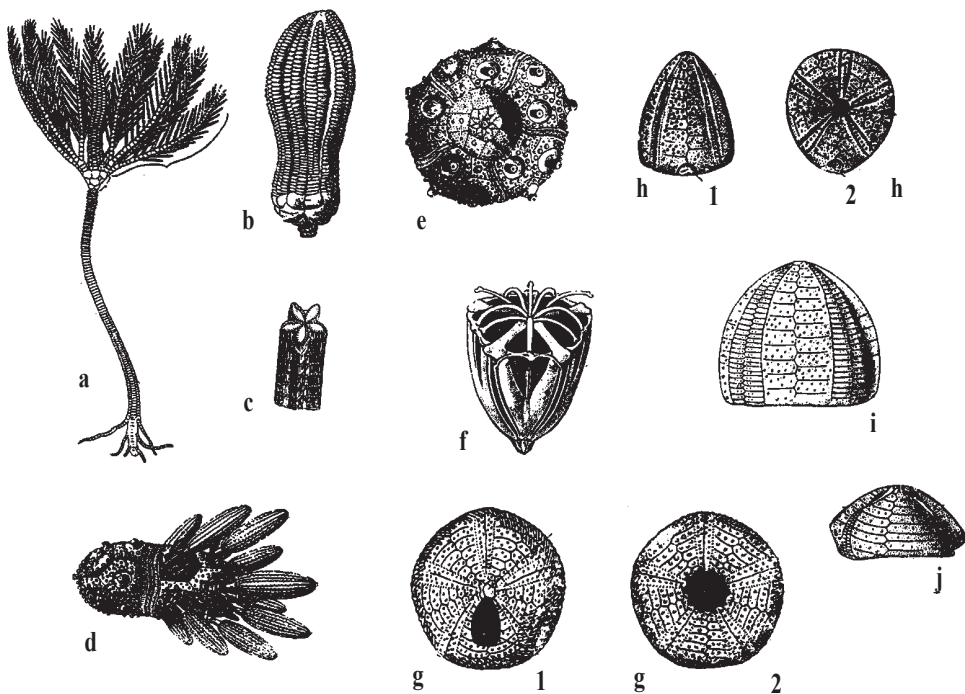


სურ. 16.16. ფეხსახსრიანები – ევრიპტერიდები
a – Eurypterus (S₂-D₁), b – Pterygotus (S-D)

ტიპი Echinodermata (კანეკლიანები) თანამედროვე ზღვებში ფართოდ გავრცელებული ჯგუფია. მათი ისტორია კი კამბრიულიდან იწყება. ეს ერთობ მრავალფეროვანი ტიპია, რომლის წარმომადგენლები ნორმულმარილიან ზღვებში სხვადასხვა სიღრმეზე ცხოვრობენ, ლიტორალური ზონიდან 10000 მ-მდეც კი. ტიპური ბენტოსური ცხოველებია, რომელთა შორის არის როგორც ფსკერზე მიმაგრებული (კრინოიდები), ისე ფსკერზე მოარული (ზღვის ზღარბები, ზღვის ვარსკვლავები) ან შლამში ჩაფლული ფორმები (ზღვის ზღარბები). ზოგიერ-

თი კლოვან ქანებსაც კი ბურღავს (ზღვის ზღარბები). კანეკლიანები ძირითადად კირქვის სკელეტს იკეთებენ.

ამ ტიპს მიეკუთვნება **ცისტოიდები** (ზღვის ბუშტები), **ბლასტოიდები** (ზღვის კოკრები), **კრინოიდები** (ზღვის შროშნები), **ასტეროიდები** (ზღვის ვარსკვლავები), **ოფიუროიდები** (ზღვის გველანები), **ექინოიდები** (ზღვის ზღარბები), **ჰოლოთურიები** (ზღვის კიტრები) (სურ. 16.17).



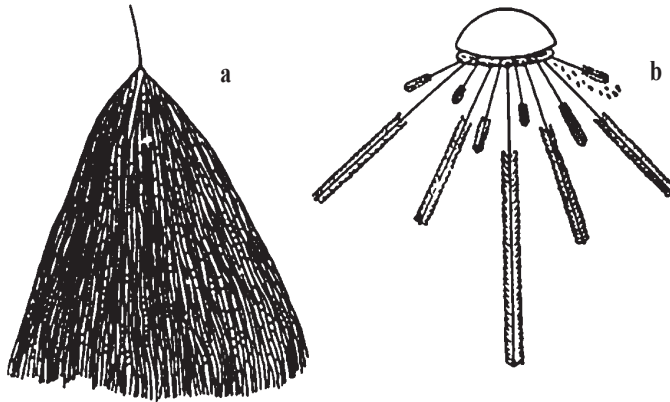
სურ. 16.17. კანეკლიანები – ზღვის შროშნები:

a – ზღვის შროშანი, b – Encrinus (T), c – Pentacrinus(T-K); ზღვის ზღარბები: d-e – Cidaris (C-Q) (d – გვერდხედი, e – ზედხედი), f – არისტოტელეს ფარანი, g – Pygaster (I₂-K) (1-ზედხედი, 2 – ქვედხედი), h – Conulus (K₂) (1 – უკანა ხედი, 2 – ქვედხედი), I – Echinocorys (K₂-E₁), j – Micraster (K₂)

გეოლოგიური თვალსაზრისით დიდი მნიშვნელობა აქვთ კრინოიდებსა და ექინოიდებს. **კრინოიდები** კამბრიულიდან დღემდეა ცნობილი. მათი აყვავება პალეოზოურში მოხდა, ამიტომ დიდ ინტერესს სწორედ პალეოზოური ფორმები იწვევს. რაც შეეხება **ექინოიდებს**, ევოლუციური პიკი მათ რამდენჯერმე ჰქონდათ, თუმცა ამ თვალსაზრისით ყველაზე მნიშვნელოვანი მაინც გვიანცარცული ეპოქა იყო.

კრინოიდებსა და ექინოიდებს დიდი გამოყენება აქვთ პალეობიოგეოგრაფიულ და ბიოსტრატოგრაფიულ კვლევაში. კრინოიდები ზოგჯერ აქტიური რიფისმშენებლებიც იყვნენ.

ტიპი Hemichordata (ნახევრადქორდიანები). ამ ტიპიდან ჩვენთვის საინტერესოა მხოლოდ გადაშენებული კლასი Graptolithina – **გრაპტოლითები**, რომლებიც პალეოზოურ ერაში ცხოვრობდნენ. ისინი იყვნენ ზღვიური კოლონიური ცხოველები, ბენტოსური და პლანქტონური ცხოვრების წესით. ისინი წყალმცენარეებს უფრო ნააგავდნენ, ვიდრე ცხოველებს. განვითარებული ჰქონდათ ქიტინოვანი სკელეტი (სურ. 16.18).



სურ. 16.18. ნახევრადქორდიანები (გრაპტოლითები)
a – *Dyctionema* (ϵ_3-C_1), b – *Diplograptus* (O-S₁)

გრაპტოლითები არსებობდნენ შუა კამბრიულიდან ადრე კარბონულამდე. განსაკუთრებით ფართოდ იყვნენ გავრცელებული ორდოვიციულ-სილურულში, რის გამოც აღნიშნული სისტემების დეტალური (ზონალური) დანაწილება სწორედ ამ ცხოველთა მიხედვით ხდება. ყველაზე ხშირად გრაპტოლითებს ვხვდებით თიხიან ფიქლებში, ზოგჯერ იმდენად მნიშვნელოვანი რაოდენობით, რომ ასეთ ქანებს **გრაპტოლითებიანი ფიქლების** სახელიც კი შეარქვეს.

ტიპი Chordata (ქორდიანები). ამ ტიპიდან უდიდეს ყურადღებას მხოლოდ ხერხემლიანები იმსახურებს.

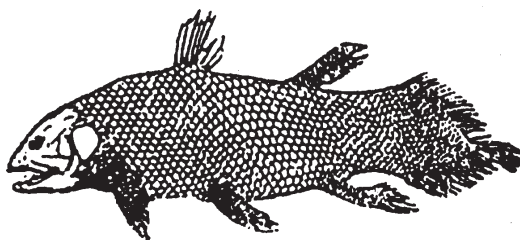
ქვეტიპი Vertebrata (ხერხემლიანები) წყალში და ხმელეთზე მცხოვრები ცხოველებია, რომლებმაც ორგანული სამყაროს განვითარების უმაღლეს საფეხურს მიაღწიეს.

ხერხემლიანებში 6 კლასი გამოიყოფა: *Agnatha* (უყბონი), *Pisces* (თევზები), *Amphibia* (ამფიბიები ანუ წყალხმელეთანი), *Reptilia* (ქვეწარმავლები), *Aves* (ფრინველები) და *Mammalia* (ძუძუმწოვრები). ჩამოთვლილი კლასებიდან უყბონი, თევზები და ამფიბიები წყალში მცხოვრები ფორმებია, ხოლო ქვეწარმავლები, ფრინველები და ძუძუმწოვრები ზოგი გამონაკლისის გარდა ტიპურ ხმელეთის ფაუნას წარმოადგენენ.

კლასი Agnatha (უყბონი) ხერხემლიანების პირველი წარმომადგენლები უყბო „თევზების“ სახით ორდოვიციულში გაჩნდნენ. შევნიშნავთ, რომ ბოლო ხანებში უყბოებს, თევზებისაგან გამოყოფილად, ცალკე კლასად განიხილავენ. მათი თანამედროვე წარმომადგენელია სალამურა. უყბოების უმეტესობა სილურულ-დეკონურში ცხოვრობდა.

კლასი Pisces (თევზები) სილურულში ჩნდება. მათ იმთავითვე დაიწყეს სწრაფი განვითარება, დაიპყრეს წყლის ფართო არეალი ზღვიდან დანყებულ ლაგუნების, ტბებისა და მდინარეების ჩათვლით.

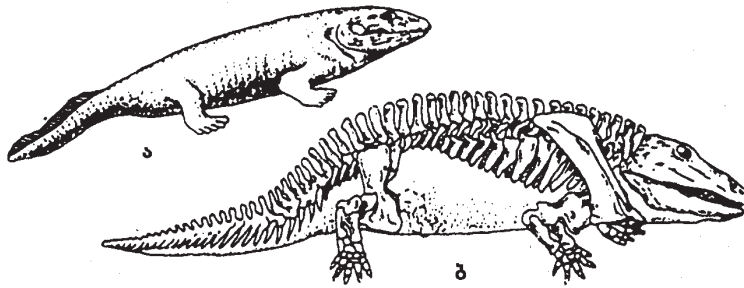
თევზები ერთობ მრავალფეროვანი ჯგუფია. მათ მიეკუთვნება ზვიგენები, დიპნოები (ორგვარად მსუნთქავი თევზები, რომლებიც ალბათ ზღვიდან ხმელეთზე ამოსული ცხოველების ერთ-ერთ პირველ რაზმში იყვნენ, დღეს კი რელიქტის სახით არიან შემორჩენილი), ლატიმერიები და სხვ. ლატიმერია პალეოზოურ-მეზოზოური დროის თევზების ერთ-ერთი გვარია. მეცნიერებს ეს გვარი 100 მილიონი წლის წინ გადაშენებულად მიაჩნდათ, მაგრამ XX საუკუნის ოცდაათიან წლებში ამ გვარის წარმომადგენლები ინდოეთის ოკეანეში, სამხრეთ აფრიკის მახლობლად იპოვეს. ცხოვრობენ დაახლოებით 200-600 მ. სიღრმეზე. საინტერესოა, რომ მათი ქვირითის ზომა გრეიპფრუტის ოდენაა. მეცნიერთა აზრით, ყველა ოთხფეხიანი ხერხემლიანი – ამფიბიები, რეპტილიები, ფრინველები და ძუძუმწოვრები თანამედროვე ლატიმერიების ძველ წინაპართა შთამომავლებია (სურ. 16.19).



სურ. 16.19. ლატიმერია

კლასი Amphibia (ამფიბიები). ცხოველების ზღვიდან ხმელეთზე ამოსვლამ და, შესაბამისად, მოძრაობის ხასიათის მკვეთრად შეცვლამ, პირველ რიგში, ორი წყვილი კიდურის თავისებური განვითარება გამოიწვია. ამიტომ ამფიბიები, რეპტილიები, ფრინველები და ძუძუმწოვრები ერთიანდებიან ზეკლასში **Tetrapoda** – **ოთხფეხიანები**. მათგან ყველაზე უფრო ადრეული წარმოშობის (დეკონური პერიოდი) პრიმიტიული ამფიბიებია.

ამფიბიები, მსგავსად თევზებისა, ცივისსხლიანი ცხოველებია. ისინი გვიანდეკონურში გაჩნდნენ და დღემდე მოაღწიეს. უძველესი ამფიბიებიდან აღსანიშნავია **სტეგოციფალები**, რომლებიც საკმაოდ გავრცელებულ ჯგუფს წარმოადგენდა. ისინი უმთავრესად ჭაობებში, დაჭაობებულ ტყეებსა და ლაგუნებში ბინადრობდნენ, გვიანდეკონურიდან იურულის მიწურულამდე (სურ. 16.20).



სურ. 16.20. ამფიბიები: ა – გვიანდევონური ასაკის სტეგოცეფალი – იქთიოსტეგა (რეკონსტრუქცია); ბ – პერმული ასაკის სტეგოცეფალის ჩონჩხი (რეკონსტრუქცია)

თანამედროვე ამფიბიებს მიეკუთვნებიან ბაყაყები, გომბეშოები, სალამანდრები, ტრიტონები.

ამფიბიებმა (სტეგოცეფალებმა) მაღალ განვითარებას მიაღწიეს კარბონულსა და პერმულში. ბიოსტრატოგრაფიაში ისინი სწორედ კარბონულ-პერმული და კიდევ ტრიასული ნალექების ასაკების განსასაზღვრავად გამოიყენება.

კლასი Reptilia (ქვეწარმავლები). ქვეწარმავლები ის ჯგუფია, რომელმაც ხერხემლიანთაგან პირველმა დაიპყრო ხმელეთი მთლიანად, პირველი შეიჭრა საჰაერო სივრცეშიც (მფრინავი ქვეწარმავლები) და ნანილობრივ განაგრძობდა ზღვაში ცხოვრებასაც (იქთიოზავრები, პლეზიოზავრები, მოზაზავრები). ქვეწარმავლების აყვავების ხანად მეზოზოური ერა ითვლება, თუმცა დღესაც მრავლადაა ნიანგები, ხვლიკები, კუ, გველები, აგრეთვე ქამელეონები, ტუატარები (ჰატერიები) და სხვ.

ქვეწარმავლები კარბონულში გაჩნდნენ და პერმულსა და შემდგომ პერიოდებში იწყეს სწრაფი განვითარება. ამას შესაძლებელია ხელი შეუწყო იმ გარემოებამაც, რომ პერმულის ბოლოსათვის დედამიწაზე უკვე არსებობდა ერთიანი სუპერკონტინენტი პანგეა, რომელზედაც გაბატონება ხერხემლიანთა შორის ერთ-ერთ პირველ ბინადართ არ უნდა გასჭირვებოდათ. როგორც ჩანს, ასეც მოხდა. მეზოზოურის ბოლოს ქვეწარმავლების დიდი ნაწილი მცენარეებისა და ცხოველების მრავალ სხვა ჯგუფთან ერთად გადაშენდა.

გეოლოგიურ წარსულში არსებულ ქვეწარმავალთაგან ყველაზე კოლორიტულ ჯგუფს, რა თქმა უნდა, **დინოზავრები** წარმოადგენს. დინოზავრის ხსენებაზე თვალწინ დიდი და საშინელი ცხოველი წარმოგვიდგება და ეს ასეცაა. თვით სახელიც რომ საშინელ ცხოველს ნიშნავს. თუმცა არსებობდნენ ციყვისოდენა დინოზავრებიც. რაც შეეხება დიდტანიანებს, დინოზავრები 12 მეტრსაც კი აღწევდნენ სიმაღლეში, ხოლო სიგრძეში 40 მ-ს აჭარბებდნენ. მაროკოში ნაპოვნია **ბრევიპაროპუსის** ნაკვალევი, რომლის მიხედვითაც გამოანგარიშებულია ცხოველის სიგრძე – 48 მეტრი. ამგვარი მონაცემებით დინოზავრები დედამიწაზე არსებული ყველაზე დიდი ცხოველები ყოფილან (ზღვაშიც, ხმელეთზეც, ხერხემლიანებშიც და უხერხემლოებშიც). წონითაც

დინოზავრები ათეულობით ტონას იწონიდნენ, ულტრაზავრი კი თურმე 130 ტონას აღწევდა (თუმცა ზემოთ ნონის თვალსაზრისით გინესის წიგნში დინოზავრი კი არა, თანამედროვე ლურჯი ვეშაპი შევა, რომლის ერთი წარმომადგენლის საერთო წონა 187 ტონა ყოფილა). არის ეჭვი იმის თაობაზე, რომ დინოზავრები შესაძლოა, თბილ-სისხლიანებიც იყვნენ.

დინოზავრებს შორის იყვნენ როგორც საშინელი მტაცებლები, ისე „მშვიდი“, ბალახისმჭამელი ფორმები, მაგრამ ყველანი – კვერცხისმდებლები (სურ. 16.21, 16.22).



სურ. 16.21. დინოზავრის კვერცხი

დინოზავრები გაჩნდნენ ტრიასულში, დაახლოებით 220 მლნ. წლის წინ და გა-დაშენდნენ ცარცული პერიოდის ბოლოს, 65 მლნ. წლის წინ.



სურ. 16.22. დინოზავრები:

- ა – მტაცებელი დინოზავრი Tiranosaurus;
- ბ – „ვეგეტარიანელი“ დინოზავრი Diplodocus

მფრინავი ხვლიკები **პტეროზავრების** სახელითაა ცნობილი. ჰაერში ფრე-ნასთან დაკავშირებით ქვენარმავლის სხეულმაც შესაფერისი ფორმა მიიღო და

სხვა ცვლილებებთან ერთად მისი სხეული „ბუმბულით“ დაიფარა, რაც თითქოს თბილსისხლიანობის მაჩვენებელია (სურ. 16.23).



სურ. 16.23. პტეროზავრი – მფრინავი „ხვლიკი“

მფრინავი ხვლიკების ცნობილი წარმომადგენლები იყვნენ იურული ასაკის **რამფორინქუსები** და ცარცული **პტეროდაქტილუსები**. რამფორინქუსის გაშლილი ფრთების სიგრძე 13 მ-ს აღწევდა.

ნამარხი რეპტილიები გამოიყენება პერმულ-მეზოზოური კონტინენტური ნყებების ბიოსტრატиграფიაში.

კლასი Aves (ფრინველები). ამ კლასში შემავალი ორგანიზმების ძირითადი მახასიათებლები სხვა ნიშნებთან ერთად ფრთებად გადაქცეული წინა კიდურების ნყვილი და ნამდვილი ბუმბულით დაფარული სხეულია. ფრინველები ძალზე მრავალფეროვანი ჯგუფია, თუმცა გეოლოგიურად ნაკლებად საინტერესო.

პირველი ფრინველები, **არქეოპტერიქსები**, რომლებიც გვიანიურულში გაჩნდნენ, ზოგი ნიშნით (გრძელი, 20-21 მალისაგან აგებული კუდი, ბრჭყალები თითებზე, კბილები) ქვეწარმავლებს წააგავდნენ. ნათელია, რომ ფრინველები ქვეწარმავლები-საგან (კერძოდ, პტეროზავრებისაგან) გაჩნდნენ (სურ. 16.24).



სურ. 16.24. არქეოპტერიქსი – პირველი ფრინველი:

ა – საერთო ხედი, ბ – ჩონჩხი

კლასი Mammalia (ძუძუმწოვრები) თანამედროვე ფაუნაში ერთ-ერთი ფართოდ გავრცელებული და მრავალფეროვანი ჯგუფია. ძირითადად ხმელეთის ცხოველებია, თუმცა გვხვდებიან ზღვებშიც (ვეშაპები) და ჰაერშიც (ღამურები). ძუძუმწოვრების ერთ-ერთი ძირითადი მახასიათებელი თბილსისხლიანობასთან ერთად ცოცხლად შობადობაცაა. თუმცა არის გამონაკლისებიც, მაგალითად, თანამედროვე ექიდნასა და იხენისკარტას სახით, რომლებიც კვერცხით მრავლდებიან.

ძუძუმწოვრები ტრიასულ პერიოდში გაჩნდნენ. პირველი ძუძუმწოვრები თავვისოდენები იყვნენ. შემდგომი განვითარებით ძუძუმწოვრებმა აყვავებას კაინოზოურ ერაში მიაღწიეს, რომლის წამყვან ჯგუფსაც წარმოადგენენ.

გეოლოგიური მნიშვნელობის თვალსაზრისით ძუძუმწოვრების მრავალფეროვანი ჯგუფებიდან შეიძლება დავასახელოთ ცხენისმაგვართა ოჯახი პრიმიტიული ჰიპარიონიდან დაწყებული (ეოცენი) თანამედროვე ცხენამდე (Equus), მარტორქების ოჯახი, ხორთუმიანთა რიგი ნეოგენური მასტოდონტიდან თანამედროვე სპილომდე და სხვ.

ძუძუმწოვრებს მიეკუთვნება ასევე **პრიმატების** რიგი, რომელშიც შედის ადამიანისმაგვარი მაიმუნები (გიბონი, ორანგუტანგი, შიმპანზე, გორილა).

პრიმატებსვე მიეკუთვნება **ადამიანიც**. პირველი ადამიანი, Homo habilis დაახლოებით 2.5 მილიონი წლის წინ გაჩნდა აფრიკაში, რუდოლფის ტბის პირას. როგორც ქართველმა პალეონტოლოგებმა დაადგინეს, აფრიკაში მცხოვრები პირველი ადამიანის უშუალო მემკვიდრე ყოფილა საქართველოში, პატარა დმანისის მიდამოებში განსახლებული Homo georgicus, რომლის ასაკიც 1.75 -1.80 მილიონი წლით ისაზღვრება. აშკარაა, რომ საქართველო ადამიანის ევოლუციის ერთ-ერთი უძველესი რეგიონი იყო!

ნამარხი ძუძუმწოვრები კაინოზოური კონტინენტური ნალექების ბიოსტრატეგრაფიაში გამოიყენება.

მსგავსად მცენარეებისა, ხერხემლიანი ცხოველების განვითარებაშიც გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა – შეიძლება ითქვას, რომ პალეოზოური იყო თევზებისა და ამფიბიების ერა, მეზოზოური – ქვეწარმავლების, ხოლო კაინოზოური – ძუძუმწოვრების.

16.1.7. სიცოცხლის ევოლუცია და ორგანიზმთა გადაშენება

პალეონტოლოგიური საკითხების განხილვა გვინდა დავასრულოთ უაღრესად საინტერესო და ამავე დროს ძალზე პრობლემური საკითხებით, რომელთაც სიცოცხლის ევოლუცია და ორგანიზმთა გადაშენება (ამონყვეტა) ჰქვია.

გადაშენება გულისხმობს ორგანიზმთა ცალკეული ტაქსონის (სახეობის, გვარის ან უფრო მაღალი რანგის ერთეულის) ამოვარდნას (გამოკლებას) სიცოცხლის განვითარების ისტორიიდან. შესაბამისად, გადაშენება სიცოცხლის განვითარების ერთ-ერთი ეტაპი, უმჯობესია ვთქვათ, დამაგვირგვინებელი ეტაპია – ტაქსონი (სახეობა, გვარი და ა.შ.) წარმოიშობა, განვითარდება და ბოლოს გადაშენდება.

როგორც ითქვა, სიცოცხლე დედამინაზე დაახლოებით 3700-3800 მილიონი წლის წინ გაჩნდა. ამ დიდი დროის განმავლობაში სიცოცხლის ევოლუციის ცალკეული ეტაპების გაშიფვრა ხელენიფება ერთადერთ მეცნიერებას – პალეონტოლოგიას. იგივე პალეონტოლოგია ადგენს ცალკეულ ტაქსონთა გადაშენების მომენტებსაც. გასაგებია, რომ რაც უფრო დაბალი რანგისაა ტაქსონი, მით უფრო მაღალი იქნება გადაშენების რაოდენობრივი მაჩვენებელიცა და ტემპიც, უბრალოდ იმის გამო, რომ ეს ტაქსონები ზემდგომებთან შედარებით რაოდენობრივად უფრო მეტია, ხოლო მათი არსებობის პერიოდი – გაცილებით უფრო ხანმოკლე. უკვე აღვნიშნეთ, რომ გადაშენებულ სახეობათა რიცხვი დღეისათვის 200 000 შეადგენს. გაცილებით უფრო მცირეა გადაშენებული გვარების რაოდენობა, ხოლო გადაშენებული ტიპი (ცხოველთა სამეფოში) მხოლოდ ერთადერთია (არქეოციათები).

რა ინვესს ორგანიზმთა გადაშენებას? მარტივი პასუხი იქნება – სიცოცხლის განვითარების საერთო პროცესი. იმისთვის, რომ ორგანიზმმა იარსებოს, ის ვალდებულია მაქსიმალურად კარგად მოერგოს, შეეგუოს გარემო პირობებს. წინააღმდეგ შემთხვევაში მისი დაღუპვა გარდაუვალია. გარემო პირობებში კი იგულისხმება როგორც ფიზიკური გარემო, ისე ორგანული სამყარო (ე.ი. სხვა ორგანიზმები). ორგანიზმი ცდილობს შეეგუოს ცვალებად ფიზიკურ გარემოს, უფრო უკეთ მოიპოვოს საკვები, გააფართოს საცხოვრებელი არეალი, დატოვოს უფრო ძლიერი მემკვიდრეობა. ყოველივე ამის გამო ჩაღდება ბრძოლა არსებობისათვის ცალკეულ სახეობებს თუ სხვა ტაქსონებს შორის. **არსებობისათვის ბრძოლა** ბუნების უძირითადესი კანონია, რომელიც მეცნიერებაში დიდმა ბუნებისმეტყველმა ჩარლზ დარვინმა დაამკვიდრა. ძველ რომაელებს ჰქონდათ ძალზე საინტერესო გამოთქმა – **Homo homini Lupus est**, რომლის პირდაპირი თარგმანი ნიშნავს – „კაცი კაცისთვის მგელიაო“, ე.ი. მტერი. შინაარსობრივად კი ეს გამოთქმა გვამცნობს, რომ არა მარტო ადამიანები, არამედ საერთოდ ცოცხალი ორგანიზმები ერთმანეთის მგლები ან მტრები კი არა, **კონკურენტები** არიან. არსებობისათვის ბრძოლაში იმარჯვებს უფრო ძლიერი, უკეთ შეეგუებული არსებულ გარემო პირობებს, სუსტი კი ადრე თუ გვიან გადაშენდება. ამდენად, არსებობისათვის ბრძოლა სიცოცხლის ევოლუციური განვითარების პირველწყაროა.

როგორც ვხედავთ, ორგანიზმთა გადაშენება სიცოცხლის ევოლუციის თანმხვედრი პროცესია, რომელიც ბუნებაში პერმანენტულად მიმდინარეობს. თანაც, სულაც არ არის სავალდებულო, რომ ის ორგანიზმთა სხვადასხვა ჯგუფში ერთდროული იყოს. თუმცა დედამინაზე სიცოცხლის განვითარების ისტორიამ შემოგვინახა ორგანიზმთა მრავალი ჯგუფის ერთდროული გადაშენების ორი შესანიშნავი ფაქტი, რომლებიც გვამცნობს, რომ ამგვარი გადაშენება მომხდარა პალეოზოურ-მეზოზოურსა და მეზოზოურ-კაინოზოურის საზღვარზე.

65 მილიონი წლის წინ, მეზოზოური ერის დასასრულსა და კაინოზოური ერის დასაწყისში მოხდა ბიოსის ერთ-ერთი უძლიერესი გადაშენება, რომლის შედეგად ამოწყდა წყალსა და ხმელეთზე მცხოვრები მცენარეების, ცხოველების და სხვა სამეფოების უამრავი ტაქსონი. ამ გადაშენებას ემსხვერპლა ისეთი პოპულარული

ფორმები (ორგანიზმები), როგორებიც იყვნენ: **გიგანტი დინოზავრები**, **„მფრინავი ხვლიკები“**, **ამონიტები**, **ბელემნიტები**, **ინოცერამები** და სხვანი.

დიდ ინტერესს იწვევს ამ გლობალური გადაშენების მიზეზი. უშუალო მიზეზი არცთუ ისე ძნელი დასადგენია – ეს არის ცხოვრების პირობების მკვეთრი გაუარესება. მაგრამ გასარკვევია ამ უკანასკნელის წარმოშობის საკითხი. მეცნიერები ვარაუდობენ, რომ ეს შეიძლება იყოს კლიმატის გლობალური შეცვლა, შეიძლება – მთათა წარმოშობა, მასთან დაკავშირებული ძლიერი ვულკანიზმი. თითქოს უფრო მისაღები ჩანს ე.წ. **„იმპაქტური ჰიპოთეზა“**, რომელიც გულისხმობს 65 მილიონი წლის წინ დედამიწაზე დიდი ზომის (დაახლოებით 10-15 კმ დიამეტრის მქონე) მეტეორიტის ჩამოვარდნას. 1992 წელს მიკვლევულ იქნა მეტეორიტის ჩამოვარდნის ადგილი, რომელიც მექსიკაში (კერძოდ, იუკატანის ნახევარკუნძულზე) აღმოჩნდა. მეტეორიტის (ასტეროიდის) დაჯახების შედეგად გაჩენილი კრატერის დიამეტრი 180 კმ-ს შეადგენს.

ექსპერტთა დასკვნით, ასტეროიდის შეჯახების შედეგად გამოყოფილი ენერჯია 100 ტრილიონი ტონა ტროტილის ეკვივალენტური იყო, რაც დაახლოებით მილიარდჯერ (შეიძლება უფრო მეტადაც) აღემატება ჰიროსიმასა და ნაგასაკაში ჩამოგდებული ატომური ბომბების სიმძლავრეს. საშინელ კატასტროფას შედეგად მოჰყვა ფართო მასშტაბის ხანძარი, ძლიერი მიწისძვრები, მეწყერები, ცუნამი და სხვა, რამაც, საბოლოო ჯამში, ბიოსის გლობალური გადაშენება გამოიწვია. ამ კატასტროფის შედეგად მოისპო დედამიწაზე მცხოვრები ცოცხალი არსებების ნახევარზე მეტი (სხვა მონაცემებით, იმ დროს არსებულ ორგანიზმთა გვარების 70%-ზე მეტი). ამ გადაშენებას შეეწირა იმდროინდელი გიგანტური ცხოველები, დინოზავრები, რომელთა ამონყვეტას, როგორც ჩანს, ხელი შეუწყო პატარატანიანი ძუძუმწოვრების გამრავლებამაც. ეს უკანასკნელნი „მიირთმევდნენ“ დინოზავრების კვერცხებს და ამგვარად, უსპობდნენ მათ შთამომავლობას.

მეცნიერთა აზრით, 65 მილიონი წლის წინ ჩამოვარდნილი მეტეორიტის (ასტეროიდის) მაჩვენებელი უნდა იყოს აგრეთვე დედამიწაზე არამიწიერი წარმოშობის ირიდიუმის დიდი რაოდენობით დაგროვება, რაც ბევრ ქვეყანაში, მათ შორის საქართველოშიც, დასტურდება.

თავი 17. პალეოგეოგრაფია

ზემოთ უკვე ითქვა, რომ ისტორიული გეოლოგიის ერთ-ერთი მიმართულება პალეოგეოგრაფიაა. ისიც აღინიშნა, რომ პალეოგეოგრაფიული კვლევა ამოიცნობს წარსულში მიმდინარე გეოლოგიურ პროცესებს, რომელთა მეშვეობით აღადგენს კიდევ იმდროინდელ დედამიწისეულ იერს.

ისე თამამად ვსაუბრობთ წარსულში არსებულ გეოლოგიურ პროცესებზე და ხშირად მათ დროში მონაცვლეობაზე, რომ თითქოს ხელთა გვაქვს წერილობითი დოკუმენტი ამ პროცესთა მიმდინარეობისა და დედამიწის გარეგანი (და შინაგანი) იერის სისტემური ცვლის შესახებ. დიახ, ასეთი წერილობითი დოკუმენტი მართლაც გვაქვს. თამამად შეიძლება ითქვას, რომ დედამიწას აქვს საკუთარი დამწერლობა, რომელიც ადამიანთა დამწერლობაზე უფრო სანდო და სრულყოფილია. მთავარია, კაცმა შეძლოს მისი სწორად წაკითხვა. ეს დამწერლობა დედამიწის ქერქის ამგები ქანებია! მართლაც, ქერქის ამგები ქანები მათში დაცული ნამარხი ორგანიზმებითურთ ხომ იმ გეოლოგიური პროცესების უტყუარი საბუთია, რომლებიც გარკვეულ (მოცემულ) სივრცესა და დროში მიმდინარეობდა და რომელთა შედეგადაც სწორედ ეს ქანები გაჩნდა. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ქანები და მათში დაცული ნამარხები წარმოადგენენ **სახეს** იმ გეოლოგიური პროცესებისა, რომელთა მეშვეობითაც ისინი გაჩნდნენ დედამიწაზე. ამგვარად, დედამიწის განვითარების ისტორია მის ამგებ ქანებსა და მათში დაცულ ნამარხ ორგანიზმებსა დაფიქსირებული. ჯ. ბეილისა და თ. სედონის აზრით, ეს ისტორია არასრული, ფრაგმენტულია, მაგრამ თავისი ხიბლით ტოლს არ უდებს ნებისმიერ დეტექტიურ რომანს.

ზემოთ აღნიშნული თვისებების გამო ქანებს ზოგჯერ **ფაციესსაც** („ფაციესი“ – იერსახე, ლათ.) უწოდებენ. თანამედროვეობაში ფაციესი კონკრეტული ფიზიკურ-გეოგრაფიული გარემო იქნება. შეიძლება დავასახელოთ ზღვიური ფაციესი, კონტინენტური, ბათიალური და ა.შ. ქანებთან დაკავშირებით შეგვიძლია ვთქვათ ქვიშაქვის ფაციესი, კარბონატული ფაციესი, მეტამორფული ქანების ფაციესი და სხვ.

ფაციესური ანალიზი

ფაციესური ანალიზის მეშვეობით აღვადგენთ ძველ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ გარემოს მასში არსებული სიცოცხლითურთ. რადგანაც ფაციესური ანალიზი გულისხმობს როგორც ქანების, ისე მათში დაცული ნამარხების მონაცემთა გაანალიზებას, ამდენად მისი ორი სახე გამოიყოფა – **ლითოფაციესური ანალიზი** და **ბიო-ფაციესური ანალიზი**. როგორც ლითოფაციესური, ისე ბიოფაციესური ანალიზის დროს მეცნიერები ეყრდნობიან თანამედროვე მონაცემებს, რომლებიც გადააქვთ

გეოლოგიურ წარსულში. ეს არის ცნობილი ინგლისელი ბუნებისმეტყველის, ჩარლზ ლაიელის, მიერ გეოლოგიაში შემოტანილი ე.წ. „აქტუალისტური მეთოდი“ („აქტუალის“ – ნამდვილი, მოქმედი, აწმყოში მნიშვნელოვანი, ლათ.), რომელიც გულისხმობს გეოლოგიურ წარსულში თანამედროვეობის მსგავსი პირობების არსებობას. მაგალითად, თუ, ვთქვათ, კავკასიაში ვიპოვეთ 150 მილიონი წლის წინანდელი მარჯნებით აგებული რიფული კირქვა, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ იმ დროს კავკასიაში იყო ზღვა, თანაც აუცილებლად თბილი ზღვა (რადგან კირქვები მხოლოდ თბილ ზღვებში ილექება და რიფის მშენებელ მარჯნებსაც თბილი ზღვა უყვართ). ამავე დროს ეს უნდა ყოფილიყო ზღვის მარჩხი ნაწილი (რამდენიმე ათეულ მეტრამდე სიღრმის), სუფთა და ჟანგბადით მდიდარი წყლით. მხოლოდ ასეთ პირობებში შეუძლიათ თანამედროვე რიფის მშენებელ მარჯნებს არსებობა.

მეთოდი შესანიშნავია და გეოლოგიაში მას ფართო გამოყენება აქვს. თუმცა ყოველთვის უნდა გვახსოვდეს, რომ გეოლოგიური წარსულის პირობები ან ძველად მიმდინარე გეოლოგიური პროცესები დღევანდელის აბსოლუტურად იდენტური არ იქნებოდა.

ლითოფაციესური ანალიზისას მნიშვნელოვან მონაცემებს გვაძლევს როგორც მაგმური, ისე მეტამორფული ქანები. მაგრამ ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით ინფორმაციულია დანალექი ქანები. მათი მეშვეობით საკმაოდ იოლად შეიძლება გაირკვეს, ზღვიურ გარემოსთან გვაქვს საქმე თუ კონტინენტურთან (იმისდა მიხედვით, ზღვიური წარმოშობისაა მოცემული ქანი, თუ კონტინენტურის), შეგვიძლია დავადგინოთ ზღვის სიღრმე (ქანების ხასიათის, მასალის სიმსხოს და სხვა ნიშნების მიხედვით), წყლის ტემპერატურა (მაგალითად, ქანში არსებული მინერალი გლაუკონიტი მიგვანიშნებს თბილ ზღვიურ გარემოზე, რადგანაც დღევანდელ პირობებში ეს მინერალი გავრცელებულია ისეთ ზღვებში, რომელთა საშუალო წლიური ტემპერატურა +12 °C-ს შეადგენს), განვსაზღვროთ აუზის მარილიანობა (მაგალითად, გამარილიანებული ლაგუნის მაჩვენებელია ჰალიტი, თაბაშირი, ანჰიდრიტი ან მსგავსი სხვა მინერალები და ქანები), გაზური რეჟიმი, ჰიდროდინამიკა და სხვ. საბოლოოდ ლითოფაციესური ანალიზით შესაძლებელი ხდება გეოლოგიური წარსულის ფიზიკურ-გეოგრაფიული გარემოსა და კლიმატის (პალეოკლიმატის) აღდგენა.

ბიოფაციესური ანალიზი. ძველი გეოლოგიური პირობების აღდგენის თვალსაზრისით უფრო შთამბეჭდავ სურათს იძლევა ბიოფაციესური ანალიზი. ეს არც არის გასაკვირი, რადგანაც ცოცხალი ორგანიზმების არსებობა-განვითარება პირდაპირ კავშირშია მათ საცხოვრებელ გარემოსთან და იქ არსებულ პირობებთან. ბიოფაციესური ანალიზი ეყრდნობა პალეოეკოლოგიურ მონაცემებს, რომელიც აშუქებს გეოლოგიურ წარსულში ორგანიზმის ურთიერთკავშირს გარე სამყაროსთან. ჩვენ უკვე ვისაუბრეთ რიფისმშენებელი მარჯნების შესახებ. განამარხებული ზღვიური წყალმცენარეები მიგვანიშნებენ იმაზე, რომ ზღვის სიღრმე 200 მ-ის ფარგლებში უნდა ყოფილიყო, ვინაიდან წყალში სინათლის სხივის ჩაღწევის მაქსიმუმი დაახ-

ლოებით ამ სიღრმეებით შემოიფარგლება. სინათლე კი წყალმცენარეების არსებობისათვის აუცილებელია (ფოტოსინთეზი). ნამარხი კანეკლიანები პირდაპირ მიუთითებენ ნორმულმარილიან ზღვაზე, თანაც უმეტესად 200 მ სიღრმის (თუმცა ზოგი მათი წარმომადგენელი 7000 მ-ზე უფრო ღრმა ზღვაშიც გვხვდება). ნამარხი დინოზავრები კი აშკარად კონტინენტურ გარემოზე მიგვანიშნებენ და ა.შ.

ფაციესური ანალიზით საბოლოოდ გეოლოგიურ წარსულში არსებული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების და ლანდშაფტურ-კლიმატური ვითარების აღდგენა ხდება.

თავი 18. გეოქრონოლოგია (გეოლოგიური ნელთალრიცხვა)

უკვე ვიცით, რომ დედამიწაზე გეოლოგიური პროცესები მიმდინარეობს მას შემდეგ, რაც მას ქერქი გადაეკრა. ალბათ მეტად საინტერესოა, დავადგინოთ ამ პროცესთა დროში მონაცვლეობა, ანუ განვსაზღვროთ მათი გეოლოგიური ასაკი. გავიხსენოთ, რომ გეოლოგიური პროცესების შედეგად დედამიწის ქერქის ამგები ქანები წარმოიშობა, ან პირუკუ, ქანები წარმოადგენენ გეოლოგიური პროცესების სახეს. აქედან გამომდინარე, ნათელია, რომ თუ განვსაზღვრავთ დედამიწის ქერქის ამგები ქანების გეოლოგიურ ასაკს, გვეცოდინება იმ პროცესთა ასაკიც, რომლებმაც შესაბამისი ქანები მოგვცეს. ამიტომ ვისაუბრებთ არა გეოლოგიური პროცესების, არამედ ქანების ასაკებზე.

დედამიწის ქერქი აგებულია ქანებით, რომლებიც ერთმანეთზე არიან განლაგებული უძველესიდან უახლესამდე (თანამედროვემდე). ამ ქანების ასაკი ორგვარად შეიძლება განისაზღვროს. ერთი მხრივ, მოცემული (კონკრეტული) ქანი მის ქვეშ მდებარე ქანზე უფრო ახალგაზრდაა (როგორც უფრო გვიან გაჩენილი), ხოლო მის თავზე მდებარეზე უფრო ძველი. მეორე მხრივ, მოცემული ქანი იმდენი წლის არის, რამდენი დროც გასულა მისი წარმოშობიდან დღემდე. პირველ შემთხვევაში საქმე გვაქვს ქანების **შეფარდებით ასაკთან** (რომელიღაცაზე უფრო ახალგაზრდა, მაგანზე უფრო ძველი), ხოლო მეორე შემთხვევაში – **აბსოლუტურ ასაკთან**. ზემოთქმულიდან გამომდინარე არსებობს შეფარდებითი და აბსოლუტური გეოქრონოლოგია („ქრონოს“ – დრო, ბერძნ.).

18.1. შეფარდებითი გეოქრონოლოგია

ქანების შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრის მეთოდი აბსოლუტურზე უფრო ძველია. მას საფუძველი იტალიაში მოღვაწე ცნობილმა დანიელმა ბუნებისმეტყველმა, ნიკოლაუს სტენომ (XVII საუკუნე), ჩაუყარა. სტენოსეული მეთოდი ძალიან მარტივად გვამცნობს, რომ ერთმანეთზე განლაგებულ შრეთა შორის ქვევით მდებარე ყველაზე ძველია, ხოლო ზევით მდებარე – ყველაზე ახალგაზრდა.

შეფარდებით გეოქრონოლოგიას შეიძლება **სტრატეგრაფიაც** („სტრატუმ“ – შრე, ლათ.) ვუწოდოთ. სტრატეგრაფია სწავლობს შრეებისა და შრეთა კომპლექსების (ბუნებრივი გეოლოგიური სხეულების) ვერტიკალურ (დროში) და ჰორიზონტალურ (სივრცობრივ) განლაგებას და ამგვარად ადგენს მათ ასაკობრივ ურთიერთდამოკიდებულებას.

შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრის სხვადასხვა მეთოდი არსებობს, რომლებიც გეოლოგიურ, გეოფიზიკურ და პალეონტოლოგიურ, ანუ ბიოსტრატეგრაფიულ

მეთოდებში ერთიანდება. ამათგან გეოლოგიურ-გეოფიზიკურ მეთოდებს ერთი დიდი ნაკლი აქვს – მათი მეშვეობით ჩატარებული სტრატиграფიული დანაწილება მთელ დედამიწაზე ვერ ვრცელდება და, ამდენად, მეტ-ნაკლებად ვიწრო რეგიონულ ხასიათს ატარებს, მაშინ როდესაც ბიოსტრატиграფიულ (პალეონტოლოგიურ) მეთოდს, ფაქტობრივად, საერთო –პლანეტარული ხასიათი აქვს.

ბიოსტრატиграფიული (პალეონტოლოგიური) მეთოდი დამყარებულია იმ ფაქტზე, რომ სიცოცხლის ევოლუციურ განვითარებაში, რომელიც შეუქცევადი ხასიათისაა, ცალკეულ ეტაპებზე ხდება სახეობების, გვარების ან სხვა ტაქსონების გადაშენება. სწორედ ეს გადაშენებული ტაქსონებია (ძირითადად სახეობები) მათი შემცველი ქანების ასაკობრივი მახასიათებლები. რაც უფრო ფართოა ამ ტაქსონების გეოგრაფიული გავრცელება და ვიწროა მათი ასაკობრივი დიაპაზონი (ანუ მოკლეა მათი ვერტიკალური გავრცელება), მით უფრო დეტალურია სტრატиграფიული დანაწილება და, შესაბამისად, უფრო ზუსტად ისაზღვრება შემცველი ქანების (შეფარდებითი) გეოლოგიური ასაკი.

ბიოსტრატиграფიული მეთოდისათვის ორგანიზმთა ყველა თუ არა, ბევრი ჯგუფი გამოდგება. თუმცა მათ შორის არიან ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ჯგუფები, რომელთა შორის უპირველესად უნდა დავასახელოთ გრაპტოლიტები (ორდოვიციულ-სილურული წყებებისათვის), ამონიტები (იურულ-ცარცული ნალექებისათვის), ნუმულიტები (პალეოგენური წყებებისათვის) და სხვ.

ბიოსტრატиграფიული მეთოდი უნივერსალურია იმ თვალსაზრისითაც, რომ მისი მეშვეობით შეიძლება არა მარტო დანალექი, არამედ მეტამორფული და მაგმური ქანების ასაკის განსაზღვრა. მართალია, მაგმური ქანი ნამარხებს არ შეიცავს, მაგრამ ის ხომ ნამარხებიან დანალექ ქანებს შორისაა მოთავსებული, რომელთაგან ზოგზე ახალგაზრდაა, ხოლო ზოგზე – ძველი. გამოდის, რომ ის გარკვეულ ასაკობრივ დიაპაზონშია მოქცეული. ამიტომ მაგმურ ქანებში დგინდება გეოლოგიური ასაკის ქვედა და ზედა საზღვარი. მოვიყვანოთ მაგალითი, რომელიც ნათელს მოჰყენს ზემოთქმულს. დავუშვათ, რომ ინტრუზიული მაგმური სხეულის მიერ გაკვეთილია პალეოცენური ასაკის დანალექი ქანები და იგივე ინტრუზივი ზევიდან (ცხელი კონტაქტის გარეშე) გადაფარულია ოლიგოცენური წყებებით. ეს ნიშნავს, რომ ინტრუზივის შემოჭრისას პალეოცენური ქანები უკვე არსებობდა, ხოლო ოლიგოცენური წყებები ინტრუზივის შემოჭრისა და გაცივების შემდეგაა დალექილი. გამოდის, რომ ინტრუზივის ასაკი პალეოცენურზე უფრო ახალგაზრდაა (ქვედა ასაკობრივი საზღვარი) და ოლიგოცენურზე უფრო ძველი (ზედა ასაკობრივი საზღვარი), ე.ი. ეოცენურია.

არ შევუდგებით გეოლოგიურ-გეოფიზიკური მეთოდების განხილვას. დავასახელებთ მხოლოდ ზოგიერთ მათგანს. ესენია: ლითოსტრატиграფიული, ტექტონოსტრატиграფიული, სექვენსტრატиграფიული, კლიმატოსტრატиграფიული, მაგნიტოსტრატиграფიული, სეისმოსტრატиграფიული მეთოდები.

18.2. აბსოლუტური გეოქრონოლოგია

როგორც აღვნიშნეთ, აბსოლუტური გეოქრონოლოგიით ქანების უშუალო ასაკი ისაზღვრება, ვიგებთ, თუ რა დროა გასული მათი წარმოშობიდან დღემდე.

აბსოლუტური გეოქრონოლოგიის მეთოდი მე-20 საუკუნის პირმშოა. მისი შექმნა რადიოაქტივობის აღმოჩენასთანაა დაკავშირებული. მეთოდი ძალიან რთულია, თუმცა მისი შინაარსის გადმოცემა რამდენადმე გამარტივებული სახით მაინც შესაძლებელია – ზოგიერთ მინერალში არსებობს რადიოაქტიური ელემენტები, რომლებიც ამ თვისების გამო ბუნებრივად იშლებიან და მინერალის სტრუქტურულ მესერში (მეტ-ნაკლებად დახშული გარემო) ტოვებენ დაშლის პროდუქტებს. მაგალითად, მინერალი ცირკონი შეიცავს რადიოაქტიურ ურანს, რომლის დაშლის შედეგად მიიღება ტყვია და ჰელიუმი – $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8^4\text{He}$. თუ დავიანგარიშებთ და დავაჯამებთ ცირკონის კრისტალურ მესერში დღეს არსებულ ^{238}U -ის, ამავე დროს დაშლის შედეგად გაჩენილ ტყვიისა და ჰელიუმის რაოდენობას, მივიღებთ ^{238}U -ის საწყის რაოდენობას, ანუ იმ რაოდენობას, რომელიც იქნებოდა მინერალ ცირკონის დაკრისტალების მომენტში. რადგანაც მეცნიერებისათვის ცნობილია ^{238}U -ის ნახევარდაშლის პერიოდი, ძალიან ადვილია იმ დროის გამოთვლა, როცა ცირკონის დაკრისტალება (წარმოქმნა) მოხდა. ამავე დროს იგულისხმება, რომ დაახლოებით თანადროულია ცირკონისა და მისი შემცველი ქანის წარმოშობაც. აქედან გამომდინარე, სახეზე გვაქვს ქანის აბსოლუტური ასაკი.

აბსოლუტურ გეოქრონოლოგიას ზოგჯერ მოიხსენიებენ ბირთვული გეოქრონოლოგიის, რადიოგეოქრონოლოგიის ან რადიოლოგიური თუ კიდევ სხვა სახელწოდებით. მისი ძირითადი მეთოდებია: ურან-თორიუმ-ტყვიის (ან უბრალოდ ტყვიის), კალიუმ-არგონის (ან არგონის), რუბიდიუმ-სტრონციუმის, რადიოაქტიური ნახშირბადის (^{14}C). აქვე ვიძლევი ზოგი რადიოაქტიური ელემენტის ნახევარდაშლის პერიოდს: ^{238}U – 4510 მლნ. წელი, ^{235}U – 713 მლნ. წ., ^{232}Th – 15170 მლნ. წ., ^{87}Rb – 47000 მლნ. წ., ^{40}Ar – 1300 მლნ. წ., ^{14}C – 5750 წ.

უნდა შევნიშნოთ, რომ ეს მეთოდი გამოიყენება მხოლოდ რადიოაქტიური მინერალების (ელემენტების) შემცველი ქანებისათვის. აქვე უნდა დავძინოთ, რომ ფასდაუდებელია აბსოლუტური გეოქრონოლოგიის მნიშვნელობა, განსაკუთრებით იმ ქანებისათვის, რომლებიც წამარხებს არ შეიცავენ და ამდენად, ბიოსტრატოგრაფიული მეთოდით ვერ თარიღდებიან. ასეთებს, პირველ რიგში, არქეული და პროტეროზოური ასაკის მაგმური და მეტამორფული ქანების კომპლექსები წარმოადგენს. რადიოაქტიური ნახშირბადის მეთოდი გამოიყენება მხოლოდ ახალგაზრდა ქანებისათვის (არა უძველეს 60-80 ათასი წლისა), რადგანაც ^{14}C -ის ნახევარდაშლის პერიოდი ძალიან მცირეა, მხოლოდ 5750 წელი. სამაგიეროდ, საკმაოდ აქტიურად იყენებენ ამ მეთოდს არქეოლოგიაში.

18.3. გეოქრონოლოგიური სკალა

დედამიწის ქერქის ამგები ქანები უძველესიდან უახლესის ჩათვლით ვერტიკალურ ჭრილში ქმნიან ერთიან, უწყვეტ კომპლექსს. თუმცა ეს ერთიანობა ერთგვარად მოჩვენებითია, რადგანაც ის ირღვევა სხვადასხვა ასაკობრივ დონეზე ქანთა კომპლექსების რიგ შემთხვევაში უთანხმო განლაგებით და, რაც მთავარია, მათში დაცული ნამარხების (მცენარეებისა და ცხოველების) განსხვავებული კომპლექსების შემცველობით. სწორედ ეს ნიშნები და მათ შორის უპირველესად პალეონტოლოგიური მონაცემებია გამოყენებული მეცნიერთა მიერ დედამიწის ქერქის ამგები ქანების ცალკეულ ჯგუფებად დასახანნილებლად ვერტიკალურ ჭრილში. შესაბამისად, გამოყოფილია რამდენიმე ერთეული, რომელთაგან უდიდესს **ეონოთემა** ეწოდება. ეონოთემა შედგება შედარებით მცირე ერთეულებისაგან. ეს იქნება **ერათემა**. ერათემა იყოფა **სისტემებად**, სისტემა – **სექციებად**, სექცია – **სართულებად**, სართული კი – **ზონებად**. ამ იერარქიული კიბიდან კარგად ჩანს, რომ ზონა ყველაზე მცირე ერთეულია, ეონოთემა კი – უდიდესი. კიდევ ერთხელ ხაზს ვუსვამთ იმ გარემოებას, რომ ეონოთემიდან დანყებული ზონის ჩათვლით **ქანთა კომპლექსები** იგულისხმება (ცხადია, სხვადასხვა რანგის).

მაგრამ ქანების წარმოშობისათვის ხომ დროა საჭირო. ამიტომ ეონოთემა → ზონის შესაბამისად **დროის ერთეულებიც** გამოიყოფა – ეონოთემას შეესაბამება **ეონი**, ერათემას – **ერა**, სისტემას – **პერიოდი**, სექციას – **ეპოქა**, სართულს – **საუკუნე**, ზონას – **ფაზა**. უნდა აღინიშნოს, რომ ერთი და იმავე რანგის ქანებისა და დროის მაჩვენებელ ერთეულს ერთი (საერთო) სახელი აქვს. მაგალითად, არსებობს არქეული ეონოთემა და იმავედროულად არქეული ეონიც. პირველ შემთხვევაში არქეული ქანები იგულისხმება, ხოლო მეორეში ის დრო, რომელიც ამ ქანების წარმოშობას დასჭირდა. ასევე ერთი სახელი აქვთ ცარცულ სისტემასა და პერიოდს, პალეოზოურ ერათემასა და ერას და ა.შ.

დღეისათვის გამოყოფილია სამი ეონოთემა/ეონი: არქეული, პროტეროზოური და ფანეროზოული (ცხრილი 18.1). გეოლოგიური წელთაღრიცხვა იწყება არქეული ეონით და მთავრდება ფანეროზოულით.

ცალკეული ეონოთემების, ერათემების თუ სხვა ერთეულების დახასიათებას ცოტა მოგვიანებით შევუდგებით. აქ კი გვინდა აღვნიშნოთ, რომ მოცემული ცხრილი („გეოქრონოლოგიური სკალა“) არასრულია, რამდენადაც მასში სართულები და ზონები არ არის გამოყოფილი. ეს გარკვეულწილად შეუძლებელიც არის, რადგანაც სართულების დიდი სიმრავლე ძალიან გადატვირთავდა მოცემულ ცხრილს. რაც შეეხება ზონებს, მათი გამოყოფა მთელ რიგ სართულებში ერთდროულად სხვადასხვა ფაუნისტური (და ფლორისტური) ჯგუფების მიხედვით ხდება, ამიტომ ასეთ ცხრილში ზონების ჩვენება შეუძლებელია.

ცხრილი 18.1

გეოქრონოლოგიური სკალა

ეონი (ეონოთეა)	ერა (ერათეა)	პერიოდი (სისტემა)	გეოლ.ასაკი (მლნ.წლ)
ფანეროზოული PH	კაინოზოური KZ	მეოთხეული (ანთროპოგენური) Q	- 2.5 -
		ნეოგენური N	- 25 -
		პალეოგენური E	- 65 -
	მეზოზოური MZ	ცარცული K	- 145 -
		იურული I	- 205 -
		ტრიასული T	- 250 -
	პალეოზოური PZ	პერმული P	- 300 -
		კარბონული C	- 360 -
		დევონური D	- 410 -
		სილურული S	- 440 -
		ორდოვიციული O	- 500 -
		კამბრიული ε	- 540 -
	პროტეროზოური PR	გვიანპროტეროზოური PR ₂	ვენდური V
რიფეული R			- 1600-
	ადრეპროტეროზოური PR ₁		- 2500-
არქეული AR	ნეოარქეული AR ₄		- 2800-
	მეოარქეული AR ₃		- 3200-
	პალეოარქეული AR ₂		- 3600-
	ეოარქეული AR ₁		- 4000-

არქეული და ადრეპროტეროზოური საერთოდ არ არის დანაწილებული სისტემა-პერიოდებად. ამიტომაც ცხრილში ისინი არც არის სახელდებული. არქეულსა და პროტეროზოურს ერთად **პრეკამბრიულსაც** (კამბრიულის წინას) უწოდებენ. მკითხველთა ყურადღებას მივაქცევთ იმასაც, რომ აბსოლუტური ასაკები ეონებისა, ერებისა და ა.შ. სხვადასხვა ავტორთა შრომებში განსხვავებულია, ზოგჯერ მნიშვნელოვნადაც კი. ცხრილში, რომელიც შედგენილია უახლესი მონაცემებით/*International chronostratigraphic chart, v2016/12/*, მონაცემთა ერთგვარი შეჯერებული ვარიანტია წარმოდგენილი, ზოგი ციფრის დამრგვალებით.

დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორია არქეულიდან დღემდე

თავი 19. არქეული ეონი

არქეული უძველესი დროა დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში („არქეოს“ – ძველი, ბერძნ., ეონი – დროის ბორბლის მატარებელი, ბერძნული მითოლოგიის მიხედვით). მის დასაწყისად დაახლოებით 4 მილიარდი წლის წინანდელი დროა მიჩნეული, ხოლო ხანგრძლივობა 1500 მილიონ წელს აღწევს. შესაბამისად, არქეულის ზედა ასაკობრივი ზღვარი პროტეროზოურთან 2500 მილიონ წელზე გადის.

როგორი იყო სიცოცხლე არქეულში? ადრე არქეული უსიცოცხლო დროდ ითვლებოდა. სწორედ ამიტომ მის მომდევნო ეონს პროტეროზოური („პროტეროს“ – პირველი, უფრო ადრეული, „ზოე“ – სიცოცხლე, ბერძნ.) უწოდეს. მაგრამ აღმოჩნდა, რომ სიცოცხლე დედამინაზე უკვე არქეულში ყოფილა. უძველესი სიცოცხლის ნიშნები მიკვლეულია კუნძულ გრენლანდზე არსებულ ცნობილ ისუას კომპლექსში, რომლის ასაკი 3700-3800 მილიონი წელია. ასევე ძველია (3500 მლნ. წლის) ციანობიონტების ცხოველმოქმედების შედეგად წარმოშობილი ქანები – სტრომატოლითები, რომლებიც ნაპოვნია ავსტრალიის ერთ-ერთ რაიონში.

არქეულში სიცოცხლის არსებობის დადასტურების გამო ზოგი მკვლევარი ამ ეონს **არქეოზოულსაც** უწოდებს, რაც სავსებით სამართლიანი ჩანს იმის გათვალისწინებით, რომ ყველა დანარჩენი ეონისა თუ ერის სახელწოდება სწორედ სიცოცხლესთანაა დაკავშირებული (ფანეროზოული, პალეოზოური და სხვ.).

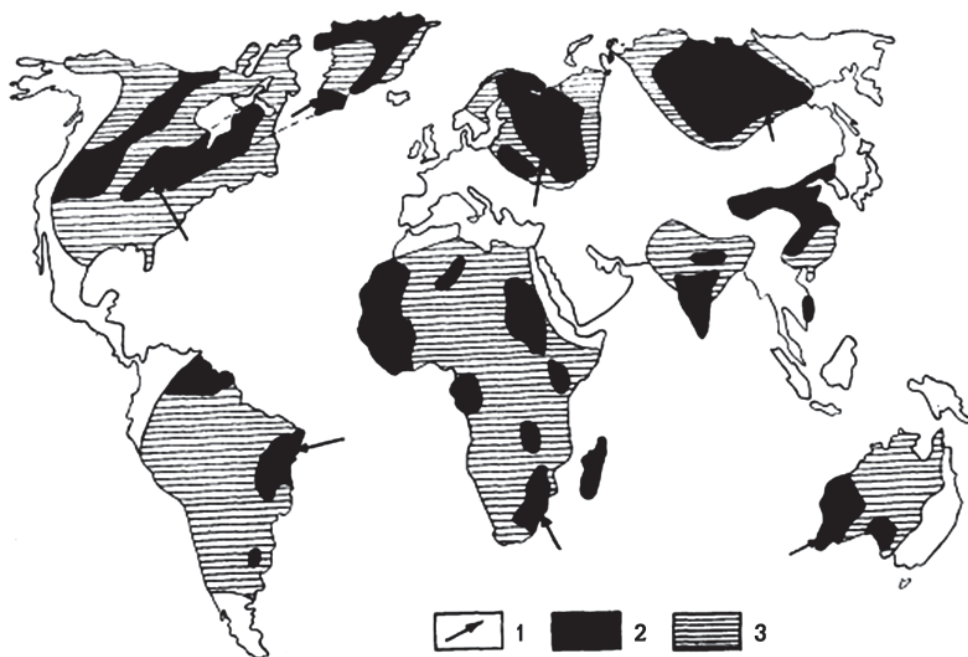
არქეული სიცოცხლე არ იყო მაღალგანვითარებული და, სამწუხაროდ, არ შემორჩენილა მეტ-ნაკლებად მდიდარი ნამარხი კომპლექსების სახით, რომ შეიძლებოდა მათი სტრატиграფიაში (ბიოსტრატиграფიაში) გამოყენება. ამიტომ არქეული ქანების გეოლოგიური ასაკი რადიოაქტიური მეთოდებით (აბსოლუტური გეოქრონოლოგია) ისაზღვრება მხოლოდ.

არქეულს ყოფენ ოთხად: ეოარქეული AR_1 (4000-3600 მლნ. წ.), პალეოარქეული AR_2 (3600-3200 მლნ. წ.), მეზოარქეული AR_3 (3200-2800 მლნ. წ.) და ნეოარქეული AR_4 (2800-2500 მლნ. წ.). ზოგჯერ ქვედა არქეულს კატარქეულის სახელითაც მოიხსენიებენ.

როცა არქეულზეა ლაპარაკი, ერთ-ერთ პირველ საკითხად დედამინის ქერქში დღეს არსებული ყველაზე ძველი ქანების საკითხი დგება. რა ვიცი მათ შესახებ ან რას წარმოადგენენ ისინი? ეს არის ე.წ. „**რუხი განისები**“, რომლებიც პირველად კანა-

დის ფარზე (ჩრდილო ამერიკის კრატონი) დაადგინეს. დღეისათვის ეს ქანები ყველა კრატონზეა ცნობილი (ჩრდილო ამერიკის, აღმოსავლეთ ევროპის, ციმბირის, ინდოსტანის, ავსტრალიის, ანტარქტიდის, აფრიკის, სამხრეთ ამერიკის). ისინი ქმნიან ფუნდამენტს სხვა, უფრო ახალგაზრდა ქანებისათვის და, ამდენად, წარმოადგენენ დედამიწის პირველ, პროტოკონტინენტურ ქერქს. „რუხი გნაისები“ არის ნარევი სხვადასხვაგვარი გნაისებისა, კრისტალური ფიქლების, რკინიანი კვარციტების და სხვათა ჩანართებით. ფიქრობენ, რომ ამ ქანების მომცემი დედაქანები უმთავრესად მაგმური (როგორც ინტრუზიული, ისე ეფუზიური) საშუალო სიმჟავიანობის წყებები უნდა ყოფილიყო, რომლებმაც შემდგომ ძლიერი (ალბათ არაერთჯერადი) მეტამორფიზმი და გრანიტიზაცია განიცადეს. „რუხი გნაისების“ ასაკი 4000-3000 მილიონი წელია. ყველაზე ძველი ასაკის მათ შორის კანადის ფარზე მიკვლეული 3960 მილიონი წლის წინანდელი აკასტას გნაისებია.

ბევრ ადგილზე „რუხი გნაისები“ ნაოჭებისმაგვარ რთულ სტრუქტურებსა და, რაც მთავარია, გრანიტ-გნაისის გუმბათებს ქმნიან.



სურ. 19.1. არქეული პროტოპლატფორმები და ადრეპროტეროზოური მოძრავი სარტყლები.

- 1 – ისრებით ნაჩვენებია „რუხი გნაისების“ ადგილსამყოფელი;
 - 2 – არქეული პროტოპლატფორმები; 3 – ადრეპროტეროზოური მოძრავი სარტყლები
- (Хаин и др., 1977)

„რუხი გნაისები“ ზევიდან დაფარულია მძლავრი (10-20 კმ სისქის) ძლიერ მეტამორფული და დისლოცირებული ქანების კომპლექსით, რომელთა შორის წამყვანი ადგილი ე.წ. მწვანე ქვების სარტყლებს უკავიათ. ეს არის მრავალფეროვანი ქანების კომპლექსი, რომელთა შორის გრანიტები და გნაისები გამოიყოფა, შედარებით ნაკლებად – რკინიანი კვარციტები, მეტაკონგლომერატები, მარმარილოები და სხვ. მწვანე ქვების ფაციესთან დაკავშირებულია ულტრაფუძე, ფუძე და საშუალო მჟავიანობის ვულკანიტები, კაჟიანი და ქვიშიან-თიხიანი ქანები. მთელ კომპლექსში ხშირად ინტრუზიებია შეჭრილი, ქვედა ნაწილში – ულტრაფუძე, ხოლო ზედაში – გრანიტული ქანებისა. ამ უკანასკნელთა ასაკი 2600 მლნ. წელია.

როგორც „რუხი გნაისები“, ისე მის ზევით მდებარე მძლავრი წყებები ყველა ცნობილი კრატონის ცენტრალურ ნაწილებს იკავებენ (სურ. 19.1).

არქეულის ძალიან საინტერესო ჭრილია ბალტიის ფარზე (კარელიაში).

კარელიის ჭრილი

		PR	
		~~~~~	2500 მლნ. წ.
ლოპიური (კოლის ) სერია	AR ₄	მარმარილოები, კაჟიანი ქანები, გრაფიტის ფიქლები, რკინის კვარციტები და სხვ.	8000
	AR ₃	გნაისები, კრისტალური ფიქლები, ამფიბოლიტები	
		~~~~~	3200 მლნ. წ.
ბელომორის სერია	AR ₂	გნაისები, კრისტალური ფიქლები, მიგმატიტები და სხვ.	8000
		~~~~~	3600 მლნ. წ.

როგორ ესახებათ მკვლევრებს დედამიწის განვითარების არქეული ეტაპი?

არქეულის დასაწყისისათვის დედამიწაზე უკვე იყო პროტოკოკანური (ბაზალტური) ქერქი, რომელიც ჩვენამდე 4 მილიარდ წელზე ადრე (დაახლოებით 4.6-4.5 მლრ. წლის წინ) გაჩნდა და დღეს უკვე აღარ არის. არქეულის დასაწყისში ეს ქერქი მის ქვეშ მდებარე ცხელი მანტიის გავლენით გადამუშავდა და თანდათან გადაიქცა პროტოკონტინენტურ ქერქად („რუხი გნაისები“).

ეს უკანასკნელი დეფორმაციას განიცდიდა, თუმცა ნამდვილი დანაოჭების ნაცვლად წინა პლანზე ქანების ამობერვა და გუმბათოვანი სტრუქტურების ფორმირება იყო წამოწეული, რადგანაც იმავე ცხელი მანტიის გავლენით მასთან ახლო მყოფი ქანები დიდ დენადობას იძენდნენ. პროტოკონტინენტური ქერქი ალბათ ცალკეული

კუნძულების სახით არსებობდა (ესაა მომავალი მატერიკების ბირთვი), რომელთა შორის ჯერ კიდევ უნდა ყოფილიყო პროტოკონტინენტური ქერქი.

ნეოარქეულში (2800-2500 მლნ. წ.) პროტოკონტინენტურ ქერქზე რიფტინგის განვითარებით, ამ ქერქის ალავ გახლენით ჩამოყალიბება დაიწყო მწვანე ქვების სარტყელმა. ყველაფერმა ამან კი („რუხი გნაისების“ ჩათვლით) ერთ მთლიანობაში შეადგინა არქეული ასაკის **კონტინენტური ქერქი**, რომელიც ყველა კრატონის საფუძველს (ფუძეს) წარმოადგენს.

არქეულის ბოლოს მოხდა ძლიერი დანაოჭება გრანიტიზაციით. დანაოჭების შედეგად მიღებულ სტრუქტურებს უმეტესად გუმბათოვანი იერი ჰქონდათ. ეს არის სწორედ ზემოთ ხსენებული ქერქი, რომლის სავარაუდო სისქე 30-40 კმ უნდა ყოფილიყო.

დედამიწის გეოლოგიური განვითარების არქეული დროის ისტორიაში რეალური ფაქტების (მასალის) სიმცირის გამო ბევრი რამ ჰიპოთეზურია. არც ის ვიცით ზუსტად, არქეულის ბოლოს წარმოშობილი ქერქი ერთიანი იყო, თუ ცალკეული კუნძულების (ან მიკროკონტინენტების ) სახით იყო გავრცელებული დედამიწაზე. მკვლევართა ვარაუდით, უფრო მისაღებია ის აზრი, რომ იმ დროს დედამიწაზე იყო ერთიანი კონტინენტი **პანგეა 1**, რომელსაც „უპირისპირდებოდა“ ერთიანი ოკეანე **პანთალასა**. პანგეა 1-ის ფორმირება მოხდა **ბელომორული** (იგივე **კენორანული**) ოროგენეზის განვითარებით.

## თავი 20. პროტეროზოური ეონი

პროტეროზოური მოთავსებულია არქეულსა და ფანეროზოულს შორის. ეს ეონი დაიწყო 2500 მილიონი წლის წინ და დასრულდა 540 მილიონი წლის წინ. მისი ხანგრძლივობა, შესაბამისად, თითქმის 2000 მილიონ წელს შეადგენს.

სახელწოდება, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, უპირველეს სიცოცხლეს, ანუ სიცოცხლის ყველაზე ადრინდელ ხანას გულისხმობს. მართალია, დღეს უკვე ცნობილია, რომ სიცოცხლე დედამიწაზე გაცილებით უფრო ადრე, არქეულში გაჩნდა, მაგრამ პროტეროზოურს ტრადიციული სახელი მაინც შემორჩა.

### 20.1. სიცოცხლე პროტეროზოურში

სიცოცხლის ევოლუციის თვალსაზრისით პროტეროზოური ეონი დიდ ინტერესს იწვევს. თუმცა უნდა ითქვას, რომ, ფაქტობრივად, მთელი ეონის განმავლობაში (2500–680 მლნ. წლები) მხოლოდ პროკარიოტები თუ არსებობდნენ – ბაქტერიები და ციანობიონტები. ამ უკანასკნელებმა იმ დროს ისეთ განვითარებას მიაღწიეს, რომ პროტეროზოური ეონი შეიძლება ციანობიონტების ხანადაც კი ჩაითვალოს.

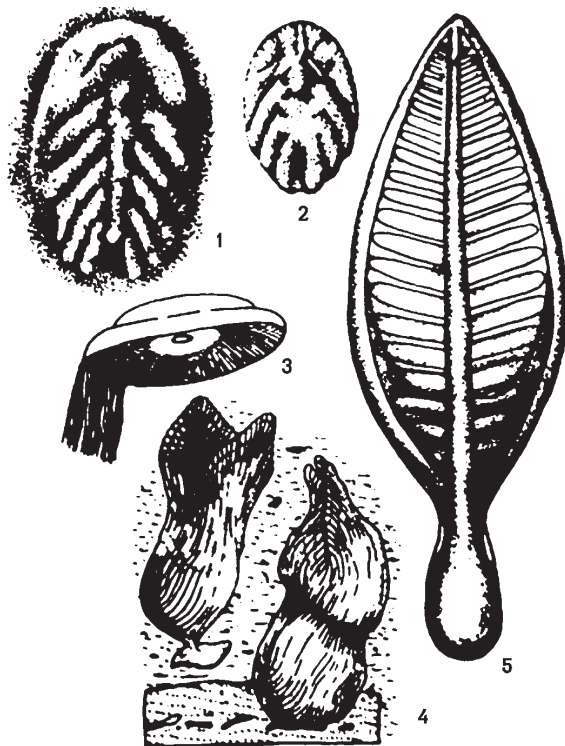
მეცნიერთა ვარაუდით, ადრეპროტეროზოურის შუა ნაწილში, დაახლოებით 2000 მლნ. წლის წინ, ატმოსფეროში მკვეთრად გაიზარდა ჟანგბადის რაოდენობა, რასაც ციანობიონტების აქტიურ „ფოტოსინთეზურ“ მოქმედებას მიაწერენ. თითქოს ამან განაპირობა ცოტა მოგვიანებით (დაახლოებით 1650 მილიონი წლის წინ) ევკარიოტული ორგანიზმების წარმოშობა-განვითარება. დაახლოებით ამ დროსვე გაჩნდნენ პლანქტონის პირველი წარმომადგენლები.

სიცოცხლის განვითარებაში დიდი გარდატეხა ხდება **ვენდურში** (680-540 მლნ. წლის წინ). ამ დროს ჩნდება ევკარიოტების მრავალი წარმომადგენელი წყალმცენარეების, სოკოებისა და უხერხემლო ზღვიური ცხოველების სახით. პროკარიოტებიც (ციანობიონტები) აყვავებას განიცდიან, რაც კარგად დასტურდება სტრომატოლითების ფართო განვითარებით. ევკარიოტული წყალმცენარეებიდან, პირველ რიგში, მწვანე წყალმცენარეები (ქლოროფიტები) უნდა დავასახელოთ.

რალაც ევოლუციური აფეთქების მსგავსი ხდება უხერხემლო ცხოველების განვითარებაში. ვენდურში ჩნდება მათი საკმაოდ მრავალფეროვანი ჯგუფები. უაღრესად საინტერესოა ის, რომ ყველა ფორმა აბსოლუტურად **უსკელეტო** იყო. ეს ფენომენალური მოვლენა დღესაც კი სათანადოდ კარგად არ არის ახსნილი. ორგანიზმები შემორჩნენ ანაბექტების, ნაკვალევის, კოპროლითების (ნამარხი ექსკრემენტები) სახით.

ვენდური ასაკის უხერხემლო ცხოველების ნამარხები ბევრ ქვეყანაშია ნაპოვნი (სამხრეთ აფრიკა, ინგლისი და სხვ.), მაგრამ ამ მხრივ განსაკუთრებულია სამხრეთ ავსტრალიის „ედიაკარის ბიოტა“ და ბალტიისპირეთის ფაუნისტური კომპლექსი.

უსკელეტო, რბილტანიანი ორგანიზმები, რომლებიც „ედიაკარის ბიოტის“ სახელითაა ცნობილი (Ediacarien – სახელწოდება მოდის სამხრეთ ავსტრალიაში არსებულ ედიაკარის ბორცვებიდან და აბორიგენტთა ენაზე ნიშნავს „არის წყალი“ (idyakra)), როგორც ჩანს, ზღვაში მცხოვრებ ბილატერალური (ორმხრივი) ან რადიალური სიმეტრიის მიმაგრებულ ბენტოსს მიეკუთვნებოდა. რამდენიმე ათეული წლის წინ პალეონტოლოგთა უმეტესობა „ედიაკარის ბიოტას“ ლრუნანლაფიანების (უმთავრესად მედუზებისა და პოლიპების), ფეხსახსრიანების და სხვათა შორეულ წინაპრად მოიხარებდა. თუმცა ბოლო წლებში ამგვარი შეხედულება მთლიანად უარყოფილ იქნა. ვენდური პერიოდის მშვენება – „ედიაკარის ბიოტა“ ცხოველთა სამეფოში წარმოდგენილი იყო რამდენიმე ტიპით, რომელთა სრული გადაშენება (ამონყვეტა) „კამბრიული აფეთქების“ ქვედა საზღვარზე, 540 მილიონი წლის წინ მოხდა.



სურ. 20.1. ვენდის უსკელეტო ფაუნა:

1-2 ფეხსახსრიანების მსგავსი ორმხრივი სიმეტრიის მქონე ფორმები; 3 – უძველესი „მედუზოიდი“, რომელიც დიამეტრში 0.5 მ-ს აღწევდა; 4 – გაურკვეველი სისტემატიკის ფორმები; 5- კოლონიური პოლიპების (ლრუნანლაფიანები?) წარმომადგენელი

(Владимирская Е.В. и др., 1985)



საინტერესოა აღინიშნოს, რომ „ედიაკარელები“ ფორმითა და ზომით საკმაოდ მრავალფეროვანი იყვნენ. მაგალითად, ე.წ. **პროარტიკულატები** (სხვაგვარად, „გაბერილი მატრასები“) ზომებში 1-2 მილიმეტრიდან 1,5 მეტრამდე აღწევდნენ, ხოლო მათგან განსხვავებული, **დისკოსებური** ფორმის მქონე ორგანიზმების ზომები ერთეული სანტიმეტრიდან 18 სანტიმეტრამდე მერყეობდა (სხვათა შორის, მედუზებად თუ მედუზოიდებად „მონათლული“ *Cyclomedusa*, *Ediacaria* და კიდევ სხვა, სწორედ დისკოსებურ ორგანიზმთა ჯგუფს მიეკუთვნებოდა) (სურ. 20.1).

ვენდური ფაუნის ერთ-ერთი მახასიათებელი გიგანტიზმია! არცთუ იშვიათად ვხვდებით 0.5 მეტრი დიამეტრის მქონე „მედუზოიდებისა“ და 1-1.5 მეტრი სიგრძის პროარტიკულატების („გაბერილი მატრასები“) წარმომადგენლებს. ვენდური ფაუნის გიგანტიზმი შესაძლოა იმაზე მიგვანიშნებდეს, რომ მისი განვითარება (ეკოლოგია) ჩიხისკენ წავიდა (შეგვიძლია, პარალელი გავავლოთ დინოზავრებთან!). ალბათ ეს არის მიზეზი იმისა, რომ თითქმის შეუძლებელია კამბრიულ ფაუნაში ვენდურის მემკვიდრეთა დასახელება.

გიგანტების გვერდით ვენდურში პატარა ტანის ორგანიზმებიც გვხვდება. ალბათ, სწორედ ამათ მემკვიდრეებმა დაუდეს საფუძველი კამბრიულ სკელეტურ ფაუნას.

ძნელი სათქმელია, თუ რას უკავშირდება ვენდური ფაუნის სწრაფი გამოსვლა ცხოვრების ასპარეზზე. მიზეზი შეიძლება ვეძიოთ იმ დროისათვის გლობალური გამყინვარების მომდევნო სწრაფ ათბობაში, რომელსაც ასევე სწრაფი ტრანსგრესია (ზღვიური აკვატორიის გაფართოება) მოყვა; ან ატმოსფეროს გაზური რეჟიმის შეცვლაში ან სხვაში.

## 20.2. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ადრეპროტეროზოური ეტაპი

პროტეროზოური ორად იყოფა – **ქვედა** (2500-1600 მლნ. წ.) და **ზედა (რიფეული** – 1600-680 მლნ. წ. და **ვენდური** 680-540 მლნ. წ.). უნდა აღინიშნოს, რომ ქვედა- და ზედაპროტეროზოური საკმაოდ განსხვავდება ერთმანეთისგან, როგორც ფაციესურად, ისე, რაც მთავარია, გეოლოგიური განვითარების ისტორიით. შეიძლება ითქვას, რომ ამ თვალსაზრისით ქვედა პროტეროზოური უფრო ახლოს არის არქეულთან, ვიდრე ზედაპროტეროზოურთან. აქედან გამომდინარე, უფრო მიზანშეწონილია ქვედა და ზედაპროტეროზოურის ცალ-ცალკე განხილვა.

**ქვედაპროტეროზოური** ქანები ფართოდ არის გავრცელებული, უმეტესად კი დღევანდელი კრატონების ფარგლებზე და ბაქენების (პლატფორმების) კრისტალურ ფუნდამენტში გვხვდება. წარმოდგენილია ძალზე მრავალფეროვანი წყებებით, რომლებშიც მრავლადაა მაგმური (როგორც ეფუზიური, ისე ინტრუზიული), მეტამორფული (სხვადასხვა ხარისხის მეტამორფიზმით) და დანალექი ქანები. ამ უკანასკნელში ვხვდებით ზღვიურ და კონტინენტურ ნალექებს, მყინვარულსაც კი ტილიტების სახით.

ქვედაპროტეროზოური წყებები ძირითადად ორ გეოტექტონიკურ ერთეულს უკავშირდება – ა) კრატონებს, სადაც ისინი ზედაპროტეროზოურ წყებებთან ერთად იკავებენ კრატონის ქვედა სტრუქტურული სართულის – კრისტალური ფუნდამენტის ზედა ნაწილებს და ბ) ნაოჭა სარტყლებს, სადაც ძველ წყებებთან ერთად ინტენსიურად დისლოცირებული არიან.

ქვედა პროტეროზოურის „კლასიკური“ ჭრილი ჩრდილო ამერიკის კრატონზეა, უფრო ზუსტად – **კანადის ფარზე**:

**კანადის ფარის ჭრილი**

		კიუინოური სერია PR ₂	
		ფიქლები, ჯესპილიტები, რკინის მადნის საბადოები, კვარციტები;	1600 მლნ. წ.
ანიმიკური სერია	PR ₁ ²	ბაზალური კონგლომერატები დოლომიტები ტილიტისმაგვარი კონგლომერატები, გრაუვაკები, კვარციტები	ჯამური სიმძლავრე 2500-3000 მ
			2100 მლნ. წ.
ჰურონული სერია	PR ₁ ¹	კონტინენტური ტერიგენული ნალექები კვარციტების დიდი სისქის დასტები	10000 მ
		AR	2500 მლნ. წ.

საყურადღებოა, რომ ქვედაპროტეროზოური აქ უთანხმოდ არის განლაგებული (ხშირად გამოფიტვის ქერქით!) ძლიერ დანაოჭებულ და მეტამორფიზებულ არქეულზე. აგებულია მძლავრი (13 კმ.) ტერიგენული კონტინენტური ნალექებით. დანაოჭებულია!

**ბალტიის ფარის ჭრილი**

		PR ₂	
		კლასტური, ვულკანოგენური და ვულკანური ქანების მორიგეობა. იშვიათად არის დოლომიტები სტრომატოლითებით	სიმძლავრე ათასეული მეტრები
PR ₁			1600 მლნ. წ.
		AR	2500 მლნ. წ.

მთელი ქვედაპროტეროზოური დანაოჭებული და მეტამორფიზირებულია. გაკვეთილია გრანიტული ინტრუზივებით, რომელთა ასაკი 1600 მილიონ წელს შეადგენს.

როგორი იყო დედამიწის გეოლოგიური განვითარება ადრეპროტეროზოურში? გავიხსენოთ, რომ არქეულის ბოლოს დედამიწაზე ერთიანი კონტინენტი, პანგეა 1 არსებობდა (ყოველ შემთხვევაში ასეთი ვარაუდი უფრო მისაღებია). პროტეროზოური ეონის დასაწყისში, 2500 მილიონი წლის წინ, პანგეამ დაშლა დაიწყო – ზოგან კონტინენტური ქერქი იხლიჩებოდა და ამ ადგილებში მოძრავი სარტყლები ფორმირდებოდა. ქერქის ბოლომდე გახლეჩის შედეგად მივიღეთ ცალკეული კრატონები და მათი გამყოფი მოძრავი სარტყლები – ათასეული კილომეტრის სიგრძისა და ასეული კილომეტრის სიგანის მქონე დეპრესიები (სურ. 19.1).

ადრეპროტეროზოურის მიწურულს, დაახლოებით 1600 მილიონი წლის წინ, ქერქის ძლიერი შეკუმშვის შედეგად კრატონები კვლავ გაერთიანდა და სუპერკონტინენტი პანგეა 2 ჩამოყალიბდა. ამ შეკუმშვის შედეგი იყო ძლიერი ოროგენეზისი, რომელსაც შეიძლება **კარელური** ვუნოდოთ. პანგეა 2-ის პარალელურად უნდა წარმოშობილიყო სუპეროკეანე პანთალასა თავისი ოკეანური ქერქით.

იყო თუ არა სპრედიინგისა და სუბდუქციის ზონები ადრეპროტეროზოურში და საერთოდ მოქმედებდა თუ არა იმ დროს ლითოსფერული ფილების ტექტონიკის მექანიზმი – ეს საკითხები ჯერჯერობით ბოლომდე გარკვეული არ არის.

### 20.3. გვიანპროტეროზოური (რიფუულ-პენდური) ეტაპი

„რიფეა“ ურალის ძველი სახელწოდებაა, ხოლო ვენდები თუ ვენედეები აღმოსავლეთ ევროპის ძველად მობინადრე ტომი ყოფილა.

გვიანპროტეროზოურის საერთო ხანგრძლივობა დაახლოებით 1110 მილიონ წელს შეადგენს. ამ დროისათვის უკვე, კარგად განვითარებული ციანობიონტების მეშვეობით, რიფეულის, ხოლო ედიაკარის ფაუნით, ვენდურის ბიოსტრატოგრაფიული დანაწილება ხერხდება, თუმცა მის პარალელურად აბსოლუტური გეოქრონოლოგიის მეთოდიც გამოიყენება.

გვიანპროტეროზოურის მიწურულს უკვე მთლიანად იყო ჩამოყალიბებული კრატონების ქვედა სტრუქტურული სართული – კრისტალური ფუნდამენტი, რამაც განაპირობა კრატონების ზედა სტრუქტურული სართულის – დანალექი საფარის განვითარება. ამდენად, ფაქტობრივად, გვიანპროტეროზოურის დასასრულს იწყება კრატონების, როგორც სრულყოფილი სტრუქტურების, ფორმირება.

კრატონების გვერდით გვიანპროტეროზოურში განვითარებას იწყებს ახალი მოძრავი სარტყლები, რომლებიც საბოლოოდ ძლიერ დისლოცირებულ ნაოჭა სტრუქტურებს იძლევიან.

გვიანპროტეროზოურში იწყებს ფორმირებას აგრეთვე მესამე ტიპის გეოსტრუქტურები ე.წ. **ავლაკოგენები**. ავლაკოგენები თავისი ბუნებით გარდამავალია კრატონებსა და მოძრავ სარტყლებს შორის. ისინი ტექტონიკურად უფრო მობილუ-

რი არიან, ვიდრე კრატონები და ნაკლებად მობილური, ვიდრე მოძრავი სარტყლები. ავლაკოგენების ფორმირება კრატონების ფუნდამენტში ხდება ვინრო (ასეული კილომეტრები) და გამწე (ათასეული კილომეტრები) გრაბენული დეპრესიების სახით.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ზედაპროტეროზოური ერათემა ორ სისტემად იყოფა – რიფეულად და ვენდურად. მათ ჭრილებსაც ცალ-ცალკე გავეცნობით.

**რიფეულის სტრატოტიპული ჭრილი (ურალი)**

		ვენდური V	
		~~~~~	680 მლნ. წ.
კარატავის სერია	R ₃	კირქვები, კვარციანი ქვიშაქვები, დოლომიტები, კაჟის ლინზები, ფიქლები, ქვიშაქვები, ალევროლითები. ფერადი კირქვები და მერგელები, არკოზული და კვარციანი ქვიშაქვები, გამოფიტვის ქერქი	5600 მ
		~~~~~	1000 მლნ. წ
იურმატინის სერია	R ₂	დოლომიტები, კირქვები; ფენებრივი სიდერიტები, ფილიტისმაგვარი ფიქლები, ალევრიტები, დოლომიტები, კირქვები; კვარციტები, კონგლომერატები, ფილიტები; სუბაერალური ფუძე და მჟავა ვულკანიტები და მათი ტუფები;	6650 მ
		~~~~~	1350 მლნ. წ.
ბურზიანის სერია	R ₁	ფიქლები დოლომიტის და კირქვების შუაშრეებით; დოლომიტური კირქვები; კვარცქარსიანი ფიქლები და დოლომიტები; ტუტე ბაზალტები; პოლიმიქტური, არკოზული და ტუფოგენური ქვიშაქვები, კონგლომერატები გრანიტის ქვარგვალეებით	5700 მ
		~~~~~	1600 მლნ. წ.
		არქეული AR	

დაახლოებით მსგავსი სურათი გვაქვს ბალტიის ფარზე

**რიფეულის ქრილი ბალტიის ფარზე**

ვენდური V

~~~~~		680 მლნ. წ.
R ₃	ნითელი ფერის მინდვრის შპატიან-კვარციანი და პოლიმიქტური ქვიშაქვები, ალევროლითები, არგილითები; მაგმური ქანები არ არის!	1300 მ
~~~~~		
R ₂	ნითელი ფერის ტერიგენული ნალექები კირქვების შუაშრეებით. ბაზალტური ლავები, გაბრო-დიაბაზები.	2000 მ
~~~~~		
R ₁	ნითელი ფერის არკოზული ქვიშაქვები, გრაველიტები, კონგლომერატები, ალევროლითები დოლომიტებისა და კირქვების შუაშრეებით, ტუფოგენური ქვიშაქვები, ბაზალტის ფერფლი (ცალკე ჰორიზონტია), დოლერიტების სილები და შტოკები	3500 მ
~~~~~		
PR ₁		1600 მლნ. წ.

ზემოთ მოყვანილი ორივე ქრილის საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ რიფეული ტიპური ავლაკოგენური ფაციესით ხასიათდება. ამას გვაფიქრებინებს მაგმური და მეტამორფული სუსტად დანაოჭებული ქანების არსებობა; ამასთანავე წყებათა დიდი სიმძლავრეები.

შესაბამისად, შეიძლება დავუშვათ, რომ რიფეულში წყებათა უმეტესობის ფორმირება სწორედ ავლაკოგენებში ხდებოდა.

კიდევ ერთხელ გავიმეოროთ, რომ ავლაკოგენები ფორმირდება კრატონების კრისტალურ ფუნდამენტში. ამდენად, ისინი კრისტალური ფუნდამენტის („ახალ-გაზრდა“) ნაწილია!

**ვენდურის ქრილი აღმოსავლეთ ევროპის კრატონზე**

~~~~~		ε ₁ – ქვედაკამბრიული	540 მლნ. წ.
ვენდური	V	ლამინარიანი შრეები – Laminarites-ის შემცველი ფურცელა თიხები;	100- 1000 მ
		ჭრელი ქვიშაქვები, ალევროლითები, თიხები; ბაზალტები, ტუფები, ტუფიტები, არგილიტები, ალევროლითები; ტილიტები, ნითელი თიხები, ქვიშაქვები.	
~~~~~		R ₃ – ზედარიფეული	680 მლნ. წ.

ჩვენი აზრით, ვენდურის ზემოთ მოყვანილი ქრილი უფრო ავლაკოგენური ბუნებისაა, ვიდრე პლატფორმულის (იგულისხმება პლატფორმის დანალექი საფარი). ამაზე მიუთითებს წყებათა არა ჰორიზონტული, არამედ რამდენადმე ნაოჭა განლაგება მათი უმეტესი ნაწილის ავლაკოგენში განთავსებით.

მკვლევართა ხელთ არსებული ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული და პალეონტოლოგიური მასალა საშუალებას იძლევა, თვალი გავადევნოთ ხსენებულ ეტაპზე დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიას. გავიხსენოთ, რომ გვიანპროტეროზოური ეტაპის დაწყების წინ ჩამოყალიბდა ერთიანი კონტინენტი პანგეა 2. რიფეულში იწყება პანგეა 2-ის თანდათანი დაშლა. შევნიშნავთ, რომ ადრეპროტეროზოურის მიწურულს (1600 მლნ. წლის წინ) მომხდარმა **კარელურმა ოროგენეზისმა** შექმნა ძველი კრატონების კრისტალური ფუნდამენტის ძირითადი ბირთვი, თუმცა კრატონის კრისტალური ფუნდამენტი საბოლოოდ პროტეროზოური ეონის მიწურულს ჩამოყალიბდა. აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ კრატონის კრისტალური ფუნდამენტის ასაკი ზოგადად არქეულ-პროტეროზოურია (ანუ პრეკამბრიული). რაც შეეხება დანალექ საფარს, ის ყოველთვის კრისტალურ ფუნდამენტზეა განლაგებული, ე.ი. მასზე გვიანდელია, უფრო ახალგაზრდაა. ამდენად, კრატონების დანალექი საფარის ასაკი ძირითადად ფანეროზოული იქნება.

გვიანრიფეულში, დაახლოებით 850 მილიონი წლის წინ, კვლავ დაიწყო პანგეა 2-ის დესტრუქცია. სუპერკონტინენტი ორად გაიყო – ჩრდილო ორიენტაციის (დღევანდელი თვალთახედვით) **ლავრაზიად** და სამხრული ორიენტაციის **გონდვანისად (გონდვანა)**. ამ ორ კონტინენტს შორის გაჩნდა ათასეული კილომეტრებით გადაჭიმული ოკეანური ქერქის დეპრესიული ზოლი, რომელსაც **ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყელი** ეწოდა. ხმელთაშუაზღვიურ მოძრავ სარტყელზე განთავსდა ოკეანე **ტეთისი**.

რიფეული პერიოდის დასასრულს და, ფაქტობრივად, ვენდურის პირველ ნახევარში (850-620 მლნ. წლის წინ) კვლავ კონტინენტის დაშლასთან გვაქვს საქმე, ოღონდ ეს პროცესი საფუძვლიანად მხოლოდ ლავრაზიაში განვითარდა – ის რამდენიმე კონტინენტად დანაწილდა. გონდვანისზე, როგორც ჩანს, დაშლის პროცესი ისე ღრმად არ წარმართულა, რომ მისგან ცალკეული კონტინენტები მიგვეღო.

ვენდური პერიოდის მიწურულს (540 მლნ. წლის წინ) მოხდა **ბაიკალური ოროგენეზისი** (იგივე კადომური, პანაფრიკული, ბრაზილიური), რომლის შედეგადაც დედამიწაზე 5 კონტინენტი დაფიქსირდა: **ჩრდილო ამერიკის (ლავრენცია), აღმოსავლეთ ევროპის (ფენოსკანდია), ციმბირის, ჩინეთის (ჩინეთ-კორეა)** და სუპერკონტინენტი **გონდვანისის (გონდვანა)**. გონდვანისი მოიცავდა ამჟამინდელი სამხრეთ ამერიკის, აფრიკის, ანტარქტიდის, ავსტრალიის კონტინენტებს და მათთან ერთად ინდოეთის (ინდოსტანის) ნახევარკუნძულს.

**დაბოლოს, დავასახელოთ პროტეროზოური ეონის ყველაზე მნიშვნელოვანი თარიღები:**



2500 მლნ. წლის წინ – პროტეროზოური ეონის დასაწყისი. ბელომორული (კენორანული) ოროგენეზისი. ერთიანი კონტინენტის, პანგეა 1-ის ფორმირება;

1600 მლნ. წლის წინ – კარელური ოროგენეზისი. ერთიანი კონტინენტის პანგეა 2-ის ფორმირება;

850 მლნ. წლის წინ – პანგეა 2-ის ორ კონტინენტად (ლავრაზია და გონდვანისი) გაყოფა, ხოლო მათ შორის გაჩენილ ოკეანურ ქერქზე ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყლის ფორმირება; თვით ამ მოძრავ სარტყელზე კი ოკეანე ტეთისის განთავსება;

540 მლნ. წლის წინ – ვენდური პერიოდის (და საერთოდ, პროტეროზოური ეონის) დასასრულს ბაიკალური (კადომური, პანაფრიკული, ბრაზილიური) ოროგენეზისის განვითარებით დედამიწაზე 5 კონტინენტის ფორმირება (ჩრდილო ამერიკის ანუ ლავრენციის, აღმოსავლეთ ევროპის ანუ ფენოსკანდიის, ციმბირის, ჩინეთის ანუ ჩინეთ-კორეის და სუპერკონტინენტ გონდვანისის (გონდვანის)).

## 20.4. პრეკამბრიუმის ნიაღისეული

პრეკამბრიული ნალექები ძალიან მდიდარია ნიაღისეულით. მათში განსაკუთრებით მრავლადაა მეტალთა საბადოები. აქ არის რკინისა და ტიტანის საერთო მარაგების 90%, ხოლო ოქროსი, ურანისა და ნიკელის – 70%. დავასახელოთ ზოგიერთი მეტალის საბადოები:

**რკინა** – ქვედაპროტეროზოური ასაკის– რუსეთი (კურსკის მაგნიტური ანომალია და სხვ.), აფრიკა, ბრაზილია, აშშ, ავსტრალია; ზედაპროტეროზოური – რუსეთი (ურალი), ჩრდილო კორეა, აფრიკა, ავსტრალია, აშშ.

**სპილენძი** – ქვედაპროტეროზოური – ფინეთი, კანადა, რუსეთი (ციმბირი); ზედაპროტეროზოური – ავსტრალია, კანადა, ნამიბია, ზაირი, ზამბია, აშშ.

**ტყვია-თუთია** – ზედაპროტეროზოური – ავსტრალია, აშშ, კანადა, ზამბია.

**ტიტანი** – ქვედაპროტეროზოური– სამხრეთ აფრიკა.

**ოქრო** – ზედაარქეული – სამხრეთ აფრიკა (ვიტვატერსრანდი – მსოფლიოში ოქროს უდიდესი საბადო), ქვედაპროტეროზოური – დასავლეთ აფრიკა; ზედაპროტეროზოური – ავსტრალია, აშშ, ზამბია.

**ურანი** – ზედაპროტეროზოური – კანადა, აშშ, ზაირი (მსოფლიოში უდიდესი საბადო შინკოლობვე).

**ნიკელი** – ქვედაპროტეროზოური – კანადა; ზედაპროტეროზოური – კანადა.

**ალმასი** – ქვედაპროტეროზოური – გაიანა, განა; ზედაპროტეროზოური – ინდოეთი.

**გაზ-ნავთობი** – რიფეული – აღმოსავლეთ ციმბირი (რუსეთი).

## თავი 21. ფანეროზოული ეონი

**ფანეროზოული** ამკარა სიცოცხლის ხანას ნიშნავს. მის საპირისპიროდ არქეულ და პროტეროზოურ ეონებს ერთიანი სახელი „კრიპტოზოული“ (ფარული სიცოცხლის ხანა) აქვთ. ფანეროზოული უახლესი ეონია დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში. მისი ხანგრძლივობა ამ ისტორიის ბოლო 540 მილიონ წელს მოიცავს ანუ დაიწყო 540 მილიონი წლის წინ და გრძელდება დღესაც. ნიშანდობლივია, რომ არქეულ-პროტეროზოურთან (იმავე პრეკამბრიულთან) შედარებით ძალიან მცირე დროში, სულ რაღაც 540-მდე მილიონი წლის განმავლობაში ორგანულმა სამყარომ არნახული ევოლუცია განიცადა. ამასთანავე უაღრესად მნიშვნელოვანი იყო ძველი კონტინენტების მოძრაობა და ურთიერთგადაადგილება, რაც დედამიწას დროდადრო საგძნობლად უცვლიდა იერსახეს.

ფანეროზოული ეონი მოიცავს სამ ერას: პალეოზოურს, მეზოზოურსა და კაინოზოურს.

### 21.1. პალეოზოური ერა

პალეოზოური ერა („ძველი სიცოცხლის ხანა“) დაიწყო 540 მილიონი წლის წინ და დასრულდა 250 მილიონი წლის წინ. შესაბამისად, მისი ხანგრძლივობა **290** მილიონ წელს შეადგენს. პალეოზოური ერა შედგება 6 პერიოდისაგან: **კამბრიული, ორდოვიციული, სილურული, დევონური, კარბონული და პერმული**. ზოგჯერ პალეოზოურს ორ ნაწილად ყოფენ – ქვედა და ზედა პალეოზოურად. ასეთ შემთხვევაში ქვედა პალეოზოური მოიცავს კამბრიულ, ორდოვიციულ და სილურულ სისტემებს, ხოლო ზედა – დევონურ, კარბონულ და პერმულ სისტემებს.

პალეოზოურს ქვევიდან საზღვრავს პროტეროზოური (კერძოდ, ვენდური სისტემა), ხოლო ზევიდან – მეზოზოური (კერძოდ, ტრიასული სისტემა).

#### 21.1.1. სიცოცხლის განვითარება პალეოზოურში

ეს უაღრესად მნიშვნელოვანი საკითხი უპირველესად პალეოზოური სკელეტური ფაუნის გაჩენასთან არის დაკავშირებული. პალეოზოური ერის და საერთოდ მთელი ფანეროზოული ეონის ერთ-ერთი, ფაქტობრივად, ყველაზე მნიშვნელოვანი განმასხვავებელი ნიშანი არქეულ-პროტეროზოურის ანუ კრიპტოზოულისაგან (იგივე პრეკამბრიული) არის მაღალგანვითარებული ნიჟარიანი ფაუნის არსებობა, რომლის მსგავსიც პრეკამბრიულში (კრიპტოზოულში) არა გვაქვს! პალეოზოური ერის დასაწყისშივე, კამბრიულ პერიოდში, ვხვდებით მაღალი ორგანიზაციის მქონე, მყარი ნიჟარით წარმოდგენილ უხერხემლო ცხოველების ყველა ძირითად ტიპს. და-

ლიან ძნელია იმ ფაქტის ახსნა, თუ რატომ არის კამბრიულში ნიჟარიანი ცხოველების ტაქსონთა ასეთი სიუხვე, მაშინ, როცა ცოტა ხნით უფრო ადრე, ვენდური პერიოდის დასასრულს, ნიჟარიანი ორგანიზმები საერთოდ არ იყო დედამიწაზე.

კამბრიული ფაუნის ორგანიზაციის მაღალი დონე და ამავე დროს ამ პერიოდში უხერხემლო ცხოველთა, ფაქტობრივად, ყველა ტიპის არსებობა მიგვანიშნებს იმაზე, რომ კამბრიული პერიოდის დასაწყისისათვის ცხოველთა სამეფოს ევოლუციის მნიშვნელოვანი გზა უნდა გაეწეო. მეორე მხრივ, ამგვარი ევოლუციისათვის წარმოუდგენლად მცირე დროა (გავიხსენოთ, რომ კამბრიული პერიოდი დროში უშუალოდ ენაცვლება ვენდურ პერიოდს). გამომდინარე აქედან, უნდა დავასკვნათ, რომ კამბრიულში სიცოცხლის ევოლუციის ტემპი ძალიან მაღალი იყო, რისთვისაც ხელი უნდა შეეწყო გარემო პირობების მკვეთრ ცვლას. ამას გვაფიქრებინებს ის გარემოებაც, რომ არა ჩანს კამბრიული ფაუნის უშუალო წინაპრები. ადრე ამ გარემოებას ხსნიდნენ პრეკამბრიული ნალექების ძლიერი მეტამორფიზმით, რასაც უნდა მოესპო ქანებში ნამარხების სახით დაცული სიცოცხლე. ამასთანავე მიუთითებდნენ დროის დიდ ხარვეზზე პრეკამბრიულსა და პალეოზოურს შორის. მაგრამ გასული საუკუნის მეორე ნახევარში ყველა კონტინენტზე მიკვლეულ იქნა გვიანპროტეროზოური ასაკის არამეტამორფული, ჩვეულებრივი დანალექი ქანები, რომელთა ერთი ნაწილი საერთოდ უნამარხო აღმოჩნდა, ხოლო მეორე ნაწილში, როგორც უკვე ვიცით, საკმაოდ მრავალფეროვანი უნიჟარო ფაუნა იყო (მაგალითისათვის თუნდაც „ედიაკარის ბიოტა“ გამოდგება). ამავე დროს ეს უნამარხო თუ ნამარხიანი ქანები დროში ძალიან სწრაფად ინაცვლება კამბრიული ასაკის ნალექებით. ამგვარად, ზემოთ ხსენებული შეხედულება დღის წესრიგიდან მოიხსნა.

მეცნიერთა ერთი ნაწილის აზრით, „კამბრიული აფეთქება“, რაც გამოიხატა ნიჟარიანი ფორმების სწრაფ წარმოქმნაში, განპირობებული იყო მტაცებელი ცხოველების გაჩენით. ამდენად, ორგანულ სამყაროში შეიქმნა ახალი ურთიერთობა – მტაცებელი-მსხვერპლი! შედეგად კი ნიჟარიანი ფორმები მივიღეთ.

ნიჟარიანი ფორმების გაჩენის ერთ-ერთ მიზეზად შეიძლება კამბრიულ პერიოდში ზღვებში **მარილიანობის** მკვეთრი გაზრდა მიგვეჩნია. ზღვის გამარილიანება (ისევე როგორც განმარილიანება) ფანეროზოული ეონის სხვადასხვა პერიოდსა თუ ეპოქაში ცნობილი ფაქტია. მაგრამ ამ პროცესს ყოველთვის ლოკალური (და არა გლობალური) ხასიათი ჰქონდა. თანაც, როგორც ცნობილია, წყლის გამარილიანება ძირითადად ლაგუნებში ხდება. ხოლო იმის დაშვება, რომ ვენდურში ლაგუნები არ არსებობდა, უბრალოდ აბსურდული ჩანს! სხვა მოსაზრებით, ედიაკარ-ვენდური უნიჟარო ფაუნა ცხოვრობდა ერთიანი კონტინენტის ირგვლივ არსებულ ზღვებში, მაღალი ტემპერატურისა და ლარიბი საკვები რესურსების პირობებში. კამბრიული ორგანიზმები კი გაჩნდნენ სუპერკონტინენტის დაშლის დროს, როცა მნიშვნელოვნად გაიზარდა სანაპირო ზოლი, თანაც მისი უდიდესი ნაწილი განთავსებული იყო არსებობისათვის ძალიან ხელსაყრელ ტროპიკული კლიმატის ზონაში. გამწვ და განიერი შელფის საზღვრებში ინტენსიური კარბონატული ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა (როგორც ცნობილია, კარბონატული ქანების წარმოქმნა ყველაზე

ინტენსიურად ზღვის შელფურ ნაწილში, 100-200 მეტრ სიღრმეზე ხდება). სწორედ ასეთი ადგილები იყო ცხოველთათვის საცხოვრებლად იდეალური, რამდენადაც ისინი საკვების სიუხვითა და მრავალფეროვნებით გამოირჩეოდნენ.

როგორც უკვე აღინიშნა, ვენდური ასაკის „ედიაკარის ბიოტის“ შემცველ შრეებს უშუალოდ აგრძელებს ადრეკამბრიული ორგანიზმების შემცველი წყებები. ეს ფაქტი უდავოდ მიუთითებს სკელეტიანი ფორმების გაჩენის სწრაფ ტემპზე, შეიძლება უსწრაფესზეც კი, რადგანაც სკელეტიანი ფაუნის გაჩენა ერთი-ორი მილიონი, ან შეიძლება სულაც რამდენიმე ასეული ათასი წლის განმავლობაში უნდა მომხდარიყო. თითქოს უდავოა, რომ სწორედ ევოლუციური განვითარების ტემპის აჩქარებაა სკელეტიანი ორგანიზმების გაჩენის მიზეზი. მაგრამ ორგანიზმთა სწრაფი ევოლუციისათვის ხომ მასტიმულირებელი ფაქტორია საჭირო. ასეთ ფაქტორად ზოგი მეცნიერი კოსმოსურ გამოსხივებას მიიჩნევს. დადგენილია, რომ მზის ულტრაიისფერი ან მაიონიზირებელი კოსმოსური გამოსხივება ძალიან ძლიერად მოქმედებს ცოცხალ ორგანიზმთა გენურ და ქრომოსომულ სტრუქტურებზე და, შესაბამისად, მკვეთრად ზრდის მათი მუტაციის უნარს. მუტაციის შედეგად შეძენილ ახალ თვისებათა ერთი ნაწილი დაბლა სწევს ორგანიზმთა სიცოცხლისუნარიანობას და, შესაბამისად, ინვესს ამ ორგანიზმთა გადაშენებას. სხვანი, რომლებიც არსებულ საცხოვრებელ გარემოს კარგად ესადაგებიან, პირიქით, ორგანიზმთა გაძლიერებას (პროგრესს, ევოლუციას) განაპირობებენ. ხსენებული ორივე სახის გამოსხივება (მზის, კოსმოსური) სისტემატურ ხასიათს ატარებს. თუმცა მათი გააქტიურების პერიოდი თითქოს უკავშირდება მზის სისტემის რომელიმე ზეახალი ვარსკვლავის აფეთქებას. არ არის გამორიცხული, რომ ამგვარ შემთხვევასთან გვეკონდა საქმე ვენდურ-კამბრიულის საზღვარზე ან, პრაქტიკულად, რაც იგივეა, კამბრიულის დასაწყისში.

რამ გამოიწვია ორგანული სამყაროს კამბრიულის შემდგომი ევოლუცია? მიზეზი უნდა ვეძებოთ ალბათ, ერთი მხრივ, ორგანიზმების საცხოვრებელ გარემოს, ხოლო მეორე მხრივ, თვით ორგანიზმთა გენეტიკურ ცვლაში.

### **21.1.2. კამბრიული პერიოდი – ე**

**სახელწოდება** მოდის უელსის ძველრომაული სახელიდან – Cambria, სადაც ეს სისტემა პირველად იქნა გამოყოფილი ინგლისელი მეცნიერის ა. სეჯვიკის მიერ 1835 წელს.

**საზღვრები** – ქვედა საზღვარი ვენდურთან 540 მილიონი წლით ისაზღვრება, ხოლო ზედა საზღვარი ორდოვიციულთან – 500 მილიონი წლით. შესაბამისად, კამბრიული პერიოდის ხანგრძლივობა 40 მილიონ წელს მოიცავს. კამბრიული სისტემა სამ სექციად იყოფა:  $\epsilon_1$  – ქვედა,  $\epsilon_2$  – შუა,  $\epsilon_3$  – ზედა.

**ცოცხალი ბუნება** – კამბრიულ პერიოდში იწყებს ფორმირებას თანამედროვე ზღვებსა და ოკეანეებში არსებული სიცოცხლე, პირველ რიგში, სხვადასხვაგვარი

წყალმცენარეებითა და უხერხემლო ცხოველებით, რომლებიც ნიჟარის მატარებლები იყვნენ. ზღვებში ბატონობდნენ უხერხემლოთა არქაული ჯგუფები. რაც შეეხება ხმელეთს, ის პრაქტიკულად დაუსახლებელი იყო.

კამბრიული პერიოდის ცხოველები თანდათან დახელოვნდნენ მყარი ქიტი-ნოვან-ფოსფატური ან კირქვის ნიჟარის შენებაში. მათგან პირველ რიგში უნდა დავასახელოთ **არქეოციათების** სახელით ცნობილი მეტად თავისებური ჯგუფი, რომელიც კამბრიულის დასაწყისში გაჩნდა, განვითარების მაქსიმუმს ადრეკამბრიულში მიაღწია და კამბრიულის ბოლოს გადაშენდა. არქეოციათები მიმაგრებული ბენტოსური ორგანიზმები იყვნენ, რომლებიც თბილ, წყალმარჩ ზღვებში ცხოვრობდნენ. წყალმცენარეებთან ერთად ისინი რიფის მშენებლებიც იყვნენ.

კამბრიული პერიოდი არის **ტრილობიტების** გაჩენისა და აყვავების ხანა. ტრილობიტები წარმოადგენს ფეხსახსრიანთა ტიპის პალეოზოურის ბოლოს გადაშენებულ ჯგუფს. ისინი ზღვიური ორგანიზმები იყო. მათი დიდი ნაწილი ბენტოსურ (შლამში ჩაფლული, ფსკერზე მლოდავი) ცხოვრებას ეწეოდა, შედარებით მცირე ნაწილი პლანქტონს მიეკუთვნებოდა, ზოგი შესაძლოა ნექტონსაც. შევნიშნავთ, რომ ტრილობიტების მეშვეობით კამბრიული სამ სექციად ნაწილდება: ქვედა (გვარი *Olenellus*), შუა (გვარი *Paradoxides*), ზედა (გვარი *Olenus*). ტრილობიტებთან ერთად კამბრიულში სხვა ფეხსახსრიანებიც გვხვდება, პირველ რიგში, **ოსტრაკოდები**.

კამბრიულ ფაუნაში დიდ როლს ასრულებენ ბრაქიოპოდები, პირველ რიგში, უკლიტონი – *Obolus*, *Kutorgina* და სხვ. ამ დროიდან იწყებენ განვითარებას კლიტიანებიც.

კამბრიულის დასაწყისში ჩნდებიან **მარჯნები**. აქტიურად ვითარდებიან **მოლუსკები**, რომელთაგან **გასტროპოდები** გაჩნდნენ ადრეკამბრიულში, **ბივალვიები** – შუაკამბრიულში, ხოლო **ცეფალოპოდები** – გვიანკამბრიულში.

**კანეკლიანებიდან** ვხვდებით პელმატოზოების პრიმიტიულ ჯგუფებს (ცისტოიდები, თეკოიდები, კარპოიდები) და თითო-ოროლა ჰოლოთურიებს.

კამბრიულ ნალექებში ვხვდებით აგრეთვე: **ერთუჯრედიან ცხოველებს** – ფორამინიფერებსა და რადიოლარიებს; **ღრუბლებს**; **ჭიებს**; **გრაპტოლიტებს**; **ციანობიონტებს**; **მწვანე წყალმცენარეებს** (ქლოროფიტებს).

**ფაციესები** – კამბრიულის დასაწყისისათვის უკვე სრულად არის ჩამოყალიბებული კრატონის კრისტალური ფუნდამენტი და იწყება კრატონებისათვის ტიპური დანალექი საფარის ფორმირება. ამგვარი სურათი დამახასიათებელია თითქმის ყველა კრატონისათვის. როგორც ერთ-ერთი საუკეთესო, მოვიყვანოთ აღმოსავლეთ ევროპის კრატონის შემადგენელი რუსეთის ბაქნის (პლატფორმის) კამბრიულის ქრილი.

**ბალტიის ზღვის სანაპირო ზოლის ქრილი**

$O_1$	დიქტიონემიანი თიხები ( <i>Dictyonema flabelliforme</i> )	500 მლნ. წ.
	4. უხეშმარცვლოვანი, ხლართულშრეებრივი კვარციანი ქვიშაქვები ფუკოიდებით (ჭიების ხვრელები), ფერადი თიხები (ე.წ. იჟორის შრეები);	100 მ
	3. ეოფიტონიანი ქვიშაქვები – თეთრი ან ჭრელი ქვიშაქვები და ქვიშები თიხების შუაშრეებით. Eophyton-ის ანაბეჭდებით;	50 მ
$E_1$	2. ცისფერი თიხების ჰორიზონტი – მოლურჯო-მონაცრისფრო პლასტიკური თიხები სუსტად გამოხატული შრეებრივობით (ნამარხებიდან: გასტროპოდები, ნაუტილოიდები, რგოლოვანი ჭიები და სხვ.);	50-80 მ
	1. ლამინარიტულისზედა ჰორიზონტი – მომწვანო-ნაცრისფერი ქვიშაქვები თიხების შუაშრეებით. ქანები გაჭედილია ნამარხი ჭიებით ( <i>Serpulites</i> );	40 მ
		540 მლნ. წ.
$V_2$	ლამინარიტიანი ფურცელა თიხები (ნამარხი წყალმცენარეებით ( <i>Laminarites</i> ))	

ძალიან საინტერესო ქრილია. აქ კამბრიული მხოლოდ ქვედა სექციითაა წარმოდგენილი, რომელიც შემცველი ნამარხებით მეტ-ნაკლებად ნორმალურად ისაზღვრება. ქვედაკამბრიული წყებები უთანხმოდ ადევს ვენდურ ნალექებს, ე.წ. ლამინარიტიან წყებებს, ხოლო თვით უთანხმოდ იფარება ქვედაორდოვიციული დიქტიონემიანი თიხებით, რომელიც შეიცავს სწორედ ქვედა ორდოვიციულის სახელმძღვანელო ნამარხს – *Dictyonema flabelliforme*-ს. ბევრი რამ არის ამ ქრილში საყურადღებო – ჯერ ერთი ის, რომ ცალკეულ წყებათა სიმძლავრეები ათეული მეტრების ფარგლებშია, ხოლო ჯამური სიმძლავრე 260 მეტრზე ოდნავ მეტია. წყებები ჰორიზონტულადაა განლაგებული! წყებები მთლიანად წარმოდგენილი არის კლასტური ტერიგენული დანალექი ქანებით. მათში არათუ არსებობა, მინიშნებაც კი არ არის მეტამორფული, და, რაც უფრო მნიშვნელოვანია, მაგმური ქანების (როგორც ინტრუზიულის, ისე ეფუზიურის) არსებობაზე. ყველაფერი ეს აშკარად მიუთითებს ნამდვილი კრატონული (შეიძლება ჯობდეს ვთქვათ – პლატფორმული, ბაქნური) პირობების არსებობაზე.

სულ სხვა ხასიათის კამბრიული გვაქვს იმ დროს არსებულ მოძრავ სარტყლებში. მაგალითისათვის ხმელთაშუაზღვიური(ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყელიც გამოგვადგება. ამ მოძრავი სარტყლის ფარგლებში გავრცელებული კამბრიული ნალექები ყველგან კონტინენტის აქტიური კიდის ბუნებისაა. მაგალითისათვის საფრანგეთის ცენტრალური პლატოს სამხრეთით მდებარე მონტენუარის (Monte-Noire) მიდამოების ქრილიც გამოგვადგება.



მონტენუარის ქრილი

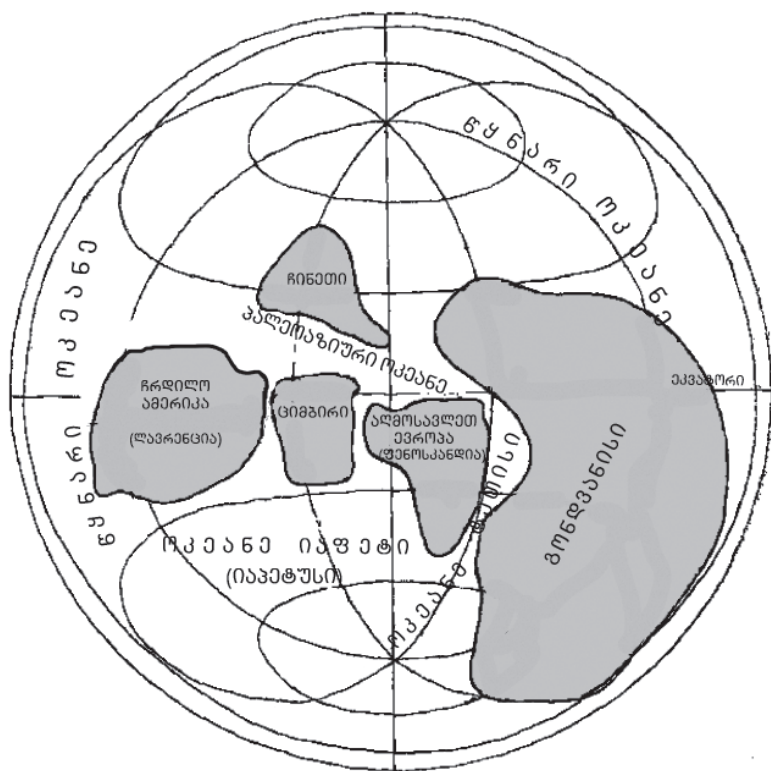
O ₁	მწვანე ფერის ქარსიანი ქვიშაქვები ტრემადოკული ასაკის ტრილობიტებით (Euloma)	ათასეული მეტრები	500 მლნ. წ.
E ₃	ქვიშაქვები და ფიქლები ზედაკამბრიული ტრილობიტებით (Olenus)		
E ₂	კარბონატული ფიქლები ტრილობიტებით (Paradoxides) და ცისტოიდებით;		
E ₁	კირვები არქეოციათებით და ტრილობიტებით (Olenellus) ქვიშაქვები, ფიქლები, პუდინგის მაგვარი კონგლომერატები, ალავ მჟავე შედგენილობის ლავური განფენები		
PR ₂ კრისტალური ფიქლები			540 მლნ. წ.

ხსენებულ ქრილში ყურადღებას იქცევს კამბრიული (და მის თავზე განლაგებული ორდოვიციული, სილურული, დევონური და კიდევ უფრო ახალგაზრდა ნალექები) წყებების ძლიერი დანაოჭება და ათასეული მეტრის სისქის ქანები; თუმცა მეტამორფული და მაგმური ქანები შედარებით უმნიშვნელოა. სუსტია მეტამორფიზმი. მიუხედავად ზემოთქმულისა, ეს ქრილი უდავოდ მკვეთრად განსხვავდება ზემოთ ხსენებული ბალტიური ქრილისგან.

**პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა.** კამბრიულის დასაწყისისათვის კონტინენტები, უფრო ზუსტად კი კრატონები (სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ინდოსტანი, ანტარქტიდა, ავსტრალია), გაერთიანებული იყო ერთ სუპერკონტინენტად, რომელსაც **გონდვანისი** (გონდვანა) ეწოდა და რომელმაც იურულ პერიოდამდე იარსება.

გონდვანისის გვერდით ამჟამინდელი ჩრდილო ორიენტაციის ოთხი კონტინენტი იყო: ჩრდილო ამერიკის (ლავრენცია), რომელიც განთავსებული იყო ეკვატორის ორივე მხარეს; **ჩინეთის**, რომელსაც ჩრდილო ნახევარსფეროს ტროპიკული (აქ და სხვაგანაც ტროპიკულ სარტყელში იგულისხმება ეკვატორული, ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყლები) და ზომიერი სარტყლები ეკავა; **ფენოსკანდიის (ალმოსავლეთ ევროპის)**, რომელიც სამხრეთ ნახევარსფეროში იყო განთავსებული (ძირითადად ტროპიკულ, ნაწილობრივ კი ზომიერ სარტყელში) და **ციმბირის** – თითქმის მთლიანად სამხრეთ ნახევარსფეროს ტროპიკულ სარტყელში განთავსებით და მცირე ნაწილით ეკვატორის ჩრდილოეთით. უნდა შევნიშნოთ, რომ გონდვანისს დასავლეთიდან უშუალოდ ესაზღვრებოდა ფენოსკანდია, ხოლო ამ უკანასკნელსა და მისგან დასავლეთით მდებარე ჩრდილო ამერიკის კონტინენტს შორის „იჯდა“ ციმბირის კონტინენტი.

ზემოთ დასახელებული კონტინენტები ერთმანეთისაგან გამოყოფილი იყო მოძრავი სარტყლებით, ხოლო მოძრავ სარტყლებზე ოკეანეები იყო განთავსებული. კამბრიულ პერიოდში კარგად იყო გამოკვეთილი ორი მოძრავი სარტყელი – ჩრდილოატლანტური (თავზე **ოკეანე იაფეთით**, იმავე იაპეტუსით) და ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელი (თავზე **პალეოაზიური ოკეანით**). **ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყელი** განთავსებული იყო ლავრენციის (ჩრდილო ამერიკის), ციმბირისა და ფენოსკანდიის (აღმოსავლეთ ევროპის) კონტინენტების სამხრეთით, ხოლო **ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელი** მოქცეული იყო ციმბირის, ჩინეთისა და ფენოსკანდიის კონტინენტებს შორის. რაც შეეხება **ხმელთაშუაზღვიურ მოძრავ სარტყელს (ოკეანე ტეთისითურთ)**, ის შედარებით ვიწრო ზოლის სახით გაიდევნებოდა, ერთი მხრივ, გონდვანისა, ხოლო მეორე მხრივ, დარჩენილ ოთხ კონტინენტს შორის. წყნარი ოკეანე (პალეოპაციფიკა) გარს უვლიდა ხუთივე კონტინენტს (სურ. 21.1).



სურ. 21.1. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება შუაკამბრიულ ეპოქაში, დაახლ. 520 მლნ. წლის წინ (Хаин и др., 1997; მცირედი ცვლილებებით)

ზემოთ ხსენებული ოკეანეებით გამოყოფილი ყველა კონტინენტი ადრეკამბრიულში განთავსებული იყო დაბალ ან ზომიერ განედებში, რამაც განაპირობა თბილი (ალაგ ცხელი) კლიმატის ბატონობა და შედეგად ვენდური ზენრული გამყინვარების მთლიანად მოსპობა. ადრეკამბრიულ ეპოქაში ჩრდილო ამერიკა ეკვატორზე იყო განთავსებული, აღმოსავლეთ ევროპა და ციმბირი – სამხრეთ ნახევარსფეროში, აღმოსავლეთ ევროპის დიდი ნაწილი ტროპიკულ, შედარებით მცირე კი – ზომიერ სარტყელში. რაც შეეხება ციმბირის კონტინენტს, მის უდიდეს ნაწილს სამხრეთ ტროპიკების ზოლი ეკავა, უმცირეს ნაწილს კი – ჩრდილო ეკვატორული ზოლი. ჩინეთის კონტინენტი თანაბრად იყო განაწილებული ჩრდილო განედის ტროპიკულ და ზომიერ სარტყლებს შორის.

შუა- და გვიანკამბრიულ ეპოქებში პალეოტექტონიკური და პალეოგეოგრაფიული ვითარება თითქმის ადრეკამბრიულის მსგავსი იყო. ყველაზე მეტად თვალში საცემია მხოლოდ იმდროინდელი ოკეანეების (პალეოპაციფიკის გარდა) გაფართოება. გვიანკამბრიულში პალეოაზიურმა ოკეანემ სიგანეში 4000 კილომეტრს მიაღწია.

**კლიმატი.** ადრევენდური აციება (რასაც ზენრული გამყინვარება მოყვა) გვიანვენდური ათბობით შეიცვალა. კამბრიულის განმავლობაში ათბობის პროცესი კვლავ გრძელდებოდა. თითქმის ყველა კონტინენტზე ტროპიკულის მსგავსი პირობები იყო. ალბათ მხოლოდ თანამედროვე სამხრეთ ამერიკის კონტინენტის ჩრდილო-აღმოსავლეთი და აფრიკის ჩრდილო-დასავლეთი, რომლებიც იმ დროს სამხრეთ პოლუსის სიახლოვეში იყო განლაგებული, შედარებით გრილი კლიმატის პირობებში იმყოფებოდნენ. ტროპიკული გარემო საკმაოდ კარგად ფიქსირდება სულფატურ-კარბონატული და ევაპორიტული ფორმაციებით; სითბოსმოყვარული არქეოციათების, მარჯნების, ბრაქიოპოდების და წყალმცენარეების ფართო გავრცელებით; ბიოგერმული მასივების არსებობით; რკინისა და ფოსფორიტის დანალექი საბადოების გავრცელებით და სხვ.

### 21.1.3. ორდოვიციული პერიოდი – O

**სახელწოდება** ძველად უელსში მცხოვრებ ორდოვიკთა ტომიდან მოდის. თავდაპირველად ორდოვიციული ნალექები სილურული სისტემის ქვედა ნაწილად იყო მიჩნეული (რ. მერჩისონი, 1835 წ.). მხოლოდ 1960 წელს 21-ე საერთაშორისო გეოლოგიურმა კონგრესმა დააკანონა დამოუკიდებელი ორდოვიციული სისტემის სტატუსი.

**საზღვრები.** ქვედა საზღვარი კამბრიულთან 500 მილიონ წელს უტოლდება, ზედა საზღვარი სილურულთან – 440 მილიონ წელს. ამდენად, ორდოვიციულის ხანგრძლივობა 60 მილიონ წელს შეადგენს.

**ცოცხალი ბუნება** – ორდოვიციულ ზღვებში ფართოდ იყვნენ გავრცელებული უხერხემლო ცხოველები და წყალმცენარეები. განვითარებას იწყებენ ხერხემლიანი ცხოველები – აგნატები ანუ უყბონი. ორდოვიციულის მეორე ნახევარში წყალმცენარეებიც ამოვიდნენ ხმელეთზე.

**ტრილობიტები**, რომლებსაც კამბრიულში წამყვანი პოზიციები ეკავათ, ორდოვიციულში რაოდენობრივად შემცირდნენ და ერთგვარად დათმეს პოზიციები. სამაგიეროდ, წინა პლანზე გამოდიან **გრაპტოლიტები**, რომლებმაც ამ პერიოდში სწრაფი ევოლუცია განიცადეს. ამის გამო ისინი ორდოვიციულის სახელმძღვანელო ნამარხებად ითვლებიან. ადრე- და შუაორდოვიციულისათვის დავასახელოთ გვარები *Phyllograptus*, *Didymograptus*, ხოლო გვიანორდოვიციულისათვის – *Diplograptus*, *Climacograptus*. **ლრუნანლავიანები** (ტიპი *Coelenterata*) წარმოდგენილია სტრომატოპოროიდებით, პრიმიტიული ოთხქიმიანი მარჯნებით (რუგოზებით) და ტაბულატებით. შევნიშნავთ, რომ ორდოვიციული პერიოდის ლრუნანლავიანები რიფის მშენებელი ორგანიზმები იყვნენ. ორდოვიციულში გრძელდება **ბრაქიოპოდების** ევოლუცია, რომელთაგან დავასახელებთ პოპულარულ გვარებს *Obolus* და *Orthis*. **კანეკლიანები** წამყვან როლს ასრულებდნენ ბენტოსურ ორგანიზმთა შორის. ესენი იყვნენ ცისტოიდების, კრინოიდების, კარპოიდების, ასტეროზებისა და ექინოიდების წარმომადგენლები. ორდოვიციულში ფართოდ გავრცელდნენ **თავფეხიანი მოლუსკები (ცეფალოპოდები)** ნაუტილოიდების, ორთოცერატოიდებისა და ენდოცერატოიდების სახით.

ორდოვიციულ ზღვებში ცხოვრობდნენ აგრეთვე ფორამინიფერები, რადიოლარიები, ლრუბლები, ქიები, ოსტრაკოდები, ორსაგდულიანი მოლუსკები, მუცელფეხიანი მოლუსკები, ხავსცხოველები, აგრეთვე თევზების წინაპარი ხერხემლიანი ცხოველები – ე.წ. **უყბონი** (კლასი *Agnatha*).

### ორდოვიციულის დანაწილება

ორდოვიციულ სისტემაში სამი სექცია და ექვსი სართული გამოიყოფა. ესენია:

სისტემა	სექცია	სართული
ორდოვიციული O	ზედა O ₃	აშჯილური
	შუა O ₂	კარადოკული ლანდეილური ლანვირული
	ქვედა O ₁	არენიგული ტრემადოკული

ორდოვიციულის კამბრიულზე თანხმობით განლაგების შემთხვევაში საზღვარს მათ შორის ნამარხების მეშვეობით ატარებენ – ფიქლების ფაციესის შემთხვევაში ორდოვიციულის სულ ქვედა ნაწილი (ე.ი. დასაწყისი) იქნება გრაპტოლიტის *Dictyonema flabelliforme*-ს შემცველი შრეები, ხოლო ქვიშაქვების ფაციესში – ტრილობიტი *Ceratopyge* (თუმცა ეს უკანასკნელი ფიქლებშიც გვხვდება). რაც შეეხება ზედა საზღვარს სილურულთან, ის ხშირად ტექტონიკური უთანხმოებით არის გამოყოფილი. ამ

ორი სისტემის თანხმობით განლაგების შემთხვევაში საზღვარი ფაუნისტური კომპლექსების ცვლას ემყარება – სილურულის სულ ქვედა სართულის (ლანდოვერული) დასაწყისს მოასწავებს ე.წ. ლერძიანი გრაპტოლითების (Axonopora) გამოჩენა.

**ორდოვიციულის ფაციესები** – მსგავსად კამბრიულისა, ორდოვიციული ძირითადად ორგვარი ფაციესით არის წარმოდგენილი – მოძრავი სარტყლის და პლატფორმული (ბაქნური). მოძრავი სარტყლის ტიპის ორდოვიციული ნალექები კარგად არის ცნობილი ჩრდილოატლანტურ (კალედონურ) ნაოჭა სარტყელში (იმ დროს – მოძრავ სარტყელში!), რომლის ერთ-ერთ შემადგენელ ნაწილს უელსის ღერძული როფი წარმოადგენს. გავეცნოთ ამ ჭრილს.

**უელსის ღერძული როფის ჭრილი**

		S – კონგლომერატები და ქვიშაქვები	440 მლნ. წ.
O ₃	აშვილური	პოლიმიქტური ქვიშაქვები;	500 მ
	კარადოკული	გრაპტოლითიანი ფიქლები, კირქვები, ვულკანოკლასტოლითები, ლავები	750 მ
O ₂	ლანდეილური	დაფიქლებული კირქვები ტრილობიტებისა და ბრაქიოპოდების მდიდარი ნაშთებით;	750 მ
	ლანვირული	ფიქლები გრაპტოლითებით, ტრილობიტებითა და ბრაქიოპოდებით; ვულკანოკლასტოლითებისა და ეფუზივების კომპლექსები	1200 მ
	არენიგული	მჟავა ეფუზივები და ვულკანოკლასტოლითები. ქვიშაქვები, გრაველიტები, ფიქლები	1200 მ
O ₁	ტრემადოკული	ფიქლებრივი არგილიტები ტრილობიტებითა და გრაპტოლითებით;	500მ
კამბრიული ε			500 მლნ. წ.

უელსის ღერძულ ზოლში ორდოვიციულის საერთო სისქე 3500-5000 მეტრია. ჭრილში მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის ვულკანოკლასტოლითებს და ლავურ განფენებს. მხოლოდ ორდოვიციულის დასასრულს წყდება ვულკანური აქტივობა! ქანები დანაოჭებულია და არაიშვიათად მეტამორფიზებული. ამკარაა, რომ უელ-

სის ტერიტორია ორდოვიციულ პერიოდში მოძრავ სარტყელში (ოროგენში) იყო მოქცეული და ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყლის ერთ-ერთ უბანს წარმოადგენდა. აღსანიშნავია, რომ უელსის ზოგ უბანში აშჯილური სართული ქრილიდან ამოვარდნილია და კარადოკულსა და სილურულის საგებს შორის კუთხური უთანხმოება აღინიშნება(!).

აღწერილი ქრილისაგან მკვეთრად განსხვავებული ქრილია რუსეთის ბაქანზე, ბალტიისპირეთში.

**ბალტიისპირეთის (ესტონეთი) ქრილი**

S₁ – ქვედასილურული კირქვები

440 მლნ. წ

O ₃	სხვადასხვაგვარი კირქვები (დეტრიტუსიანი, ბიოგერმული, წყალმცენარეებიანი) ნამარხებიდან: ბრაქიოპოდები, გასტროპოდები, გრაპტოლითები, წყალმცენარეები	100მ
O ₂	ოოლითური და თიხიანი კირქვები მდიდარი ფაუნით (გრაპტოლითები, ტრილობიტები, ბრაქიოპოდები, ოსტრაკოდები. ქანებში ჩართულია სანვავი ფიქლები (კუკერსიტები);	160 მ
O ₁	გლაუკონიტანი და თიხიანი კირქვები ტრილობიტებითა და ბრაქიოპოდებით; შავი ფერის გრაპტოლითებიანი არგილითები (შიგ Dictyonema flabelliforme). ფოსფორშემცველი ჰორიზონტი ქვიშაქვები ( Obolus apollinus )	30 მ

**E₁ ქვედაკამბრიული**

უაღრესად საინტერესო ქრილია. ქრილი იწყება უხემმარცვლოვანი ტერიგენული ნალექებით (ქვიშაქვები). შემდგომ აუზის თანდათან გაღრმავებით ჯერ თიხების (არგილითები) ფაციესში გადავდივართ, შემდგომ კი კირქვებში. ორდოვიციულის ჯამური სიმძლავრე სამასიოდე მეტრია. ქანები ტერიგენულ-კარბონატულია. ხსენებაც კი არ არის მაგმური ან მეტამორფული ქანების. წყებათა განლაგება ჰორიზონტულია! აშკარაა, რომ კრატონის ბაქნურ ნაწილში ვართ! თანაც აშკარად ჩანს აუზის დაძირვა: ჯერ ქვიშაქვები, შემდეგ არგილიტები, ბოლოს კირქვები!

**ოროგენეზისის** თვალსაზრისით, ორდოვიციული მშვიდ ხანად უნდა ჩაითვალოს. თუმცა ერთი კი არის, რომ ორდოვიციულის მიწურულისათვის თითქოს შეიმჩნევა ტექტონიკური მოძრაობები მოძრავი სარტყლის ზოგ უბანზე. ამის მაჩვენებელია ქვედასილურულის უთანხმო განლაგება კარადოკულზე აშჯილურის „ამოგდებით“ ქრილიდან.

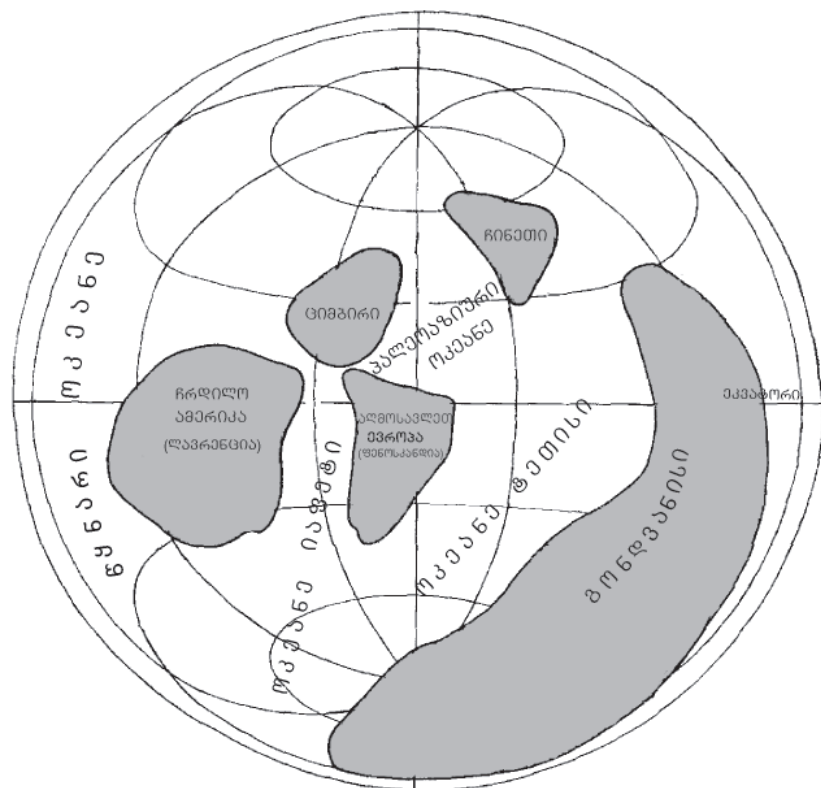


**პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა.** ორდოვიციულ პერიოდში, მსგავსად კამბრიულისა, ხუთი კონტინენტი და ოთხი ოკეანე (წყნარი ოკეანის ჩათვლით) იყო. კონტინენტებიდან უდიდესი, გონდვანისი, მსგავსად კამბრიული პერიოდისა, გადაჭიმული იყო ჩრდილო ნახევარსფეროს ტროპიკული სარტყლიდან სამხრეთ ნახევარსფეროს პოლარულ სარტყლამდე. მთელი ორდოვიციული პერიოდის განმავლობაში ის მოძრაობდა სამხრეთისაკენ და პერიოდის დასასრულს მიაღწია კიდევ სამხრეთ პოლუსამდე. გონდვანისის „მეზობელი“ ფენოსკანდია გადაადგილდებოდა დასავლეთი (მცირედ ჩრდილო-დასავლეთი) მიმართულებით და დაიკავა „ციმბირის ტერიტორია“. ამ უკანასკნელმა სამხრეთ ნახევარსფეროდან ჩრდილოეთისაკენ გადაინაცვლა და განთავსდა ჩრდილო ტროპიკულ და ზომიერ სარტყლებში. ჩინეთის კონტინენტი ციმბირიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთით პრაქტიკულად მთლიანად ჩრდილო-ზომიერ სარტყელში მოექცა. კონტინენტთაგან ყველაზე დასავლეთით მყოფი ლავრენცია მართალია კამბრიულის მსგავსად ორდოვიციულშიც ეკვატორის ორივე მხარეს იყო განთავსებული, მაგრამ აშკარად ეტყობოდა მოძრაობა ჩრდილოეთისაკენ. რადგან მოძრაობა ვახსენეთ, ვიტყვით, რომ კონტინენტები მოძრაობდნენ წრიულად, თანაც საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით – ჩრდილოეთიდან სამხრეთით (გონდვანისი) → დასავლეთით (ფენოსკანდია) → ჩრდილოეთით (ციმბირი, ლავრენცია) → ჩრდილო-აღმოსავლეთით (ჩინეთი).

აშკარად გაიფართოვდა აკვატორია ოკეანეებმა. ეს განსაკუთრებით ეხება იაფეტის და ტეთისის ოკეანეებს, ნაკლებად – პალეოაზიურს. ორდოვიციულ პერიოდში ჩრდილოატლანტიკური მოძრავი სარტყელი (მის თავზე განთავსებულ ოკეანე იაფეტთან ერთად) მოთავსებული იყო ლავრენციასა და ფენოსკანდიას შორის; ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელი (პალეოაზიური ოკეანით) კვლავ სამ კონტინენტს (ფენოსკანდია, ციმბირი, ჩინეთი) შორის „იჯდა“. რაც შეეხება ხმელთაშუაზღვიურ (ალპურ-ჰიმალაურ) მოძრავ სარტყელს (ოკეანე ტეთისით), ის აპირისპირებდა გონდვანისს დარჩენილ ოთხ კონტინენტთან (ფენოსკანდია, ლავრენცია, ციმბირი, ჩინეთი) (სურ. 21.2).

ადრეორდოვიციულის განმავლობაში თბილი კლიმატი იყო არიდულის ერთგვარი სიჭარბით. შუაორდოვიციულიდან კლიმატის ჰუმინდიზაცია გაძლიერდა, ხოლო გვიანორდოვიციულში კვლავ არიდიზაციაა, ოღონდ ტემპერატურის დაწვევით, რამაც პოლარულ ადგილებში მყინვარის „ქუდები“ გააჩინა, ბოლოს კი – **ზენრული გამყინვარება** განვითარდა.

მთელი ორდოვიციული პერიოდის განმავლობაში ტროპიკული გარემო იყო ჩრდილო ამერიკის, აღმოსავლეთ ევროპის, ციმბირისა და ავსტრალიის კრატონებზე; აგრეთვე სამხრეთ ამერიკის უკიდურეს სამხრეთში. ამგვარი პირობები დგინდება კარბონატული წყებების ინტენსიური დაგროვებით, სულფატ-კარბონატული და ევაპორიტიული ნალექებით, რიფული სხეულების არსებობით. ტროპიკული და ეკვატორული ზონების ზღვები „დასახლებული“ იყო სითბოსმოყვარული ფაუნით, რომელიც შედგებოდა მარჯნების, ბრიოზოების, სტრომატოპორატების, ბრაქიოპოდების, ტრილობიტებისა და მოლუსკებისაგან.



**სურ. 21.2.** კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება გვიანორდოვიციულ ეპოქაში დაახლ. 460-440 მლნ. წლის წინ  
(Хаин и др., 1997; მცირედი ცვლილებებით)

ტროპიკულ სარტყელში გამოიყოფოდა არიდული და ჰუმიდური ზონები. მთელი ორდოვიციულის განმავლობაში არიდული პირობები ბატონობდა აღმოსავლეთ ციმბირში, ჩინეთსა და ინდონეზიაში; აგრეთვე სამხრეთ ბალტიისპირეთსა და სკანდინავიაში. სამაგიეროდ, მთელი ორდოვიციულის განმავლობაში ეკვატორული ნესტიანი კლიმატი ბატონობდა აღმოსავლეთ ევროპის კრატონის აღმოსავლეთ ნაწილში, ურალზე, დასავლეთ ციმბირში, ბაიკალისპირეთში, ცენტრალურ ყაზახეთში.

მეცნიერული ნაღვეები გაჩნდა სამხრეთ ამერიკისა და ჩრდილო-დასავლეთ აფრიკის ზედა ორდოვიციულში (სამხრეთ ამერიკიდან – ბრაზილიაში, ჩრდილო არგენტინასა და ბოლივიაში). ტილიტები, ფლუვიოგლაციალური ქვიშები და დამარხული მეცნიერული ხეობები დამუშავებულ-გაპრიალებული ფსკერით აღმოჩენილია საჰარაში და არაბეთის ნახევარკუნძულზე.

სამხრეთ ამერიკისა და ჩრდილო-დასავლეთ აფრიკის გამეცნიერება ზენრული ტიპის იყო, ხოლო სამხრეთ აფრიკის და არაბეთის ნახევარკუნძულის ფარგლებში

მთის მყინვარები არსებობდა. გამყინვარების ცენტრები იყო ბრაზილიაში (მდ. პარანას ხეობა), ჩრდილო-დასავლეთ საჰარაში და არაბეთის ნახევარკუნძულზე.

#### 21.1.4. სილურული პერიოდი – S

სილურული სისტემა გამოყოფილია ინგლისელი გეოლოგის, რ. მერჩისონის, მიერ 1835 წ. უელსში. **სახელწოდება** ძველი კელტური ტომების – სილურებისაგან მოდის.

**საზღვრები.** სილურული სისტემა მოთავსებულია ორდოვიციულ (ქვედა საზღვარი) და დევონურ (ზედა საზღვარი) სისტემებს შორის. სილურული პერიოდი დაიწყო 440 მილიონი წლის წინ და დასრულდა 410 მილიონი წლის წინ. ამდენად, ამ პერიოდის ხანგრძლივობა 30 მილიონ წელს შეადგენს.

**ცოცხალი ბუნება** – სილურულ პერიოდში ორგანული სამყარო წინა პერიოდთან შედარებით უფრო მდიდარი და მრავალფეროვანი გახდა. ფაუნასა და ფლორას დაპყრობილი ჰქონდათ ზღვები და ოკეანეები, ხოლო უმაღლესმა მცენარეებმა პერიოდის მიწურულს ხმელეთის დაპყრობა დაიწყეს.

სილურული პერიოდის ზღვებში წამყვანი პოზიციები ეკავათ ორგანიზმთა იმ ჯგუფებს, რომლებიც დომინირებდნენ კამბრიულსა და ორდოვიციულში (არქეოციატების გამოკლებით, რომლებიც, როგორც ვიცით, კამბრიულის დასასრულს გადაშენდნენ). ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით უნდა გამოვყოთ **გრაპტოლიტები**, რომელთა მეშვეობითაც ხდება სილურული სისტემის სართულებად და ზონებად დანაწილება. რიფისმშენებელთაგან დავასახელოთ **სტრომატოპოროიდები**, **ტაბულატები** (Halysites, Favosites). ევოლუციას განიცდიდნენ **ტეტრაკორალები** (ოთხქიმიანი მარჯნები). **თავფეხიანებიდან** ისევ და ისევ ორთოცერატოიდები და ენდოცერატოიდები იყვნენ წამყვანი. **ბრაქიოპოდებიდან** სილურულში ჩნდებიან ათრიპიდები, სპირიფერიდები, რინხონელიდები, პტოდუქტიდები. სილურული პერიოდისათვის ძალიან დამახასიათებელია რთულად აგებული ხელის აპარატის მქონე ბრაქიოპოდების არსებობა.

**კანეკლიანებიდან** სილურულში პელმატოზოები გაბატონდნენ. მათგან წინა პლანზე წამოწევას იწყებენ კრინოიდები (ზღვის შროშნები).

ზემოთ ჩამოთვლილ ორგანიზმთა გარდა სილურული დროის ზღვიური აუზები ეკავათ: ერთუჯრედიანებს, ღრუბლებს, ქიებს, ოსტრაკოდებს, ევრიპტერიდებს, ორსაგდულიან მოლუსკებს, ბრიოზოებს, ექინოიდებს და ზღვის ვარსკვლავებს. სილურულის მეორე ნახევარში უყბო ხერხემლიანთა ჯგუფმა მტკნარი აუზების დაპყრობა დაიწყო. გვიან სილურულში გაჩნდნენ **ნამდვილი თევზები**.

ევოლუციას განიცდიდნენ სხვადასხვაგვარი **წყალმცენარეები** (ნაბლა, წითელი), ასევე ციანობიონტები. ხმელეთზე გაჩნდნენ ხავსები, სოკოები, უმაღლესი მცენარეების პირველი წარმომადგენლები – **ფსილოფიტები**.

**დანაწილება** – სილურული სისტემა ორი სექციისა და ოთხი სართულისაგან შედგება, თანაც ისე, რომ თითოეულ სექციაში ორ-ორი სართულია განთავსებული.

სისტემა	სექცია	სართული
სილურული S	ზედა S ₂	დაუნტონური (პრეიდოლის) ლუდლოური
	ქვედა S ₁	ვენლოკური ლანდოვერული

**სილურულის ფაციესები** – სილურულის ფაციესები უმეტეს შემთხვევაში მოძრავი სარტყლის ან პლატფორმული ბუნებისაა. სილურულში, მსგავსად ორდოვიციულის და კამბრიულისა, ზღვიური ფაციესები დომინირებდნენ – მოძრავი სარტყლის და ეპიკონტინენტური.

მოძრავი სარტყლის ფაციესის მაჩვენებელია **უელსის ცნობილი ქრილი**.

D ₁ – ქვედა დევონური		410 მლნ. წ
S ₂	დაუნტონური კონტინენტური წითელი ქვიშაქვები (შიგ ოსტრაკოდები, ორგვარად მსუნთქავი თევზები – Diploni). ფერადი მერგელები და ფიქლები (Lingula და სხვ.)	900მ
	ლუდლოური კირქვები (შიგ ბრაქიოპოდები, სტრომატოპოროიდები, მარჯნები), კარბონატული თიხები, არგილითები; გრამატოლითებიანი ფიქლები);	500მ
S ₁	ვენლოკური ქვიშაქვები, ფიქლები, არგილითები, კარბონატული თიხები. ნამარხებიდან – მარჯნები, ბრაქიოპოდები და სხვ.	1200 მ
	ლანდოვერული კონგლომერატები, ქვიშაქვები, თიხები (ბრაქიოპოდები)	500მ
~~~~~ O ორდოვიციული		440 მლნ. წ.

ამ ქრილში სილურულის მაქსიმალური სიმძლავრე 4000 მეტრს აჭარბებს, ხოლო საშუალო სიმძლავრე 3000 მეტრის ფარგლებშია. როგორც ვხედავთ, უელსის სილურული საკმაოდ სქელია, მეტამორფული და ინტენსიურად დანაოჭებული. ამკარაა, რომ ის მოძრავ სარტყელშია ფორმირებული. ზოგ შემთხვევაში ინტენსიურად დანაოჭებულ სილურულზე კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული დევონური, რომელიც დაუნაოჭებელია და პრაქტიკულად ჰორიზონტული.

უელსი ჩრდილოატლანტური ვრცელი მოძრავი სარტყლის სამხრეთ ნაწილს წარმოადგენს. ამ სარტყლის ჩრდილო-აღმოსავლეთით, გრამპიანების ზოლში (ამჟამინდელი სკანდინავიის მათაა სისტემა) სილურულ პერიოდში დიდი სისქის ტიპური მოძრავი სარტყლის ბუნების ტერიგენული ნალექები გროვდებოდა. სილურული აქაც ინტენსიურად არის დანაოჭებული, ხოლო მასზე კუთხური უთანხმოებით დაუნაოჭებელი დევიონური დევს.

სულ სხვაგვარი ბუნებისაა სილურული აღმოსავლეთ ევროპის კრატონზე, კონკრეტულად – რუსეთის პლატფორმაზე. საინტერესოა ქრილი გვაქვს ბალტიისპირეთში, კერძოდ ესტონეთში.

ესტონეთის ქრილი

D ₂ – შუადევიონური		
S ₂ ²	ხარვეზი	410 მლნ. წ.
S ₂ ¹	ძირითადად კირქვები (მდიდარი ფაუნით: ტაბულატები, ტეტრაკორალები, სტრომატოპოროიდები, ბრაქიოპოდები, ბრიოზოები, კრინოიდები, ბივალვიები, ოსტრაკოდები, იქტიოფაუნა);	170 მ .
S ₁	ორგანოგენული კირქვები (მდიდარი ფაუნით: ტაბულატები, ტეტრაკორალები, კრინოიდები, ბრაქიოპოდები, სტრომატოპორატები, ტრილობიტები, ოსტრაკოდები, ევრიპტერიდები	335 მ
O ₃	ზედაორდოვიციული კარბონატული წყება	440 მლნ. წ.

როგორც ვხედავთ, აქ სილურულის სულ ზედა ნაწილი არ არის! სილურულზე სტრატეგრაფიული უთანხმოებით დევს შუადევიონური ნალექები. სილურულის საერთო სიმაღლავრე 500 მეტრამდეა. წყებები ჰორიზონტულ განლაგებაშია. მინიმუმბაც კი არ არის მეტამორფულ ან მაგმურ ქანებზე. დომინირებს კარბონატული ფაციესები (ძირითადად კირქვები), რაც პლატფორმების შედარებით ღრმა აუზებისათვის ჩვეულებრივი მოვლენაა.

ამ ქრილის ცოტა სამხრეთით, პოდოლიაში სილურულის ქრილი თაბაშირის შრეებით მთავრდება.

ამკარაა, რომ რუსეთის პლატფორმაზე თითქმის მთელი სილურულის განმავლობაში აუზის დაძირვასთან გვაქვს საქმე, სადაც კარბონატული წყებები ილექება. მხოლოდ გვიანი სილურულის სულ ბოლო მონაკვეთში ამკარა აზევებაა, რომლის შედეგადაც ზედასილურულის სულ ზედა ნაწილი ან საერთოდ არ არის (ესტონეთის

ჭრილი), ან ევაპორიტების (თაბაშირიანი წყება) რეგრესიული ნალექებით არის წარმოდგენილი (პოდოლიის ჭრილი).

თამამად შეიძლება ითქვას, რომ რუსეთის პლატფორმის სილურულის ზემოთ მოცემული სურათი პირდაპირ მიუთითებს სილურულის დასასრულს განვითარებულ ოროგენეზისზე (კალედონური ოროგენეზისი), რომელიც ჩრდილოატლანტიურ მოძრავ სარტყელში მიმდინარეობდა, ფაქტობრივად, მთელი სილურულის განმავლობაში და რომლის „გამოძახილმაც“ სილურულის ბოლოს აღმოსავლეთ ევროპის კრატონამდეც (რუსეთის ბაქნამდე) მიაღწია.

ოროგენეზისი (მთათწარმოშობა) და პალეოგრაფიული სურათის დინამიკა – ადრესილურულში გონდვანისი კიდეე უფრო მიუახლოვდა სამხეთ პოლუსს და ავსტრალიის გამოკლებით თითქმის მთლიანად სამხრეთ პოლუსის მაღალ განედებში მოექცა. ამავე დროს სუპერკონტინენტზე ძლიერი ტრანსგრესია განვითარდა ალბათ იმის გამო, რომ გვიანორდოვიციულში ზენრული გამყინვარების შედეგად გაჩენილმა ყინულის საფარმა დნობა დაიწყო. სხვა კონტინენტები ორდოვიციულის მსგავსად ეკვატორულ და ტროპიკულ სარტყლებში იყვნენ განლაგებული – ციმბირი და ჩინეთი ეკვატორის ჩრდილოეთით, ხოლო ჩრდილო ამერიკა და აღმოსავლეთ ევროპა – ეკვატორის ორივე მხარეს.

სილურულის მეორე ნახევარში ყველა კონტინენტზე ძლიერი რეგრესია დაიწყო, რამაც ნახევრად დახშულ აუზებში ევაპორიტების (ჰალიტი, სულფატები, დოლომიტები) წარმოქმნა განაპირობა.

დიდი ცვლილებები ხდება მოძრავ სარტყლებშიც. **პროტოატლანტიური ოკეანე იაფეტი** გაფართოების ნაცვლად თანდათანობით იკეტება იმის გამო, რომ ლავრენციამ და ფენოსკანდიამ (აღმოსავლეთ ევროპის კონტინენტმა) ერთმანეთისაკენ გადაადგილება დაიწყეს. ამას შედეგად ძლიერი ოროგენეზისი მოჰყვა სამხრეთ აპალაჩების, აღმოსავლეთ გრენლანდიის, ჩრდილო ირლანდიის, შოტლანდიის, შპიცბერგენის და სხვა ზონებში (აპალაჩების სისტემა ზომებში თითქმის ორმაგად შემცირდა). ამ ოროგენეზისს **კალედონური ოროგენეზისი** ჰქვია (კალედონია შოტლანდიის ძველრომაული სახელწოდება).

ოროგენეზისი საერთოდ ხანგრძლივი პროცესია, რომელიც ათეული და მეტი მილიონი წლის განმავლობაში მიმდინარეობს. ის ზოგადად ერთიანია, თუმცა ცალკეული სტადიებისაგან შედგება. ამ სტადიებს **ოროგენეტული ფაზისები** ჰქვია. ოროგენეტული ფაზისები ერთმანეთისგან დანაოჭების თვალსაზრისით მშვიდი პერიოდებით (არ დანაოჭებით) გამოიყოფა. ოროგენეტულ ფაზისთა ჯამი ოროგენეტულ ციკლს ან უბრალოდ ოროგენეზისს გვაძლევს (მაგალითად, იგივე კალედონური ოროგენეზისი სხვადასხვა დროს გამოვლენილ სამ ოროგენეტულ ფაზისს მოიცავს – **ტაკონიურს (O/S), არდენულსა (S₁/S₂)** და **ირიულს (S/D)**).

როგორც ცნობილია, ოროგენეზისი ხდება მოძრავ სარტყელში ერთმანეთისაკენ მოძრავი ლითოსფერული ფილების შეჯახების შედეგად. სწორედ ამგვარი შეჯახება იყო გვიანსილურულში დედამიწის ქერქის სხვადასხვა ადგილში, რომლის შედეგა-

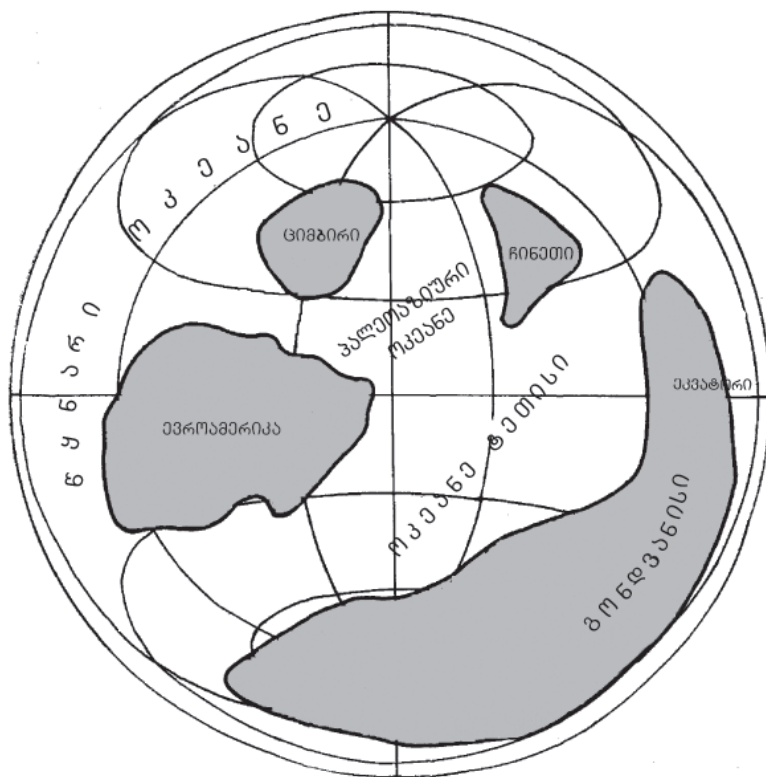
დაც კალედონური ნაოჭა სისტემები, ანუ **კალედონიდები** გაჩნდა. უპირველესად ეს ეხება ორი ძველი კონტინენტის – ჩრდილო ამერიკისა (**ლავრენცია**) და აღმოსავლეთ ევროპის (**ფენოსკანდია**) შეჯახებას ჩრდილოატლანტურ მოძრავ სარტყელში. კოლიზიის შედეგად ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყელი (ე.წ. **„გრამპიანის გეოსინკლინი“**) ჩაიკეტა, ხოლო შეჯახების (კოლიზიის) ადგილზე შოტლანდიისა და სკანდინავიის მთების სახით წარმოშობილმა ჩრილოატლანტურმა ნაოჭა სარტყელმა ზემოთ ხსენებული ორი კონტინენტი შეაერთა. მათ ნაცვლად ერთი დიდი კონტინენტი – **ევროამერიკა** მივიღეთ.

კალედონური ოროგენეზისი მნიშვნელოვანი იყო ურალ-ოხოტის მოძრავ სარტყელშიც. ამ ოროგენეზისის შედეგად გაჩნდა მთიანი ალტაის, კუზნეცკის ალათაუს, მთიანი შორიის, დასავლეთ საიანების, ცენტრალური ყაზახეთის, ჩრდილო ტიან-შანისა და სხვა ნაოჭა სტრუქტურები. მიუხედავად ასეთი დანაოჭებისა, ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელი შემდგომაც განაგრძობდა არსებობას, თუნდაც იმიტომ, რომ ჯერ კიდევ არ იყო გაჩენილი თვით ურალის ნაოჭა სისტემა, ჯუნგარ-ბალხაშის ნაოჭა სისტემა და სხვ.

კალედონური ოროგენეზისი შეეხო ხმელთაშუაზღვიურ და წყნაროკეანურ მოძრავ სარტყლებსაც, თუმცა არცერთი მათგანის საბოლოო ლიკვიდაცია არ მოუხდენია.

ამგვარად, სიღურული პერიოდის მიწირულს დედამიწაზე ხუთის ნაცვლად ოთხი კონტინენტი იყო – ევროამერიკა, ციმბირი, ჩინეთი და გონდვანისი. მათგან **ევროამერიკა** ეკვატორის ორივე მხარეს იყო განთავსებული, პრაქტიკულად მთლიანად ტროპიკულ სარტყლებში. **ციმბირს** ჩრდილო განედის ზომიერი სარტყელი ეკავა, ოდნავი გადახრით ჩრდილო პოლარულისაკენ. ციმბირის აღმოსავლეთით, იმავე ჩრდილო განედის ზომიერ სარტყელში (მცირედი ქიმიტ ჩრდილო ტროპიკულში) მდებარეობდა **ჩინეთის** კონტინენტი. რაც შეეხება **გონდვანისს**, ის კვლავ განთავსებული იყო ჩრდილო ტროპიკულსა და სამხრეთ ტროპიკულ, ზომიერ და პოლარულ სარტყლებში.

კონტინენტებს შორის არსებული სამი მოძრავი სატყელიდან ერთი (ჩრდილოატლანტური) კალედონური ოროგენეზისის წყალობით ნაოჭა სარტყლად იქცა, ხოლო ორი დარჩენილიდან **ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელი** (მის თავზე მდებარე **პალეოზიურ ოკეანესთან** ერთად) განთავსებული იყო ევროამერიკის, ციმბირისა და ჩინეთის კონტინენტებს შორის. **ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყელი** (თავზე ოკეანე ტეთისით) მოთავსებული იყო უკვე არა 4, არამედ 3 (ევროამერიკა, ციმბირი, ჩინეთი) კონტინენტსა და სუპერკონტინენტ გონდვანისს შორის. **პალეოპაციფიკა** (წყნარი ოკეანე) კვლავ გარსს უვლიდა კონტინენტებს (სურ. 21.3).



სურ. 21.3. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება გვიანსილურულ ეპოქაში
დაახლ. 425-410 მლნ. წლის წინ
(Хаин и др., 1997; მცირედი ცვლილებებით)

რაც შეეხება კონტინენტების მოძრაობას, როგორც ზემოთ ითქვა, ორი კონტინენტის (ლავრენცია და ფენოსკანდია) ურთიერთშეჯახება და ერთ კონტინენტად (ევროამერიკა) გადაქცევა მოხდა. ციმბირი ჩრდილოეთისაკენ, ხოლო ჩინეთი, პირიქით, სამხრეთისაკენ გადაადგილდა. გონდვანისი აშკარად წრიულად მოძრაობდა სამხრეთ – სამხრეთ-დასავლეთ – ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით.

კლიმატი. სილურული პერიოდის დასაწყისში შედარებით გრილი კლიმატი იყო გვიანორდოვიციული გამყინვარების რეგიონებში (ზოგან მყინვარული წყებებით წარმოდგენილი – ბოლივია, არგენტინის ჩრდილოეთი, აღმოსავლეთ ბრაზილია). შესაძლოა, რომ საჰარის ზოგ რაიონშიც იყო ყინულის საფარი, რამდენადაც ამ ადგილებიდან ფლუვიოგლაციალური ნალექებია ცნობილი. ტილიტებისა და „წლიური თიხების“ გავრცელებით იფარგლება ყველაზე ცივი კლიმატის ოლქები – სამხრეთ ამერიკის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი და ჩრდილო აფრიკა.

სილურულ პერიოდში გონდვანისი ინარჩუნებდა მონოლითობას და სუსტ აზევე-ბას განიცდიდა.

მთელი სილურულის განმავლობაში ტროპიკული პირობები იყო ჩრდილო ამერიკისა და აღმოსავლეთ ევროპის კონტინენტების ტერიტორიის დიდ ნაწილში და ციმბირის კონტინენტის სამხრეთ ნაწილში. აქ გავრცელებული იყო ექსტრაკარბონატული ფორმაციები (ანუ კარბონატები მაგნიუმის მაღალი შემცველობით). ცნობილია აგრეთვე კარბონატულ-სულფატური და მარილშემცველი ნალექები.

ტროპიკულ ზღვებში ყველა პირობა იყო შექმნილი მარჯნულ-ბრაქიოპოდული ფაუნის განვითარებისათვის.

21.1.5. დევონური პერიოდი – D

ვიდრე დევონურ პერიოდზე დავინყებდეთ საუბარს, კიდევ ერთხელ გავამახვილოთ ყურადღება იმ გარემოებაზე, რომ სილურულში განვითარებული კალედონური ოროგენეზისის შედეგად მოხდა ორი კონტინენტის – ჩრდილო ამერიკისა (ლავრენცია) და აღმოსავლეთ ევროპის (ფენოსკანდია) კრატონების შეერთება. ადვილი მისახვედრია, რომ შეერთება მოხდა ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყლის ზოლში, რომელიც ხსენებული ოროგენეზისის (ოროგენეტიული ციკლის) შემდეგ გადაიქცა ჩრდილოატლანტურ ნაოჭა სარტყლად. ამ ნაოჭა სარტყლის ზოლში ორი დიდი სტრუქტურა ჩამოყალიბდა სკანდინავიისა და შოტლანდიის ნაოჭა სისტემების სახით. ეს პროცესი, როგორც ვიცით, კალედონურ ოროგენში განვითარდა. სწორედ ამიტომ სილურულ პერიოდში განვითარებულ ოროგენეზისს **კალედონური ოროგენეზისი** ეწოდება. ამ ოროგენეზისის შედეგად ორი კრატონის (კონტინენტის) შეერთებით წარმოშობილ ერთიან დიდ კონტინენტს კი **ევროამერიკა** (იგივე, **ჩრდილო ატლანტური კონტინენტი**) ეწოდა. ამგვარად, სილურულ-დევონური პერიოდების საზღვარზე გაჩენილი კონტინენტი (ევროამერიკა, იგივე ჩრდილოატლანტური კონტინენტი) სამი დიდი მორფოსტრუქტურისაგან შედგება – **ჩრდილო ამერიკის კრატონი, აღმოსავლეთ ევროპის კრატონი** და მათი გამაერთიანებელი **ჩრდილოატლანტური ნაოჭა სარტყელი**.

დევონური სისტემა გამოიყო 1839 წელს ინგლისელი მეცნიერების, ა.სეჯვიკისა და რ. მერჩისონის, მიერ ინგლისში, დევონშირის საგრაფოში. სახელწოდებაც აქედან მოდის.

საზღვრები. დევონური სისტემა მოთავსებულია სილურულ და კარბონულ სისტემებს შორის. მისი ქვედა ასაკობრივი საზღვარი (სილურულთან) 410 მილიონ წელს შეადგენს, ხოლო ზედა (კარბონულთან) – 360 მილიონ წელს. ამდენად, დევონური პერიოდის ხანგრძლივობა 50 მილიონ წელს მოიცავს.

ცოცხალი ბუნება. სილურულის ბოლოს მოხდა გადაშენება იმ ორგანიზმთა ბევრი ჯგუფისა, რომლებიც მანამდე ფართოდ იყო გავრცელებული დედამიწაზე. დევონურის გარიჟრაჟზე იწყება მცენარეთა და ცხოველთა ახალი ტაქსონების გაჩენა, ანუ იმ ჯგუფებისა, რომელთა მეშვეობით ჩამოყალიბდა გვიანპალეოზოური

დროის ფლორისა და ფაუნის სახე. ამ ახალი ფლორისტულ-ფაუნისტური კომპლექსის მთავარი განმასხვავებელი ნიშანი იყო ის, რომ სიცოცხლემ, ზღვისა და მტკნარი წყლის აუზების გვერდით, დამკვიდრება დაიწყო ხმელეთზეც – გაჩნდა ხმელეთის ფლორა და ფაუნა! ამის პარალელურად ზღვაში გრძელდებოდა სიცოცხლის ევოლუცია – გამოჩნდნენ პირველი **ამონიტები** (გონიატიტები) და მათი მონათესავე ფორმები – **ბელემნიტები**. აყვავების ხანა დაუდგათ **ტეტრაკორალებს (ოთხქიმიანი მარჯნები)**, **ბრიოზებს** (ხავსცხოველები), **ფუზულინიდებს** (ერთუჯრედიანთა ცნობილი ოჯახი), **კლიტიან ბრაქიოპოდებს**.

ასეთი ევოლუციის ძირითადი მიზეზი ალბათ იყო არა თვით ევოლუციის ტემპის აჩქარება, არამედ ორგანიზმთა საცხოვრებელი გარემოს შეცვლა, რაც განპირობებული იყო ხშირი და ძლიერი ტექტონიკური მოძრაობებით, შესაბამისად, პალეოგეოგრაფიული ვითარების შეცვლით, აგრეთვე კოსმოსური ზემოქმედებით.

დევონური პერიოდი გამოირჩევა **თევზების** კლასის წარმომადგენელთა სიმრავლითა და მრავალფეროვნებით, რის გამოც მას ხშირად „თევზების პერიოდსაც“ უწოდებენ. ამავე პერიოდში დაკნინება („ჩაქრობა“) იწყეს **გრაპტოლიტებმა, ცისტოიდეებმა, ტრილობიტებმა, ნაუტილოიდებმა**. სამაგიეროდ, ფართოდ იყვნენ გავრცელებული: **კლიტიანი ბრაქიოპოდები, ტეტრაკორალები, ტაბულატები, კრინოიდები (ზღვის შროშნები)**. იმდროინდელი ბრაქიოპოდები ხასიათდებოდნენ სახეობათა სიუხვით და დროში სწრაფი ცვლით, რაც მათი მეშვეობით დევონური ნალექების დეტალური დანაწილების საშუალებას იძლევა. ასევე მნიშვნელოვან ჯგუფს წარმოადგენდნენ დევონური **ამონოიდები**, რომლებმაც განვითარების ფართო ასპარეზი პოვეს. დევონურის დასაწყისშივე ჩნდებიან **აგონიატიტები** და **გონიატიტები**. დევონურის „სრული კურსი“ გაიარეს **კლიმენიებმა**, რომლებმაც დევონურ პერიოდში მოასწრეს წარმოშობაც, აყვავებაც და გადაშენებაც. ტაბულატების დაკნინების ფონზე გაძლიერდნენ **ტეტრაკორალები**. ტეტრაკორალები, ბრიოზები და სტრომატოპოროიდები დევონურ პერიოდში რიფის მშენებლები იყვნენ. უხერხემლო ცხოველების სხვა წარმომადგენლებსაც (ოსტრაკოდები, კრინოიდები, ექინოიდები, სპონგიები, ბივალვიები, გასტროპოდები და სხვ.) მნიშვნელოვანი წვლილი მიუძღვით დევონური სიცოცხლის იერსახის შექმნაში.

ფართოდ გამოდიან ცხოვრების ასპარეზზე **ხერხემლიანი ცხოველები**. პირველ რიგში, ეს **თევზებს ეხება**. დევონურში კარგად გრძნობდნენ თავს ჯავშნიანი და ხრტილიანი თევზები. **მაჯაფარფლიანმა თევზებმა სათავე დაუდეს ამფიბიებს**.

ფიქრობენ, რომ სილურულისა და დევონურის საზღვარზე მომხდარმა რეგრესიამ ხელი შეუწყო მცენარეების ხმელეთზე ამოსვლას. ადრე- და შუადევონურში ხმელეთზე **ფსილოფიტები** ბატონობდნენ, რომლებიც უმეტესად დაჭაობებულ ადგილებში ბინადრობდნენ. დევონურის მინურულს ისინი მთლიანად ამოწყდნენ. შუა დევონურიდან ფსილოფიტების გვერდით დადგა **სპოროვანთა** ყველა ძირითადი ჯგუფი. დევონურში ფართო გავრცელებით სარგებლობდა გვიმრანაირთა წარმომადგენელი *Archaeopteris*, რის გამოც გვიანდევონურ ფლორას **არქეოპტერისიანს** უწოდებენ.

ხმელეთის ფლორა უმეტესად ზღვის სანაპირო ზოლში ბინადრობდა, რასაც ხელს უწყობდა თბილი და ამავე დროს ნესტიანი კლიმატი. კონტინენტების ზღვისგან დაშორებული რაიონები მცენარეულ საფარს არ შეიცავდა.

დევონურის ბოლოს ხმელეთი, განსაკუთრებით ზღვის სანაპირო ზოლის მიმდებარე ტერიტორიები, ტყით შეიმოსა.

დანაწილება. დევონურ სისტემაში 3 სექცია და 7 სართული გამოიყოფა:

სისტემა	სექცია	სართული
დევონური D	ზედა D ₃	ფამენური ფრანული
	შუა D ₂	ჟივეტური ეიფელური
	ქვედა D ₁	ემსის ზიგენური ჟედინური

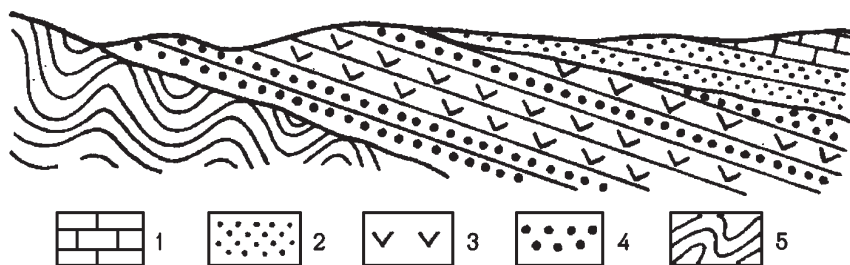
ადრე ზიგენური და ემსის სართულების ნაცვლად კობლენცური ფიგურირებდა. დევონური სისტემის დანაწილება არდენებში (ბელგიის ტერიტორიაზე), საფრანგეთსა და რაინის ფიქლიანი მთების (გერმანია) ტერიტორიებზე მოხდა.

დევონურის ფაციისები. როგორც ვიცით, კალედონურმა ოროგენეზისმა საგრძნობლად გარდაქმნა კონტინენტების სტრუქტურა. ისიც ვიცით, რომ ეს ოროგენეზისი განსაკუთრებული სიძლიერით მოქმედებდა ჩრდილოატლანტურ მოძრავ სარტყელში. თუმცა მისი ძალა სხვა მოძრავ სარტყლებშიც გამოვლინდა. შესაბამისად, იქაც გაჩნდნენ კალედონიდები. მაგრამ, ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყლის გარდა, არცერთ მოძრავ სარტყელს სრული ლიკვიდაცია არ განუცდია, ანუ ყველა ისინი კვლავ მოძრავ სარტყლებად დარჩა. თუმცა ამ მოძრავ სარტყლებში, შეიძლება ვთქვათ, კუნძულების სახით კალედონური ნაოჭა სტრუქტურები წარმოიშვა.

კალედონური ოროგენეზისით გამოწვეული აზევება კრატონებმაც განიცადეს. რეგრესიამ, რომელიც სილურულის ბოლოს დაიწყო, მაქსიმუმს ადრედევონურში მიაღწია. დენუდაციის არედ გადაიქცნენ არა მარტო ახლად წარმოქმნილი ნაოჭა სტრუქტურები (კალედონიდები), არამედ კრატონების ვრცელი ტერიტორიებიც. ამის გამო კონტინენტებზე ადრედევონურში მკვეთრად იკლო ზღვიურმა სედიმენტაციამ (ნალექგადაგროვებამ). ოდესღაც ვრცელი ეპიკონტინენტური ზღვის ფართობი მნიშვნელოვნად შემცირდა და ტიპურ ანორმული მარილიანობის ლაგუნად იქცა. ამიტომ დევონურისათვის დამახასიათებელია, ერთი მხრივ, ღრმა ზღვისა (მოძრავი სარტყლის) და მარჩხი ზღვის (ეპიკონტინენტურზღვიური) ფაციესები, ხოლო მეორე

მხრივ, მათზე არანაკლებ მნიშვნელოვანი ხმელეთზე (სუბაერულ და სუბაკვატურ გარემოში) დაგროვილი დიდი სიმძლავრის (კილომეტრების რიგის) ფერადი ქანების კომპლექსები, მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში წარმოქმნილი, მარილებით მდიდარი ლაგუნური ფაციესები.

კონტინენტური ფაციესების გაცნობა დავიწყით გეოლოგიურ ლიტერატურაში **ძველი ნითელი ქვიშაქვის** სახელით ცნობილი კომპლექსიდან, რომელიც თითქმის მთელი დევონური პერიოდის განმავლობაში გროვდებოდა კალედონური ოროგენეზის შემდეგ წარმოქმნილ დიდ ჩრდილოატლანტურ კონტინენტზე, რომელსაც ჩვენ ევროამერიკა ვუწოდეთ. ამ კონტინენტს არაიშვიათად **ძველი ნითელი ქვიშაქვის კონტინენტსაც** უწოდებენ. დევონურის განმავლობაში ის წარმოადგენდა მთაგორიან ხმელეთს, რომლის მთისწინა და მთათაშუა დეპრესიებში დიდი სიმძლავრის კონტინენტური წყებები ილექებოდა. ერთ-ერთი ასეთი დეპრესია იყო ე.წ. **კალედონური როფი**, რომელიც ახლად წარმოშობილ გრამპიანის (სკანდინავიის) და სამხრეთ შოტლანდიის ნაოჭა სისტემებს შორის მდებარეობდა. ეს როფი ამოვსებულია **დაუნაოჭებელი** (!) დევონური და კარბონული ნალექებით, რომელთა საერთო სიმძლავრე 7000-8000 მეტრია. ამ მძლავრი წყების ქვედა ნაწილი, სიმძლავრით დაახლოებით 3000-4000 მეტრი, ქვედა დევონურზე მოდის. საყურადღებოა, რომ დაუნაოჭებელი, თითქმის ჰორიზონტული განლაგების ქვედა დევონური უთანხმოდ არის განლაგებული ინტენსიურად დანაოჭებულ და მეტამორფიზებულ ორდოვიციულ-სილურულზე ან კიდევ უფრო ძველ წყებებზე (სურ. 21.4).



სურ. 21.4. შოტლანდიის დევონურის სქემატური ჭრილი:

- 1 – ქვედაკარბონული კირქვები; 2-3-4 – დევონური „ძველი ნითელი ქვიშაქვა“;
5 – დანაოჭებული სილურული
(*Владимирская и др., 1985*)

ის ძირითადად აგებულია უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების დასტებით, რომლებთანაც მუავე ან ფუძე შედგენილობის მძლავრი ლავური განფენები მორიგეობენ. ქანები ირიბი შრეებრივობითა და მოწითალო-მოყავისფრო შეფერილობით ხასიათდებიან, რაც იმის დამადასტურებელია, რომ ძველი ნითელი

ქვიშაქვის წარმოშობა **არიდული** – მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში მიმდინარეობდა. ამასვე ადასტურებს ქვიშაქვებში არსებული ნამარხი ორგანიზმები, რომლებიც ზღვისაგან იზოლირებულ აუზებში – ტბებში ბინადრობდნენ. ესენია – Esthertia ფეხსახსრიანებიდან, გიგანტური კიბო-მორიელები (Gigantostrea), უყბონი (Agnatha), ჯავშნიანი და მაჯაფარფლიანი თევზები. განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს ორმაგად მსუნთქავი თევზები (თანამედროვე Neoceratodus-ის ტიპის), რომელთა არსებობა ხმელეთზე განვითარებულ არიდულ კლიმატზე მიუთითებს.

ქვედადევონური ასაკის ძველ წითელ ქვიშაქვას გარკვეული უთანხმოებით სტრატოგრაფიულად (ასაკობრივად) ზევით აგრძელებს 600-800 მეტრის სიმძლავრის შუა- და ზედადევონური ძველი წითელი ქვიშაქვის წყება.

ძველი წითელი ქვიშაქვის საერთო სიმძლავრე 4000-5000, ზოგჯერ კი 8000 მეტრსაც აღწევს. ასეთი დიდი სიმძლავრის ტერიგენული ქანებისათვის საჭირო კლასტური მასალის წყარო კალედონური ოროგენეზისის შედეგად წარმოშობილი ახალგაზრდა ნაოჭა სტრუქტურებია, რომელთა ნგრევის შედეგად წარმოშობილი მასალა მდინარეებსა და დროებით ღვარებს შემოჰქონდათ მთისწინა და მთათაშუა დეპრესიებში.

ძველი წითელი ქვიშაქვის ტიპის ფაციესია გავრცელებული აგრეთვე სამხრეთ უელსსა და სამხრეთ-დასავლეთ ირლანდიაში.

ცოტა განსხვავებული ბუნებისაა **ჩრდილო ამერიკის** კონტინენტის დევონური. ქვედადევონური აქაც რეგრესიული ფაციესით (ძველი წითელი ქვიშაქვა – ?) არის წარმოდგენილი. შუადევონურიდან ზედადევონურის ჩათვლით აქ ზღვიური, ეპიკონტინენტური ნალექებია განვითარებული. ნათლად ჩანს, რომ ადრედევონური რეგრესია შუადევონურმა ტრანსგრესიამ შეცვალა – ზღვა თანდათან ფარავდა კონტინენტს. გვიანდევონურში ტრანსგრესიამ მაქსიმუმს მიაღწია. თბილი ჰავის პირობებში მარჩხ, ეპიკონტინენტურ აუზში კარბონატები გროვდებოდა, განსაკუთრებით კონტინენტის დასავლეთ ნაწილში, სადაც რიფული ნაგებობებიც (მასივები) კი შეიქმნა.

ჩრდილო ამერიკის მსგავსი სურათი გვაქვს აღმოსავლეთ ევროპის კრატონზე, კერძოდ – **რუსეთის ბაქანზე** (პლატფორმაზე). აქ ქვედადევონური ან საერთოდ არ არის (ბალტიისპირეთი), ან ტიპური კონტინენტური წყებებით არის წარმოდგენილი (ლვოვის მულდა) – უხეშმარცვლოვანი ჭრელი ქვიშაქვები თევზების (Pteraspis, Cephalaspis) ჩონჩხებით. სიმძლავრე დაახლოებით 330 მეტრია. რაც შეეხება შუა- და ზედადევონურს, უმეტეს შემთხვევაში ისინი ასეული მეტრის სისქის ზღვიური წარმოშობის ქვიშაქვების, თიხების, მერგელების, კირქვების წყებებით არის წარმოდგენილი. ქანებში, განსაკუთრებით კირქვებში, მრავლადაა ზღვიური ნამარხი ფაუნა – ბრიოზოები, მარჯნები, კანეკლიანები, ბრაქიოპოდები, ორსაგდულიანები, გასრტოპოდები და სხვა. საყურადღებოა ის გარემოებაც, რომ **აღმოსავლეთისაკენ (ურალისაკენ)** ქანების კარბონატულობა და სიმძლავრეები საგრძნობლად მატულობს.

რუსეთის პლატფორმის ქრილი

კარბონული – C

		360 მლნ. წ.
D ₂ -D ₃	ქვიშაქვები, თიხები, მერგელები კირქვები (შიგ: მარჯნები, ექინოდერმატები, ბრიოზოები, ბრაქიოპოდები, ორსაგდულიანები, გასტროპოდები)	700 მ
D ₁	უხემმარცვლოვანი ქრელი ქვიშაქვები (ნამარხი თევზებით Pteraspis, Cephalaspis)	330 მ

სილურული – S

410 მლნ. წ.

ზემოთ აღწერილთან შედარებით სრულიად განსხვავებული სურათი გვაქვს ჩრდილოატლანტური კონტინენტის სამხრეთით არსებულ ამჟამინდელ ცენტრალურ და სამხრეთ ევროპის ტერიტორიებზე. ეს ტერიტორიები დევონურ პერიოდში (ისევე, როგორც დევონურზე უფრო ადრეულ სილურულ, ორდოვიციულ და კამბრიულ პერიოდებშიც) ჩვენთვის კარგად ცნობილ ხმელთაშუაზღვიურ მოძრავ სარტყელს მიეკუთვნებოდა. მათში ნალექადაგროვების სამი ზოლი გამოიყოფოდა (ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ) – 1. **არდენების**, 2. **ბრეტან-ბოჰემიის** და 3. **სამხრეთ ევროპის**. ამ ზოლთაგან ყველაზე ჩრდილოეთით იყო **არდენების ზოლი**, რომელიც სამხრეთიდან საზღვრავდა ჩრდილოატლანტურ კონტინენტს.

არდენების ზოლი დღევანდელი არდენების გარდა მოიცავდა კუნძულ დიდი ბრიტანეთის განაპირა სამხრეთ ნაწილს – კორნუელსის ნახევარკუნძულს, რაინის ფიქლებიან მასივს, მადნიან მთებს, ჰარცსა და სუდეტებს. არდენების სამხრეთით იყო **ბრეტან-ბოჰემიის ზოლი**, რომლის შემადგენლობაში შედიოდა: არმორიკული მასივი, საფრანგეთის ცენტრალური პლატო, ვოგეზები, შვარცვალდი და ბოჰემიის მასივი. ბრეტან-ბოჰემიის ზოლის სამხრეთით განლაგებული იყო ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყლის მესამე, დამაგვირგვინებელი **სამხრეთ ევროპის ზოლი**, რომელიც დღევანდელი პირენეებიდან ალპების კარპატების და სხვათა გავლით კავკასიამდე აღწევდა (ე.წ. ხმელთაშუაზღვიური ნაოჭა სარტყლის დასავლეთი სეგმენტი).

ხსენებული სამი ზოლიდან ნაოჭა სარტყლისათვის დამახასიათებელი თვისებების განსაკუთრებულობით [დიდი სიმძლავრეები, ინტენსიური დანაოჭება, ძლიერი მეტამორფიზმი, მაგმური ქანების (როგორც ინტრუზიულის, ისე ეფუზიურის) შემცველობა] სამხრეთ ევროპის ზოლი გამოირჩევა. ამ ზოლში დევონური ნალექები ესპანეთიდან კავკასიამდეა ცნობილი. ეს ნალექები ყველგან თანხმობით აგრძელებს სილურულს და თანხმობითვე იფარება კარბონულით. ფაციესი მრავალფეროვანია, მაგრამ ქარბობს ფიქლები, ქვიშაქვები, ვულკანოკლასტოლითები. გაშლილი ზღვის ნალექებში ხშირია გონიატიტები. ნალექების სიმძლავრეები 3-4 ათას მეტრზე მეტია.

საინტერესოდ გვეჩვენება აგრეთვე დევონური ნალექების ძირილი არდენების ზოლში.

არდენების ძირილი

		ქვედაკარბონული – C ₁	360 მლნ. ნ.
	ფამენური	ლაგუნურ – კონტინენტური თიხები და ქვიშაქვები. ფიქლები	
D ₃	ფრანული	კირქვების და ფიქლების მორიგეობა;	
	ჟივეტური	ფიქლები კირქვების შუაშრეებით; კირქვები (ე.წ. ჟივეს კირქვები მარჯნების, ბივალვიების, ბრაქიოპოდების და გასტროპოდების მდიდარი ფაუნით)	
D ₂	ეიფელური	წითელი ქვიშაქვები, ფიქლები	
	ემსის	მუქი ფერის ფიქლები, ქვიშაქვები (ბრაქიოპოდებით)	
D ₁	ზიგენური	ფერადი ფიქლები, ქვიშაქვები	
	ჟედინური	კონგლომერატები, ქვიშაქვები	
		დანაოჭებული e-O-S	410 მლნ. ნ.

ჯამური სიმძლავრე 10000 მ

წყებები ძლიერ დანაოჭებულია, მეტამორფიზებული; გაკვეთილია ინტრუზიული მაგმური სხეულებით.

ამ ძირილი დევონური უთანხმოდ დევს დანაოჭებულ კამბრიულ-სილურულ წყებებზე. ეს უთანხმო განლაგება გამონვეულია დევონურისწინა პერიოდებში ამ ადგილზე კორდილიერების გაჩენით, რომელთა დენუდირებულ ზედაპირზე დაიწყო დევონური ნალექდაგროვება. მთელი დევონურის განმავლობაში ამ ზოლში, ფაქტობრივად, უწყვეტი სედიმენტაცია მიდიოდა. ამიტომაც დაგროვდა მძლავრი, 10 კმ-მდე სისქის წყებები. წყებებში საკმაოდ ხშირად წითელი ფერის მასალაც ერევა, რაც არდენების ჩრდილოეთით მდებარე ძველი ატლანტური კონტინენტის გადარეცხვაზე მიუთითებს – იგრძნობა ზღვიური და კონტინენტური ფაციესების ჭიდილი! თუმცა ეს ძირითადად ადრედევონურსა და ეიფელურს ეხება მხოლოდ. შემდგომში აუზი ისე გაღრმავდა, რომ ჩრდილოატლანტური კონტინენტის კვალი სრულიად გაქრა.

ციმბირის კრატონზე დევონური ნალექების გავრცელება დიდი არ არის. ადრედევონურში ის თითქმის მთლიანად ხმელეთს წარმოადგენდა. შუა- და გვიანდევონურში ნალექდაგროვება უმეტესად მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში მიმდინარეობდა ხმელეთზე, ანორმული მარილიანობის ლაგუნებსა და მარჩხი (თხელი) ზღვის უბეებში. ამას მოწმობს წითელი ფერის ქანების მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი, აგრეთვე ქვამარილის, თაბაშირისა და ანჰიდრიტის არსებობა ქანებში.

დევონურის განმავლობაში **გონდვანისის** უდიდესი ნაწილი აზევებული იყო. ზღვიური გარემო მხოლოდ სუპერკონტინენტის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში იყო (ანდების ზოლი; დასავლეთ ავსტრალია – ?).

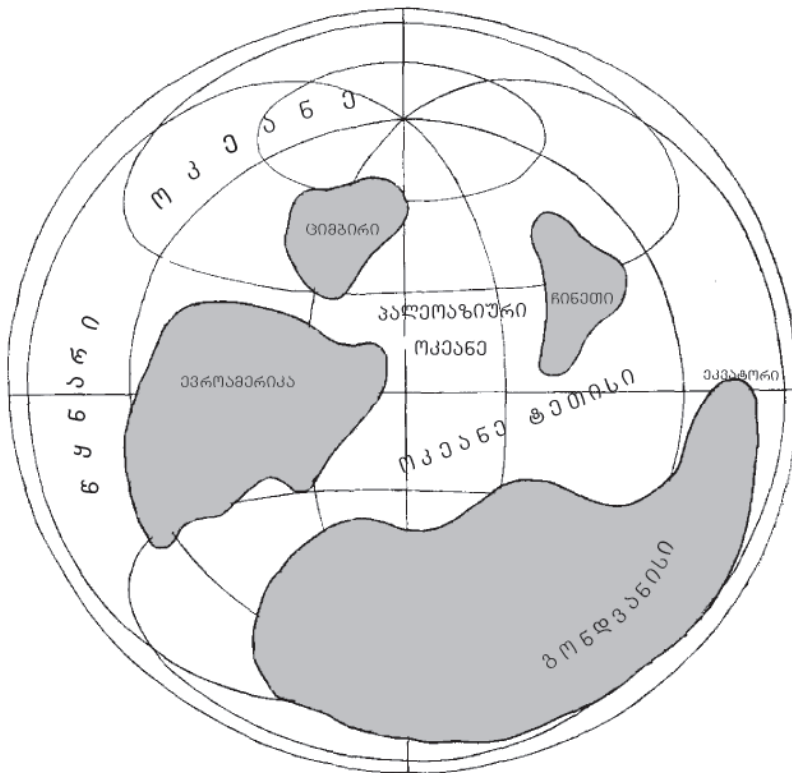
ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა) და პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. როგორც აღვნიშნეთ, კალედონური ოროგენეზისის შედეგად ორი ძველი კონტინენტი, ლავრენცია და ფენოსკანდია, ერთიან კონტინენტად – ევროამერიკად იქცა. **ადრედევონურში** ევროამერიკა ეკვატორზე იყო განლაგებული (თითქმის თანაბრად ჩრდილო და სამხრეთ განედებზე). დარჩენილი კონტინენტებიდან ციმბირი ჩრდილო ზომიერ სარტყელში იყო, ჩინეთი ასევე ჩრდილო განედის ზომიერ და ტროპიკულ სარტყელებში. რაც შეეხება გონდვანისს, ის, ფაქტობრივად, მთლიანად სამხრეთ ნახევარსფეროში განთავსდა – მის ტროპიკულ, ზომიერ და პოლარულ სარტყელებში.

შუა- და გვიანდევონურ ეპოქებში **ევროამერიკის** კონტინენტი კვლავ ეკვატორის ორივე მხარეზე იყო განთავსებული. მისგან ჩრდილო-აღმოსავლეთით ჩრდილო განედის ზომიერ სარტყელში იყო **ციმბირის** კონტინენტი. ეს ორი კონტინენტი ერთმანეთისაგან პალეოაზიური ოკეანით იყო გაყოფილი.

სუპერკონტინენტი **გონდვანისი** კვლავ ინარჩუნებდა თავის მონოლითურობას და აზევებით ტენდენციებს.

გონდვანისი და ჩრდილოეთის ჯგუფი კონტინენტებისა ერთმანეთისაგან **ტეთისით** იყო გაყოფილი. ტეთისის სამხრეთი პერიფერია პასიურ კიდეც, ხოლო ჩრდილო – აქტიურ კიდეც წარმოადგენდა (მიკროკონტინენტებით, კუნძულთა რკალეებითა და განაპირა ზღვებით). პალეოტეთისის მაქსიმალური სიგანე აღინიშნებოდა დასავლეთ ნაწილში ჩრდილო ამერიკასა და სამხრეთ ამერიკა-აფრიკას შორის, ხოლო მინიმალური – დასავლეთ ევროპასა და აფრიკას შორის.

გვიანდევონურში ევროამერიკისა და ციმბირის კონტინენტებმა ერთმანეთთან დაახლოება დაიწყეს, რამაც პალეოაზიური ოკეანის შევიწროება გამოიწვია. ამის საპირისპიროდ პალეოტეთისის აზიური ნაწილი ფართოვდებოდა. თუმცა იმავე პალეოტეთისის დასავლეთ სეგმენტში, განსაკუთრებით დასავლეთ ევროპასა და აფრიკას შორის, კონტინენტების დაახლოება ხდებოდა. ერთმანეთს უახლოვდებოდნენ დასავლეთ გონდვანისი და ევროამერიკა, თუმცა დევონურის მიწურულისათვის მათ შორის 2500 კმ-ი მანძილი იყო (სურ. 21.5).



სურ. 21.5. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება დევონურ პერიოდში 410-360 მლნ. წლის წინ
(Хаин и др., 1997; მცირედი ცვლილებებით)

თუ შევაჯამებთ ზემოთქმულს, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ დევონურ პერიოდში ოთხივე კონტინენტი განაგრძობდა აქტიურ მოძრაობას. ამგვარი მოძრაობის შედეგად **გონდვანისი** მთლიანად განთავსდა სამხრეთ ნახევარსფეროს სამივე (ტროპიკულ, ზომიერ და პოლარულ) სარტყელში. **ევროამერიკა** ისევ ეკვატორის ორივე მხარის ტროპიკულ ზოლში იყო მოთავსებული, თუმცა, სილურული პერიოდისაგან განსხვავებით, ჩრდილო ტროპიკული ზოლის გაცილებით დიდი ნაწილი ეკავა. ჩრდილო ზომიერ სარტყელში განთავსებული **ციმბირი** ჯიუტად (თუმცა ნაკლები ეფექტურობით) მიინევდა ჩრდილო – ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით. **ჩინეთმა**, რომელიც სილურულში თითქმის მთლიანად ჩრდილო ზომიერ სარტყელში მდებარეობდა, დევონურ პერიოდში თავისი დიდი ნაწილით სამხრეთისაკენ – ჩრდილო ტროპიკულ სარტყელში გადმოინაცვლა.

დევონურში აშკარად იკვეთება კონტინენტების მოძრაობის ზოგადი სურათი. კონტინენტები მოძრაობდნენ წრიულად, თანაც საათის ისრის მოძრაობის მიმარ-

თულებით – სამხრეთ – სამხრეთ-დასავლეთ – ჩრდილო-დასავლეთ (გონდვანისი) – ჩრდილოეთ (ევროამერიკა) – ჩრდილო-აღმოსავლეთ (ციმბირი) – სამხრეთი (ჩინეთი) მიმართულებით. ამავე დროს ისიც კარგად ჩანს, რომ სილურულ პერიოდთან შედარებით დევონურში საგრძნობლად მცირდება კონტინენტებსშორისი მანძილი. ეს განსაკუთრებით ნათლად არის გამოხატული გონდვანის – ევროამერიკა – ციმბირის კონტინენტებთან მიმართებაში (სურ. 21.5).

ოროგენეზის მხრივ დევონური მშვიდ პერიოდად ითვლება. შესაბამისად, იმდროისათვის დაძირვითი ტენდეციები დომინირებდა, რის გამოც დევონურს შეიძლება თალასოკრატული პერიოდი ვუნოდოთ.

კლიმატი. ფაქტობრივად, მთელი დევონური პერიოდის განმავლობაში ყველა მატერიკზე მაღალი ტემპერატურული რეჟიმი სუფევდა. ევროამერიკის ეკვატორულ ნაწილში საშუალონლიური ტემპერატურა 28-31°C-ს შეადგენდა, ამიერკავკასიაში 23-28°C-ს. გამოირჩეოდნენ არიდული და ჰუმიდური ზონები. არიდულ ზონებში განვითარებული იყო კონტინენტური თაბაშირიანი და კარბონატული ნალექები, ეოლური ნალექები, აგრეთვე დოლომიტები და ევაპორიტები.

21.1.6. კარბონული პერიოდი – C

კარბონული პერიოდი ხასიათდება დედამიწაზე ქვანახშირის პირველი დიდი საბადოების ფართო გავრცელებით. პერიოდის სახელწოდებაც სწორედ ქვანახშირთან არის დაკავშირებული.

საზღვრები. კარბონული სისტემა გამოიყო 1822 წელს ინგლისელი გეოლოგების, უ. კონიბირისა და უ. ფილიპის, მიერ. სტრატოტიპული ქრილები დასავლეთ ევროპაშია.

კარბონული პერიოდი დაიწყო 360 მილიონი წლის წინ და დასრულდა 300 მილიონი წლის წინ. შესაბამისად, მისი ხანგრძლივობა 60 მილიონ წელს შეადგენს.

ცოცხალი ბუნება – კარბონულში მკვეთრად მცირდება როლი იმ ორგანიზმებისა, რომლებიც ადრეპალეოზოურში აღმავლობას განიცდიდნენ. კარბონულის დასაწყისამდე, დევონური პერიოდის მინურულს, გადაშენდნენ ფსილოფიტები – ხმელეთის ფლორის უძველესი წარმომადგენლები. კარბონულის დასაწყისში გრაპტოლიტების უკანასკნელი სახეობები ამოწყდა. ამ პერიოდში წამყვანი პოზიციები დათმეს ტრილობიტებმა და გიგანტურმა კიბონაირებმა. შემცირდა ნაუტილოიდების რაოდენობა.

ერთ დროს ფლორისა და ფაუნის მაღალგანვითარებულ ჯგუფებს კარბონულში სხვა ჯგუფები ენაცვლება. განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს ხემცენარეების სწრაფი ევოლუცია, რაც გახდა საფუძველი ქვანახშირის უმდიდრესი საბადოების ფორმირებისა. ისიც აღსანიშნავია, რომ შუაკარბონულ ეპოქაში ხერხემლიან ცხოველთა ახალი კლასი გაჩნდა **რეპტილიების (ქვეწარმავლები)** სახით. მაგრამ ხემცენარეებიცა და ქვეწარმავლებიც (დიდი ნაწილი) ხმელეთის ბიოსს მიეკუთვნება.

საინტერესოა ვიცოდეთ, თუ რა ხდებოდა სიცოცხლის ევოლუციის თვალსაზრისით **ზღვებსა და ოკეანეებში**.

ამ პერიოდში დიდ განვითარებას მიაღწიეს ფორამინიფერებმა (ერთუჯრედიანებიდან), კლიტინამა ბრაქიოპოდებმა, გონიატიტებმა, ოთხქიმიანმა მარჯნებმა, ხავსცხოველებმა, ზღვის შროშნებმა და ზღვის ზღარბებმა. მიუხედავად უფრო ძველი დროის ორგანიზმებთან საკმაო მსგავსებისა, ჩამოთვლილი ჯგუფები წარმოგვიდგენენ ახალი ოჯახებით, გვარებითა და სახეობებით.

ფორამინიფერებიდან უნდა აღვნიშნოთ მსხვილი (დიდტანიანი) ფუზულინიდები (*Fusulina*, *Triticites*), რომლებიც კარბონულ პერიოდში ქანმაშენ ორგანიზმებს წარმოადგენდნენ და ამავე დროს შეიძინეს დიდი ბიოსტრატოგრაფიული ღირებულება.

კლიტინი ბრაქიოპოდებიდან უნდა დავასახელოთ სპირიფერიდებისა და განსაკუთრებით – პროდუქტიდების წარმომადგენლები (მათ შორის *Gigantoproductus*, რომელიც სიგრძეში 40 სანტიმეტრამდე აღწევდა), რომლებიც წამყვან როლს ასრულებენ კარბონული დროის პალეობიოგეოგრაფიასა და ბიოსტრატოგრაფიაში. ბიოსტრატოგრაფიის თვალსაზრისით დიდი ღირებულება აქვს გონიატიტებსაც. აყვავებას განიცდიდნენ ოთხქიმიანი მარჯნებიც (*Caninia*, *Lonsdaleia* და სხვ.), რომლებიც ხეტეტიდებთან, ტაბულატებთან და ხავსცხოველებთან ერთად რიფების შენებაში მონაწილეობდნენ. კანეკლიანებიდან დავასახელოთ ზღვის შროშნები და ზღვის ზღარბები. ზღვებში ფართოდ იყვნენ წარმოდგენილი სხვა უხერხემლოებიც (ღრუბლები, ოსტრაკოდები, გასტროპოდები, ბივალვიები, კონოდონტები).

ხმელეთის მცენარეულობის დიდ განვითარებას უნდა დაუთვათ ალბათ მწერების ევოლუციაც, რომლებიც იმ დროისათვის ერთადერთ მფრინავ ორგანიზმებს წარმოადგენდნენ. ზოგმა მათგანმა გიგანტურ ზომებსაც კი მიაღწია (70 სმ. გაშლილი ფრთებით).

კარბონულის დასაწყისისათვის იქტიოფაუნაში მკვეთრად მცირდება ჯავშნიანი თევზების ხვედრითი წილი და წინა პლანზე გამოდიან ხრტილიანი თევზები ზვიგენისმაგვართა ჯგუფიდან. ამ დროს არიან აგრეთვე ცნობილი ამფიბიები – სტეგოცეფალები, რომლებიც ნესტიან ტყეებში და ჭაობებში ცხოვრობდნენ.

შუაკარბონულში ჩნდებიან **ქვენარმავლები** (კოტილოზავრები, რომელთაც რქოვანი ტყავი ჰქონდათ გადაკრული). ამფიბიებისაგან განსხვავებით, რეპტილიებს გამრავლებისათვის არ სჭირდებოდათ წყლიანი გარემო – ისინი დებდნენ კვერცხებს, რომლებსაც კირქვის ნაჭუჭი ჰქონდა. ქვენარმავლებს შორის იყვნენ მტაცებლები, ბალახისმჭამელნი და მწერიჭამიებიც.

კარბონული პერიოდი ახალი ეტაპია **მცენარეთა** ევოლუციაში. აღმავლობას განიცდიან დევონურში გაჩენილი ჯგუფები:

ლიკოპოდიუმები – კარბონული ფლორის ყველაზე მნიშვნელოვანი ჯგუფი, რომლის წამყვან ნაწილს ლეპიდოდენდრონები შეადგენდნენ. ზოგი მათგანი სიმაღლეში 40 მეტრს აღწევდა, ხოლო ტანის განივკვეთი – 1-2 მეტრს. ლიკოპოდიუმები უმაღლეს **სპოროვან** მცენარეებს მიეკუთვნებოდნენ.

უმაღლეს სპოროვანთა ჯგუფში შედის აგრეთვე გვიმრები, კალამიტები, რომლებიც სხვების მსგავსად ამშვენებდნენ კარბონული პერიოდის ტყეებს. ამ პერიოდში გაჩნდნენ პრიმიტიული **შიშველთესლიანები**. ისინი თესლით მრავლდებოდნენ, რაც საშუალებას აძლევდა ზღვის სანაპირო ზონიდან ღრმად „შეჭრილიყვნენ“ ხმელეთზე. მათგან უპირველესად აღვნიშნოთ კორდაიტები. პერიოდის მიწურულს გაჩნდნენ გინკგოები. კორდაიტების (გადაშენებული ჯგუფი) ზოგი წარმომადგენელი (გვ. Cordaites) 30 მ. სიმაღლესაც კი აღწევდა. ისინი ლეპიდოდენდრონებსა და სიგილარიებთან ერთად მონაწილეობდნენ ქვანახშირის საბადოთა წარმოქმნაში. ქვანახშირშემქმნელი მცენარეულობის დიდი განვითარება აშკარად მიუთითებს კარბონულ პერიოდში თბილი და ნესტიანი (ჰუმიდური) კლიმატის არსებობაზე.

კარბონულის დანაწილება. კარბონულის დანაწილების რამდენიმე სქემა არსებობს – დასავლეთევროპული, რუსული, ამერიკული, საერთაშორისო სტრატეგრაფიული სკალის (რომელიც პრაქტიკულად რუსული სქემის განმეორებაა).

სისტემა	სექცია	სართული			
		რუსეთი	დასავლეთ ევროპა	აშშ	ISC
კარბონული C	C ₃	გჟელური კასიმოვის	სტეფანური	პენსილვანიური	გჟელური კასიმოვის ბამკირული
	C ₂	მოსკოვური ბამკირული	ვესტფალური		
	C ₁	სერპუხოვის ვიზეური ტურნეული	ნამიურული ვიზეური ტურნეული	მისისიპური	სერპუხოვის ვიზეური ტურნეული

ფაციესები. კარბონული პერიოდის (ისევე, როგორც პერმულის) ფაციესების ხასიათზე დიდი გავლენა იქონია ჰერცინულმა ოროგენეზისმა, რომელმაც მნიშვნელოვნად შეცვალა ამ დროის პალეოგეოგრაფიული სურათი. თუმცა პერიოდის დასაწყისში გვიანდევონურის მსგავსი სურათი იყო – არსებობას განაგძობდა 4 დიდი კონტინენტი (ჩრდილოატლანტური ანუ ევროამერიკა, ციმბირი, ჩინეთი და სუპერკონტინენტი გონდვანისი), რომელთა შორის იყო ურალ-ოხოტისა და ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყლები. ფაციესთა ხასიათიც ამგვარი პალეოგეოგრაფიული სურათით არის განპირობებული – ერთი მხრივ, ვხვდებით კონტინენტურ (ხმელეთის) ნალექებს, ხოლო მეორე მხრივ, მოძრავი სარტყლის და პლატფორმულ წყებებს.

ადრეკარბონულში აშკარად დომინირებდა ზღვიური ნალექდაგროვება, რაც ძლიერმა ტრანსგრესიამ განაპირობა. ზღვებსა და ოკეანეებს ეკავათ როგორც მოძრავი სარტყლის, ისე კონტინენტის ცალკეული ნაწილები. ერთადერთი გამონაკლისი

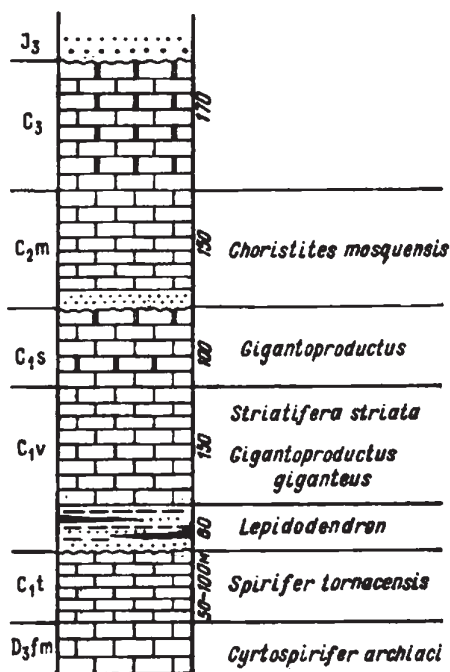
სუპერკონტინენტი გონდვანისი იყო, რომელიც მთლიანად ხმელეთს წარმოადგენდა (ზღვა მხოლოდ მის პერიფერიებზე იყო).

პლატფორმული ბუნების კარბონული კარგად არის წარმოდგენილი **მოსკოვის სინეკლიზაში** (აღმოსავლეთ ევროპის კრატონი). აქ მთელი კარბონულის განმავლობაში დომინირებდა კარბონატული ფაციესი (კირქვები, დოლომიტები, მერგელები), რომელშიც დაცულია ფორამინიფერების, ბრაქიოპოდების, მარჯნების, ორსაგდულიანების, გასტროპოდების, კანეკლიანების (ძირითადად ექინოიდების), ღრუბლების, დიატომების ნამარხი წარმომადგენლები. იშვიათად გვხვდება გონიატიტებიც. ზღვიური გარემო კონტინენტურით მხოლოდ ორჯერ შეიცვალა – ვიზეურ საუკუნეში (ნახშირიანი წყების წარმოქმნის დრო) და შუა კარბონულის დასაწყისში, რომელიც ბაშკირული სართულის ქრილიდან ამოვარდნით გამოიხატა.

მოსკოვის სინეკლიზაში ფაუნით დათარიღებულ ფამენურ კირქვებს თანხმობით აგრძელებს 50-100 მ. სიმძლავრის **ტურნეული** სართულის შედარებით თხელშრეებრივი კირქვები, რომელიც მდიდარი ფაუნით (ძირითადად ბრაქიოპოდები) არის დახასიათებული. ტურნეულის გადარეცხილ ზედაპირზე უთანხმოდ (სტრატეგრაფიული უთანხმოება) განლაგებულია **ვიზეური** ასაკის ნახშირიანი წყება, რომელიც წარმოდგენილია ხლართულშრეებრივი ქვიშაქვებითა და თიხებით და მურა ნახშირის ლინზისებური შუაშრეებით. ნახშირიანი წყება რამდენიმე რიტმითაა წარმოდგენილი. ფაუნისტური ნაშთები იშვიათია. სამაგიეროდ, ბევრია ნამარხი ფლორა (უმეტესად *Lepidodendron*). სიმძლავრე 60 მეტრი. ნახშირიანი წყება ხმელეთის ზღვისპირა ზოლში გროვდებოდა.

ნახშირიან წყებას აგრძელებს ასევე **ვიზეური** ასაკის კირქვების წყება (სიმძლავრით 150 მ.), მდიდარი ზღვიური ფაუნით, რომელშიც პროდუქტუსები ქარბობს (*Gigantoproductus giganteus* და სხვ.). სტრატეგრაფიულად ზევით **სერპუხოვის** სართულის გიგანტოპროდუქტუსიანი კარბონატული წყება გამოდის, სიმძლავრით 100მ-მდე. უფრო ზევით, სტრატეგრაფიული ხარვეზით (რომელიც **ბაშკირული** სართულის შესატყვისია), ქვიშაქვებით ფუძეში და კირქვებით თავზე, სერპუხოვის სართულს აგრძელებს ფაუნისტურად დათარიღებული **მოსკოვური** სართულის ქანები, სიმძლავრით 150 მეტრი. ამ უკანასკნელის თავზე **ზედაკარბონული** კარბონატული წყებაა, სიმძლავრით 170 მეტრი. ზედაკარბონული ზევიდან გადაფარულია (ფუძის კონგლომერატით) ზედაიურული ნალექებით (სურ. 21.6).

მოსკოვის სინეკლიზაში კარბონულის საერთო სიმძლავრე 600-700 მეტრის ფარგლებშია. წყებები ჰორიზონტალურადაა (!) განლაგებული. არა გვაქვს მაგმური და მეტამორფული ქანები. ნაოჭა დისლოკაციაზე შორეული მინიშნებაც კი არ არის. ტიპური პლატფორმა! მთელი კარბონული, ფაქტობრივად, კარბონატული წყებებით (უმეტესად კირქვები) არის წარმოდგენილი, რომელთა არსებობაც პლატფორმაზე ყოველთვის მაქსიმალური დაძირვის მაჩვენებელია.



სურ. 21.6. მოსკოვის სინეკლიზის კარბონულის ქრილი
(Владимирская и др., 1985)

ჩრდილოატლანტური კონტინენტის დასავლურ ნაწილში (დასავლეთ ევროპა, ჩრდილო ამერიკა) კარბონულის დასაწყისში გვიანდევონურის მსგავსი პირობები შემორჩა. **ტურნეული** და **ვიზეური** ძირითადად ზღვიური კარბონატული წყებებით არის წარმოდგენილი. ადრეკარბონულსა და შუაკარბონულის საზღვარზე ჰერცინული ოროგენეზის გავლენით, რომელიც ხმელთაშუაზღვიურ და აპალაჩების მოძრავ სარტყლებში გამოვლინდა, ლავრენციაში მკვეთრად შეიცვალა ნალექდაგროვების ხასიათი. **ციმბირის პლატფორმაზე**, ფაქტობრივად, მთელი კარბონულის განმავლობაში კონტინენტური პირობები იყო გაბატონებული. ზღვიური გარემო იყო მხოლოდ ჩრდილო-დასავლეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიებზე, სადაც საკმაოდ მძლავრი (ასეული მეტრები) კარბონატული ნალექდაგროვება მიდიოდა. კონტინენტური ფაციესებიდან კი გაბატონებული იყო ქვიშები, ალევრიტები, თიხები, ტორფნარი, რომლებმაც შემდგომ ქვანახშირის შუაშრეები მოგვცეს. ხმელეთი დაფარული იყო მდიდარი მცენარეული საფარით, რომელშიც კორდაიტები დომინირებდნენ. უნდა შევნიშნოთ, რომ ციმბირისა და მეზობელი რაიონების კარბონული ფლორა ძალიან თავისებურია, რაც აძწელებს ციმბირის პლატფორმის კარბონული ნალექების შეპირისპირებას დასავლეთ ევროპის და რუსეთის ევროპული ნაწილის სტრატოტიპულ ქრილებთან.

გონდვანისის დიდი ნაწილი მთელი კარბონულის განმავლობაში, ისევე, როგორც დევონურში, აზევებული იყო. დაძირვას მხოლოდ სუპერკონტინენტის პერიფერიული ნაწილები განიცდიდა (ადრეკარბონულში!). ამ დროისათვის ზღვიური გარემო იყო გონდვანისის აფრიკულ ნაწილში, სადაც ტრანსგრესია ოკეანე ტეთი-სიდან ნამოვიდა.

გვიანი კარბონი გონდვანისზე საყოველთაო გამყინვარებით ხასიათდება. ტილიტები ცნობილია აფრიკაში, მადაგასკარზე, ინდოსტანში, ავსტრალიაში, სამხრეთ ამერიკაში, ანტარქტიდაში, სადაც ისინი შედიან კონტინენტური ბუნების **გონდვანის სერიის** (C_3 -K) შემადგენლობაში. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ცენტრალურ და სამხრეთ აფრიკასა და მადაგასკარზე ტილიტები (სიმძლავრით 400 მ.) აგებულია სხვადასხვა ხარისხით დამუშავებული, დაუხარისხებელი კენჭებითა და 2 მეტრამდე დიამეტრის მქონე ბლოკებით (ლოდებით) წარმოდგენილი პრეკამბრიული ასაკის ქანებით, რომლებიც დაფარულია მყინვარისეული შტრიხებით და შეცემენტებულია ქვიშიან-თიხიანი მასალით. თიხების შუაშრებში გვხვდება ნამარხები თევზების, მოლუსკების და კრინოიდების სახით, რაც დროის გარკვეულ მონაკვეთში კონტინენტზე ზღვის შემოჭრის უტყუარი საბუთია.

კარბონულში (და შემდგომ დროშიც ალბათ) გონდვანისის ერთიანობაზე კლიმატური პირობების გარდა გვიანპალეოზოური ფლორისა და რეპტილიების კომპლექსებიც მიუთითებენ.

პლატფორმებისაგან მკვეთრად განსხვავებული ბუნებისაა კონტინენტების აქტიურ კიდეებზე განვითარებული კარბონული. ამ ტიპის კარბონული ნალექები გავრცელებულია დასავლეთ და ცენტრალურ ევროპაში, ჩვენ მიერ ადრე დასახელებული ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყლის სამივე ზოლში – **არდენების, ბრეტან-ბოჰემიისა და სამხრეთ ევროპის**.

მოძრავ სარტყელთან დაკავშირებული კარბონულის ბუნება განსაკუთრებით კარგად არის გამოკვეთილი დღევანდელ **ურალის ნაოჭა სისტემაში**, რომელიც, როგორც ცნობილია, ურალ-ოხოტის ნაოჭა სარტყელში ერთიანდება. კარბონული პერიოდის განმავლობაში ურალი წარმოადგენდა ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყლის მერიდიონალური მიმართების მქონე ზოლს, რომელშიც კარგად იკვეთებოდა ერთმანეთისაგან განსხვავებული ბუნების მქონე აღმოსავლეთი და დასავლეთი ზონები.

ურალის დასავლეთ ფერდზე კარბონულის სრული ჭრილია, რომელიც ამ სისტემის სამივე სექციით არის წარმოდგენილი. შეიძლება ითქვას, რომ სამივე სექცია ძირითადად ორგანოგენული კირქვებითაა დახასიათებული.

კარბონულის ჯამური სიმძლავრე 1300 მეტრამდეა. წყებები არ შეიცავს მაგმურ ქანებს (როგორც ინტრუზიულს, ისე ეფუზიურს). სუსტია დანაოჭება. ასევე სუსტია მეტამორფიზმიც.

დასავლეთ ურალის კარბონული მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნით არის დახასიათებული, რაც მის სართულებად დანაწილების საშუალებას იძლევა. ამავე მიზეზით ის შეიძლება ზღვიური კარბონულის ეტალონადაც მივიჩნიოთ.

სულ სხვაგვარი სურათია **აღმოსავლეთ ურალზე**. ქვედა კარბონული აქ მძლავრი ვულკანური, ვულკანოგენური, დანალექი და მათთან ერთად მეტამორფული ქანებით არის დახასიათებული. ქანებში ბევრია ტუფები, ტუფიტები, კაჟიანი ფიქლები, იაშმები. წყებებში შუაშრეებისა და ლინზების სახით ჩართულია ზღვიური ფაუნის შემცველი კირქვები. წყებათა საერთო სიმძლავრე 3500 მეტრია. **შუაკარბონული** კლასტური (ნამსხვრევი) მასალით ნაგები ქანებია, რომლებშიც შუაშრეების სახით კარბონატული წყებები გამოერევა. აღინიშნება აგრეთვე დიდი სიმძლავრის კონგლომერატებიც. სიმძლავრე 1000 მეტრს შეადგენს.

ურალის აღმოსავლეთ ფერდზე ქვედა- და შუაკარბონული წყებები ძლიერ დანაოჭებულია, ზედაკარბონული კი საერთოდ არ არის!

ურალის აღმოსავლეთი ფერდის ჭრილი

მეზოზოურ-კაინოზოური

C_2	კლასტური (ნამსხვრევი) დანალექი ქანები კონგლომერატების, კირქვებისა და სხვა კარბონატული ქანების შუაშრეებით	1000 მ
C_1	ვულკანური, ვულკანოგენური, კლასტური და მეტამორფული ქანები (ტუფები, ტუფიტები, კაჟიანი ფიქლები, იასპისი და სხვ.), შუაშრეებისა და ლინზების სახით ჩართული კირქვებით. კირქვებში ბევრია ზღვიური ფაუნა	3500 მ

დეკონური – D

360 მლნ. წ.

წყებები ძლიერ დანაოჭებულია.

თუ შევადარებთ ურალის დასავლეთ და აღმოსავლეთ ფერდების ჭრილებს, დავინახავთ, რომ **ადრეკარბონულში** ურალის დასავლეთ ნაწილში კონტინენტის პასიური კიდის პირობები იყო კარბონატული ნალექდაგროვებით, ხოლო აღმოსავლეთში – კონტინენტის აქტიური კიდის გარემო, რომელშიც დიდი სიმძლავრის ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაციების ფორმირება მიმდინარეობა. **შუაკარბონულში** ურალის დასავლეთ ფერდზე მდგომარეობა პრაქტიკულად არ შეცვლილა – კვლავ კონტინენტის პასიური კიდის გარემო კარბონატული ნალექდაგროვებით. სამაგიეროდ, მკვეთრად იცვლება სურათი ურალის აღმოსავლეთ ფერდზე, რაც გამომწვეული იყო ამ ზოლში ჰერცინული ოროგენეზისის განვითარებით. ურალის აღმოსავლეთ ფერდის კარბონულის ჭრილი შუაკარბონული ნალექებით მთავრდება, რომლებზეც კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული მეზოზოურ-კაინოზოური წყებები. ამ ზოლში ზედაკარბონულ-პერმული ნალექების ამოვარდნა ჭრილიდან და შუაკარბონულზე მეზოზოურ-კაინოზოური წყებების განლაგების ხასიათი მიგვანიშნებს იმაზე, რომ შუაკარბონულის ბოლოს ურალის აღმოსავლეთ ნაწილში დასრულდა

ჰერცინული ოროგენეზისი. სამაგიეროდ, გვიანკარბონულში განაგრძობდა არსებობას დასავლეთ ურალის (კონტინენტის პასიური კიდე) ზოლი, რომლის საბოლოო დანაოჭება, როგორც ჩანს, კარბონულ-პერმულის საზღვარზე მოხდა.

ამგვარად, ურალის ნაოჭა სისტემა ჰერცინული ოროგენეზისის ნაყოფია. მისი საბოლოო ფორმირება **ურალური ოროფაზისით (C/P)** არის განპირობებული.

ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა) და პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. დევონური და კარბონული პერიოდების საზღვარზე განვითარება დაიწყო ჰერცინულმა ოროგენეზისმა. დევონური პერიოდის დასასრულს დედამიწაზე ოთხი დიდი კონტინენტი იყო, რომლებიც ერთმანეთისაგან მოძრავი სარტყლებით და მათ თავზე განლაგებული ოკეანური აუზებით იყო გამოყოფილი.

კარბონულ პერიოდში კონტინენტთა შორის უდიდესი, **გონდვანისი**, კარგა ხნის დაბინავებული იყო სამხრეთ ნახევარსფეროში, დიდი ნაწილით სამხრეთ პოლუსის მიდამოებში. თუმცა ის ხსენებულ ეპოქაში ჩრდილოეთისაკენ მოძრაობდა და საგრძნობლად მიუახლოვდა კიდეც ევროამერიკას.

ევროამერიკა თვითონაც გადაადგილდებოდა ჩრდილოეთისაკენ. ამავე დროს, ბრუნავდა რა საათის ისრის მიმართულებით, უახლოვდებოდა **ციმბირს**.

ევროამერიკის მსგავსად, ციმბირის კონტინენტიც გადაადგილდებოდა ჩრდილოეთისაკენ და სულ უფრო უახლოვდებოდა ჩრდილო პოლუსს. რაც შეეხება ჩინეთის კონტინენტს, ის, პირიქით, სამხრეთისაკენ (სამხრეთ-დასავლეთისაკენ) მიიწევდა და ამგვარად უახლოვდებოდა ევროამერიკასა და ციმბირს.

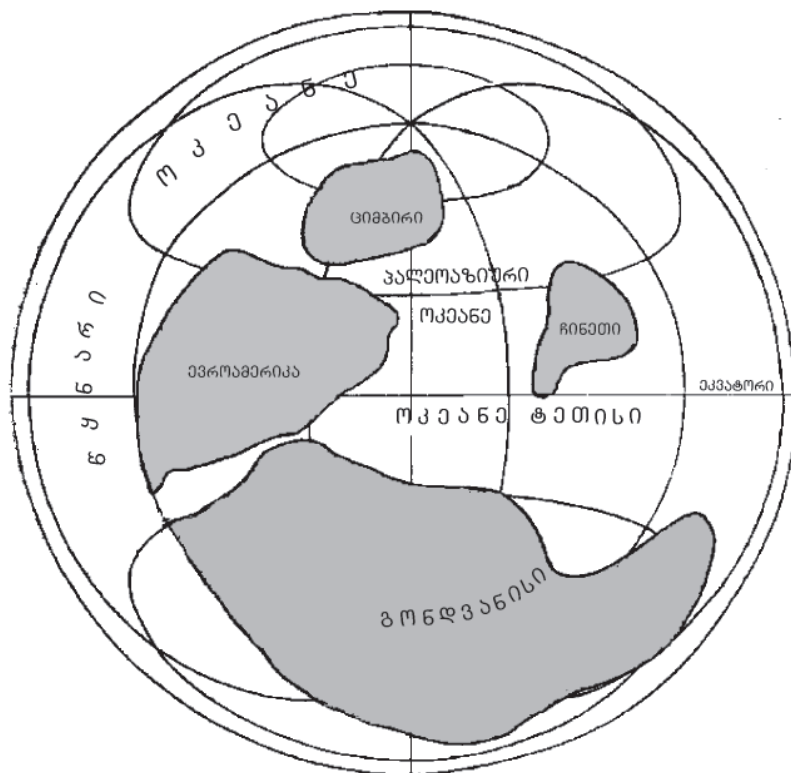
კონტინენტთა ამგვარმა მიახლოებამ საგრძნობლად შეამცირა **პალეოაზიური ოკეანის** აკვატორია, რომლის სიგანეც (განსაკუთრებით ურალის ზოლში) 2000 კილომეტრამდე შემცირდა. აშკარაა, რომ მომზადდა პირობები ამ ოკეანის ჩასაკეტად.

რაც შეეხება **ტეთისს**, ის თითქმის მთლიანად დაიხურა დასავლეთ ნაწილში, რაც გამოიწვია გონდვანისის ევროამერიკისაკენ გადაადგილებამ. სამაგიეროდ, ტეთისის აღმოსავლეთი ნაწილი სულ უფრო ფართოვდებოდა აღმოსავლეთისაკენ, სადაც „უერთდებოდა“ კიდეც პალეოპაციფიკას (წყნარ ოკეანეს). ტეთისის სამხრეთი (გონდვანისის) კიდე კვლავ პასიურ კიდედ რჩებოდა, ხოლო ჩრდილო – აქტიურად (ჩრდილო კიდეზე ძალიან რთული სურათი იყო, რაც განაპირობა გარე ზღვების, კუნძულთა რკალებისა და ოკეანური ღრმულების განლაგებამ) (სურ. 21.7).

კარბონულის მიწურულს კონტინენტთა შეჯახება მოხდა: დასავლეთ გონდვანისისა ევროამერიკის კონტინენტის ამერიკულ ნაწილთან (ყოფილ ლავრენციასთან), ხოლო ევროამერიკის ჩრდილოევროპული ნაწილისა – აღმოსავლეთ ევროპასთან. შეჯახებულ კონტინენტებს შორის მხოლოდ ვიწრო ზოლი იყო მთისწინა როფების სახით, რომლებშიც ფლიშური და მოლასური ნალექების ფორმირება მიმდინარეობდა.

ახლად შექმნილი ჰერცინიდების „ზურგის მხარეზე“ მთათაშუა მოლასური დეპრესიები გაჩნდა (მაგალითად, არდენებსა და ბრეტან-ბოჰემიას შორის).

გონდვანისი ინარჩუნებდა კავშირს ევროამერიკის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილთან. ფაქტობრივად, ამ კავშირით დაიწყო პანგეა 3-ის ფორმირება.



სურ. 21.7. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება გვიანკარბონულ ეპოქაში 315-300 მლნ. წლის წინ
(Хаин и др., 1997; მცირედი ცვლილებებით)

სამაგიეროდ, კარბონულის მიწურულს გონდვანისის სამხრეთ (აფრიკულ) და ინდოსტანის ნაწილებში განვითარდა გრაბენული დეპრესიების სისტემები, რომელშიც ილექებოდა გადარეცხილი მყინვარული მასალა. ასე გაჩნდა ბაზალური ფენები **კარუს** (აფრიკა) და **გონდვანის** (ინდოსტანი) მყინვარული კომპლექსებისა. მყინვარული ნალექები ცნობილია აგრეთვე არაბეთში, ანტარქტიდაში, სამხრეთ ამერიკაში. ამ ნალექების ფართო გეოგრაფიული გავრცელება დასტურია იმისა, რომ საქმე გვაქვს ზენრულ (მატერიკულ) გამყინვარებასთან.

ჩრდილო ამერიკაში, ავსტრალიაში, ანტარქტიდაში, ჩრდილო აფრიკაში მთელი შუა და გვიანი კარბონის განმავლობაში აზევებითი ტენდენციები ჭარბობდა.

ოკეანეებთან დაკავშირებით ვიტყვი, რომ **ტეთისი**, რომელიც დასავლეთ ნაწილში ორი დიდი კონტინენტის (გონდვანისისა და ევროამერიკის დასავლეთი ნაწილის – ლავრენციის) შეერთებით, ფაქტობრივად, მთლიანად დაკეტილი იყო, სულ უფრო და უფრო იხსნებოდა აღმოსავლეთისაკენ.

კარბონულ პერიოდში კარგად იყო გამოხატული **კლიმატური** ზონალობა. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით დიდი სხვაობაა ადრეკარბონულ და შუა- და გვიანკარბონულ ეპოქებს შორის.

ადრეკარბონულ ეპოქაში მთელ დედამიწაზე ტროპიკული კლიმატი ბატონობდა. ამის დამადასტურებელი არის კირქვების, ქვანახშირიანი წყებების, ბოქსიტების და სითბოსა და ტენის მოყვარული სხვა ქანების ფართო გავრცელება. ამაზევე მეტყველებს სითბოსმოყვარული ზღვისა და ხმელეთის ბიოსის სიმრავლე. ტროპიკული პირობები იყო პრაქტიკულად ჩრდილო ამერიკის მთელ კონტინენტზე, დასავლეთ ევროპაში, აღმოსავლეთ ევროპის კრატონზე, ციმბირში, ჩინეთში, აფრიკის დიდ ნაწილში, ჩრდილო-დასავლეთ ავსტრალიაში, ტეთისის აღმოსავლეთ ნაწილში.

გარემოს ტემპერატურა ამერიკის შეერთებულ შტატებში 25-30°C-ს შეადგენდა, ამიერკავკასიაში – 20-24°C-ს, ურალზე კი 22-24°C-ს (პალეოტემპერატურები გამოთვლილია ნამარხი ბრაქიოპოდების მიხედვით).

კლიმატი მკვეთრად შეიცვალა შუა- და განსაკუთრებით გვიანკარბონულში. კლიმატის შეცვლის მთავარი მაჩვენებელი იყო ძლიერი აცივება დედამიწაზე, რამაც მალალ განედებში ზენრული გამყინვარება გამოიწვია. ეკვატორულ სარტყელშიც კი საშუალონლიური ტემპერატურა 3-5°-ით დაეცა, ხოლო დედამიწის საშუალო გლობალური ტემპერატურა გვიანკარბონულში 10-15°-ით ნაკლები იყო ადრე კარბონულთან შედარებით.

აცივების ერთ-ერთი კარგი მაჩვენებელია მარჯნების გავრცელების არეალის მკვეთრი შევიწროება და თავმოყრა ეკვატორის მიმდებარე ვიწრო ზოლში. ძლიერი აცივების საბუთები გვაქვს სამხრეთ ნახევარსფეროში – სამხრეთ ამერიკაში, ცენტრალურ და სამხრეთ აფრიკაში, ავსტრალიაში, ინდოეთში.

კარბონული პერიოდის ერთ-ერთი მთავარი მახასიათებელი იყო ქვანახშირის საბადოების ფორმირება. ქვანახშირი ინტენსიურად გროვდებოდა როგორც პლატფორმებზე, ისე ზღვის სანაპირო ზონებში. საქვეყნოდ ცნობილია დონეცის, ყარაგანდის, ეკიბასტუზის, პოლონეთის, ჩეხეთის, გერმანიის, ბელგიის, საფრანგეთის, ინგლისის და კიდევ სხვათა უმდიდრესი საბადოები.

კარბონული ასაკის საბადოებზე მოდის ქვანახშირის მსოფლიო მარაგების 30%.

21.1.7. პერმული პერიოდი – P

სახელწოდება რუსეთის ევროპული ნაწილის უკიდურეს აღმოსავლეთში, ურალისპირა ზოლში მდებარე ქალაქ პერმიდან მოდის. სწორედ აქ აღმოაჩინა ინგლისელმა გეოლოგმა, რ. მერჩისონმა, კარბონულ და ტრიასულ სისტემებს შორის მოქცეული ნალექთა კომპლექსი, რომელსაც პერმული უწოდა. ევროპაში, უპირველესად კი გერმანიაში, პერმულს ადრე **დიასს** უწოდებდნენ იმის გამო, რომ ის ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავებული ორი ნაწილისაგან შედგებოდა – ქვედას, ასაკობრივად უფრო ძველს, რომელიც კონტინენტური წყებებით იყო წარმოდგენილი,

როტლიგენდე ერქვა, ხოლო ზედას, უფრო ახალგაზრდასა და ზღვიური ფაციესებით დახასიათებულს – **ცეხშტაინი**.

საზღვრები. პერმული პერიოდი დაიწყო დაახლოებით 300 მილიონი წლის წინ და დასრულდა 250 მილიონი წლის წინ. შესაბამისად, ამ პერიოდის ხანგრძლივობა 50 მილიონ წელს მოიცავს.

ცოცხალი ბუნება. პერმული პერიოდი უაღრესად საინტერესო დროა სიცოცხლის ევოლუციის თვალსაზრისით. თუნდაც ის ფაქტი რად ღირს, რომ ამ პერიოდის დასასრულს მოხდა ერთ-ერთი უდიდესი გადაშენება ორგანულ სამყაროში, რამაც განაპირობა პალეოზოური ბიოსის (პირველ რიგში აქ ცხოველთა სამეფო იგულისხმება) მოსპობა და მისი ჩანაცვლება უფრო ახალი და უფრო განვითარებული მეზოზოური ბიოსით.

პერმულ პერიოდში მნიშვნელოვნად შეიცვალა მცენარეთა სამეფო. თუ პერიოდის პირველ ნახევარში, ადრეპერმულ ეპოქაში, ფლორა თითქმის არ განსხვავდებოდა გვიანკარბონული ფლორისაგან, გვიანპერმულში ამ თვალსაზრისით გაკეთდა მნიშვნელოვანი ევოლუციური ნახტომი. შედეგად კი ადრე- და გვიანპერმულის საზღვარზე **მეზოფიტის** დასაწყისი მივიღეთ. მეზოფიტი გულისხმობს მეზოზოური ერისათვის დამახასიათებელი ფლორის – შიშველთესლიანი მცენარეების (პირველ რიგში, წინვოვანთა, ციკადინებისა და გინკგოების) ბატონობას. თუმცა აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ „პერმული მეზოფიტი“ მოიცავდა მხოლოდ ტროპიკული კლიმატის ზონას. სხვა კლიმატურ ზონებში მეზოფიტი ცოტა მოგვიანებით დადგა – მაგალითად, ციმბირში – პერმულისა და ტრიასულის საზღვარზე, ხოლო გონდვანისზე კიდევ უფრო გვიან – ადრე- და შუატრიასულის საზღვარზე.

მეზოფიტური ფლორის გაჩენა გვიანპერმულში არიდული კლიმატის გაბატონებამ განაპირობა.

მნიშვნელოვანი ცვლილებები მოხდა ფაუნის განვითარებაშიც. ეს განსაკუთრებით ზღვაში მცხოვრებ ორგანიზმებს ეხება. **ზღვიური უხერხემლო ცხოველებიდან** პერმულ პერიოდში მალალ განვითარებას მიაღწიეს ფორამინიფერებმა (ფუზულინიდები, შვაგერინები), ბრაქიოპოდებმა (არტიკულატების ქვეტიპიდან) და გონიატიტებმა (თაფფეხიანი მოლუსკებიდან). გონიატიტებმა, რომლებიც პერმულის მიწურულს გადაშენდნენ, დასაბამი დაუდეს ამონიტების მომდევნო ევოლუციურ ჯგუფს – ცერატიტებს (ამ უკანასკნელთა არსებობის ხანა ტრიასული პერიოდია).

დავასახელოთ ზოგი მნიშვნელოვანი წარმომადგენელი ზემოთ ხსენებული ჯგუფებიდან: *Pseudofusulina*, *Schwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Neoschwagerina* (ფორამინიფერები); *Productus*, *Spirifer*, *Richthofenia* (ბრაქიოპოდები); *Medlicottia*, *Paragastrioceras* (გონიატიტები).

განაგრძობდნენ განვითარებას და რიფების შენებაში მონაწილეობას კირქვიანი წყალმცენარეები, ხავსცხოველები და მარჯნები.

განვითარების ტემპს მოუმატეს ორსაგდულიანმა და მუცელფეხიანმა მოლუსკებმა, რომლებიც, ნორმულმარილიანი აუზების გარდა, როგორც ირკვევა, განმარილიანებულ და მტკნარ აუზებშიც ბინადრობდნენ.

უხერხემლოთა ყველა სხვა იმ ტიპთა წარმომადგენლებიც იყვნენ, რომლებიც ზემოთ არ დაგვისახელებია.

ხერხემლიანი ცხოველებიდან პერმულის დასაწყისში კვლავ **თევზების** მრავალფეროვნება იგრძნობა. თუმცა პერიოდის მინურულისათვის საგრძნობლად მცირდება ზვიგენისებრთა, მაჯაფარფლიანების, ორგვარად მსუნთქავი თევზების რაოდენობა. **ამფიბიებიდან** სტეგოცეფალებმა განვითარების მაქსიმუმს მიაღწიეს. თანდათან ვითარდებიან **ქვეწარმავლები**. უპირველესად ეს ეხება ბალახისმჭამელ კოტილოზავრებს. რეპტილიების ერთი ნაწილი წყალში ცხოვრებას იწყებს.

პერმული პერიოდის დასასრულს დედამიწაზე მოხდა ორგანული სამყაროს წარმომადგენელთა ერთ-ერთი უძლიერესი გადაშენება (ამონყვეტა). აღიგავნ პირისაგან მიწისა ფუზულინიდები, ტეტრაკორალები (ოთხქიმიანი მარჯნები), ტაბულატები, გონიატიტები (ამონიტებიდან), სწორნიჟარიანი (ამართულნიჟარიანი) ნაუტილოიდები, ტრილობიტები; თითქმის მთლიანად გადაშენდნენ ბრაქიოპოდები (მხარფეხიანები), კრინოიდები (ზღვის შროშნები), ექინოიდები (ზღვის ზღარბები); დიდი რაოდენობით ამოწყდნენ თევზები და სხვა ხერხემლიანები.

უნდა ითქვას, რომ ამ გრანდიოზული გადაშენების ნამდვილი მიზეზი დღემდე, ფაქტობრივად, უცნობია.

პერმულის დანაწილება

სისტემა	სექცია	სართული	
		რუსეთი	დასავლეთ ევროპა
პერმული P	ზედა P ₂	თათრული ყაზანური უფური	ცეხშტაინი
	ქვედა P ₁	კუნგურული ართინსკული საკმარული ასელური	როტლიგენდე

პერმული სისტემა ორ სექციად (ქვედა **როტლიგენდე**, ზედა **ცეხშტაინი**) და 7 სართულად იყოფა. სართულებიდან პირველი ოთხეული (**ასელური, საკმარული, ართინსკული და კუნგურული**) ქვედაპერმულ სექციას ანუ როტლიგენდეს მიეკუთვნება, ხოლო დარჩენილი სამი (**უფური, ყაზანური, თათრული**) – ზედა პერმულს ანუ ცეხშტაინს.

ფაციესები. პერმული ფაციესების ფორმირებაში გადამწყვეტი როლი შეასრულა ჰერცინულმა ოროგენეზისმა, რომელმაც, შეიძლება ითქვას, საფუძვლიანად შეცვალა იმდროინდელი გეოტექტონიკური ვითარება და, შესაბამისად, პალეოგეოგრაფიული გარემო. ამიტომაც არის, რომ პერმული ასაკის ფაციესებში ზღვიური

ეპიკონტინენტური და ღრმა ზღვის ნალექების გვერდით ფართოდ არის წარმოდგენილი ლაგუნური და კონტინენტური წყებებიც.

ეპიკონტინენტური (პლატფორმული) პერმულის ტიპად საუკეთესოა ურალის მთათა სისტემის დასავლეთ ფერდობსა და მის უშუალო დასავლურ გაგრძელებაზე, რუსეთის პლატფორმის აღმოსავლეთ ნაწილში განვითარებული ნალექები. ეს განსაკუთრებით ქვედაპერმულს ეხება (საყურადღებოა ის გარემოება, რომ თანამედროვე საერთაშორისო სტრატოგრაფიულ სკალაში უკლებლივ არის შეტანილი ამ რეგიონში გამოყოფილი ქვედაპერმულის ყველა სართული ასელურიდან კუნგურულის ჩათვლით). ვფიქრობთ, რომ დასახელებული რეგიონის ზედაპერმულიც ძალიან დიდ ყურადღებას იმსახურებს.

მოსკოვის სინეკლიზა – ვოლგისპირეთის ქრილი

		250 მლნ. წ.
P_2	ნითელი და ქრელი ქვიშაქვები, ალევროლითები, თიხები – კონტინენტური წყება ფაუნისტური და ფლორისტული ნაშთებით (იშვიათად ზღვიური ნალექების შუაშრეებით). {წყებათა სიმძლავრეები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ (ურალისაკენ) იზრდება!}	სიმძლავრე ათეული მეტრი
P_{1k}	მარილის ფორმაცია – ანჰიდრიტი, თაბაშირი, ჰალიტი, დოლომიტები, თიხები. {წყებათა სიმძლავრეები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ (ურალისაკენ) იზრდება}	სიმძლავრე ათეული მეტრებიდან 1600 მ-მდე
P_1 a-s-ar	W→O კირქვები →რიფოგენული კირქვები →თიხები →ალევრიტები→ მსხვილკენჭიანი ნალექები. {წყებათა სიმძლავრეები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ (ურალისაკენ) იზრდება}	სიმძლავრე ათეული მეტრებიდან ათასეულ მ-მდე
	კარბონული C	300 მლნ. წ.

გთავაზობთ პერმულის სტრატოტიპული რეგიონის ზოგად ქრილს, რომელიც დიდ ინტერესს იწვევს. განსაკუთრებულ ყურადღებას ქრილის ქვედა ნაწილი – ასელურ-საკმარულ-ართინსკული წყებები იმსახურებს, რომლებიც სამი ტიპის ფაციესითაა წარმოდგენილი. ფაციესები თანმიმდევრულად იცვლება დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ (ურალის დასავლეთ კალთისაკენ). სტრატოტიპული რეგიონის უკიდურეს დასავლეთ ნაწილში თხელი ზღვის კარბონატული ნალექებია განვითარებული, რომლებიც აღმოსავლეთით რიფოგენული მასივებით იცვლება.

კიდევ უფრო აღმოსავლეთით, უშუალოდ ურალის ქედის დასავლეთ ფერდობსა და მის წინა ზოლში ტერიგენული ნალექების მძლავრი კომპლექსია, თანაც ფაციესთა კანონზომიერი ცვლით (დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ) წმინდა და წვრილ-მარცვლოვანი ნალექებიდან უხეშმარცვლოვან (მსხვილკენჭიან) ნალექებამდე. ეს ფაქტი ნათლად მიუთითებს იმ გარემოებაზე, რომ ამ მასალის მომცემი წყარო ახალამოზიდული ურალის ნაოჭა სისტემა იყო, რომლის ნგრევის შედეგადაც მასალა ილექებოდა მთისწინა დეპრესიებში მასალის სიმსხოს თანდათან შემცირებით (უხეშნატეხოვანიდან წმინდამარცვლოვანამდე) ურალიდან დასავლეთი მიმართულებით. ამასვე ადასტურებს დასავლეთი მიმართულებით წყებათა სიმძლავრეების შემცირებაც.

რადგან სიმძლავრეები ვახსენეთ, დავძენთ იმასაც, რომ დასავლეთიდან აღმოსავლეთი მიმართულებით ასელურ-საკმარულ-ართინსკული წყებების სისქე ათეული მეტრებიდან ათასეულ მეტრებამდე იზრდება! სიმძლავრეების თვალსაზრისით ზუსტად იგივე სურათი გვაქვს კუნგურულ სართულთან მიმართებაშიც, რომლის მაქსიმალური სიმძლავრეები სტრატოტიპული რეგიონის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე 1200-1600 მეტრს შეადგენს (ისიც უნდა აღვნიშნოთ, რომ კუნგურული ასაკის მარილიანი ფორმაციები დედამიწის ბევრ რეგიონშია ცნობილი).

რაც შეეხება ზედაპერმულს, სტრატოტიპულ რეგიონში ის წარმოდგენილია კონტინენტური ფაციესით, რომლის სიმძლავრეებიც ასეული მეტრებით იზომება. მსგავსად ქვედაპერმულისა, სიმძლავრეთა მატება აქაც აღმოსავლეთი მიმართულებით (ურალისკენ) ხდება!

პერმულის ჯამური სიმძლავრე ურალისწინა როფში 3000-4000 მეტრამდე აღწევს!

ზოგადად შეიძლება ითქვას, რომ სტრატოტიპული რეგიონის ვერტიკალურ ჭრილში ასელურ-საკმარულ-ართინსკული ასაკის **ზღვიური** ნალექები იცვლება კუნგურული ასაკის **ლაგუნური** მარილიანი ფორმაციით, ხოლო ეს უკანასკნელი – ზედაპერმული (უფურ-ყაზანურ-თათრული) **კონტინენტური** ფერადი წყებით.

პლატფორმული ბუნების პერმული განვითარებულია **გერმანიის ქვაბულში**, სადაც გამოიყო ე.წ. გერმანული პერმული როტიგენდესა (P_1) და ცეხშტაინის (P_2) ფორმაციებით. ასეთივე ბუნებისაა პერმული სისტემა **ციმბირის** კრატონზე, რომლის პლატფორმულ ნაწილში განვითარებული პერმული წარმოდგენილია ნახშირიანი და ვულკანოგენური წყებებით. პლატფორმული ტიპისაა **ჩინეთის** კრატონის პერმულიც.

რთული სურათია **გონდვანისზე**, რომლის დიდ ნაწილში, როგორც ჩანს, პერმულის განმავლობაში უმთავრესად კონტინენტური გარემო იყო, რაც, პირველ რიგში, ზენრულ გამყინვარებაში გამოიხატა. ფორმირებას განაგრძობდნენ **გონდვანის** (ინდოსტანის კრატონზე) და **კარუს** (აფრიკის კრატონზე) მყინვარული ფორმაციები, რომლებიც უმეტესად **ტილიტების** სახით შემორჩნენ დედამიწისეულ ისტორიას („ტილიტები“ – „განამარხებული“ მორენული ნალექები).

ოროგენული პერმულის ერთ-ერთ კლასიკურ რეგიონად აღმოსავლეთ ალპების სამხრული განშტოება, ე.წ. **კარნიული ალპები** ითვლება (სამხრეთ ავსტრია; ჩრდილო-აღმოსავლეთ იტალიასთან საზღვარზე).

ვიდრე კარნიული ალპების ქრილს გავეცნობით, გვინდა შეგახსენოთ, რომ ხმელთაშუაზღვიური (ალპურ-ჰიმალაური) მოძრავი სარტყელი ჰერცინული ოროგენეზის გავლენით კარბონულ პერიოდში მნიშვნელოვნად შემცირდა არდენებისა და ბრეტან-ბოჰემიის ზოლების დანაოჭებისა და მათი ჩრდილოატლანტურ კონტინენტზე მიზრდის გამო. შესაბამისად, მოძრავი სარტყელი დარჩა მხოლოდ ბრეტან-ბოჰემიის ზოლის სამხრეთით. ეს არის ე.წ. **სამხრეთ ევროპის ზოლი**, რომელსაც პერმულსა და შემდეგ პერიოდებში **ტეთისის** სახელით მოიხსენიებენ („ტეთისი“ – ზღვის ქალღმერთი ბერძნულ მითოლოგიაში; ოკეანოსის ცოლი). გავიხსენოთ, რომ ეს ის ზოლია, სადაც დღეს პირენეები, ალპები, კარპატები, დინარიდები, ბალკანები, კავკასიონი, მცირე კავკასიონი (ანტიკავკასიონი) და სხვა ნაოჭა სისტემებია მოქცეული.

კარნიული ალპების ქრილი

ტრიასული – T

		250 მლნ. წ.
P ₂	ქვიშაქვები (ე.წ. ვერუკანოს ქვიშაქვები), თიხიანი ფიქლები, კირქვები (ე.წ. ბელეროფონიანი კირქვები), დოლომიტები, ბიტუმიზირებული კირქვები. წყებებში საკმაოდ მდიდარი ორგანიკაა დაცული (გონიატიტები, ბრაქიოპოდები, გასტროპოდები, კირქვიანი წყალმცენარეები	600გ
	ფერადი (წითელი) ქვიშაქვები და ფიქლები, ეფუზივების განფენები, არის ინტრუზიული მაგმური ქანებიც;	330გ
P ₁	კირქვები, რიფოგენული კირქვები მდიდარი ფაუნით [გონიატიტები, ფორამინიფერები (Schwagerina), ბრაქიოპოდები და სხვ.]	600 მ
		300 მლნ. წ.

კარბონული – C

კარნიული ალპების პერმული ინტენსიურად არის დანაოჭებული, სუსტად მეტამორფული, შეიცავს მაგმურ (როგორც ინტრუზიულ, ისე ეფუზიურ) სხეულებს. სიმძლავრეები საკმაოდ დიდია. აშკარად ოროგენულ ზოლთან გვაქვს საქმე.

პერმულის მეტად საინტერესო ქრილია სიცილიაში, რომელიც კარნიული ალპების სამხრეთით, 1000კმ-ის დაშორებით არის. პერმული სიცილიაში საკმაოდ დიდი სიმძლავრისაა, ინტენსიურადაა დანაოჭებული; აგებულია კირქვებით, რომელშიც

ბლომად არის გონიატიტები და, რაც მთავარია, თბილი ზღვების მოყვარული ბრაქიოპოდები – *Richthofenia* და სხვ.

ტიპური ოროგენული ბუნებისაა ჯულფის (ნახიჭევანის ავტ. რესპუბლიკა, ირანის საზღვართან ახლოს) მიდამოების პერმული, რომელიც ინტენსიურად დანაოჭებული, მძლავრი კირქვებით არის წარმოდგენილი. ქანებში დაცულია ბრაქიოპოდების, გონიატიტების, ორსაგდულიანი მოლუსკების მდიდარი ფაუნა. პერმული კირქვები ამ რეგიონში სრული თანხმობით ანაცვლებენ ქვეშმდებარე კარბონულ წყებებს და თვით ასევე თანხმურად გადადიან ტრიასულ ნალექებში.

ოროგენული ტიპის პერმული ცნობილია აგრეთვე დღევანდელი წყნაროკეანური ნაოჭა სარტყლის აღმოსავლეთ ნაწილის ჩრდილო (კორდილიერები) და სამხრულ (ანდეზი) ზოლებში.

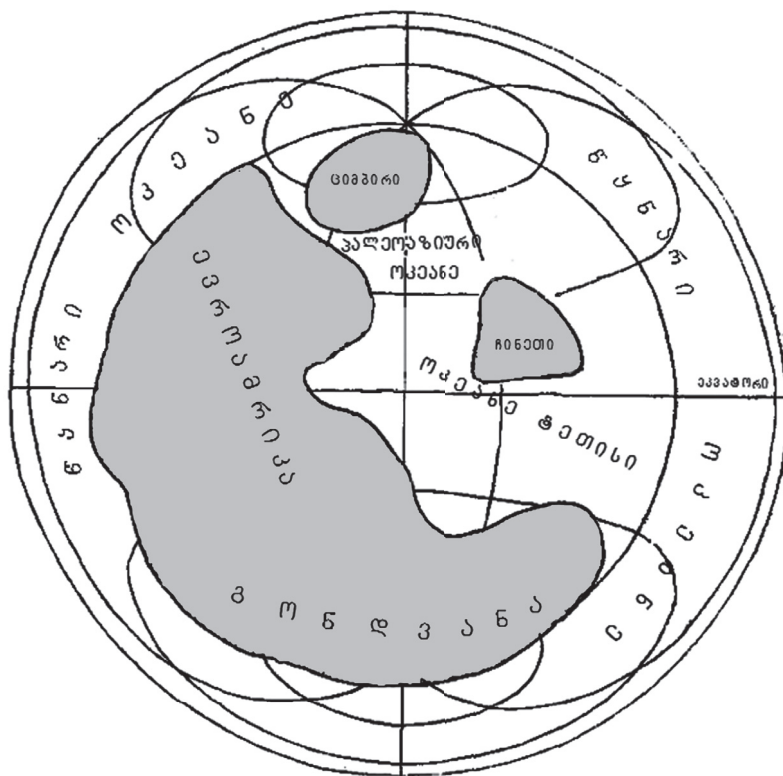
კლიმატი. კლიმატური ზონალობის თვალსაზრისით ადრე- და გვიანპერმული ეპოქები ერთმანეთისაგან თითქმის არ განსხვავდებოდა. ორივე შემთხვევაში კარგად გამოიყოფოდა ეკვატორის ჩრდილოეთით და სამხრეთით მდებარე ტროპიკული, ზომიერი და პოლარული სარტყლები.

ზღვიურ ფაუნისტურ კომპლექსებზე დაყრდნობით შეიძლება გამოიყოს სამი პალეობიოგეოგრაფიული ოლქი – ბორეალური, ანტიბორეალური და მათ შორის მდებარე – ხმელთაშუაზღვიური. **ბორეალურ ოლქს** ეკავა ჩრდილო განედის ზომიერი და პოლარული სარტყლები, **ხმელთაშუაზღვიურს** – ტეთისის ზოლი, ხოლო **ანტიბორეალური ოლქი** განთავსებული იყო სამხრეთ ზომიერ და პოლარულ სარტყლებში. ტეთისის ზღვებში ფორამინიფერების, ბრაქიოპოდების, მარჯნებისა და მარჯნებისმაგვარი ორსაგდულიანების (რუდისტების) მდიდარი ფაუნა ცხოვრობდა.

ჰერცინული ოროგენეზისი. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში ცნობილი ერთ-ერთი უძლიერესი, ჰერცინული ოროგენეზისი მიმდინარეობდა მთელი კარბონულ-პერმული დროის განმავლობაში.

ჰერცინული ოროგენეზისი ან სხვაგვარად ჰერცინული ოროგენეტული ციკლი (სახელწოდება მოდის გერმანიაში არსებული ჰარცის მთების ძველი სახელწოდებიდან – ჰერცინია) ექვსი ოროფაზისისაგან შედგება. მათგან უძველესი – **ბრეტონული**, დევონური და კარბონული პერიოდების მიჯნაზე მოხდა (D/C). მისი გავლენით ჩაიკეტა ინუის ოროგენი. უძლიერესი იყო **სუდეტური** ფაზისი, რომელიც ადრე და შუა კარბონის საზღვარზე განვითარდა (C₁/C₂). ის მთელი სიძლიერით გამოვლინდა ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყლის ჩრდილო ზოლში, აპალაჩების ოროგენსა და ურალ-ოხოტის მოძრავ სარტყელში. მათგან ბოლო ორი გეოტექტონიკური ერთეულის მთლიანი, ხოლო პირველის ნაწილობრივი კონსოლიდაცია გამოიწვია. შუა- და გვიანი კარბონულის საზღვარზე (C₂/C₃) **ასტურიული** ფაზისი განვითარდა (ასტურიის ნაოჭა სისტემის ფორმირებით). პერმულის დასაწყისში **ურალური** ფაზისია (C₃/P₁), ხოლო ადრე და გვიანი პერმულის საზღვარზე (P₁/P₂) – **ზაალური**. რაც შეეხება **ჰვალცურ** ოროფაზისს, პერმულ-ტრიასულის საზღვარზე (P/T) განვითარებით, ის აგვირგვინებს ჰერცინულ ოროგენეტულ ციკლს.

ჰერცინულმა ოროგენეზისმა მნიშვნელოვნად (შეიძლება ითქვას, მკვეთრად) შეცვალა დედამიწაზე არსებული პალეოგეოგრაფიული სურათი. ადრეპერმულ ეპოქაში გონდვანისისა და ევროამერიკის კონტინენტების გაერთიანებით დედამიწაზე ოთხის ნაცვლად სამი კონტინენტი დარჩა (ევროამერიკა+გონდვანისი, ციმბირი, ჩინეთი). მათგან ევროამერიკა – გონდვანისის სამხრეთ ნახევარსფეროს სამივე სარტყელი, ხოლო ჩრდილო ნახევარსფეროს ტროპიკული და ზომიერი სარტყლები ეკავა.



სურ. 21.8. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება ადრეპერმულ ეპოქაში
დაახლ. 290-270 მლნ. წლის წინ
(Хаин и др., 1997; მცირედი ცვლილებებით)

ძალიან ახლოს იყო მასთან ჩრდილოზომიერ და ჩრდილოპოლარულ სარტყლებში განთავსებული ციმბირის კონტინენტი. ჩრდილო-ტროპიკული სარტყლის აღმოსავლეთი მხრიდან მათ უახლოვდებოდა ჩინეთის კონტინენტი (სურ. 21.8.). ჰერცინული ოროგენეზისის დასასრულს, პერმული და ტრიასული პერიოდების მიჯნაზე, დაახლოებით 250 მილიონი წლის წინ, ჩამოყალიბდა რამდენიმე დიდი ნაოჭა სტრუქტურა, რომლებმაც, საბოლოო ჯამში, მანამდე არსებული ოთხი დიდი კონტინენტი

ერთ მთლიან სუპერკონტინენტად, **პანგეა 3-ად** აქცია. ჰერცინული ოროგენეზისის შედეგად მთლიანად დანაოჭდა (და, შესაბამისად, ჩრდილოატლანტურ კონტინენტს მიეზარდა) არდენებისა და ბრეტან-ბოჰემიის ზოლები, აგრეთვე აპალაჩები. ასევე ურალ-ობოტის მოძრავი სარტყლის სრული დანაოჭების გამო, რომლის შედეგადაც მთლიანად „ამოივსო“ პალეოაზიური ოკეანე, მოხდა მანამდე ცალკე არსებული ციმბირისა და ჩინეთის კონტინენტების მიერთება ჩრდილოატლანტურ კონტინენტთან. ჩრდილოატლანტური კონტინენტის ლავრენციულ ნაწილს სამხრეთიდან შეუერთდა გონდვანის დასავლეთი ნაწილი, რამაც ტეთისის დასავლეთი ზოლის დახურვა გამოიწვია.

ამგვარად, პერმულის დასასრულისათვის გაჩნდა მერიდიონალურად ორივე პოლუსზე გადაჭიმული ერთიანი კონტინენტი, რომელსაც გარს უვლიდა პალეოპაციფიკა (წყნარი ოკეანე). დარჩენილი იყო აგრეთვე ოკეანე ტეთისის აღმოსავლეთი ნაწილი (აღმოსავლეთ ტეთისი), რომელიც ლავრაზიის აღმოსავლეთ ნაწილსა და გონდვანის შორის იყო მოქცეული (მაქსიმალური სიგანით 4000 კმ-მდე). ოკეანე ტეთისი აღმოსავლეთით პალეოპაციფიკას უკავშირდებოდა (სურ. 21.9).



სურ. 21.9. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება პალეოზოური და მეზოზოური ერების საზღვარზე
250 მლნ. წლის წინ

პანგეა-3

(Хаин и др., 1997 მცირედი ცვლილებებით)

21.1.8. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების პალეოზოოური ისტორია

დაბოლოს, თვალი გადავაავლოთ პალეოზოოურ ერაში სიცოცხლის ევოლუციურ განვითარებას და ამასთანავე იმასაც, თუ როგორ იცვლებოდა პალეოგეოგრაფიული სურათი იმ დროს მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების მეშვეობით.

როგორც უკვე ითქვა, პალეოზოოური ერის დასაწყისი (კამბრიული პერიოდი) ხასიათდება იმით, რომ განვითარება დაიწყო ნიჟარის მატარებელმა ორგანიზმებმა (აქ იგულისხმება როგორც მცენარეები, ისე უხერხემლო და ხერხემლიანი ცხოველები). **მცენარეებიდან** კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული პერიოდების განმავლობაში (540-410 მილიონი წლის წინ) არსებობდა მხოლოდ უმდაბლესი მცენარეები ანუ წყალმცენარეები. პრაქტიკულად სილურული და დევეონური პერიოდების საზღვარზე (დაახლოებით 415-410 მილიონი წლის წინ) გაჩნდა უმაღლესი მცენარეების პირველი წარმომადგენლები სპოროვანი **ფსილოფიტების** სახით. ფსილოფიტები არსებობდნენ მთელი დევეონური პერიოდის განმავლობაში, რომლის მიწურულსაც გადაშენდნენ. როგორც ცნობილია, ფსილოფიტებმა მცენარეებიდან პირველმა დატოვეს ზღვიური გარემო და გადაინაცვლეს ხმელეთის ზღვისპირა ზოლში, რითაც საფუძველი დაუდეს უმაღლეს მცენარეთა ხმელეთზე დასახლებას. დევეონურის დასაწყისში განვითარებას იწყებენ უმაღლეს სპოროვანთა ცნობილი წარმომადგენლები – **გვიმრანაირები**, ხოლო კარბონულ პერიოდში ჩნდებიან **შიშველთესლიანები**. პალეოზოოური ერა დასრულდა უმაღლესი მცენარეების მესამე ჯგუფის – ფარულთესლიანების გარეშე, რომლებიც სიცოცხლის ევოლუციის პროცესში ჩაებმებიან უფრო გვიან (მეზოზოოური ერის თითქმის დასასრულს).

პალეოზოოური უაღრესად საინტერესო ერაა **უხერხემლო ცხოველების** განვითარების თვალსაზრისით. ამ ერის დასაწყისში (კამბრიული პერიოდი) უკვე გვაქვს ყველა თანამედროვე ტიპის წარმომადგენელი. უფრო მეტიც, მათ დაემატა კიდევ ერთი ტიპი Archaeocyatha (**არქეოციათები**), რომელიც გაჩნდა კამბრიულის დასაწყისში, ევოლუციას განიცდიდა მთელი კამბრიულის განმავლობაში და გადაშენდა ამავე პერიოდის დასასრულს. პალეოზოოური ერის განმავლობაში აღმავლობას განიცდიდნენ **მხარფეხიანები** (ტიპი Brachiopoda), **მოლუსკები** (ტიპი Mollusca), **მარჯნები** (ოთხქიმიანი მარჯნები და ტაბულატომორფები. ტიპი Coelenterata, კლასი Anthozoa), **ტრილობიტები** (ტიპი Arthropoda), **გრანპტოლითები** (ტიპი Hemichordata) და სხვა.

ერთობ საინტერესო სურათი გვაქვს **ხერხემლიან ცხოველთა** ევოლუციაში. მათი პირველი წარმომადგენლები ე.წ. **უყბო თევზები**, იგივე **უყბონი** (კლასი Agnatha) ორდოვიციულში გაჩნდნენ. სილურულ პერიოდში უყბო თევზებიდან **ნამდვილი თევზები** (კლასი Pisces) წარმოიშვა, ხოლო სილურულის მომდევნო დევეონურ პერიოდში თევზების მემკვიდრე **ამფიბიები** (კლასი Amphibia) მოვევლინა ორგანულ სამყაროს. კარბონულ პერიოდში ამფიბიებიდან **ქვეწარმავლები** (კლასი Reptilia) განვითარდნენ. პალეოზოოური ერა დასრულდა ხერხემლიანი ცხოველების ორი უმნიშვნელოვანესი კლასის – ფრინველებისა და ძუძუმწოვრების გარეშე. ისინი ცოტა მოგვიანებით, მეზოზოოურ ერაში, მოვევლინებიან ცხოველთა სამეფოს. ამგვარად,

სახეზე გვაქვს პალეოზოურ ერაში ხერხემლიან ცხოველთა განვითარების ევოლუციური რიგი: ორდოვიციულში – **უყბონი** → სილურულში – **თევზები** → დევონურში – **ამფიბიები** → კარბონულში – **ქვენარმავლები (რეპტილიები)**.

დასასრულ უნდა ითქვას, რომ სიცოცხლის ევოლუციასთან დაკავშირებით პალეოზოური შეიძლება ჩაითვალოს მცენარეებთან დაკავშირებით უმაღლეს **სპორიანთა** **ერად**, უხერხემლო ცხოველებთან მიმართებაში – თანმიმდევრულად **არქეოციათების, გრაპტოლითების, გონიატიტების, ბრაქიოპოდების** **ერად**. რაც შეეხება ხერხემლიან ცხოველებს, აქ წინა პლანზე **თევზები** უნდა წამოვიწყოთ.

ოროგენეზისის (მთათა წარმოშობა) თვალსაზრისით პალეოზოური შეიძლება ერთობ შემოქმედ ერად ჩაითვალოს. ხსენებული ერის განმავლობაში, როგორც ზევით უკვე იყო აღნიშნული, ორ ძალიან მნიშვნელოვან ოროგენეზისს ჰქონდა ადგილი – **კალედონურსა და ჰერცინულს**. საერთოდ ოროგენეზისი ცალკეული ფაზისებისაგან შედგება. ოროგენეტიკული ფაზისის დროს დანაოჭება მიმდინარეობს, ხოლო ფაზისებს შორის პერიოდში ამ თვალსაზრისით სიმშვიდეა („არდანაოჭება“). სწორედ ამ თვისების გამო (დანაოჭება-არდანაოჭება) ოროგენეზისს მეორე სახელითაც მოიხსენიებენ ხოლმე – **ოროგენეტიკული ციკლი**.

კალედონური ოროგენეზისი (იგივე **კალედონური ოროგენეტიკული ციკლი**) მიმდინარეობდა მთელი სილურული პერიოდის განმავლობაში – დაიწყო ორდოვიციულისა და სილურულის საზღვარზე (440 მილიონი წლის წინ) და დასრულდა სილურულის მიწურულს, ანუ სილურულისა და დევონურის საზღვარზე (410 მილიონი წლის წინ). კალედონური ოროგენეზისი სამი ოროფაზისისაგან შედგება: **ტაკონიური (O/S), არდენული (S₁/S₂) და ირიული (S/D)**. კალედონური ოროგენეზისის შედეგად წარმოშობილ ნაოჭა სისტემებს **კალედონიდებს** უწოდებენ.

ჰერცინული ოროგენეზისი (ჰერცინული ოროგენეტიკული ციკლი) მოიცავს პალეოზოური ერის ორ დამაკვირვებელ პერიოდს – კარბონულსა და პერმულს. ეს ოროგენეზისი დაიწყო დევონურისა და კარბონულის საზღვარზე (360 მილიონი წლის წინ) და დასრულდა პერმული და ტრიასული პერიოდების (ანუ პალეოზოურ და მეზოზოურ ერათა) საზღვარზე (დაახლოებით 250 მილიონი წლის წინ). შესაბამისად, ჰერცინული ოროგენეზისი მიმდინარეობდა 110 მილიონი წლის განმავლობაში.

ჰერცინული ოროგენეზისი 6 ოროფაზისისაგან შედგება: **ბრეტონული (D/C), სუდეტიური (C₁/C₂), ასტურიული (C₂/C₃), ურალური (C₃/P₁), ზაალური (P₁/P₂) და პფალცური (P/T**, ან რაც იგივე შინაარსისაა – პალეოზოურ/მეზოზოური PZ/MZ).

პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა

პალეოზოურ ერაში შესანიშნავად იკვეთება **პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა**, რომელსაც ზოგადად ასეთი სახე აქვს: ერის დასაწყისში (**კამბრიული პერიოდი**) დედამიწაზე იყო ხუთი კონტინენტი (**ჩრდილო ამერიკა ანუ ლავრენცია**), **აღმოსავლეთ ევროპა (ფენოსკანდია)**, **ციმბირი**, **ჩინეთი** (იგივე **ჩინეთ-კორეა**) და სუპერკონტინენტი **გონდვანისი (გონდვანა)**. ამ კონტინენტებს ერთმანეთისა-

გან გამოყოფდა სამი მოძრავი სარტყელი, მათზე განთავსებული ოკეანეებითურთ: ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყელი (ოკეანე იაფეტით); ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელი (პალეოაზიური ოკეანით) და ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყელი (ოკეანე პალეოტეთისით ან უბრალოდ ტეთისით). პალეოპაციფიკა (წყნარი ოკეანე) გარს უვლიდა ყველა კონტინენტს. **ჩრდილო ამერიკის კონტინენტი (ლავრენცია)** გადაჭიმული იყო ეკვატორის ორივე მხარეს და მთლიანად მოიცავდა სამხრეთ ტროპიკულ სარტყელს და ჩრდილო ტროპიკულის ნაწილს. **აღმოსავლეთ ევროპის კონტინენტი (ფენოსკანდია)** განთავსებული იყო სამხრეთ ნახევარსფეროს ტროპიკულ და ზომიერ სარტყლებში. **ჩინეთი (ჩინეთ-კორეა)** თანაბრად იყო განაწილებული ჩრდილო ტროპიკულსა და ზომიერ სარტყლებს შორის. **ციმბირის** კონტინენტის უდიდესი ნაწილი სამხრეთ ტროპიკებში იყო განთავსებული. მისი მხოლოდ მცირე ნაწილი მოიცავდა ჩრდილო ტროპიკულ სარტყელს (პრაქტიკულად ჩრდილო ეკვატორულ ზოლს). სუპერკონტინენტი **გონდვანისი (გონდვანა)** თითქმის მერიდიონალურად იყო გადაჭიმული ჩრდილო ტროპიკული სარტყლიდან სამხრეთ ტროპიკული და ზომიერი სარტყლების გავლით პოლარულ სარტყლამდე. თუმცა ჯერ კიდევ არ იყო მისული სამხრეთ პოლუსამდე.

ხუთივე კონტინენტს გარს უვლიდა **პალეოპაციფიკა (წყნარი ოკეანე)** (სურ. 21.1).

ორდოვიციულ პერიოდში კვლავ ხუთი კონტინენტი გვაქვს, მაგრამ კამბრიულ პერიოდთან შედარებით მნიშვნელოვანი ადგილგადანაცვლებით. ამჟამად, რომ ამ პერიოდში **გონდვანისი** მოძრაობდა სამხრეთ – სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით. მართალია, ის კვლავ კამბრიულის დროინდელ სარტყლებში იყო მოქცეული (ჩრდილო ტროპიკული, სამხრეთ ტროპიკულ – ზომიერ-პოლარული), მაგრამ უკვე სამხრეთ პოლუსზეც იყო განთავსებული. გონდვანისის დასავლეთით მდებარე **აღმოსავლეთ ევროპის (ფენოსკანია)** კონტინენტმა ორდოვიციულში გადაინაცვლა დასავლეთი (სუსტად – ჩრდილო-დასავლეთი) მიმართულებით და პრაქტიკულად დაიკავა **ციმბირის** ადგილი. ამ უკანასკნელმა თავისი ადგილსამყოფელიდან „გააძევა“ **ჩინეთის** კონტინენტი, რომელმაც ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით გადაინაცვლა და ფაქტობრივად ჩრდილო ზომიერ სარტყელში „დასახლდა“. ამჟამად იგრძნობა ამ ოთხი კონტინენტის წრიული მოძრაობა საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით (**გონდვანისი** – სამხრეთ – სამხრეთ-დასავლეთით, **აღმოსავლეთ ევროპა** – დასავლეთ – სუსტად ჩრდილო-დასავლეთით, **ციმბირი** – ჩრდილოეთით, **ჩინეთი** – ჩრდილო-აღმოსავლეთით). ზემოთ ხსენებული ოთხი კონტინენტის ამგვარ წრიულ მოძრაობას უერთდება **ჩრდილო ამერიკის კონტინენტი (ლავრენცია)**, რომელსაც კვლავ უკავია ჩრდილო და სამხრეთი განედების ტროპიკული სარტყელი. კარგად იკვეთება კონტინენტებსშორისი მოძრავი სარტყლების განლაგება – ლავრენციასა და ფენოსკანდიას შორის განთავსებულია **ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყელი** (მასზე მდებარე ოკეანე იაფეტით); აღმოსავლეთ ევროპის, ციმბირისა და ჩინეთის კონტინენტებს შორის **ურალ-ოხოტის მოძრავი სარტყელია (პალეოაზიური ოკეანით)**; გონდვანისი „უპირისპირდება“ ოთხივე ზემოთ

ხსენებულ კონტინენტს **ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყლით** (ამ უკანასკნელზე მდებარე **ოკეანე ტეთისით**). **წყნარი ოკეანე** (პალეოპაციფიკა) კვლავ გარს ეკვრის ხუთივე კონტინენტს (სურ. 21.2).

სილურულში განვითარებულმა კალედონურმა ოროგენეზისმა მანამდე ხუთი კონტინენტისაგან შემდგარი დედამიწა ოთხკონტინენტიანად აქცია – ჩრდილო ამერიკის (ლავრენცია) და აღმოსავლეთ ევროპის (ფენოსკანდია) კონტინენტების შეერთებით მივიღეთ **ევროამერიკის** კონტინენტი. ამ კონტინენტების გაერთიანება მოხდა **ჩრდილოატლანტურ მოძრავ სარტყელში** ზემოთ ხსენებული ორი კონტინენტის ურთიერთშეჯახების შედეგად. ამ შეჯახებამ ძლიერი დანაოჭება გამოიწვია, ხოლო შედეგად ჩრდილოატლანტური მოძრავი სარტყლის ნაცვლად **ჩრდილოატლანტური ნაოჭა სარტყელი** მივიღეთ (ნაოჭა სარტყელი არის ნაოჭა სისტემების ანუ მათა სისტემების ერთობლიობა. კონკრეტულ შემთხვევაში – სკანდინავიისა და შოტლანდიის ნაოჭა (მათა) სისტემების ერთიანობა).

როგორც ვიცით, მოძრავ სარტყელზე ზევიდან ყოველთვის ოკეანეა განთავსებული. ამიტომ სავსებით ბუნებრივად უღერს ლამაზი გამოთქმა – „**ოკეანე მთების აკვანიაო**“.

სილურულ პერიოდში არსებულ სამი კონტინენტშორისი მოძრავი სარტყლიდან სილურულის მინურულისათვის მხოლოდ ორი დარჩა – **ურალ-ოხოტის**, მასზე განთავსებული **პალეოაზიური ოკეანით** და **ხმელთაშუაზღვიური** (თავზე **ოკეანე ტეთისით**).

ოთხივე კონტინენტზე გარედან იყო შემორტყმული **პალეოპაციფიკა (წყნარი ოკეანე)**.

ოთხივე კონტინენტი მოძრაობდა წრიულად, საათის ისრის მიმართულებით – **გონდვანისი** (რომელიც აღმოსავლეთ და სამხრეთ მხარეებში იყო, მოიცავდა ჩრდილო ტროპიკულ და სამხრეთ ტროპიკულ, ზომიერ და პოლარულ სარტყლებს) გადაადგილდებოდა სამხრეთი და სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით; **ევროამერიკა** (ჩრდილო და სამხრეთ ტროპიკულ სარტყლებში მდებარე) – ნელი ტემპით მოძრაობდა ჩრდილო მიმართულებით; ჩრდილო ზომიერ და მცირე ნაწილით ჩრდილო – პოლარულ სარტყელში განთავსებული **ციმბირი** – ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ, ხოლო ციმბირისგან აღმოსავლეთით, ჩრდილო ზომიერში მდებარე **ჩინეთის** კონტინენტი – სამხრეთისაკენ (სურ. 21.3).

ღევონურ პერიოდში ოთხივე კონტინენტს სილურულის მსგავსი პოზიციები ეკავა, ოღონდ იმ განსხვავებით, რომ **გონდვანისი** პრაქტიკულად მთლიანად მოქცეული იყო ეკვატორის სამხრეთით არსებულ სამივე სარტყელში და მოძრაობდა ჩრდილო მიმართულებით. ეკვატორის ორივე მხარის ტროპიკულ სარტყელში არსებული **ევროამერიკა** კვლავ ჩრდილოეთისკენ მიემართებოდა, ხოლო **ციმბირი** ჯიუტად მიიწევდა ჩრდილო პოლუსისაკენ (თუმცა უმთავრესად ზომიერ სარტყელში განთავსებული, საკმაოდ მცირე ნაწილით იყო გადასული პოლარულ სარტყელში). რაც შეეხება **ჩინეთს**, ის შესამჩნევად იყო სამხრეთით გადმონაცვლებული ჩრდილო-ზომიერიდან ჩრდილო-ტროპიკულ სარტყელში.

ფრიად საყურადღებოა ის გარემოებაც, რომ აშკარად მცირდებოდა მანძილი კონტინენტებს შორის (სურ. 21.5).

კარბონულ პერიოდში გონდვანისი მთლიანად სამხრეთ ნახევარსფეროს მაღალ განედებში (ზომიერი და პოლარული სარტყლები, მცირე „ქიმით“ ტროპიკულ სარტყელში) „დასახლდა.“ ეკვატორის ორივე მხარეს მყოფმა **ევროამერიკამ** მნიშვნელოვნად წაინია ჩრდილოეთისაკენ და მცირე ნაწილით ჩრდილო ზომიერ სარტყელშიც კი შეაღწია. **ციმბირი** „სრული სვლით“ მიიწევდა ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ და უახლოვდებოდა ჩრდილო პოლუსს. **ჩინეთი** სამხრეთისკენ (მცირედ სამხრეთ-დასავლეთით) მოძრაობით თითქმის მთლიანად განთავსდა ჩრდილო ტროპიკულ სარტყელში. კონტინენტები სულ უფრო უახლოვდებოდნენ ერთმანეთს. გონდვანისი თავისი „ტროპიკული ქიმით“ პრაქტიკულად შეუერთდა ევროამერიკას. გონდვანისის ამგვარმა ქმედებამ ხელი შეუწყო ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყლის ორად გაყოფას და ამ უკანასკნელის დასავლეთ ნაწილში ოროგენეტიული პროცესების განვითარებას. ყველაფერ ამას შედეგად მოჰყვა ტეთისის დასავლეთ ნაწილში არდენებისა და ბრეტან-ბოჰემიის ზოლების ლიკვიდაცია და მათ ადგილზე ნაოჭა სტრუქტურების განვითარება. ზომებში შემცირება დაეცო პალეოაზიურ ოკეანესაც. სამაგიეროდ, სულ უფრო ფართოვდებოდა (დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ) აღმოსავლეთ ტეთისი, რომელიც მაქსიმალურ სიგანეს პალეოპაციფიკის (წყნარი ოკეანის) სიახლოვეს აღწევდა (სურ. 21.7).

როგორც ვიცით, ჰერცინული ოროგენეზისი **პერმულ** პერიოდთან ერთად დასრულდა ერთიანი კონტინენტის – პანგეა 3-ის ფორმირებით. სწორედ ამაზე მიგვანიშნებს პერმული დროის პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა.

პერმულში ოთხის ნაცვლად მხოლოდ სამი კონტინენტი გვაქვს. მათგან ერთი სუპერკონტინენტი **გონდვანისისა** და **ევროამერიკის** შეერთების შედეგად მივიღეთ. დარჩენილი ორი კონტინენტიდან ერთი **ციმბირია**, მეორე კი – **ჩინეთი**. **გონდვანის-ევროამერიკის კონტინენტი** სამხრეთის მაღალი განედებიდან (პოლარული და ზომიერი სარტყლები) გადაჭიმული იყო სამხრეთისა და ჩრდილოეთის ტროპიკულ და ჩრდილო განედის ზომიერ სარტყლებში. **ციმბირმა** აისრულა თავისი ოცნება და თითქმის მთლიანად განთავსდა ჩრდილო პოლარულ სარტყელში. **ჩინეთი** სამხრეთ-დასავლური მოძრაობით უახლოვდებოდა გონდვანა-ევროამერიკის კონტინენტის ევროამერიკულ ნაწილს (სურ. 21.8).

კონტინენტების ამგვარი მოძრაობით კიდევ უფრო შემცირდა **პალეოაზიური ოკეანის** ფართობი. ამის საპირისპიროდ სულ უფრო ფართოვდებოდა **აღმოსავლეთ ტეთისის** აღმოსავლეთი (წყნარი ოკეანის შემხვედრი) ნაწილი, რომელმაც გვიან-პერმულში 3000-4000 კილომეტრს მიაღწია სიგანეში.

250 მილიონი წლის წინ, პერმული და ტრიასული პერიოდების (ან რაც იგივეა, პალეოზოური და მეზოზოური ერების) საზღვარზე, იმ დროს არსებული სამივე კონტინენტი გაერთიანდა, შედეგად კი ერთიანი კონტინენტი – პანგეა 3 მივიღეთ (სურ. 21.9).

რაც შეეხება **კლიმატს**, შეიძლება თამამად ითქვას, რომ მთელი პალეოზოური დროის განმავლობაში დომინირებდა **თბილი ტროპიკული კლიმატი**. საშუალონ-ლიური ტემპერატურა 20-30°-ის ფარგლებში მერყეობდა. ზოგჯერ უფრო მაღალიც იყო (მაგალითისათვის – თითქმის მთელი დევონური პერიოდის განმავლობაში ევროამერიკის ეკვატორულ ნაწილში საშუალონლიური ტემპერატურა 28-31°-ს შეადგენდა).

თბილი ტროპიკული კლიმატის ინდიკატორები ორგანული სამყაროდან იყვნენ: პირველ რიგში მარჯნები (უფრო ზუსტად, მარჯნების კოლონიური ფორმები), არქეოციათები, ფორამინიფერები (ერთუჯრედიანების წარმომადგენლები), ხავს-ცხოველები, ბრაქიოპოდები და სხვა. ქანებიდან: ორგანოგენული და ოლითური კირქვები, ბიოგერმული მასივები, ქვანახშირი, ევაპორიტები, თაბაშირიანი წყებები, ვოლური ნალექები და ბევრი სხვა.

ყურადღებას იმსახურებს **მყინვარული ნალექები**, რომლებიც გვიანორდო-ვიციულ-სილურულ და შუა- და გვიანკარბონულში იყო. გვიანორდოვიციულ-სილურულში, როგორც ჩანს, იყო ძლიერი გამყინვარება, რომელიც მოიცავდა სამხრეთ ამერიკისა (აღმოსავლეთ ბრაზილია, ჩრდილო არგენტინა, ბოლივია) და ჩრდილო-დასავლეთ აფრიკის (საჰარა) ტერიტორიებს. გვიანკარბონული გამყინვარება უფრო მასშტაბური იყო და ძირითადად ისევ გონდვანისის სუპერკონტინენტში შემავალ რეგიონებში ვრცელდებოდა (სამხრეთ ამერიკა, სამხრეთ აფრიკა, ავსტრალია, ინდოსტანი). ძველი გამყინვარების დამადასტურებელი ფაქტები შემორჩენილია მყინვარული ნალექების (ტილიტები, ფლუვიოგლაციალური ქვიშები), დამარხული მყინვარული ხეობების (ტროგების) და სხვათა სახით. ძლიერი აცივების საუკეთესო ინდიკატორია მარჯნების გავრცელების არეალის მკვეთრი შევიწროება და ამ ორგანიზმთა თავმოყრა ეკვატორული სარტყლის ვიწრო ზოლში.

21.1.9. პალეოზოურის წიაღისეული

პალეოზოური მდიდარია როგორც მადნეული, ისე არამადნეული წიაღისეულით.

ნავთობის საბადოები უკვე კამბრიულიდანვეა ცნობილი (ბალტიისპირეთი, რუსეთი). უდიდესი საბადოებია ალჟირში, რომელთა ასაკი კამბრიულ-ორდოვიციულია. ორდოვიციულში დიდი საბადოებია ცნობილი აშშ-ში. ამავე ქვეყნებშია სილურული ასაკის საბადოებიც. ფართოდ გავრცელებულია ნავთობის დევონური (კანადა, აშშ, რუსეთი, ბრაზილია, ალჟირი), კარბონული (რუსეთი) და პერმული (აშშ, რუსეთი) ასაკის საბადოები.

პერმული ასაკის **გაზის** უმძლავრესი საბადოებია ცნობილი ჰოლანდიასა და აშშ-ში, აგრეთვე ირანში, უკრაინასა და რუსეთში.

ქვანახშირის პირველი საბადოები უკვე დევონურში გვხვდება (რუსეთი, ნორვეგია). კარბონულში „შავი ოქროს“ საერთო მარაგების 30%-ია ცნობილი – უკრაინა, პოლონეთი, რუსეთი, ჩეხეთი, გერმანია, ბელგია, საფრანგეთი,

- ინგლისი, ესპანეთი, აშშ. პერმულია ჩინეთის, ინდოეთის, რუსეთის, ავსტრალიის, სამხრეთ აფრიკის რესპუბლიკის საბადოები.
- სანვაზი ფიქლები** ცნობილია ესტონეთის ორდოვიციულსა და რუსეთის დევონურში.
- ფოსფატები** კამბრიულ (ყაზახეთი, ჩინეთი, ვიეტნამი) და ორდოვიციულ (შვედეთი, ინგლისი, რუსეთი) ნალექებს უკავშირდება.
- ქვამარილი** გვხვდება რუსეთისა და პაკისტანის კამბრიულში, აშშ-ის სილურულში. განსაკუთრებით მძლავრი საბადოა ცნობილი უკრაინაში (დონბასი; დევონური).
- კალიუმის მარილები** – დევონური (ბელარუსი), პერმული (გერმანია, აშშ, რუსეთი).
- ბოქსიტები** – კამბრიული (რუსეთი), დევონური (რუსეთი), კარბონული (აშშ, ჩინეთი, რუსეთი).
- რკინა** – კამბრიული (რუსეთი), დევონური (აშშ, ესპანეთი, რუსეთი, თურქეთი, ყაზახეთი), კარბონული (რუსეთი).
- სპილენძი** – კამბრიული (ნორვეგია, ყაზახეთი), ორდოვიციული (ნორვეგია), დევონური (რუსეთი), პერმული (გერმანია).
- ტყვია-თუთია** – კამბრიულ-ორდოვიციული (რუსეთი), დევონური (ყაზახეთი), კარბონული (აშშ, ყაზახეთი, რუსეთი).
- ოქრო** – ორდოვიციულ-სილურული (ყაზახეთი), სილურული და კარბონული (რუსეთი).
- ალმასი** – დევონური (რუსეთი).
- ურანი** – ორდოვიციული (შვედეთი), პერმული (გერმანია, საფრანგეთი, სამხრეთ აფრიკის რესპუბლიკა).
- ვოლფრამი** – კამბრიული (რუსეთი).
- კობალტი** – კამბრიულ-ორდოვიციული (ნორვეგია).

21.2. მეზოზოური ერა

მეზოზოური ერა (შუა სიცოცხლის ხანა) დაიწყო 250 მლნ. წლის წინ და დასრულდა 65 მლნ. წლის წინ. ამდენად, მისი ხანგრძლივობა 185 მლნ. წელს შეადგენს. ის სამი პერიოდისაგან შედგება: **ტრიასული, იურული და ცარცული.**

21.2.1. ტრიასული პერიოდი – T

ტრიასული პერიოდით იწყება მეზოზოური ერა. ტრიასული სისტემა გამოყოფილ იქნა გერმანიაში, სადაც ის წარმოდგენილია სამი კომპლექსით – **ბუნტზანდ-შტაინი, მუშელკალკი და კეიპერი.** სახელწოდებაც აქედან მიეცა. აღნიშნული პე-

რიოდი დაიწყო 250 მლნ. წლის წინ და დასრულდა 205 მლნ. წლის წინ, ე.ი. მისი ხანგრძლივობა 45 მლნ. წელია.

ცოცხალი ბუნება. შეიძლება ითქვას, რომ ბიოსის განვითარებაში ტრიასული ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი გარდატეხის პერიოდია. აქ დასრულდა ბიოსის განვითარების პალეოზოური ეტაპი და დაიწყო მეზოზოური ეტაპი, თანაც ამ უკანასკნელის აშკარა დომინირებით. მიუხედავად ასეთი განცხადებისა, უნდა შევნიშნოთ, რომ ტრიასულში ვხვდებით პალეოზოურისათვის ერთობ დამახასიათებელ ფორმებს, ისეთებს, როგორიცაა: ამართული ნაუტილოიდები (თავფეხიანი მოლუსკებიდან); სპირიფერიდები (ბრაქიოპოდებიდან); სტეგოცეფალები (ამფიბიებიდან); კალამიტები, გვიმრები და შვიტები (უმაღლესი მცენარეებიდან). ტრიასულში ფართოდ იყო გავრცელებული ქვენარმავლების ცნობილი წარმომადგენელი *Lystrosaurus*.

მცენარეებიდან ტრიასულში განვითარებას აგრძელებენ (თანაც უფრო მაღალი ტემპით) **შიშველთესლიანები**, რომლებიც, ფაქტობრივად, მთელი მეზოზოური ერის განმავლობაში ბატონობდნენ – გინკგოები, ციკადინები, ბენეტიტისნაირნი, ნინვოვანები (ფიჭვისებრნი, კვიპაროსისებრნი).

უხერხემლო ცხოველებიდან, პირველ რიგში, **ცერატიტები** უნდა დავასახელოთ. როგორც ვიცით, ცერატიტები თავფეხიანი მოლუსკების – ამონიტების ერთ-ერთ ჯგუფს წარმოადგენენ. ცერატიტები პერმულ-ტრიასულის საზღვარზე გაჩნდნენ, თუმცა მათი აყვავება-განვითარებისა და შემდგომ გადაშენების ხანად ტრიასული პერიოდი ითვლება.

მნიშვნელოვანი ცვლილებები ხდება მარჯნების კლასში – პალეოზოურის მიწურულს გადაშენებულმა ტეტრაკორალებმა გზა დაულოცეს **ჰექსაკორალებს**, რომლებმაც ადრეტრიასულიდან დაიწყეს არსებობა. ტრიასულიდან იწყება აღმასვლა **ორსაგდულიანი და მუცელფეხიანი მოლუსკებისა**, რომლებიც მართალია, პალეოზოურის დასაწყისში გაჩნდნენ, მაგრამ მათ შესამჩნევ ევოლუციას სწორედ ტრიასულში დაედო საფუძველი.

ტრიასულში იყვნენ უხერხემლო ცხოველთა სხვა ტიპების წარმომადგენლები, თუმცა მათი ევოლუციის ტემპი იმ დროისათვის საკმაოდ დაბალი იყო. დავასახელოთ მეტ-ნაკლებად მნიშვნელოვანი ჯგუფები: ნაუტილოიდები, ორთოცერატიდები, ბელემნიტები (თავფეხიანი მოლუსკებიდან), ზღვის შროშნები და ზღვის ზღარბები (კანეკლიანებიდან), ფეხსახსრიანებისა და ფორამინიფერების (ერთუჯრედიანები) ზოგი წარმომადგენელი.

ხერხემლიანი ცხოველებიდან საკმაოდ მრავლადაა **თევზები** – ძვლიანი თევზები, მაჯაფარფლიანები (Crossopterygii), ხრტილიანები.

როგორც ზევით აღინიშნა, **ამფიბიები** წარმოდგენილია სტეგოცეფალებით.

ტრიასულში გრძელდება **ქვენარმავლების ევოლუცია**. ჩნდება ახალი ჯგუფები – იქთიოზავრები (T_1 -ში), პლეზიოზავრები (T_2 -ში), ნიანგები (T_3 -ში). გვიანტრიასულში ჩნდებიან **დინოზავრები**. ასევე T_3 -ში იწყებენ არსებობას **ძუძუმწოვრები** (რომელთა ნამარხები ცნობილია ინგლისში, შვეიცარიაში, ჩინეთსა და სამხრეთ აფრიკაში).

ტრიასული პერიოდის მინურულს გადაშენდნენ ცერატიტები, აგრეთვე ბრიოზოებისა და ბრაქიოპოდების მნიშვნელოვანი ნაწილი (უხერხემლოებიდან) და ამფიბიები და ქვენარმავლები (ხერხემლიანებიდან); მცენარეებიდან კი ლეპიდოდენდრონები, კორდაიტები და გლოსოპტერისები.

ტრიასულის დანაწილება

სისტემა	სექცია	სართული	
		გერმანია	აღმოსავლეთ ალპები და აზია
ტრიასული T	ზედა T ₃	კეიპერი	რეტული ნორიული კარნიული
	შუა T ₂	მუშელკალკი	ლადინური ანიზური
	ქვედა T ₁	ბუნტზანდშტაინი	ოლენიოკური ინდური

როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, ტრიასული სისტემა გამოყოფილ იქნა გერმანიაში, სადაც სამ სექციად არის დაყოფილი: ბუნტზანდშტაინი (T₁), მუშელკალკი (T₂) და კეიპერი (T₃). მოგვიანებით, ხმელთაშუაზღვიურ ნაოჭა სარტყელში, კერძოდ აღმოსავლეთ ალპებში დადგინდა ოროგენული ტიპის (მოძრავი სარტყელის ბუნების) ტრიასი (აღმოსავლეთ ალპებზე მიჩნეულია ალპური ნაოჭა სისტემის ზოლი მდ.რაინის სათავეებიდან აღმოსავლეთით. მასში შედის შვეიცარიის ალპების დიდი ნაწილი, ავსტრიისა და იტალიის ალპებთან ერთად). ოროგენული ტიპის ტრიასული, როგორც ზემოთ მოყვანილ ცხრილშიც კარგად ჩანს, სართულებად არის დანაწილებული – სულ გამოყოფილია 7 სართული, ორ-ორი ქვედა- და შუატრიასულში და სამი – ზედატრიასულში. დავძენთ იმასაც, რომ ტრიასულის ყველა სართული კარგად გამოიყოფა მდიდარი ფაუნის შემცველობის გამო.

ტრიასულის ფაციესები. ტრიასულის ფაციესების ფორმირება დაკავშირებულია ჰერცინული ოროგენეზის შემდგომ განვითარებულ გეოლოგიურ პროცესებთან. პირველ რიგში აქ რიფტოგენი იგულისხმება, რომლის შედეგადაც ახლად ჩამოყალიბებულ ნაოჭა სტრუქტურებში ალაგ რიფტული დეპრესიები განვითარდა. ამგვარ დეპრესიებს მიეკუთვნება, მაგალითად, პარიზის აუზი, ლონდონის აუზი, გერმანული აუზი და სხვა. ამ აუზებში ტრიასულ პერიოდში და შემდგომაც ზღვიური და კონტინენტური პირობების მონაცვლეობა იყო, რამაც აუზის ამგებ ქანებშიც პოვა ასახვა.

ამგვარი ტიპის ტრიასული ყველაზე კარგად გერმანიაშია განვითარებული, რის გამოც მას **გერმანული ტიპის ტრიასის** სახელით მოიხსენიებენ. ტრიასის სტრატოტიპული ქრილიც აქედან მოდის.

გერმანული ტრიასულის ქრილი

		I – იურული	
			205 მლნ. წ.
T_3	კეიპერი	<p>წითელი და მწვანე მერგელების, ქვიშაქვების, თაბაშირის, თიხების მორიგეობა. ქვედა ნაწილში ქვანახშირის ფენები (კოლენკეიპერი) ნამარხი მცენარეების, კიბონაირების, თევზების, ამფიბიების, რეპტილიების შემცველობით</p>	300-700 მ
T_2	მუშელკალკი	<p>c. ორგანოგენული კირქვები (ცერატიტებით, კრინოიდებით, ბივალვიებით) b. კირქვები და დოლომიტები თაბაშირის, ანჰიდრიტის, ჰალიტის შუაშრეები (უმთავრესად ზღვიური ბივალვიებით) a. ოლითური კირქვები (შიგ: ცერატიტები, კრინოიდები, ბივალვიები, ბრაქიოპოდები) ფუძის კონგლომერატი</p>	300-400 მ.
T_1	ბუნტზანდშტაინი	<p>ფერადი (წითელი და იისფერი) ქვიშაქვები, კონგლომერატები, არგილიტები. ქანების ზედაპირზე გვალვის ნასკდომები, რიპელმარკები, წვიმის წვეთების ანაბეჭდები, სტეგოცეფალების, რეპტილიების ტერფის ანაბეჭდები. ქანები შეიცავენ: ოსტრაკოდებს, Estheria-ს, ამფიბიებს, გვიმრებსა და წიწვოვან მცენარეებს. ხლართული შრეებრივობა! წყების ზედა ნაწილში – კირქვის შუაშრეები ცერატიტებისა და ბივალვიების ჩანართებით</p>	200-1000 მ
			250 მლნ. წ.
		ზედა პერმული – P_2	

გერმანულ აუზში პერმული ასაკის ტერიგენულ წყებაზე ხარვეზით განლაგებულია ქვედა ტრიასი (**ბუნტზანდშტაინი** – ქრელი ქვიშაქვები), რომელიც აგებულია ფერადი (წითელი და იისფერი) ქვიშაქვებით, კონგლომერატებით და არგილიტებით. ქანების ზედაპირზე ბევრია გვალვის ნასკდომები, რიპელმარკები (შრეების ტალღებრივი ზედაპირები), წვიმის წვეთების ანაბეჭდები, ტონგალები (ქვიშაქვებში განამარხებული მილისებურად დახვეული თიხის თხელი ფირფიტები). აქვე ხშირად პოულობენ ამფიბიებისა (სტეგოცეფალები) და რეპტილიების ტერფების ანაბეჭდებს. ქანებში დაცულია ოსტრაკოდების, ამფიბიების, გვიმრებისა და წიწვიანი მცენარეების განამარხებული ნარჩენები, ორმხრივ მსუნთქავი თევზი Estheria. წყებები ხშირად ხლართული შრეებრივობით ხასიათდება.

მხოლოდ წყების ზედა ნაწილებში გამოიწვევა კირქვის შუაშრები ამონოიდებითა (ცერატიტები) და პელეციპოდებით (ორსაგდულიანებით).

ყველა ზემოთ ნახსენებ თვისებათა ერთობლიობის გათვალისწინებით, მეცნიერებმა დაასკვნეს, რომ ბუნტზანდშტაინი ეოლურ-ტბიური წარმოშობისაა. მის ზედა ნაწილში ზღვიური კირქვების შუაშრების გამოჩენა (რაც ამონოიდების არსებობით მტკიცდება) ზღვის ინგრესიის მაჩვენებელი უნდა იყოს (ინგრესია – ზღვის შეჭრა პლატფორმულ, დადაბლებულ ზედაპირზე).

ბუნტზანდშტაინის სიმძლავრე 200-1000 მეტრის ფარგლებშია

ბუნტზანდშტაინზე ტრანსგრესიულად, ფუძის კონგლომერატით განლაგებულია შუატრიასული ასაკის მუშელკალკი (ნიჟარიანი კირქვა). მუშელკალკი სამი ნაწილისაგან შედგება. ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია ოლითური კირქვებით, რომლებშიც კრინოიდების (Encrinurus), პელეციპოდების, ბრაქიოპოდების, ცერატიტების ფაუნაა დაცული. შუა ნაწილი აგებულია კირქვებითა და დოლომიტებით, რომლებშიც თაბაშირის, ანჰიდრიტის და საჭმელი მარილის (ჰალიტის) ფენები გამოიწვევა. აქ ამკარად იგრძნობა შესუსტებული კავშირი გამლილ ზღვასთან, თუმცა მიუხედავად ამისა, შუა მუშელკალკის კირქვებში ზღვიური ფაუნა მაინც აღინიშნება (ძირითადად ორსაგდულიანები). ზედა მუშელკალკი ძირითადად ორგანოგენული კირქვებით არის დახასიათებული. ამკარად იგრძნობა შუა მუშელკალკის ლაგუნური პირობების კვლავ ზღვიური გარემოთი შეცვლა. ამას ქანებში დაცული მდიდარი ფაუნაც ადასტურებს (კრინოიდები, პელეციპოდები, ბრაქიოპოდები, ცერატიტები).

შუა ტრიასის სიმძლავრე 300-400 მეტრია.

კეიპერი (ზედატრიასული) წარმოდგენილია წითელი და მწვანე მერგელების, ქვიშაქვების, თაბაშირის, თიხების მორიგეობით. ქანებში ბევრია მცენარეების, კიბონაირების, თევზების, რეპტილიების, ამფიბიების ნამარხები. როგორც ქანების ხასიათი, ისე ნამარხი ორგანიზმების კომპლექსები ამკარად მიუთითებს აუზში ლაგუნურ-კონტინენტური პირობების დაბრუნებაზე. ქვედა კეიპერში ნახშირის ფენებიც არის, რის გამოც მას კოლენკეიპერს უწოდებენ.

კეიპერის სიმძლავრე 300-700 მეტრია.

ზემოთქმულის გაანალიზებით შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ ადრეტრიასულში გერმანულ აუზში კონტინენტური პირობები იყო. ნალექდაგროვება მიდიოდა უდაბნოებსა და მათ ტერიტორიაზე არსებულ ტბებში. და ყველაფერი ეს ხდებოდა ცხელი და მშრალი კლიმატის პირობებში.

შუატრიასულში, როგორც ჩანს, ზღვა შემოიჭრა გერმანულ აუზში. ამის დასტურია, ალბათ, საკმაოდ მრავალფეროვანი ტიპური ზღვიური ფაუნის არსებობა და მასთან ერთად კირქვების ფაციესის ბატონობა. სავარაუდოდ, ზღვა ხმელთაშუაზღვიური ოროგენიდან უნდა შემოსულიყო.

გვიანტრიასულში ზღვამ კვლავ დატოვა გერმანული აუზი. შედეგად ისევ და ისევ ლაგუნურ-კონტინენტური პირობები გაბატონდა. თუმცა არიდული კლიმატი შესაძლოა ჰუმიდურით შეიცვალა.

აქვე უნდა დავძინოთ, რომ გერმანულ აუზში წყებათა განლაგება ჰორიზონტულია (ე.ი. არ გვაქვს დანაოჭება), არ არის წყვეტილი დისლოკაციები, არც ინტრუზიული მაგმური ქანები. აშკარაა, რომ ვიმყოფებით პლატფორმაზე (ბაქანზე). ისიც უნდა ითქვას, რომ ტრიასული ნალექების ჯამური სიმძლავრე აქ 2000 მეტრს აღწევს, რაც პლატფორმისათვის საკმაოდ დიდი ჩანს. თუმცა თუ გავიხსენებთ გერმანული აუზისა და მისი მსგავსი სხვა აუზების წარმოშობას, იქ განვითარებული დიდი სიმძლავრეები გასაკვირი არ უნდა იყოს.

ტრიასულში ერთიანი კონტინენტის არსებობამ განაპირობა კიდევ მასზე კონტინენტური ნალექდაგროვება, მით უფრო, რომ ეს კონტინენტი, ფაქტობრივად, მთელი ამ დროის განმავლობაში აზვევას განიცდიდა. მოძრავი სარტყლებიდან ტრიასულში არსებითად მხოლოდ ორი – ხმელთაშუაზღვიური და წყნაროკეანური შემორჩა. აქ, რა თქმა უნდა, პანგეასგან განსხვავებული ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა.

როგორც ვიცით, ჰერცინული ოროგენეზისის შედეგად ხმელთაშუაზღვიურ მოძრავ სარტყელში ალაგ მათაა წარმოშობა მოხდა. ტრიასულში ჰერცინული ნაოჭა სისტემების ინტენსიური დენუდაცია – მოსწორება მიმდინარეობდა. რიფტინგის განვითარებით ზოგ ამ სტრუქტურაში დეპრესიები გაჩნდა (მაგალითად, ლონდონ-პარიზის, გერმანიის), სადაც ტრიასულ და შემდგომ პერიოდებში ნალექდაგროვებით დანალექი საფარი განვითარდა. მივიღეთ პლატფორმული სტრუქტურა, ოღონდ ნამდვილი, ძველი პლატფორმისაგან განსხვავებით, რომლის კრისტალური ფუნდამენტის ასაკი, როგორც ვიცით, არქეულ-პროტეროზოურია, აქ ქვედა სტრუქტურული სართული (კრისტალური ფუნდამენტი) პალეოზოურია, ხოლო დანალექი საფარი ტრიასული და უფრო ახალგაზრდა. ასეთ პლატფორმებს, ჩვეულებრივ, **ახალგაზრდა პლატფორმებს** უწოდებენ (განსხვავებით კრატონების პლატფორმებისგან). სხვაგვარად კი მათ **ეპიჰერცინული პლატფორმები** ჰქვია (ჰერცინული ოროგენეზისის შემდგომ წარმოშობილი). ასეთი უნდა იყოს სკვითური ეპიჰერცინული პლატფორმაც, რომელიც ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყლის კავკასიის სეგმენტში განვითარდა.

ამგვარ პლატფორმებზე განვითარებული დანალექი საფარი კრატონული (პლატფორმული) ტიპისაა.

რაც შეეხება **კრატონებს**, იქ მთელი ტრიასულის განმავლობაში აზვევება იყო, დაძირვა და ზღვის შემოჭრა მხოლოდ მცირე დროით და ძალიან იშვიათად თუ ხდებოდა. შესაბამისი იყო ნალექდაგროვებაც. **რუსეთის პლატფორმაზე**, მაგალითად, ტრიასის ქვედა ნაწილი ძრელი ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი, რომელშიც ხმელეთის ფაუნისა და ფლორის ნამარხი ფორმები გვხვდება (ოსტრაკოდები, ამფიბიები, გვიმრები, ნიწვოვანები), ზევით მას მოსდევს ზღვიური კირქვების წყება კრინოიდებით, ცერატიტებითა და ბრაქიოპოდებით. შემდეგ მოდის თაბაშირის, ანჰიდრიტისა და ქვამარილის წყებები, რომელსაც თავზე ფერადი (წითელი და მწვანე) მერგელების, ქვიშაქვების, თაბაშირისა და თიხების მორიგეობით დახასიათებული წყება ედება. წყებაში ნაპოვნია ხმელეთის კიბონაირები, თევზები, ამფიბიები, რეპტილიები.

ტრიასულის სიმძლავრე აქ 2000მ-მდეა. აღსანიშნავია, რომ წყებები ჰორიზონტალურადაა განლაგებული. არ არის წყვეტილი დისლოკაციები, არც მაგმური ქანები. ტიპურ პლატფორმულ ფაციესთან გვაქვს საქმე.

ერთობ საინტერესო სურათია **ციმბირის კრატონზე**. აქაც ტრიასულში კონტინენტური პირობები იყო. თუმცა უფრო საინტერესო ის არის, რომ ტრიასული, ფაქტობრივად, მთლიანად ტრაპებითაა წარმოდგენილი. **ტრაპები** არის დიდ ფართობზე გაშლილი მძლავრი ვულკანური ზენრები, რომლებიც რელიეფში საფეხურებს ქმნიან („ტრაპი“ შეედურად საფეხურს, კიბეს ნიშნავს). ტრაპები აგებულია ბაზალტური ლავებითა და პიროკლასტებით.

გონდვანისზეც კონტინენტური პირობებია. ილექება კონტინენტური ტერიგენული წყებები ხმელეთის მცენარეებით, უხერხემლო და ხერხემლიანი ცხოველების ნამარხი ნაშთებით. აღსანიშნავია, რომ ნამარხთა კომპლექსები გონდვანისის შემადგენელ ყველა კონტინენტზე (სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ინდოსტანი, ავსტრალია, ანტარქტიდა) ერთნაირია, რაც იმ დროს ერთიანი კონტინენტის არსებობაზე მიუთითებს. ის კი არა, რეპტილიის ერთი გვარი *Lystrosaurus* ზემოთ ჩამოთვლილი კონტინენტების გარდა ლავრაზიაშიც არის ცნობილი. ეს კი პანგეას არსებობის კიდევ ერთი დამადასტურებელი ფაქტია.

ტრიასულში **ტეთისის ზოლი** ნამდვილ მოძრავ სარტყელს წარმოადგენდა, უფრო ზუსტად კი – ლავრაზიის კონტინენტის სამხრეთ, აქტიურ კიდეც. ნალექთა ფაციესები აქ ტიპური მოძრავი სარტყლისაა, მაგმურ-დანალექი კომპლექსით, დიდი სიმძლავრეებითა და ინტენსიური დანაოჭებით. ამ ტიპის საინტერესო ქრილია **ინდოჩინეთში**.

ინდოჩინეთის ქრილი

ნორიულ-ცარცული წყება – T₃n – K

T ₃ k	შავი თიხიანი ფიქლები, რიფოგენული კირქვები მარჯნებით, ბივალვიებით, კირქვიანი წყალმცენარეებით, ცერატიტებით	1200 მ
T ₂	კირქვები (შიგ – ცერატიტები, ბივალვიები) ბაზალტური განფენებისა და თიხიანი ქანების მორიგეობით	2200მ
T ₁	მონითალო თიხიან-ქვიშიანი ქანები ბაზალტის ზენრებით და მათი ტუფებით. ზედა ნანილში ზღვიური ფაუნის შემცველი კირქვების და ფიქლების შუაშრები	2000მ

250 მლნ. წ.

აქ ტრიასული იწყება ქვიშიან-თიხიანი ნალექებით, რომელშიც ბაზალტებისა და მისი ტუფების განფენები გამოერევა, ზედა ნანილში კირქვებისა და ფიქლების შუაშრებით (შიგ ზღვიური ფაუნით). წყებათა ამ კომპლექსს ზევით თანხმობით აგრძელებს ცერატიტებისა და ორსაგდულიანების შემცველი კირქვები თიხების შუაშრებით და ბაზალტების განფენებით. სტრატოგრაფიულად უფრო ზევით შავი ფერის თიხიანი ფიქლები და რიფოგენული კირქვებია ორსაგდულიანებით, ცერატიტებით, მარჯნებითა და კირქვიანი წყალმცენარეებით.

მთელი ეს მძლავრი, თითქმის ნკმ-იანი წყება ინტენსიურადაა დანაოჭებული, ხოლო მის თავზე კუთხური უთანხმოებით განლაგებულია ტერიგენული ნალექების სქელი წყება ნორიულ-ცარცული ასაკისა.

ტრიასული ნალექების ამგვარი ხასიათი იმის მაჩვენებელია, რომ ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყლის ამ ნანილში ტრიასულის ბოლოს მოხდა ძლიერი დანაოჭება, რომელიც **ინდოსინიური** დანაოჭების სახელითაა ცნობილი.

მოძრავი სარტყლის ტრიასული კარგადაა განვითარებული კავკასიონის ნაოჭა სისტემაში (სვანეთში).

ოროგენეზისი. ტრიასული პერიოდის დასასრულს მოხდა ყველაზე ღირსშესანიშნავი მოვლენა – მთათანარმოშობა, რომელიც **ინდოსინიური ოროგენეზისის** სახელითაა ცნობილი (სახელწოდება ინდოჩინეთიდან მოდის). ეს ოროგენეზისი განსაკუთრებული სიძლიერით გამოვლინდა აზიის აღმოსავლეთ ნანილში იმიერბაიკალისპირეთიდან ინდოჩინეთამდე და უმეტესად მოიცვა ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყელი. უფრო დასავლეთით ამ ოროგენეზისმა გამოიწვია ირან-ავღანეთის და იმიერკავკასიის კონტინენტური ბლოკების შეჯახება ევრაზიის კონტინენტის სამხრულ კიდეებთან.

საბოლოოდ ინდოსინიურმა ოროგენეზისმა მნიშვნელოვნად შეცვალა ევრაზიის კონტინენტის სამხრეთი კიდის იერსახე, განსაკუთრებით მის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე.

დღეისათვის ინდოსინიური ოროგენეზისი „რანგით ჩამოქვეითებულია“ და გეოლოგიურ ლიტერატურაში მოიხსენიება როგორც **კიმერიული ოროგენეზისის** (ან კიმერიული ოროგენეტული ციკლის) შემადგენელი ერთ-ერთი ოროგენეტული ფაზისი. ევროპაში მას **ძველკიმერიული ოროფაზისის** სახელით იცნობენ.

პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. ტრიასული პერიოდი, მსგავსად პერმულისა, აშკარად გეოკრატული იყო. მართალია ჰერცინული მთათანარმოშობის ბოლო, პფალცური ოროფაზისი, პერმულისა და ტრიასულის საზღვარზე მოხდა, მაგრამ აზევება და, შესაბამისად, კონტინენტური (ხმელეთის) პირობები მთელი ტრიასულის განმავლობაში გრძელდებოდა.

ტრიასულ პერიოდში პანგეა 3 კვლავ ინარჩუნებდა თავის მონოლითურობას, გადაჭიმული იყო რა მერიდიონალურად, ფაქტობრივად, ჩრდილო პოლუსიდან (რომლის ფარგლებში იმ დროს ციმბირის კონტინენტი იმყოფებოდა) სამხრეთ პოლუსამდე (კუნძ. ტასმანია). ამგვარი განცხადების მიუხედავად, უნდა შევნიშნოთ, რომ პანგეა 3-ში დიდ ფართობზე (აზიის აღმოსავლეთ სანაპიროდან ატლანტის

ოკეანის აღმოსავლეთ კიდეში) შეჭრილი იყო ოკეანე ტეთისი. შესაბამისად, პანგეა 3-ში კარგად გამოიყოფოდა ორი – **ლავრაზიული** და **გონდვანური** ნაწილი (სურ. 21.9).

ტრიასული პერიოდის განმავლობაში ჩრდილო ამერიკის, აღმოსავლეთ ევროპის, ციმბირის, ჩინეთ-კორეის, გონდვანისის უდიდესი ნაწილი ხმელეთს წარმოადგენდა და, შესაბამისად, აქტიური დენუდაციის არე იყო.

კლიმატი საკმაოდ ცხელი იყო მთელი ტრიასულის განმავლობაში. ამავე დროს სულაც არ იყო დიდი ტემპერატურული სხვაობა ეკვატორსა და პოლუსებს შორის. სამაგიეროდ, გამოიყოფოდა არიდული და ჰუმიდური ზონები, ხოლო ექსტრემალიდულ ზონებში უდაბნოები იყო განვითარებული. უდაბნოს პირობები იყო ჩრდილო ამერიკაში, ევროპაში, ჩრდილო აფრიკაში, არაბეთში, ცენტრალურ აზიაში, სამხრეთ ამერიკასა და ავსტრალიაში. ყველა ამ რეგიონში უდაბნოებისათვის დამახასიათებელი ევაპორიტებისა და ქრელი და წითელი ტერიგენული ნალექების კომპლექსებია გავრცელებული.

გვიანტრიასულში საშუალოწლიური ტემპერატურა ავსტრალიაში შეადგენდა 21-25°C-ს, გერმანიაში 25-26°C-ს, ხოლო კავკასიაში – 24-26°C-ს.

ტრიასულში დედამიწის უმეტეს ნაწილებში ძირითადად აზევება, „ხმელეთწარმოქმნა“ მიმდინარეობდა. ამიტომ ამ პერიოდს, როგორც ზევით ითქვას, **გეოკრატულს** უწოდებენ. გეოკრატულის საპირისპიროდ, როგორც ვიცით, არსებობს **თალასოკრატული** დრო, როცა აზევების ნაცვლად ქერქის საყოველთაო დაძირვასთან და, შესაბამისად, პლანეტარულ ტრანსგრესიასთან გვაქვს საქმე.

ცნობილ თალასოკრატულ ხანას მიეკუთვნებიან იურული და ცარცული პერიოდები.

21.2.2. იურული პერიოდი – I

სახელწოდება იურის მთებიდან (შვეიცარია-საფრანგეთი) მოდის. იურული პერიოდი დაიწყო 205 მლნ. წლის წინ, დასრულდა 145 მლნ. წლის წინ. მისი ხანგრძლივობა 60 მლნ. წელს შეადგენს.

ცოცხალი ბუნება. იურულ პერიოდში სიცოცხლემ ნამდვილი მეზოზოური ეერი მიიღო, რადგანაც მის დასაწყისში პალეოზოური ბიოსის უკანასკნელი რელიქტებიც გადაშენდა. შეიძლება ითქვას, რომ იურულ ზღვევებში ბატონობდნენ **ამონიტები**, ხოლო ხმელეთზე – **ქვეწარმავლები**. ზღვევებში ამონიტების გვერდით მრავლად იყვნენ ბელემნიტები, ორსაგდულიანები (ინოცერამები, რუდისტები და სხვ.), ფორამინიფერები, ექინოიდები, ექვსქიმიანი მარჯნები, ბრიოზოები, ბრაქიოპოდები, კრინოიდები, ნაუტილოიდები, კიბონაირები, სტრომატოპორატები (სტრომატოპოროიდები), წყალმცენარეები. ეს ორი უკანასკნელი ჰექსაკორალებსა და ბრიოზოებთან ერთად რიფებს აგებდნენ. **ხერხემლიანებიდან** ფართოდ იყო გავრცელებული თევზები. იყვნენ ამფიბიებიც, მაგრამ ბატონობდნენ **ქვეწარმავლები**, რომელთა წარმომადგენლები არა მარტო ხმელეთზე, არამედ ზღვაშიც (იქ-

თიოზავრები, პლეზიოზავრები) ბინადრობდნენ. ხმელეთის რისხვას კი **დინოზავრები** წარმოადგენდნენ, რომლებმაც გიგანტურ ზომებს მიაღწიეს (სიგრძით 30-40 მეტრამდე, ხოლო წონით 40-50 ტონაზე მეტიც). განსაკუთრებით შთამბეჭდავი ზომები ჰქონდათ ბალახისმჭამელ დინოზავრებს (დიპლოდოკი, ბრონტოზავრი). შედარებით პატარა ტანის (და წონის) იყვნენ მტაცებელი დინოზავრები (ცერატოზავრი, კარნოზავრი და სხვ.). გაჩნდნენ პირველი ხვლიკებიც.

იურულში ქვეწარმავლებმა ჰაერიც დაიპყრეს, გაჩნდნენ ე.წ. „მფრინავი ხვლიკები“ – **პტეროზავრები**. გვიან იურულში „მფრინავ ხვლიკებს“ ნამდვილი **ფრინველებიც** მიემატა (Archaeopteryx), რომელთაც ქვეწარმავლების ნიშნებიც ჰქონდათ.

იურულში განაგრძობდნენ განვითარებას ძუძუმწოვრები, თუმცა ისინი ევოლუციის ჯერ კიდევ დაბალ საფეხურზე იყვნენ.

მცენარეებიდან **შიშველთესლიანები** ბატონობდნენ (გინკგოები, წიწვოვანები, ბენეტიტისნაირნი, საგოვანები). ამ პერიოდში სიცოცხლე დედამიწაზე ერთობ მრავალფეროვანი იყო.

იურულის დანაწილება

იურული სისტემა სამ სექციად იყოფა, რომელსაც ინგლისური სქემის მიხედვით ასეთი სახე აქვს: **ლიასი (ქვედა), დოგერი (შუა) და მალმი (ზედა)**. გერმანული სქემის მიხედვით ეს იქნება – **შავი (I₁), მურა (I₂), და თეთრი (I₃)** იურა. სექციების დანაწილება სართულებად და ამ უკანასკნელთა – ზონებად ფაუნის მეშვეობით ხორციელდება. ამ მხრივ განსაკუთრებით დიდი ღირებულებით გამოირჩევიან **ამონიტები**, თუმცა მათთან ერთად გამოყოფილია ბიოზონები **ინოცერამების, ბელემნიტების** და სხვათა მეშვეობით. დღეს არსებული 11 სართულიდან დიდი უმეტესობა ცნობილი ფრანგი მეცნიერის, ა.დორბინის, მიერ არის დადგენილი. სართულების სტრატოტიპების უმეტესობა **ლონდონ-პარიზის აუზიდან** არის ცნობილი.

სისტემა	სექცია	სართული
იურული I	ზედა (მალმი) თეთრი I ₃	ტიტონური კიმერიჯული ოქსფორდული
	შუა (დოგერი) მურა I ₂	კალოვიური ბათური ბაიოსური აალენური
	ქვედა (ლიასი) შავი I ₁	ტოარსული პლინსბახური სინემიურული ჰეტანგური

ფაციესები. იურული პერიოდის დასაწყისისათვის დედამიწაზე არსებული პალეოგეოგრაფიული ვითარებიდან გამომდინარე ვასკვნით, რომ ამ სისტემის ნალექები ძირითადად ორგვარი ფაციესით უნდა იყოს წარმოდგენილი – ეპიკონტინენტური და ღრმა ზღვის (იმავე მოძრავი სარტყლის). ამ ორივე ტიპის ფაციესის გავრცელების კლასიკური რეგიონი ევროპაა.

როდესაც ტრიასულისა და შემდგომი პერიოდების ეპიკონტინენტურ ფაციესებზეა ლაპარაკი, ყოველთვის მხედველობაში უნდა გვქონდეს ის გარემოება, რომ ამგვარი ტიპის ნალექდაგროვება ხდებოდა როგორც ძველი პლატფორმების ზედა სტრუქტურულ სართულში, ისე ჰერცინული ოროგენეზისის შედეგად შექმნილ ახალგაზრდა ნაოჭა სტრუქტურების (ჰერცინიდების) პენეპლენიზაციის მეოხებით გაჩენილ დეპრესიულ უბნებში. ეს უკანასკნელი, მსგავსად პლატფორმებისა, უმეტესწილად ზღვიური აუზების სახით გვევლინებოდნენ.

ამგვარ აუზთა შორის ერთ-ერთ ყველაზე ტიპური **გერმანული** აუზია. იურული ნალექების სრული ჭრილი გვაქვს ხსენებული აუზის ე.წ. „შვაბეთის ალბის“ პლატოს მიდამოებში. ამ ჭრილში იურული სრული თანხმობით აგრძელებს ტრიასულს. ნამარხი ფაუნის მიხედვით კარგად გამოიყოფა როგორც ქვედა, ისე შუა და ზედა იურა.

შვაბეთის ჭრილი (გერმანული აუზი)

		K – ცარცული	145 მლნ. წ.
I ₃	მაღმი	სხვადასხვა ტიპის თეთრი კირქვები, მერგელები, დოლომიტები, ლითოგრაფიული ქვა (ზოლენჰოფენში, შიგ – Archaeopteryx და ბევრი სხვა.)	300-500 მ
I ₂	დოგერი	მურა ფერის ოლითური კირქვები, ქვიშიანი კირქვები, მერგელები, ქვიშიანი თიხები. ნამარხებიდან ამონიტები (Parkinsonia, Oppelia და სხვ.), ინოცერამები და სხვ.	150 მ
I ₁	ლიასი	შავი ფერის თიხიანი ფიქლები კირქვების შუაშრეებით, მერგელები, ტუფები. ქანებში, განსაკუთრებით კირქვებში, დაცულია მდიდარი ფაუნა – ამონიტები (Amaltheus margaritatus და სხვ.), ბივალვიები (თხელნიჭარიანი პოსიდონია, ინოცერამები), ზღვის შროშნები (Pentacrinus) და სხვა.	50-100 მ
		ტრიასული – T	205 მლნ. წ.

ქვედა იურა (იგივე შავი იურა ანუ ლიასი) ძირითადად შავი ფერის თიხიანი ფიქლებით არის წარმოდგენილი. წყება მდიდარია ნამარხი ორგანიზმებით. ეს განსაკუთრებით ამონიტებს ეხება, რომელთა შორის ქვედა იურულის სხვადასხვა საართულის სახელმძღვანელო ნამარხებს ვხვდებით (მაგალითად, *Amaltheus margaritatus*). ამონიტებთან ერთად ბევრია ბივალვიები (ინოცერამები), ბრაქიოპოდები, კრინოიდები (ზღვის შროშნები), ზღვიური ქვენარმავლები (იქთიოზავრები, პლეზიოზავრები).

ქვედა იურას თანხმობით აგრძელებს **შუა იურა** (მურა იურა, ანუ დოგერი), რომელიც ძირითადად კარბონატული ფაციესით არის წარმოდგენილი. წყება შეიცავს შუა იურისათვის დამახასიათებელ ამონიტურ ფაუნას (*Parkinsonia*, *Oppelia* და სხვ.).

ზედა იურა (იგივე თეთრი იურა ანუ მალმი) ძირითადად სხვადასხვა ტიპის კირქვებით არის დახასიათებული. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ქ. ზოლენჰოფენის მახლობლად წმინდამარცვლოვან კირქვებში, რომელთაც ლითოგრაფიულ ქვას უწოდებენ, ნაპოვნია მრავალფეროვანი ფაუნის ნაშთები (ცხადია, ნამარხების სახით), მათ შორის ფრინველების პირველი წარმომადგენელი – **არქეოპტერიქსი (*Archaeopteryx*)**. ფაუნიდან აღსანიშნავია აგრეთვე მარჯნები და ღრუბლები, რომლებიც რიფის მშენებლებად გვევლინებიან.

შვაბეთის იურული უდავოდ ზღვიური ნალექებით არის დახასიათებული, რასაც მდიდარი ზღვიური ფაუნა (ამონიტები, მარჯნები, ღრუბლები, ორსაგდულიანი მოლუსკები) გვიდასტურებს.

ქანები ჰორიზონტულ განლაგებაშია. არ არის არავითარი კვალი მაგმური ქანებისა. წყებათა ჯამური სიმძლავრე 470 მეტრამდეა. ყველაფერი ეს უდავოდ მიუთითებს შვაბეთის იურულის ეპიკონტინენტურ ბუნებაზე.

ეპიკონტინენტური ბუნების იურული ცნობილია: ლონდონის აუზში, პარიზის აუზში, ვოგეზებში, შვარცვალდში, პოლონეთში, ლიტვაში, უკრაინაში, რუსეთის პლატფორმაზე, აკვიტანურ და რონის აუზებში.

ღრმა ზღვის ანუ ოროგენული ფაციესის იურული დაკავშირებულია იმდროინდელ მოძრავ სარტყლებთან. ამ მხრივ განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყელი, სადაც იურული გავრცელებულია ატლანტის ოკეანის აღმოსავლეთ სანაპიროდან სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიამდე (რა თქმა უნდა, არა უწყვეტი ზოლის სახით). ოროგენული იურულის გავრცელების ერთ-ერთი საუკეთესო რეგიონი კავკასია, კერძოდ კავკასიონის ნაოჭა სისტემაა.

კავკასიონის ჩრდილო ფერდის ქრილი

		K – ცარცული	145 მლნ. წ.
I ₃	მალმი	თეთრი რიფოგენული კირქვები და მერგელები (ამონიტებითა და ექინოიდებით). წყების ზედა ნაწილში – თაბაშირიანი და დოლომიტიანი შრეები	2000 მ
I ₂	დოგერი	მურა – ყავისფერი ქვიშაქვებისა და ფიქლები მორიგეობა. ნამარხებიდან ალსანიშნავია ამონიტები (Parkinsonia parkinsoni და სხვა).	5000 მ
I ₁	ლიასი	შავი ფერის მეტამორფიზებული ფიქლები ქვიშაქვების შუაშრეებით. წყებაში ნაპოვნია ამონიტები (Amaltheus margaritatus და სხვ).	7000 მ
			205 მლნ. წ.
ჯამური სიმძლავრე			14000 მ

იურულის ჯამური სიმძლავრე ჩრდილო ფერდზე 14 000 მეტრს შეადგენს.

მეორე ქრილი კავკასიონის სამხრეთ ფერდზეა და გაიდევნება დარიალის ხეობიდან ჯვრის უღელტეხილამდე. ამ ქრილში, მსგავსად ჩრდილო ფერდისა, თანმიმდევრულად გამოიყოფა: ქვედა ლიასი (შავი იურა), შუა დოგერი (მურა იურა) და ზედა მალმი (თეთრი იურა). გთავაზობთ ამ ქრილის განზოგადებულ ვარიანტს.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ქრილი

		K – ცარცული	145 მლნ. წ.
I ₃	თეთრი იურა	კირქვების, კარბონატული ქვიშაქვების, მერგელების, ფიქლების მორიგეობა (ე.წ. კარბონატული ფლიში)	550 მ
I ₂	მურა იურა	პორფირიტული სერია – პორფირიტები, ტუფოქვიშაქვები და სხვა;	3400 მ
I ₁	შავი იურა	ასპიდური ფიქლები	2500 მ
			205 მლნ. წ.
ჯამური სიმძლავრე			6450 მ

PZ

ორივე ქრილში წყებათა ჯამური სიმძლავრეები, მეტამორფული და მაგმური ქანების არსებობა, ძლიერი დანაოჭება (სამხრეთ ფერდზე შეცოცებებით გართულე-ბული) მიანიშნებენ იმაზე, რომ ქანთა ამ კომპლექსების ფორმირება მოძრავ სარტყელში, კონტინენტის აქტიურ კიდეზე ხდებოდა.

ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა). გვიან იურულში, უფრო ზუსტად კი იურული და ცარცული პერიოდების საზღვარზე (145 მლნ. წლის წინ), დასრულდა **კიმერიული ოროგენეზისი**. ეს ოროგენეზისი (ანუ ოროგენეტიული ციკლი) გვიანტრიასულში დაიწყო **ძველკიმერიული** (იგივე **ინდოსინიური**) **ოროგენეტიული ფაზისით** – T_3/I_1 , რომელსაც ადრე- და შუაიურულის საზღვარზე **დონეცური ოროფაზისი** – I_1/I_2 მოჰყვა, ეს უკანასკნელი შუა- და გვიანიურულის საზღვარზე **ბათურმა ოროფაზისმა** – I_2/I_3 შეცვალა. კიმერიული ოროგენეზისის დამაგვირგვინებელი იყო **ახალკიმერიული (ნევადური) ოროფაზისი** – I/K , რომელიც, როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, იურულ-ცარცულის გასაყარზე განვითარდა.

პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. იურული დროის პალეოგეოგრაფიული სურათი გარკვეულწილად განაპირობა გვიანტრიასულში განვითარებულმა ძველკიმერიულმა (იმავე ინდოსინიურმა) ოროფაზისმა, რომელიც მნიშვნელოვნად გამოვლინდა ხმელთაშუაზღვიურ და ურალ-ოხოტის მოძრავ სარტყლებსა და ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების ზოლში. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ადრეიურული დრო იყო სუპერკონტინენტ პანგეა 3-ის არსებობის უკანასკნელი ეპოქა. ამ დროისათვის გრძელდებოდა ინტენსიური რიფტოგენეზი ცენტრალური ატლანტიკისა და დასავლეთ და ცენტრალური ევროპის რეგიონებში, რამაც საფუძველი დაუდო ატლანტიკისა და ტეთისის ოკეანეების ფორმირებას.

პალეოგეოგრაფიული ცვლილებების თვალსაზრისით გარდამტეხი იყო შუაიურული ეპოქა, რომლის დასაწყისშიც განვითარებულმა **ტრანსგრესიამ** მაქსიმუმს ბაიოსურ საუკუნეში მიაღწია. ტრანსგრესია გლობალური (საყოველთაო) იყო, ამიტომ ფიქრობენ, რომ მას ევსტაზიური ხასიათი ჰქონდა.

ახალი ოკეანის ფორმირება ცენტრალურ ატლანტიკაში ბათურ საუკუნეში დაიწყო. ცოტა მოგვიანებით, შუაიურულის დასასრულს, თუ გვიანი იურულის დასაწყისში ფორმირებას იწყებს ინდოეთის ოკეანეც. გვიანიურულის განმავლობაში ეს პროცესი უფრო ფართო ხასიათს იძენს. ხსენებულ პროცესში ებმება დასავლეთ ტეთისიც. შესაბამისად, კარიბის აუზის გახსნით მყარდება კავშირი ატლანტურ და წყნარ ოკეანეებს შორის. გვიანი იურულის მინურულს, ნევადური ოროფაზისის გავლენით, დასაბამი მიეცა ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების ფორმირებას.

გვიანიურულში იწყება სუპერკონტინენტ **გონდვანისის** დესტრუქცია – სპრედინგის ზოლი ჩნდება მოზამბიკის ქვაბულში. შედეგად ერთმანეთს შორდება გონდვანის დასავლეთი (სამხრეთ ამერიკა და აფრიკა) და აღმოსავლეთი (ინდოსტანი, ავსტრალია, ანტარქტიდა) ნაწილები. როგორც ვიცით, ამან განაპირობა ინდოეთის ოკეანის ფორმირება.

იურული პერიოდის დასასრულს ერთ კონტინენტად იყო წარმოდგენილი: სამხრეთ ამერიკა და აფრიკა; ანტარქტიდა და ავსტრალია; ინდოსტანი, ლავრაზია.

ამდენად, ხსენებული დროისათვის (დაახლ. 150 მლნ. წლის წინ) დედამიწაზე იყო ოთხი კონტინენტი: **ლავრაზია, სამხრეთ ამერიკა + აფრიკა, ანტარქტიდა+ავსტრალია, ინდოეთი (ინდოსტანი)**. ამ კონტინენტებს შორის იყო: **ატლანტის ოკეანე, ინდოეთის ოკეანე, ოკეანე ტეთისი**. ფორმირება დაიწყო **ჩრდილო ყინულოვანმა ოკეანემ**. წყნარი ოკეანე გარს უვლიდა კონტინენტებს (სურ. 21.10).



სურ. 21.10. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება იურული პერიოდის მიწურულს 150 მლნ. წლის წინ

(საფუძვლად აღებულია Хаин и др., 1997-ის პალეოგეოგრაფიული სქემა)

კლიმატი. იურული პერიოდი ზოგადად კლიმატის ჰუმიდობით ხასიათდება. ამან განაპირობა მცენარეთა სამეფოში ტენის მოყვარული ფორმების სწრაფი განვითარება ნაცვლად ქსეროფიტული ტაქსონებისა. ჰუმიდობაციის პროცესს თან ახლდა ტემპერატურის მატება (განსაკუთრებით პერიოდის დასაწყისსა და ბაიოსურ საუკუნეში). ყველაფერმა ამან შექმნა ქვანახშირის საბადოების ფორმირების საუკეთესო პირობები.

ტემპერატურული რეჟიმის მიხედვით გამოიყოფოდა **ეკვატორული, სუბტროპიკული და ზომიერი სარტყლები**. თბილი ჰუმიდური კლიმატი, როგორც ჩანს, ქმნიდა კარგ საცხოვრებელ გარემოს **დინოზავრებისათვის**, რომლებიც საცხოვრებლად ზღვის სანაპირო ზოლის დაბლობებს ირჩევდნენ და რომლებმაც იურულ პერიოდში სწრაფი და მნიშვნელოვანი ევოლუცია განიცადეს.

იურულ პერიოდში სამი **პალეობიოგეოგრაფიული ოლქი** გამოიყოფოდა: **ბორეალური (ჩრდილო ზომიერი), ტეთისის და ნოტალური (სამხრეთ ზომიერი).**

სასარგებლო წიაღისეული. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, თბილმა ჰუმიდურმა კლიმატმა განაპირობა იურულ პერიოდში **ქვანახშირის** საბადოების წარმოქმნა. ამ თვალსაზრისით ეს პერიოდი ჩამორჩება მხოლოდ გვიანპალეოზოურ (კარბონულ-პერმულ) და გვიანცარცულ –პალეოგენურ პერიოდებს. იურულ ნალექებში თავმოყრილია ქვანახშირის მსოფლიო მარაგების 16% (შუა იურული(ბათური) ასაკისაა ტყიბულისა და ტყვარჩელის საბადოები).

იურულ პერიოდს უკავშირდება **ნავთობისა და გაზის** მსოფლიო მნიშვნელობის საბადოები, ისეთები, როგორიცაა საუდის არაბეთის ნავთობის უმდიდრესი საბადოები.

21.2.3. ცარცული პერიოდი – K

ცარცული სისტემა გამოყოფილ იქნა ბელგიელი მეცნიერის, ჟ.ომალიუს და-ლუას, მიერ 1922 წელს. **სახელწოდება** განაპირობა იმ გარემოებამ, რომ ეს სისტემა ძირითადად აგებულია სხვადასხვა ტიპის კირქვებით, მათ შორის საკმაოდ მნიშვნელოვნად – საწერი ცარციტით.

ცარცული პერიოდის ასაკობრივი დიაპაზონი შემოსაზღვრულია 145-65 მილიონი წლებით. შესაბამისად, მისი ხანგრძლივობა 80 მილიონ წელს მოიცავს.

ცოცხალი ბუნება. ცარცული პერიოდი ერთობ საყურადღებო დროა დედამიწაზე სიცოცხლის განვითარების თვალსაზრისით. ეს ეხება როგორც ფლორას, ისე განსაკუთრებით ფაუნას. ერთობ მნიშვნელოვან მოვლენა, ორგანიზმთა ე.წ. „დიდი მეზოზოური გადაშენება“ (ამ გადაშენების შესახებ საუბარი გვექონდა მე-16 თავში) ცარცული პერიოდის დასასრულს მოხდა.

ცარცული პერიოდის განმავლობაში განვითარების თვალსაზრისით მნიშვნელოვან წარმატებას მიაღწიეს **უხერხემლო ცხოველებმა**. ასეთი რამ უპირველესად ითქმის მოლუსკების სამ კლასზე (თავფეხიანები, ორსაგდულიანები, მუცელფეხიანები). ევოლუციის ფერხულში იყვნენ ჩაბმული აგრეთვე ექინოიდები (ზღვის ზღარბები), ბრაქიოპოდები, ღრუბლები, ხავსცხოველები, ექვსქიმიანი მარჯნები, ფორამინიფერები (ერთუჯრედიანებიდან). ამ პერიოდში გრძელდებოდა ევოლუცია **ამონიტებისა** (თავფეხიანები). ცარცულ ამონიტებს შორის გიგანტური ფორმებიც გვხვდება, რომელთა ნიჟარა განივკვეთში 2 მეტრს აჭარბებს. ამონიტების გვერდით ვხვდებით თავფეხიანების მეორე ჯგუფის – **ბელემნიტების** წარმომადგენლებს, რომლებიც, ამონიტების მსგავსად, მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ცარცული დროის პალეოგეოგრაფიასა და ბიოსტრატოგრაფიაში.

ორსაგდულიანი მოლუსკებიდან უნდა გამოვყოთ **ინოცერამები**, რომლებიც მსგავსად ამონიტების და ბელემნიტებისა, ასევე დიდ როლს ასრულებენ ცარცული სისტემის ბიოსტრატოგრაფიაში. ყურადღებას იმსახურებს აგრეთვე ორსაგდულიანების მეორე ჯგუფი – **რუდისტები**, რომლებიც, როგორც ჩანს, ტროპიკულ

ზღვებში ბინადრობდნენ და აქტიურად მონაწილეობდნენ რიფოგენული მასივების შენებაში. ცარცული პერიოდი, უფრო ზუსტად გვიანცარცული ეპოქა, ითვლება **ექვინოიდების** აყვავების ხანად. შესაბამისად, დიდია ამ უხერხემლო ცხოველთა როგორც პალეოგეოგრაფიული, ისე ბიოსტრატეგრაფიული მნიშვნელობა. ცარცულ პერიოდში რიფის მშენებლებად რუდისტების გვერდით იყვნენ **ექვსქიმიანი მარჯნები** და **ხავსცხოველები**.

ცარცულ პერიოდში ერთგვარად დათმეს პოზიციები ბრაქიოპოდებმა (მხარეებიანიები).

ხერხემლიანი ცხოველებიდან ცარცულ პერიოდში განვითარებას განაგრძობდნენ **თევზები**, რომელთა შორის გამოირჩეოდნენ **ძვლიანი თევზები**. ევოლუციას აგრძელებდნენ **ამფიბიები**. ცარცული პერიოდით სრულდება **რეპტილიების** (ქვეწარმავლები) ბატონობის ხანა. ადრე ცარცულის დასასრულს გადაშენდნენ იურული ზღვების ყველაზე პოპულარული ქვეწარმავლები – **იქთიოზავრები**, რომელთა ნაცვლად გვიანცარცულ ზღვებში **მოზაზავრები** გაბატონდნენ. ხმელეთზე მცხოვრები რეპტილიებიდან ნამყვანი პოზიციები **დინოზავრებს** ეკავათ, რომელთა შორის იყვნენ როგორც ბალახის მჭამელი, ისე მტაცებელი ფორმები. ცადაპრობილი ჰქონდათ **პტეროზავრებს**, რომელთა გაშლილი ფრთების სიგრძე 15-21 მეტრს აღწევდა.

ცარცულ პერიოდში განვითარებას აგრძელებენ **ფრინველები**, თუმცა მათ ამ დროისათვის თითქოს ჯერ კიდევ არ ჰქონდათ დაკარგული კბილები. ცარცულში ჩნდებიან **პლაცენტიანი ძუძუმწოვრები**.

მცენარეთა სამეფოდან ცარცული პერიოდი ზღვიური წყალმცენარეების – ერთუჯრედიანი, მიკროსკოპული ზომების ნანოპლანქტონის, კირქვის სკელეტის მქონე **კოკოლითოფორიდებისა** და კაჟის სკელეტის მქონე **დიატომების** მაღალი განვითარებით ხასიათდება (სხვათა შორის, კოკოლითოფორიდებისა და, მათსავე მსგავსად, ერთუჯრედიანი მიკროსკოპული ზომების მქონე ფორამინიფერების ნაშთების დაგროვების შედეგად მიიღება ცნობილი დანალექი ქანი – **საწერი ცარცი**, რომელიც ესოდენ დამახასიათებელია ცარცული სისტემისათვის). ფაქტობრივად, მთელი ადრეცარცული ეპოქის განმავლობაში ვითარდებოდნენ ციკადინები, გინკგოები, გვიმრისებრნი, ბენეტიტისმაგვარნი. ბარემულში ჩნდებიან პირველი წარმომადგენლები **ფარულთესლიანებისა**, რომლებმაც გვიანცარცულში საგრძნობი ევოლუცია განიცადეს.

გვიანცარცული ეპოქის დასასრულს (მაასტრიხტული საუკუნის ბოლოს) ორგანულ სამყაროში მოხდა ძლიერი **გადაშენება**. ამ გადაშენებამ შეიწირა ისეთი ცნობილი ორგანიზმები, როგორებიც იყვნენ: ამონიტები, ბელემნიტები, ინოცერამები, რუდისტები (უხერხემლო ცხოველებიდან); დინოზავრები, პლეზიოზავრები, მოზაზავრები, პტეროზავრები (ხერხემლიანებიდან). არ გადაშენებულან, მაგრამ მნიშვნელოვნად დაზარალდნენ: ექინოიდები, კრინოიდები, პლანქტონური ფორამინიფერები, ბრაქიოპოდები და სხვები.

ცარცული სისტემა ორ სექციად (ქვედა და ზედა) იყოფა. თითოეულ სექციაში 6-6 სართულია. სართულთა დიდი უმეტესობის სტრატოტიპული ჭრილი საფრანგეთშია. როგორც მეტად სასიამოვნო ფაქტი, უნდა აღინიშნოს, რომ ცარცული სისტემის ყველა სართული მდიდარი ფაუნისტური კომპლექსით არის დახასიათებული – ამონიტები, ბელემნიტები, ინოცერამები, ექინოიდები, ოსტრეები, რუდისტები, ბრაქიოპოდები, გასტროპოდები, ფორამინიფერები, ოსტრაკოდები, ბრიოზოები და სხვ. განსაკუთრებით საყურადღებოა ამონიტური კომპლექსების არსებობა ყველა სართულის (გარდა სანტონურისა) სტრატოტიპულ ჭრილში. ამონიტების გვერდით ცალკეული სართულების ფაუნისტურ დახასიათებაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ბელემნიტები, ინოცერამები, ექინოიდები, ფორამინიფერები და სხვ., რაც შესაბამისი სართულების სხვა რეგიონებში გამოყოფის საუკეთესო საშუალებას იძლევა.

ცარცულის დანაწილება

სისტემა	სექცია	სართული
ცარცული K	ზედა K ₂	მასტრიხტული კამპანური სანტონური კონიაკური ტურონული სენომანური
	ქვედა K ₁	ალბური აპტური ბარემული ჰოტრიეული ვალანჟინური ბერიასული

ფაციესები. ცარცული პერიოდი ნამდვილი თალასოკრატული ხანაა დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში. ეს განსაკუთრებით გვიანცარცულ ეპოქას ეხება, როდესაც განვითარდა ყველა დროის ერთ-ერთი უძლიერესი გლობალური ტრანსგრესია. მხოლოდ პერიოდის მიწურულს დაიწყო მნიშვნელოვანი რეგრესია, რომელიც **ლარამულმა** ოროგენეზულმა ფაზისმა გამოიწვია. ამიტომ სავსებით ბუნებრივია, რომ ცარცულში ფართოდ იყო გავრცელებული ზღვიური ნალექები როგორც პლატფორმებზე, ისე მოძრავ სარტყლებში.

ცარცული სისტემის გავრცელების კლასიკურ ადგილად ევროპა ითვლება, ხოლო ცარცულის **პლატფორმული** (იგივე **ეპიკონტინენტური**) ფაციესებისა – რონისა და პარიზის აუზები. კიდევ ერთხელ გავიხსენოთ, რომ ჰერცინული ორო-

გენეზისის გავლენით კალედონური მთათაწარმოშობის შედეგად გაჩენილ ჩრდილოატლანტურ კონტინენტს სამხრეთიდან არდენებისა და ბრეტან-ბოჰემიის ზოლები მიეზარდა. ცარცული პერიოდის დასაწყისში ამ ერთ დროს ახალგაზრდა ნაოჭა სტრუქტურამ საგრძნობი დენუდაცია (მოსწორება) განიცადა, რაშიც, როგორც ჩანს, ალავ მნიშვნელოვანი რიფტოგენეზი მონაწილეობდა. რიფტოგენეზის შედეგად წარმოქმნილ დეპრესიებში მიდიოდა პლატფორმული (ეპიკონტინენტური) ტიპის ნალექდაგროვება. ამგვარი დეპრესიები ცარცულის დროინდელ ევროპაში, როგორც ვიცით, რამდენიმე იყო (მათ შორის რონისა და პარიზის აუზები). ცარცული ასაკის ნალექები სწორედ ორ ზემოთ დასახელებულ აუზშია კარგად წარმოდგენილი: **რონის აუზში** – ქვედა ცარცი, ხოლო **პარიზის აუზში** – ზედა ცარცი.

რონის აუზის ქრილი

		K_2	95 მლნ. წ.
K_{Ial}	ალბური	მერგელები (ამონიტური ფაუნით)	ჯამური სიმძლავრე 2000 მ
K_{Ia}	აპტური	მერგელოვანი კირქვები (ამონიტები; დეეზიტები, ოპელიები);	
K_{Ibr}	ბარემული	მერგელოვანი კირქვები (მდიდარი ამონიტური ფაუნით);	
K_{Ih}	ჰოტრივული	მერგელები მერგელოვანი კირქვების შუაშრეებით (მდიდარი ამონიტური ფაუნით);	
K_{Iv}	ვალანჟინური	მერგელები (ამონიტებიდან ჰოპლიტიდები –Neocomites და სხვ.	
K_{Ib}	ბერიასული	მერგელოვანი კირქვები (Hoplites boissieri)	
		PZ	145 მლნ. წ.

ქვედა ცარცის სიმძლავრე აქ (ე.წ. ვოკონციურ ორმოში) 2000 მ-ია, თუმცა პერიფერიებისაკენ თხელი ზღვის ნალექებში გადავდივართ.

პარიზის აუზის ქრილი

		E	
K _{2k-m}	კონიაკურ – მაასტრიხტული	კაჟიანი თეთრი ცარცი ამონიტებით (იშვიათია), მიკრასტერებით, ბელემნიტებით. ქანებში დაცულია აგრეთვე – პროტოზოები, ღრუბლები, ბივალვიები	ჯამური სიმძლავრე ასეული მეტრები
K _{2t}	ტურონული	ქვიშიანი მერგელები, სანერი ცარცი, მერგელები. ქანებში გვხვდება: <i>Inoceramus labiatus</i> , <i>Holaster planus</i> , ინოცერამებისა და ექინოიდების სხვა სახეობები, ბელემნიტები	
K _{2s}	სენომანური	გლაუკონიტის ქვიშაქვები, ქვიშიანი მერგელები, გლაუკონიტის კირქვები, კირქვიანი მერგელები (ქანები შეიცავს მდიდარ ამონიტურ ფაუნას, რომელშიც დომინირებენ გვარები: <i>Acanthoceras</i> , <i>Mantelliceras</i> , <i>Schloenbachia</i> . მათ გარდა ვხვდებით – ექინოიდებს, ოსტრეებს, რუდისტებს)	
		K ₁ ალბური	95 მლნ. წ.

პლატფორმული ცარცულის ნიმუშად შეიძლება აღმოსავლეთ ევროპის კრატონი ავირჩიოთ, სადაც კარგადაა განვითარებული როგორც ქვედა-, ისე ზედაცარცული წყებები. ქვედა ცარცი აქ წარმოდგენილია ზღვიური, ძირითადად ტერიგენული ან ნანოლობრივ ტერიგენულ-კარბონატული ფაციესებით, ხოლო ზედა ცარცი – კარბონატული და კაჟიანი წყებებით. აღსანიშნავია, რომ ზედა ცარცში აქ სხვა წყებებთან ერთად თეთრი სანერი ცარციც გვხვდება, რომელიც ესოდენ დამახასიათებელია ევროპის და ჩრდილო ამერიკის ამ ასაკის ნალექებისათვის და რომელიც ფართო ზოლის სახით გადაჭიმულია მთელ ევროპაში ინგლის-გერმანიიდან ურალამდე.

როგორც ქვედა-, ისე ზედაცარცული ნალექები ძალიან მდიდარია მრავალფეროვანი ნამარხი ორგანიზმებით, რომლებიც გვაძლევენ საშუალებას, არა მარტო განვსაზღვროთ მათი შემცველი ქანების ასაკი, არამედ აღვადგინოთ იმდროინდელი პალეოგეოგრაფიული სურათიც.

ასევე პლატფორმული ბუნებისაა დასავლეთ ციმბირის ეპიპერცინული ბაქნის ცარცული ნალექები. აქაც ზღვიურია როგორც ქვედა-, ისე ზედაცარცული,

ოლონდ იმ განსხვავებით, რომ ქვედაცარცული ნალექები შედარებით ცივი კლიმატის პირობებშია დალექილი, ხოლო ზედასი – თბილი კლიმატის.

უფრო აღმოსავლეთით, **მონღოლეთში** უკვე კონტინენტურ ცარცულ ნყებებთან გვაქვს საქმე, რომლებშიც მრავლადაა შემორჩენილი დინოზავრის თუ სხვა ხერხემლიანი ცხოველების ნაშთები.

ჩრდილო ამერიკის კრატონის პლატფორმულ ნაწილში ზღვიური ცარცული ნყებების ფართო ზოლია განვითარებული. ბაქნის ჩრდილო მონაკვეთზე ტერიგენული ფაციესები დომინირებს ე.წ. **ბორეალური** („ბორეას“ – ჩრდილოეთის ცივი ქარის ღვთაება ბერძნულ მითოლოგიაში) შედარებით გრილი ნყლის მოყვარული ბიოსით, ხოლო სამხრეთ მონაკვეთზე თბილი ნყლის მოყვარული ფორმების შემცველი კარბონატულ-ტერიგენული ნყებებია განვითარებული. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ცარცულის სულ ზედა ნაწილები აქ კონტინენტური ნახშირშემცველი ნყებებით არის წარმოდგენილი, რომელშიც განამარხებული მცენარეები და დინოზავრების ძვლები გვხვდება. კონტინენტური ნყებების გაჩენა უდავოდ ლარამული დანაოჭების „დამსახურებაა“.

გონდვანისზე ქვედა ცარცი თითქმის ყველგან კონტინენტურია. ზღვიური ნალექები განვითარებულია აფრიკის აღმოსავლეთ ნაწილში, მადაგასკარის დასავლეთ ნაწილში, არაბეთის ნახევარკუნძულზე, ინდოსტანის დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაპირებზე, ავსტრალიის დასავლეთში, ანუ ძირითადად იმ ადგილებში, სადაც, როგორც ვიცით, იურულ პერიოდში რიფტოგენეზი მიდიოდა და ქერქი გაიხლიჩა.

რაც შეეხება ზედაცარცულს, ის მთელ გონდვანისზე (გამონაკლისი მხოლოდ ავსტრალია), ფაქტობრივად, მხოლოდ ზღვიური კარბონატული ან კარბონატულ-ტერიგენული ნალექებითაა დახასიათებული. ესეც გვიანცარცული გლობალური ტრანსგრესიის აშკარა დასტურია.

აღსანიშნავია ისიც, რომ ცარცულ პერიოდში პლატფორმებზე ფართოდ იყო გავრცელებული ტრაპული ვულკანიზმი (ინდოსტანი, დასავლეთ აფრიკა, მადაგასკარი, სამხრეთ ამერიკა, ციმბირი).

მოძრავი სარტყლებიდან აღსანიშნავია **ხმელთაშუაზღვიური სარტყელი**, სადაც ცარცული ნყებები რამდენიმე ზოლს ქმნიან. ამ თვალსაზრისით შეიძლება კვლავ კავკასია დავასახელოთ, კერძოდ კი **კავკასიონი**. კავკასიონის მეგანტიკლინორიუმის ჩრდილო ფერდზე ქვედა ცარცი მძლავრი (1100 მ), ფაუნით მდიდარი ტერიგენულ-კარბონატული ფაციესითაა წარმოდგენილი, ხოლო ზედა ცარცი ასევე ფაუნისტურად მდიდარი კირქვებითაა დახასიათებული. კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე ცარცული ასაკის მძლავრი (5000მ) ტერიგენულ-კარბონატული ფლიშია განვითარებული (ტიპური მოძრავი სარტყლის ანუ ოროგენული ფაციესი).

კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე ცარცული ნალექების გაშიშვლება ჯვრის უღელტეხილზე იწყება და გრძელდება მდ.არაგვის ხეობაში ფასანაურის გავლით ანანაურის მიდამოებამდე. აქ ცარცული ნყებები ფლიშური ნალექებით არის წარმოდგენილი, ზოგადად ქვედაცარცული ტერიგენული ფლიშით, ხოლო ზედა – კარბონატული ფლიშით.

ქვევით გთავაზობთ ზედაცარცულის ქრილს.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ზედაცარცულის ქრილი

კვეტერის წყება – E₁d

K _{2m}	მაასტრიხტული	<p>საბუეს (ორბიტოიდებიანი) წყება – მონაცრისფრო კირქვებისა და თხელ და საშუალოშრეებრივი ფერადი მერგელების მორიგეობა, ფუძეში კონგლომერატ-ბრეჩიების დასტებით. ნამარხებიდან აღსანიშნავია: ორბიტოიდები, მიკროფონამინიფერები, ნანოპლანქტონი</p>	25-300 მ
K _{2km}	კამპანური	<p>ჯორჯის წყება – მარცვლოვანი მოთეთრო-ლიანაცრისფერი კირქვების, ფერადი მერგელების და კარბონატული არგილიტების მორიგეობა. ნამარხი ფაუნიდან აღსანიშნავია ინოცერამები და მიკროფორამინიფერები</p>	40-150 მ
K _{2st}	სანტონური	<p>ეშმაკისხევის წყება – ლითოგრაფიული ტიპის თეთრი და ღია რუხი კირქვებისა და მომწვანო-ნაცრისფერი, იშვიათად მოვარდისფრო თხელშრეებრივი მერგელების მორიგეობა. ნამარხებიდან – ინოცერამები, მიკროფორამინიფერები, ნანოპლანქტონი</p>	200-250 მ
K _{2t-k}	ზედატურონულ-კონიაკური	<p>მარგალიტისკლდის წყება – წითელი და ვარდისფერი კირქვების, მერგელებისა და გრაველიტების მორიგეობა. მაკროფაუნიდან აღსანიშნავია ინოცერამები – <i>Inoceramus brongniarti</i>, <i>I.inconstans</i>, რომელთა გვერდით არის მიკროფორამინიფერებიც</p>	10-90 მ
K _{2s₂t₁}	ზედასენომანურ-ქვედატურონული	<p>ანანურის წყება – გაკაჟებული ფიქლები, ქვიშაქვები; შავი ფერის სილიციტები; გაკაჟებული კირქვები, მერგელები, ქვიშაქვები. წყების ზედა ნაწილში ნაპოვნია, <i>Inoceramus labiatus</i>, რომელიც ქვედა ტურონის სახელმძღვანელო ნამარხს წარმოადგენს</p>	25-140 მ

K_2S_1	ქვედა სენომანი	<p>უკულმართის წყება – პოლიმიქტური ქვიშაქვების, არგილიტების, მერგელებისა და თიხა-ფიქლების მორიგეობა. ქანებში დაცულია როგორც მაკრო-, ისე მიკროფაუნა (<i>Inoceramus crippsi</i>, მიკროფორამინიფერები და სხვ.)</p>	100-180 მ
----------	----------------	---	-----------

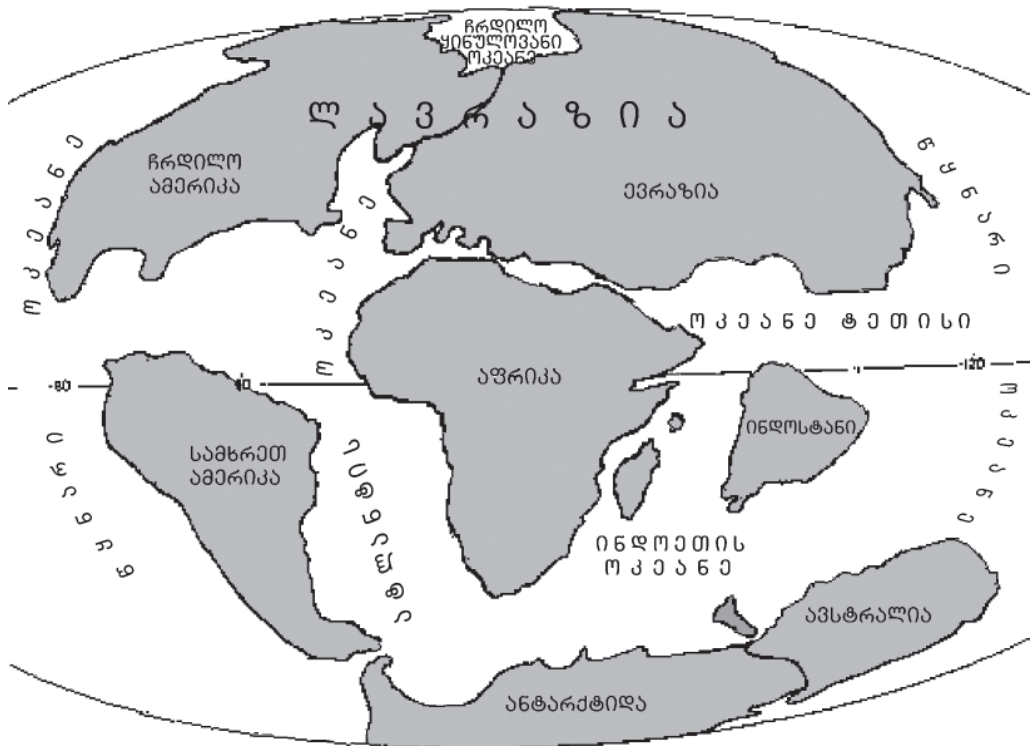
ნავთისხევის (პავლეურის) წყება K_{1al}

ოროგენეზის და პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. ცარცული პერიოდი უაღრესად მნიშვნელოვანია ლითოსფერული ფილების მოძრაობის თვალსაზრისით. ამ მოძრაობათა საფუძველზე მნიშვნელოვნად იცვლება დედამიწის გარეგნული იერი. პანგეას დაშლის ფონზე გრძელდებოდა ინდოეთისა და ატლანტის ოკეანეების ფორმირება. ადრეცარცულში ფართოვდება **ცენტრალური ატლანტიკა**. ამავე ეპოქაში ყალიბდება **სამხრეთი ატლანტიკაც**. ხოლო გვიანცარცულში ამ პროცესში **ჩრდილო ატლანტიკაც** ერთვება. სულ უფრო ფართოვდება ინდოეთის ოკეანე. ადრეცარცულში ჩამოყალიბებას აგრძელებს **ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის** დეპრესიაც.

გვიანცარცულში ძლიერდება **გონდვანისის დესტრუქცია**. ცალკე გადის სამხრეთ ამერიკის კონტინენტი. ინდოსტანი გამოყოფილია აფრიკის, მადაგასკარის და ავსტრალიისაგან და ჩრდილოეთისაკენ მიიწევს. ასევე ჩრდილოეთით გადაადგილდება აფრიკაც. ორივე ეს გადაადგილება ხმელთაშუაზღვიური სარტყლის შევიწროებას იწვევს. თითქმის ამავე მიმართულებით მოძრაობს ანტარქტიდა-ავსტრალიაც. დაშლას იწყებს ლავრაზიაც.

ამგვარად, ცარცული პერიოდის მინურულს (დაახლოებით 65 მლნ. წლის წინ) დედამიწა წარმოდგენილი იყო 5 კონტინენტით – **ლავრაზია, სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ინდოეთი (ინდოსტანი) და ანტარქტიდა +ავსტრალია**.

ატლანტის ოკეანე სამხრეთით ანტარქტიდამდე იყო გასული, ხოლო ჩრდილოეთით ლავრაზიაში საკმაოდ ღრმად იყო შეჭრილი. **ინდოეთის ოკეანეს** იურულ პერიოდთან შედარებით აშკარად ეტყობოდა გაფართოება. **ოკეანე ტეთისი** ფართოდ იშლებოდა აღმოსავლეთ ნაწილში, ხოლო დასავლეთ ნაწილში ვიწრო ზოლის სახით გაიდევნებოდა ევრაზიისა და აფრიკის კონტინენტებს შორის. წყნარ ოკეანეს არ შეუცვლია თავისი პოზიცია – კვლავ გარს უვლიდა კონტინენტებს (სურ. 21.11).



სურ. 21.11. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება **ცარცულისა და პალეოგენის საზღვარზე 65 მლნ. წლის წინ**
(საფუძვლად აღებულია Хаин и др., 1997-ის პალეოგეოგრაფიული სქემა)

ადრე- და გვიანცარცული ეპოქების საზღვარზე განვითარდა ალპური ოროგენეზისის სანყისი – **ავსტრიული ოროფაზისი**, რომელიც განსაკუთრებით ძლიერად ხმელთაშუაზღვიურ და აღმოსავლეთ წყნაროკეანურ სარტყლებში გამოვლინდა, თუმცა მას მათათანარმოშობა არ მოჰყოლია. ავსტრიულის მომდევნო, **სუბ-პერციინული ოროფაზისი** მიმდინარეობდა სანტონური და კამპანური საუკუნეების მიჯნაზე. ძლიერი დანაოჭება იყო ცარცული პერიოდის დასასრულს (**ლარამული ოროფაზისი**), რომელმაც აღმოსავლეთ წყნაროკეანური სარტყლის ჩრდილო ნაწილში (კანადა, აშშ) **კლდოვანი მთების** სახით ახალგაზრდა ნაოჭა სისტემა წარმოშვა. ამერიკელები ამ ოროფაზისს „ლარამულ რეველუციასაც“ უწოდებენ.

კლიმატი. ცარცულ პერიოდში კლიმატი დედამიწაზე თბილი და ტენიანი იყო. ეს განსაკუთრებით გვიანცარცულ ეპოქაზე ითქმის, როდესაც ძალიან მცირე იყო ტემპერატურული განსხვავება ეკვატორულ სარტყელსა და მაღალ განედებს შორის. გ. ლოუენსტამის მიხედვით სენომანურ, სანტონურ და მასტრიხტულ საუკუნეებში ზღვის ზედაპირზე წყლის ტემპერატურა პოლარულ წრესთან ისეთივე იყო,

როგორც სუბტროპიკულ სარტყელში, ხოლო იმავე სანტონურში სიღრმეში წყლის ტემპერატურა +16-17°-ს შეადგენდა. სხვა მონაცემებით, გვიანცარცულ ეპოქაში ზღვის წყლის ტემპერატურა გაცილებით უფრო მაღალი იყო, ვიდრე დღეს – საშუალო განედზე 10°-ით მეტი, ეკვატორზე 3-5°-ით, პოლუსებზე – 8°-ით, ხოლო ფსკერზე – 8-10°-ით.

მიუხედავად თითქმის ერთგვაროვანი პირობებისა, ცარცულში მეტ-ნაკლებად კარგად იყო გამოხატული კლიმატური სარტყლები (ეკვატორული, ტროპიკული, სუბტროპიკული, ზომიერი).

21.2.4. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების მეზოზოური ისტორია

ეს ისტორია, როგორც წინა შემთვევებში, ფაუნისა და ფლორის ევოლუციური განვითარებით უნდა დავიწყოთ. ზოგადად უნდა ითქვას, რომ პალეოზოურ ერასთან შედარებით, მეზოზოურში გაცილებით მაღალ განვითარებას მიაღწიეს როგორც უხერხემლო და ხერხემლიანმა ცხოველებმა, ისე მცენარეებმა (განსაკუთრებით უმაღლესმა მცენარეებმა).

უხერხემლო ცხოველებიდან პირველ რიგში უნდა დავასახელოთ თავ-ფეხიანების კლასში შემავალი **ამონოიდები** ანუ **ამონიტები**. როგორც ვიცით, ამონიტები დევონურ პერიოდში გაჩნდნენ, თუმცა განვითარების მაღალ დონეს მეზოზოურში, განსაკუთრებით იურულ და ცარცულ პერიოდებში მიაღწიეს. ცარცულის ბოლოს კი (უფრო ზუსტად, ცარც-პალეოგენის საზღვარზე, 65 მლნ. წლის წინ) ისინი მთლიანად გადაშენდნენ. ამონიტების მსგავსად მეზოზოურ ზღვებში „ბატონობდნენ“ **ბელემნიტები** (ამონიტების მონათესავე ორგანიზმები). მეზოზოურში დიდ განვითარებას მიაღწიეს **ექსქიმიანმა მარჯნებმა (ჰექსაკორალებმა)**, რომელთა პირველი წარმომადგენლები ტრიასულის დასაწყისში გაჩნდნენ (მათ მემკვიდრეობით ჩაანაცვლეს პალეოზოურის მიწურულს გადაშენებული ოთხქიმიანი მარჯნები – ტეტრაკორალები). ჰექსაკორალები მეზოზოურში (განსაკუთრებით იურულ და ცარცულ პერიოდებში) რიფის მშენებლებადაც გვევლინებოდნენ. მეზოზოურის წამყვან ჯგუფთა შორის, ამონიტებისა და ბელემნიტების გვერდით უნდა დავასახელოთ ორსაგდულიანი მოლუსკების ცნობილი წარმომადგენლები – **ინოცერამები**. იურულ-ცარცულში ევოლუციის მაღალ დონეს გვიჩვენებენ **ექინოიდები** (განსაკუთრებით ე.წ. **არანესიერი ექინოიდები**). მთელი მეზოზოური ერის განმავლობაში ვითარდებოდა უხერხემლო ცხოველთა ყველა ზემოთ არდასახელებული ტიპის წარმომადგენლები (ფორამინიფერები (პროტოზოებიდან), რუდისტები (მოლუსკებიდან), ხავსცხოველები, მხარფეხიანები და სხვ.).

ხერხემლიანი ცხოველებიდან მეზოზოურის წამყვანი ჯგუფი **ქვეწარმავლები (რეპტილიები)** იყო. მათგან პირველ რიგში **დინოზავრები** უნდა დავასახელოთ. მათ გვერდით უნდა მოვიხსენიოთ ზღვაში მცხოვრები **იქთიოზავრები** და **პლეზიოზავრები**, ცაში „მონავარდე“ **პტეროზავრები** (ე.წ. **მფრინავი ხვლიკები**). მეზო-

ზოურშივე (იურულის დასასრულს) ჩნდება პირველი ფრინველი **არქეოპტერიქსის** სახით. მეზოზოურში კარგად გრძნობდნენ თავს ხერხემლიანთა სხვა კლასების (უყბონი, თევზები, ამფიბიები, ძუძუმწოვრები) წარმომადგენლები, განსაკუთრებით – თევზები.

მცენარეებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებენ **შიშველთესლიანები** (გინკგოები, ნინვოვანები, ბენეტიტისნაირნი, საგოვანები). როგორც ვიცით, შიშველთესლიანები უმაღლეს მცენარეებს მიეკუთვნება. მათგან განსხვავებით უმაღლესი მცენარეებიდან მეზოზოურ ზღვებში გვხვდებოდნენ **ნანოპლანქტონის (ჯუჯა პლანქტონი)** წარმომადგენლები – **კოკოლითოფორიდები**.

ამდენად, მეზოზოური დროის **ზღვებში** ბატონობდნენ **ამონიტები** (უხერხემლო ცხოველებიდან) და **კოკოლითოფორიდები** (უმაღლესი მცენარეებიდან), ხოლო **ხმელეთზე – ქვენარმაველები** (ხერხემლიანი ცხოველებიდან) და **შიშველთესლიანები** (უმაღლესი მცენარეებიდან).

ოროგენეზისის თვალსაზრისით მეზოზოური მაინცდამაინც აქტიურ ერად ვერ ჩაითვლება. თუმცა ამ ერის ტრიასულ და იურულ პერიოდებში განვითარდა **კიმერიული ოროგენეზისი**, რომლის უძველესმა ოროფაზისმა (ძველკიმერიული, იგივე ინდოსინური) განაპირობა მათაა წარმოშობა სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში, ხოლო უახლესმა (ახალკიმერიული ანუ ნევადური) – ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების ზოლში. ცარცულში იწყებს განვითარებას ყველაზე ახალგაზრდა – **ალპური ოროგენეზისი**.

ერთობ საინტერესოა **პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა** მეზოზოური ერის განმავლობაში. გავიხსენოთ, რომ პალეოზოურის დასასრულს დედამიწაზე არსებობდა **ერთიანი კონტინენტი – პანგეა 3**. ეს კონტინენტი მერიდიონალურად იყო გადაჭიმული ჩრდილო პოლუსიდან სამხრეთ პოლუსამდე. იმავდროულად ის ერთგვარად „შეზნექილი“ იყო დასავლეთი მიმართულებით ოკეანე ტეთისის აღმოსავლეთ ნაწილში, რაც ნიშნავს იმას, რომ **დასავლეთ ტეთისი** (ყოფილი არდენებისა და ბრეტან-ბოჰემიის ზოლები) პრაქტიკულად აღარ არსებობდა. დარჩა მხოლოდ **აღმოსავლეთ ტეთისი**, რომელიც აღმოსავლეთი მიმართულებით თანდათან ფართოვდებოდა და მაქსიმუმს აღწევდა წყნარ ოკეანესთან უშუალო კონტაქტის ზოლში.

მთელი **ტრიასული და ადრეიურული დროის განმავლობაში** პანგეა 3-ის იერსახე არ შეცვლილა. მართალია, ამ ხნის განმავლობაში სიღრმეული რღვევების განვითარების ბევრი შემთხვევა იყო გამოვლენილი, მაგრამ ამ რღვევებს დედამიწის ქერქი (ან საერთოდ ლითოსფერო) არ დაუყვია ცალკეულ ნაწილებად, რამაც განაპირობა კიდევ დედამიწის ერთიანობა.

მნიშვნელოვანი ცვლილებებია შუა- და, განსაკუთრებით, გვიანიურულ პერიოდებში. ჯერ „გაიხსნა“ ახლანდელი ატლანტის ოკეანის ცენტრალური ნაწილი, რითაც ფორმირება დაიწყო ატლანტის ოკეანემ. ცოტა მოგვიანებით (გვიანიურული) მას „მიბაძა“ ინდოეთის ოკეანემაც. შეიძლება ითქვას, რომ **გვიანიურული დროისათვის** დედამიწაზე იყო ოთხი კონტინენტი: **ლავრაზია, სამხრეთ ამერიკა + აფრიკა**

(ერთად), **ანტარქტიდა+ავსტრალია (ერთად)** და **ინდოსტანი**. ოკეანეებიდან: **ატლანტის** (მხოლოდ ცენტრალური ნაწილი), **ინდოეთის** (სამხრეთ ამერიკა+აფრიკის, ანტარქტიდა + ავსტრალიის და ინდოსტანის კონტინენტებს შორის), **ტეთისის**, რომელიც პრაქტიკულად განედურად იყო გადაჭიმული ატლანტის ოკეანის აღმოსავლეთ კიდედან წყნარი ოკეანის დასავლეთ კიდემდე და ლავრაზიას ყოფდა ეკვატორის სამხრეთით მდებარე კონტინენტებისაგან (სამხრეთ ამერიკა+აფრიკა, ინდოსტანი, ანტარქტიდა+ავსტრალია).

ცარცულის მიწურულს (უფრო ზუსტად **ცარც-პალეოგენის საზღვარზე**) **სამხრეთ ამერიკისა** და **აფრიკის კონტინენტები** საბოლოოდ განცალკევდნენ მათ შორის **ატლანტის ოკეანის** განთავსების გამო. **ატლანტის ოკეანე** ჩრდილო მიმართულებითაც ნავიდა და ნაწილობრივ (სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ) გაკვეთა ლავრაზია. მსგავსად ატლანტის ოკეანისა, სულ უფრო ფართოვდებოდნენ ინდოეთისა და ტეთისის ოკეანეები. **ცარც-პალეოგენის საზღვარზე** დედამიწაზე იყო ხუთი კონტინენტი: **ლავრაზია, აფრიკა, სამხრეთ ამერიკა, ინდოსტანი** და **ანტარქტიდა+ავსტრალია**. ყველა კონტინენტს გარს კვლავ წყნარი ოკეანე უვლიდა.

კლიმატი. კლიმატი ტრიასულ, იურულ და ცარცულ პერიოდებს შორის საკმაოდ განსხვავებული იყო. **ტრიასულში** ცხელი კლიმატი დომინირებდა. იმავდროულად მცირე იყო ტემპერატურის სხვაობა ეკვატორსა და პოლუსებს შორის. გამოიყოფოდა არიდული (მშრალი) და ჰუმიდური (ტენიანი) ზონები. ექსტრემარიდულ ზონებში უდაბნოების ფორმირება მიმდინარეობდა (უდაბნოს პირობები იყო ჩრდილო ამერიკის, ევროპის, ჩრდილო აფრიკის, არაბეთის, ცენტრალური აზიის, სამხრეთ ამერიკისა და ავსტრალიის ტერიტორიებზე).

იურულ პერიოდში ტრიასულისაგან განსხვავებული, თბილი და ტენიანი კლიმატი იყო, რამაც ზღვებში კარბონატული ნალექდაგროვება გაააქტიურა; ზღვებისა და ხმელეთის გარდამავალ ზონებში კი აქტიურად მიმდინარეობდა ნახშირიანი წყებების ფორმირება.

კლიმატური ზონალობის თვალსაზრისით იურულ პერიოდში გამოიყოფოდა ეკვატორული, ტროპიკული, სუბტროპიკული და ზომიერი სარტყელები.

ცარცულ პერიოდში, მსგავსად იურულისა, თბილი და ტენიანი კლიმატი იყო. ეს განსაკუთრებით გვიანცარცულ ეპოქას ეხება. მცირე იყო ტემპერატურული სხვაობა ეკვატორულსა და მაღალ განედებს შორის (მაგალითად, სენომანურ, სანტონურ და მასსტრიხტულ საუკუნეებში ზღვის ზედაპირზე პოლარული სარტყლის ტემპერატურა სუბტროპიკულის იდენტური იყო.

მსგავსად იურული პერიოდისა, ცარცულშიც გამოიყოფოდა: ეკვატორული, ტროპიკული, სუბტროპიკული და ზომიერი სარტყელები.

ტრიასულში დედამიწის უმეტეს ნაწილში ქერქის აზევება ანუ ხმელეთნარმოქმნა მიმდინარეობდა, მაშინ როცა **იურულსა** და **ცარცულში**, პირიქით, დაძირვა სჭარბობდა აზევებას. სწორედ ამ მიზეზის გამო, ტრიასულ პერიოდს **გეოკრატულს** უწოდებენ, ხოლო იურულ და ცარცულ პერიოდებს – **თალასოკრატულს** (ბერძნ. თალასსა – ზღვა).

21.2.5. მეზოზოურის წიაღისეული

მეზოზოურის წიაღისეული საკმაოდ მრავალფეროვანია.

ნავთობის საბადოები მთელ მეზოზოურშია „გაფანტული“. ტრიასულია ალჟირის, კანადის, რუსეთის, ავსტრალიის, ალასკის საბადოები, იურული – საუდის არაბეთი, რუსეთი, თურქმენეთი და ნორვეგია; ცარცული – ლიბია, ქუვეითი, ნიგერია, გაბონი, კანადა, აშშ.

გაზი – იურული – რუსეთი; ცარცული – ლიბია, ქუვეითი, ნიგერია, გაბონი, კანადა, რუსეთი.

ქვანახშირი – ტრიასული – ჩინეთი, ავსტრალია, რუსეთი; იურული – საქართველო, ჩინეთი, ავსტრალია, რუსეთი; ცარცული – აშშ, რუსეთი.

ფოსფორიტები – ცარცული – მაროკო, სირია, რუსეთი.

ბოქსიტები – იურული – რუსეთი; ცარცული – საფრანგეთი, ესპანეთი, საბერძნეთი, თურქეთი, უკრაინა, რუსეთი, ირანი

რკინა – ტრიასული – რუსეთი; იურული – საფრანგეთი, ინგლისი, გერმანია, რუსეთი, პოლონეთი; ცარცული – რუსეთი.

სპილენძი – ტრიასული – ავსტრალია, რუსეთი; იურული – სომხეთი.

ტყვია-თუთია – ტრიასული – ავსტრალია; იურული – ინდონეზია, აშშ, რუსეთი; ცარცული – აშშ, რუსეთი.

ოქრო – ტრიასული – ავსტრალია; იურული – რუსეთი, ინდონეზია, აშშ; ცარცული – აშშ, რუსეთი.

ვერცხლი – ტრიასული – ავსტრალია; იურული – რუსეთი, ინდონეზია, აშშ.

ალმასი – ცარცული – სამხრეთ აფრიკა, ინდოეთი.

ურანი – ტრიასული – აშშ.

ვოლფრამი – იურული – რუსეთი, ინდონეზია, აშშ; ცარცული – ჩინეთი, კორეა.

კალა – ტრიასული – ავსტრალია; იურული – რუსეთი, ინდონეზია, აშშ; ცარცული – აშშ, მალაიზია, რუსეთი, ტაილანდი, ინდონეზია, ჩინეთი, კორეა.

ნიკელი და კობალტი – ტრიასული – რუსეთი.

21.3. კაინოზოური ერა

კაინოზოური ერა (ახალი სიცოცხლის ხანა) დაიწყო 65 მლნ. წლის წინ და გრძელდება დღესაც. ის სამი პერიოდისაგან შედგება: **პალეოგენური, ნეოგენური და ანთროპოგენური (მეოთხეული).**

კაინოზოური ერა მრავალმხრივ არის საინტერესო. თუმცა უპირველესად ეს ეხება ალპურ ოროგენეზისს, რომელმაც მნიშვნელოვნად შეცვალა დედამიწის იერსახე. ეს უკანასკნელი კი მთელი კაინოზოური ერის განმავლობაში თანდათან იცვლებოდა, ვიდრე არ მიიღო თანამედროვე იერი.

21.3.1. პალეოგენური პერიოდი – E

პალეოგენური პერიოდი ყველაზე ადრეულია კაინოზოურ ერაში, ამავე დროს ყველაზე ხანგრძლივი – ის გრძელდებოდა 40 მლნ. წლის განმავლობაში – დაიწყო 65 მლნ. წლის წინ და დასრულდა 25 მლნ. წლის წინ. პალეოგენი მოიცავს სამ ეპოქას: პალეოცენს (65-55 მლნ. წ.), ეოცენსა (55-35 მლნ. წ.) და ოლიგოცენს (35-25 მლნ. წ.).

ცოცხალი ბუნება. პალეოგენით იწყება ახალი ერა დედამიწაზე. როგორც უკვე არაერთხელ ითქვა, პალეოგენის საზღვარზე, 65 მილიონი წლის წინ, ორგანულ სამყაროში მოხდა დიდი გადაშენება, რომლის შედეგადაც ჩაესვენა მზე მეზოზოური განვითარებისა და დასაბამი მიეცა სიცოცხლის ევოლუციის კაინოზოურ ეტაპს. ყველაფერი ეს ნათლად ჩანს მცენარეთა და ცხოველთა სამეფოების განვითარებაში. მცენარეებიდან მეზოზოურ ერაში დომინანტი შიშველთესლიანების ნაცვლად ხმელეთს ეუფლებიან **ფარულთესლიანები** (შიშველთესლიანი მცენარეებიდან მრავალფეროვნება მხოლოდ წინვოვანებს შემორჩათ). დიდი ცვლილებები ხდება ცხოველთა სამეფოშიც. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ის გარემოება, რომ ცარც-პალეოგენის (იმავე მეზოზოურ-კაინოზოურის) საზღვარი ვერ გადაკვეთეს მეზოზოური ფაუნის როგორც უხერხემლოთა, ისე ხერხემლიანთა ისეთმა მაღალგანვითარებულმა ჯგუფებმა, როგორებიც იყვნენ: ამონიტები, ბელემნიტები, ინოცერამები, რუდისტები, იხტიოზავრები, პლეზიოზავრები, მოზაზავრები, დინოზავრები, პტეროზავრები (ე.წ. „მფრინავი ხვლიკები“) და კიდევ სხვა. პალეოგენში მათი ჩანაცვლება მოხდა ბევრი სხვა ჯგუფით, რომელთაგან განსაკუთრებით აღსანიშნავია **ორსაგდულიანი და მუცელფეხიანი მოლუსკები** (უხერხემლოებიდან) და **ძუძუმწოვრები** (ხერხემლიანებიდან). მუცელფეხიანმა მოლუსკებმა (გასტროპოდებმა) არათუ წყლიანი გარემო (ზღვები და ოკეანეები, ლაგუნები, მდინარეები, ტბები და ქაობები) დაიპყრეს, არამედ საკუთრივ ხმელეთზეც კი დაიდეს ბინა. პალეოგენში ევოლუციის ისეთ მაღალ დონეს მიაღწიეს როგორც პლანქტონურმა, ისე ბენტოსურმა ფორამინიფერებმა, რომ მეცნიერებმა ამ პერიოდს განვითარების თვალსაზრისით ყველაზე წარმატებული ჯგუფის – ნუმულიტების ეპოქა უწოდეს.

მცენარეთა სხვა ჯგუფებიდან განვითარების ტემპს ინარჩუნებდნენ ერთუჯრედიანი მიკროსკოპული ოქროსფერი წყალმცენარეები – კოკოლითოფორიდები, რომელთაც ზღვიური აკვატორიები ეკავათ. ხმელეთის ფლორიდან განვითარებას განაგრძობდნენ ფარულთესლიანები – ტროპიკულსა და სუბტროპიკულ ტყეებში წამყვანი ადგილი ეკავათ: პალმას, ფიკუსს, მაგნოლიას, გიგანტურ სეკვოიას, კვიპაროსს. შედარებით ზომიერ კლიმატს წარმოაჩენდნენ: მუხა, წიფელი, წაბლი, ალვის ხე, არყი და ბევრი სხვა.

უხერხემლო ცხოველებიდან, ზემოთ დასახელებული ჯგუფების გარდა (ორსაგდულიანი და მუცელფეხიანი მოლუსკები, ფორამინიფერები), განვითარებას განაგრძობდნენ ღრუბლები, ექვსქიმიანი მარჯნები, ხავსცხოველები, ფეხსახსრიანე-

ბი (ოსტრაკოდები, კიბოები, კრევეტები). ბრაქიოპოდები, არანესიერი ექინოიდები. ყველა ამ ჯგუფს ზღვიური აკვატორია ეკავა (ფეხსახსრიანებს – ნაწილობრივ).

ხერხემლიანი ცხოველებიდან პალეოგენურ ზღვებში განსაკუთრებით კარგად გრძნობდნენ თავს ძვლიანი თევზები, ნაკლებად კომფორტულად – ხრტილიანი თევზები (მაგალითად, ზვიგენისმაგვარნი). ზღვებში გამოჩნდნენ ვეშაპების უძველესი წარმომადგენლები – დელფინები, სირენები.

პალეოგენურ პერიოდში ძირეული ცვლილებები მოხდა **ხმელეთის ფაუნაში**. მთელი მეზოზოური ერის განმავლობაში ხმელეთის ბატონ-პატრონი ქვეწარმავლებიდან, ფაქტობრივად, მხოლოდ ნიანგები, ხვლიკები, გველები და კუ თუ შემორჩა. მათ გვერდით ამფიბიებიდან იყვნენ გიგანტური სალამანდრები, ბაყაყები, გომბეშოები. ცაში ბატონობდნენ ფრინველები.

მრავალფეროვანი იყო ძუძუმწოვართა ფაუნა – მღრღნელები, მტაცებლები, კენტრლიქიანები, წყვილჩლიქიანები, კურდღლისმაგვარნი, მწერიჭამიები. ოლიგოცენურ ეპოქაში გამოჩნდა იმ დროის ყველაზე დიდტანიანი ძუძუმწოვარი, **ინდრიკოთერიუმი** – უძველესი მარტორქების წარმომადგენელი (რომელიც სიმაღლეში 5 მეტრს აღწევდა). ოლიგოცენშივე გაჩნდნენ ღორები, აქლემები, ირმები.

პალეოგენის დასაწყისიდან გვხვდებიან პრიმატების ყველაზე პრიმიტიული წარმომადგენლები – **ლემურები**, რომლებიც ნახევრად მაიმუნებად იწოდებიან. ნამდვილი მაიმუნები კი **ანთროპოიდების** სახით ეოცენის მიწურულს გაჩნდნენ. ამავე დროისაა პირველი ხორთუმიანები (მასტოდონტი, დინოთერიუმი) და ჩანთოსნები. ამ უკანასკნელთაგან ცნობილია როგორც მცენარეებით მკვებავი, ისე მტაცებელი ფორმები.

პალეოგენის დანაწილება

სისტემა	სექცია	სართული
პალეოგენი E	ოლიგოცენი E ₃	ქატური
		რუპელური
	ეოცენი E ₂	პრიაბონული
		ბარტონული
		ლუტეციური
		იპრული
	პალეოცენი E ₁	თანეტური
		ზელანდიური
		დანიური

ფაციესები. პალეოგენური პერიოდი, მსგავსად ცარცულისა, შედარებით მშვიდ პერიოდად მოიაზრება. ამიტომ სულაც არ არის გასაკვირი, რომ ერთი-ორი ოროფაზისის ფონზე ამ პერიოდში ზოგადად დაძირვითი ტენდენციებია მოჭარბებული. დაძირვითი ტენდენციების დომინირება კარგად აისახა ნალექდაგროვებაშიც, რამდენადაც სახეზეა დიდი სიჭარბე ზღვიური ნალექებისა, რომელშიც ვხვდებით როგორც ეპიკონტინენტურ-ზღვიურ, ისე ღრმა ზღვის ანუ ოროგენულ (იმავე მოძრავი სარტყლის) ფაციესებს. ზოგადად კი უნდა ითქვას, რომ პალეოგენური პერიოდი ხასიათდება ორი ტიპის ფაციესით – პლატფორმული და ღრმა ზღვის.

პლატფორმული ტიპის ფაციესი გავრცელებული იყო იმ დროს არსებულ ყველა კონტინენტზე (ჩრდილო ამერიკა, ევრაზია, სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ინდოსტანი, ანტარქტიდა, ავსტრალია). ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით საინტერესოა ევრაზიის კონტინენტი, კერძოდ ამ კონტინენტის ევროპული ნაწილი (პალეოგენური სისტემა პირველად ხომ სწორედ ევროპაში იქნა გამოყოფილი).

როგორც წინა თავებში იყო აღნიშნული, ჰერცინული ოროგენეზისის შედეგად წარმოშობილ ევრაზიის კონტინენტის დასავლეთ ნაწილში (ანუ ევროპის კონტინენტურ პლატფორმაზე) ტრიასულის მიწურულიდან ან იურულის დასაწყისიდან რამდენიმე პლატფორმული დეპრესია განვითარდა. ეს დეპრესიები პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში ეკავა ეპიკონტინენტურ, არაღრმა ზღვას, სადაც პლატფორმული ტიპის ფაციესთა ფორმირება მიმდინარეობდა (ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით საინტერესოა **პარიზის აუზი**).

პარიზის აუზის ქრილი

ქატური a	ტბიური ნალექები – კირქვები (ნამარხებიდან Helix და სხვ.)
E ₃ რუპელური r	ზღვიური ნალექები – ფონტენებლოს ქვიშები და ქვიშაქვები, რომლებიც შეიცავენ საკმაოდ მრავალფეროვან მოლუსკურ (ორსაგდულიანი მოლუსკები, იგივე ბივალვიები) ფაუნას – Pectunculus, Cyrena და სხვა. ოსტრეებიანი მერგელები

პრიაბონული p	ლაგუნური ფაციესი – თაბაშირიანი წყება (ე.წ. „მონმარტრის თაბაშირები“); ზღვიური ფაციესი – ფოლადომიანი შრეები;
ბარტონული b	ტბიური ნალექები – Planorbis (გასტროპოდი) და სხვა ფაუნა (განმარლიანებული აუზი) ზღვიური ნალექები – მსხვილმარცვლოვანი კირქვები („ტლანქი კირქვები“ [შიგ – Nummulites laevigatus და სხვა ნუმულიტები, ექინოიდები, ბივალვიები (ორსაგდულიანი მოლუსკები), გასტროპოდები (მუცელფეხიანი მოლუსკები) და სხვ.]
ლუტეციური l	ზღვიური ფაციესი – კიზის კირქვები (sable de Cuise) თბილი ზღვის ფაუნით (Nummulites planulatus, სქელნიჭარიანი გასტროპოდები); ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექები – უმეტესად პლასტიური თიხები;
იპრული i	ზღვიური ნალექები – ე.წ. ბრაშოს კირქვები [შიგ ბივალვიები (Venericardia, Ostrea, Cucculea crassatina, ასტარტიდები, ციპრინიდები), კოლონიური მარჯნები, კირქვიანი წყალმცენარეები
თანეტური t	ზღვიური ნალექები – ე.წ. ბრაშოს კირქვები [შიგ ბივალვიები (Venericardia, Ostrea, Cucculea crassatina, ასტარტიდები, ციპრინიდები), კოლონიური მარჯნები, კირქვიანი წყალმცენარეები
ზელანდიური (მონსური) z	ზღვიური ნალექები – პიზოლითური კირქვები (იგივე ლითოთამნიუმის კირქვები), ზედა ნაწილში: Turritella montensis, Cerithium, Lima; მარჯნები, ზღვის ზღარბები, Lithothamnium (წითელი წყალმცენარე)
დანიური d	ოსტრაკოდები, ლითოთამნიუმები, თავფეხიანი Hercoglossa danica

წყებათა ჯამური სიმძლავრე ასეული მეტრები

ზედაცარცული – K₂ km₂-m₁

წყებათა ჰორიზონტული განლაგება, მცირე სიმძლავრეები, მაგმური და მეტამორფული ქანების არარსებობა აშკარად მიუთითებს წყებათა კომპლექსის პლატფორმულ ბუნებაზე.

ოროგენული ტიპის ფაციესების ფორმირება იმ დროს არსებულ მოძრავ სარტყლებში ხდებოდა. ამ მხრივ საუკეთესო მაგალითად შეიძლება მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემაში შემავალი აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის ამგები პალეოგენური ნალექები გამოდგეს.

ბორჯომ-ბაკურიანის განზოგადებული ქრილი

E_3	ოლიგოცენი	მაიკოპის სერია: შოკოლადისფერი თიხები იაროზიტით, თაბაშირით და თევზის ქერცლებით	400 მ
E_2^3	ზედა ეოცენი	ქვიშაქვები და თიხები;	300-500 მ
E_2^2	შუა ეოცენი	ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაცია – ფერადი ტუფოგენების, სქელშრეებრივი ტუფბრექჩიების, ტუფქვიშაქვების, ლავების, ანდეზიტების, კარბონატული ტუფებისა და მერგელების მორიგეობა (ნუმულიტებით და სხვა ფაუნით)	6000 მ
$E_1^2-E_2^1$	შუა პალეოცენ-ქვედა ეოცენი	მერგელოვანი თიხების, მერგელების, კირქვიანი ქვიშაქვების და მერგელოვანი კირქვების მორიგეობა – ე.წ. „ ბორჯომის ფლიში “	1700 მ
E_1^1d	დანიური	ფერადი მერგელების წყება ნაუტილოდეებისა (<i>Eutrephoceras bellerophon</i>) და ექინოიდეების (<i>Echinocorys renngarteni</i> , <i>E. edhemi</i> , <i>Coraster sphaericus</i> , <i>Orthaster moskvini</i> , <i>Homoeaster abichi</i>) მდიდარი ფაუნით	ათეული მეტრები

ყველა ნიშანი [წყებათა დიდი სიმძლავრეები (ჯამური სიმძლავრე 9000 მეტრამდე არის), ინტენსიური დანაოჭება, მაგმური ქანები] ოროგენში ნალექდაგროვებაზე მიუთითებს.

ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა) და პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. პალეოგენურ პერიოდში ყველა თანამედროვე კონტინენტი თითქმის განცალკევებული იყო. მხოლოდ ჩრდილო ამერიკა და ევრაზია არ იყო გათიშული ბოლომდე, ე.ი. სრულად არ იყო ჩამოყალიბებული ატლანტის ოკეანე. სახეზე იყო ოთხივე თანამედროვე ოკეანე. „ჩრდილოეთსა“ და „სამხრეთს“, როგორც წინა პერიოდში, ერთმანეთისგან ყოფდა ოკეანე ტეთისი, რომლის ფარგლებშიც მოთავსებული იყო ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყელი. მეორე მოძრავი სარტყელი (წყნაროკეანური) გარს უვლიდა წყნაროკეანისპირა კონტინენტებს – ევრაზიისა და ავსტრალიის აღმოსავლეთ სანაპიროებს (სარტყლის დასავლური ზოლი) და ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკის დასავლეთ სანაპიროებს (სარტყლის აღმოსავლური ზოლი).

ამგვარად, პალეოგენური პერიოდის დასასრულს (დაახლოებით 25 მლნ. წლის წინ) დედამიწაზე იყო 6 კონტინენტი: ლავრაზია (ჩრდილო ამერიკა + ევრაზია), სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ინდოსტანი (ინდოეთი), ავსტრალია და ანტარქტიდა. აღსანიშნავია, რომ ინდოსტანი სულ უფრო და უფრო უახლოვდებოდა ჩრდილო ნახევარსფეროში განთავსებულ ლავრაზიის აზიურ ნაწილს. ფაქტობრივად, ყველა კონტინენტის უდიდესი ნაწილი ხმელეთს წარმოადგენდა. თუმცა ზოგან, უმეტეს

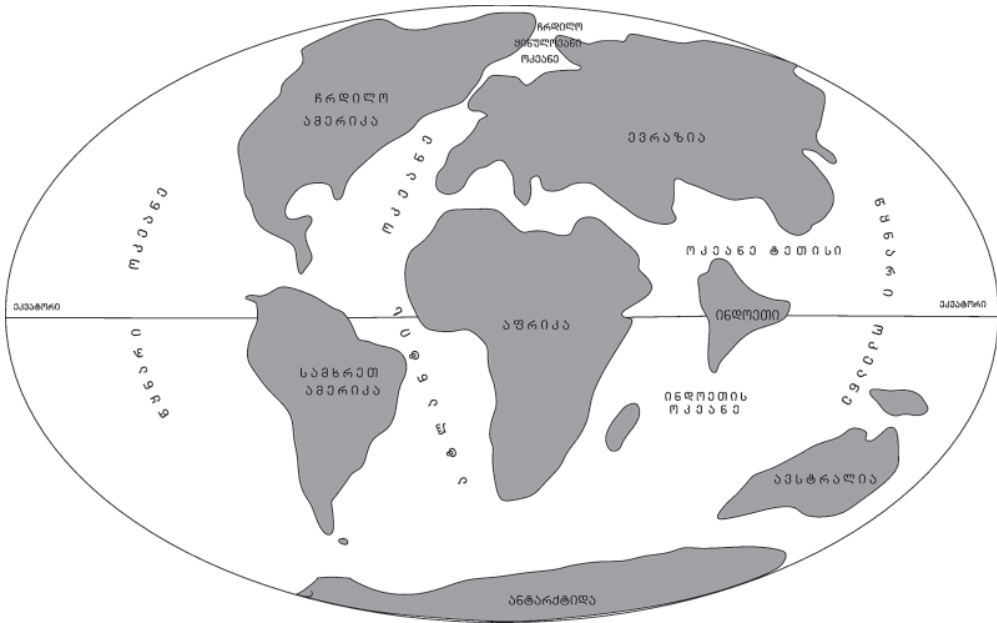
შემთხვევაში კონტინენტების პერიფერიულ ნაწილებში, ზღვიური გარემო იყო. აზევებული იყო, მაგალითად, **ევრაზია**.

ყოფილი გონდვანისის კონტინენტებზეც მთელი პალეოგენი უმეტესად კონტინენტურია.

ხმელთაშუაზღვიური მოძრავი სარტყელი პალეოცენ-ეოცენის განმავლობაში ერთგვარად განცალკევებული ზღვიური აუზების სისტემა იყო, რომლებიც ერთმანეთისაგან მათათაშუა მასივებით იყო გათიშული. მძლავრმა ეოცენურმა ტრანსგრესიამ ეს აუზები კიდევ უფრო გააღრმავა, სადაც უმეტესად ოროგენული ტიპის ნალექდაგროვება მიდიოდა.

პირენეული ოროგენის შემდეგ, რომელიც ეოცენისა და ოლიგოცენის საზღვარზე განვითარდა, ტეთისის დასავლეთ ნაწილში ზღვის ორი ზოლი შემორჩა მხოლოდ – **ხმელთაშუაზღვიური** (დასავლეთ ნაწილში) და **პარატეთისი** (აღმოსავლეთ ნაწილში) (სურ. 21.12.). პარატეთისმა განვითარება დაიწყო ალპების, კარპატების, დინარიდების და სხვა ახალგაზრდა ნაოჭა მთების მთისწინა და მათათაშუა დეპრესიებში. ის ალპებიდან აღმოსავლეთით გაიდევნებოდა და მოიცავდა პანონურ, ვალახურ და პონტო-კასპიურ აუზებს.

პალეოგენში გრძელდებოდა ჯერ კიდევ ცარცულ პერიოდში დაწყებული ყველაზე ახალგაზრდა ოროგენების (დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში ცნობილ ოროგენებისა შორის) – **ალპური ოროგენების**.



სურ. 21.12. კონტინენტებისა და ოკენების განაწილება ეოცენურ ეპოქაში 55-35 მლნ. წლის წინ

(საფუძვლად აღებულია *Хаин и др., 1997*-ის პალეოგეოგრაფიული სქემა)

კლიმატი. პალეოცენ-ეოცენში თბილი კლიმატი იყო. გამოიყოფოდა ეკვატორული, ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყლები. განსაკუთრებით თბილი იყო ეოცენური ეპოქა, რამაც ტროპიკულ-სუბტროპიკული სარტყლის საზღვრების პოლუსებისაკენ მიგრაცია გამოიწვია. ასევე პოლუსებისაკენ გადაინიეს სითბოს მოყვარულმა ისეთმა ორგანიზმებმა, როგორებიც იყვნენ მარჯნები და ნუმულიტები. ამავე მიმართულებით მოხდა აგრეთვე კარბონატული ნალექდაგროვების „მიგრაციაც“. **ოლიგოცენში**, პირიქით, გლობალური აცივებაა, ალბათ, ხმელეთის აზევებით გამოწვეული. აცივება იმდენად შორს წავიდა, რომ ანტარქტიდაზე გამყინვარებაც კი დაიწყო.

21.3.2. ნეოგენური პერიოდი – N

ნეოგენური პერიოდი დაიწყო 25 მლნ. წ. წინ და დასრულდა 2.5 მლნ. წ. წინ. ის მოთავსებულია პალეოგენურ და ანთროპოგენურ (მეოთხეულ) პერიოდებს შორის. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ დღემდე არ არსებობს ნეოგენის სტრატოგრაფიული დანაწილების (სართულებად დანაწილების) ერთიანი სქემა. მარტო ევროპაში ამგვარი სამი სქემა „მუშაობს“. ეს საკვებით გასაგები გახდება, თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ მთელი ნეოგენი ალპური ოროგენეზის დაამაგვირგვინებელი ეტაპია. ამან კი განაპირობა ნეოგენში ნალექდაგროვების ერთიანი აუზების არარსებობა. ნეოგენურ პერიოდში პატარ-პატარა, პრაქტიკულად ურთიერთგანმხილვადი აუზები იყო, რომლებშიც მცხოვრები ფაუნა (და ფლორა) ერთმანეთისაგან იმდენად განსხვავდებოდა, რომ შეუძლებელია მათი მეშვეობით ცალკეულ აუზთა ნალექების ერთმანეთთან შეპირისპირება (კორელაცია).

ნეოგენი ორ სექციად იყოფა: **მიოცენი** (N_1) და **პლიოცენი** (N_2). მიოცენში სამი ქვესექცია გამოიყოფა – ქვედა, შუა და ზედა, ხოლო პლიოცენში ორი – ქვედა და ზედა.

ზემოთ ხსენებული ნეოგენის სართულებად დანაწილების სამი ევროპული სქემიდან (ხმელთაშუაზღვიური, დასავლეთ პარატეთისისა და აღმოსავლეთ პარატეთისის) გთავაზობთ აღმოსავლეთ პარატეთისის სქემას, რომელიც ზუსტად ესადაგება ჩვენთვის უკვე ცნობილ პონტო-კასპიურ აუზს (ანუ აღმოსავლეთ პარატეთისის).

ცოცხალი ბუნება. ნეოგენური პერიოდის განმავლობაში თანდათანობით ხდება ფაუნისა და ფლორის „გათანამედროვება“. ამ პერიოდის ნამყვან ფაუნას ზღვაში მცხოვრები უხერხემლოებიდან **ორსაგდულიანი** და **მუცელფეხიანი მოლუსკები** წარმოადგენდნენ, თუმცა მათ მსგავსად აყვავებას განიცდიდნენ პროტოზოები და ოსტრაკოდები. შესაბამისად, მაღალია ყველა ხსენებული ჯგუფის ბიოსტრატოგრაფიული მნიშვნელობა. მათ გვერდით უნდა მოვიხსენიოთ ხავსცხოველები, მარჯნები, ბრაქიოპოდები, ღრუბლები, კანეკლიანები, თევზები და ზღვებში მცხოვრები ძუძუმწოვრები.

ერთუჯრედიანებიდან, მართალია, გადაშენდნენ ნუმულიტები და სხვა მნიშვნელოვანი ჯგუფები, მაგრამ ევოლუციის თვალსაზრისით წინა პლანზე წამოიწიეს პლანქტონურმა ფორამინიფერებმა. ბივალვიებიდან და გასტროპოდებიდან ნორმულმარილიან ზღვებში „ბატონობდნენ“: *Nucula*, *Cardita*, *Venus*, *Turritella*, *Cerithium*, *Conus*, ხოლო ისეთ დახშულ აუზებში, როგორც პარატეთისი იყო, მრავლად იყო განმარილიანებული აუზისთვის დამახასიათებელი – *Mactra*, *Congeria*, *Ervilia*, *Mytilus*, *Dreissena*, *Didacna*. დიდი ადგილი ეკავა გამტკნარებული აუზებისა და ხმელეთისათვის დამახასიათებელ ფორმებს: *Unio*, *Planorbis*, *Helix*, *Viviparus*. ნეოგენის მიწურულისთვის მოლუსკური ფაუნა პრაქტიკულად არ განსხვავდებოდა თანამედროვესაგან. ასეთივე სურათი გვაქვს რადიოლარიების, ღრუბლების, კანეკლიანების, ხავსცხოველების, მხარფეხიანების შემთხვევაშიც.

საყურადღებოა, რომ ნეოგენში დაიწყო რიფის მშენებელი მარჯნების (და სითბოს მოყვარული სხვა ორგანიზმების) არეალის შევიწროება, შედეგად კი რიფების განვითარების საზღვრებმა თანდათანობით ეკვატორისაკენ გადაინაცვლა.

ზღვაში მცხოვრები ხერხემლიანი ცხოველებიდან ძვლიანი თევზები ბატონობდნენ; მათ თითქმის ყველა ტიპის (ნორმულმარილიანი, განმარილიანებული, მტკნარი) აუზი ეკავათ.

ნეოგენის დასაწყისში გაჩნდნენ ფეხფარფლიანები, სელაპები, ლომვეშაპები. ნეოგენური პერიოდის ზღვები მდიდარი იყო ერთუჯრედიანი წყალმცენარეებით – დიატომეებითა და კოკოლითოფორიდეებით.

ხმელეთზე ბატონობდნენ ძუძუმწოვრები, რომლებმაც საცხოვრებლად უღრანი ტყეები, ტყესტეპები და ნახევრად უდაბნოები აითვისეს. ნეოგენში ჩნდებიან მტაცებლების, ჩლიქოსანთა და ხორთუმიანთა თანამედროვე ოჯახები და გვარები. მაგალითად, **მიოცენში** გაჩნდნენ დათვები, აფთრები, კვერნები, ძაღლები, მაჩვები, მარტორქები, ხარები, ცხვრები, ხოლო **პლიოცენში** – თრითინები (სინდიოფალა), სამურავები, სპილოები, ჰიპოპოტამები, ჰიპარიონები (სამთითა ცხენები) და ნამდვილი ცხენები (*Equus*).

პრიმატები გამოვიდნენ ტყიდან და დაიწყეს გაშლილი მიდამოების ათვისება. მიოცენისა და პლიოცენის საზღვარზე გაჩნდნენ **ჰომინიდები**, რომელთა შორის უძველესად ავსტრალოპითეკია მიჩნეული. ჰომინიდების ნამარხი ფაუნა აღწერილია აღმოსავლეთ და სამხრეთ აფრიკის ზედაპლიოცენურ ნალექებში. ყველა ისინი ავსტრალოპითეკის სახესხვაობებია (ავსტრალოპითეკი, პარანტროპი, ზინჯანტროპი). მათი ჩონჩხის ნაწილები გაცილებით უფრო ახლოსაა ადამიანის ჩონჩხთან, ვიდრე ნებისმიერი თანამედროვე ადამიანისმსგავსი მაიმუნისა.

შედარებით ნაკლებად შესამჩნევია სხვაობა პალეოგენურ და ნეოგენურ ხმელეთის ფლორას შორის, თუმცა ნეოგენურ ფლორაში შეიმჩნევა თანამედროვეს მსგავსი ასოციაციები. აცივების გამო სითბოს მოყვარულმა ფორმებმა (პალმა, დაფნა) ეკვატორისაკენ გადაიწიეს. ზომიერ განედებში მაღალ განვითარებას აღწევენ: ალვის ხე, არყის ხე, ტირიფი, ნეკერჩხალი, კაკალი (კაკლის ხე), ნაძვი, ფიჭვი, სოჭი და სხვ.

ნეოგენის დანაწილება

სისტემა	სექცია	ქვესექცია	სართული	
			ICHCH	აღმ.პარატეთისი
ნეოგენი N	პლიოცენი N ₂	ზედა	პიაჩენცური	აღჩაგილური (კუიალნიკური)
		ქვედა	ზანკლიური	კიმერიული
	მიოცენი N ₁	ზედა	მესინური	პონტური
			ტორტონული	მეოტური
		შუა	სერავალიური	სარმატული
				კონკური
			კარაგანული	
			ლანგიური	ჩოკრაკული
		ქვედა	ბურდიგალური	თარხნული
			აქვიტანური	კონახურის
				საყარაულოს
				კავკასიური

მოყვანილი სქემიდან კარგად ჩანს, რომ **ქვედა მიოცენს** მიეკუთვნება: კავკასიური, საყარაულოს, კონახურის და თარხნული სართულები, **შუა მიოცენი** აერთიანებს ჩოკრაკულ, კარაგანულ, კონკურ და სარმატულ სართულებს, ხოლო **ზედა მიოცენი** მეოტურ და პონტურ სართულებს. **პლიოცენი** ორად იყოფა – ქვედა და ზედა პლიოცენად. **ქვედა პლიოცენში** ერთი, კიმერიული სართული გვაქვს. ასევე ერთი სართულია **ზედა პლიოცენშიც** – აღჩაგილური (კუიალნიკური).

ნეოგენის ფაციესები. როგორც აღვნიშნეთ, ნეოგენური პერიოდი აქტიური ოროგენეზისის დროა, თანაც ამ პროცესის დამაგვირგვინებელი სტადიისა, რაზედაც მოლასური ნალექები მიგვანიშნებს. **მოლასები** ორგვარი წარმოშობისაა – ზღვიური და კონტინენტური, თანაც, როგორც წესი, ჯერ ზღვიური მოლასები წარმოიქმნება, ხოლო შემდგომ – კონტინენტური. უნდა აღვნიშნოთ ისიც, რომ მოლასების ფორმირების ადგილი მთისწინა და მთათაშუა დეპრესიებია. ერთ-ერთი ასეთი კავკასიონისა და მცირე კავკასიონის ნაოჭა სისტემებს შორის მდებარე ამიერკავკასიის მთათაშუეთია. სანიმუშო ქრილს სწორედ ამ რეგიონიდან ვიძლევიტ (ოლონდ მხოლოდ მიოცენის – N₁), რომელიც საყარაულოს სართულით იწყება და მეოტურ-პონტურით მთავრდება.

**გრაკალის მიდამოების ქრილი
N₂-პლიოცენი**

N ₁ m-p	მეოტურ-პონტური	დუშეთის წყება – ნაჭდევებიანი კონგლომერატები ქვიშაქვების თხელი შუაშრეებით (ირმისებრთა ოჯახის ფაუნით)	1700 მ
N ₁ sr ₃	ზედა სარმატული	ნაცხორის წყება – ღია მოყვითალო ქვიშაქვები (კონტინენტური ფაციესი)	1500 მ
N ₁ sr ₂	შუა სარმატული	მოლურჯო ფერის თიხები და მერგელები, მოთეთრო ფერის ოლითური კირქვები (შიგ დიდტანიანი მოლუსკები: Cardium, Tapes, Mactra, Modiola, Syndesmya და ბევრი სხვა)	150 მ
N ₁ sr ₁	ქვედა არმატული	ღია ნაცრისფერი თიხებისა და მერგელების მორიგეობა (შიგ „მომცრო ტანის“ მოლუსკური ფაუნა: Cardium, Tapes, Mactra, Modiola, Syndesmya და ბევრი სხვა)	140 მ
N ₁ kn	კონკური	მოთეთრო-ნაცრისფერი თიხიან-ქვიშიანი კირქვები. ბლომად Pholas, Ervilia (ბივალვიები)	15 მ
N ₁ kr	კარაგანული	ქვიშიანი კირქვები და კარბონატული ქვიშაქვები Spaniodontella-ებით (ორსაგდულიანები)	18 მ
N ₁ tsch	ჩოკრაკული	ფერადი თიხები (Ostrea-ებით) ქვიშიანი თიხები და ქვიშაქვები (ოსტრეებითა და პეკტენებით)	60-70 მ
		ფუძის კონგლომერატი (კვარცის, ქალცედონის, ოპალის, კირქვების კენჭებით; მცენარეთა გაკაჟებული ღეროებით; კონახურის სართულის გადანარეცხი ქანებითა და ფაუნით	3-4 მ
N ₁ kz	კონახური	მუქი ყავისფერი სქელ- ან მასიურშრეებრივი კვარციანი არაკარბონატული ქვიშაქვები კაჟის დიდი ლინზებით (წყებისათვის დამახასიათებელი ფაუნით – Oncophora, Eoprosodacna და სხვა)	170 მ

N ₁ s	საყარაულო	მოყვითალო-რუხი საშუალომარცვლოვანი, მკვრივი არაკარბონატული კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები კარბონატული ქვიშაქვების კონკრეციებით. ქანები თხელი ან საშუალოშრეებრივია. მდიდარი მოლუსკური ფაუნა, რომელშიც დომინირებენ პექტუნკულუსები (Pectunculus) და კარდიუმები (Cardium)	130 მ
------------------	-----------	--	-------

N₁ k –კავკასიური

მოცემულ ჭრილში საყარაულო-ზედასარმატულის „მონაკვეთი“ ზღვიური ფაციესით არის წარმოდგენილი, ხოლო მეოტურ-პონტური – კონტინენტურით. ყურადსაღებია, რომ წყებათა ჯამური სიმძლავრე 4000 მეტრს უახლოვდება. წყებები დანაოჭებულია; მხოლოდ დანალექი ქანებით არის წარმოდგენილი, ვერ ვხვდებით მაგმურ და მეტამორფულ ქანებს. ტიპურ მოლასურ ნალექებთან გვაქვს საქმე!

ოროგენეზისი (მთათწარმოშობა) და პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა. ნეოგენური პერიოდი ნამდვილი გეოკრატული ხანაა დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში. შეიძლება თამამად ითქვას, რომ მთელი ნეოგენის განმავლობაში დედამიწაზე დანაოჭება და მთათა წარმოშობა მიმდინარეობდა. ეს არის **ალპური ოროგენეზისი** – ყველაზე ახალგაზრდა ცნობილ ოროგენეზისთა შორის, რომელიც (როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ) ცარცულში დაიწყო და მთელი კაინოზოურის განმავლობაში გრძელდებოდა. მისმა შემადგენელმა ფაზისებმა, განსაკუთრებით **პირენეულმა** (ეოცენისა და ოლიგოცენის საზღვარზე), **საფურმა** (ოლიგოცენის და მიოცენის საზღვარზე), **შტირიულმა** (შუა და ზედა მიოცენის საზღვარზე), **ატიკურმა** (მიოცენის და პლიოცენის საზღვარზე), **კავკასიურმა** (ალჩაგილურ-მეოთხეული) დიდი როლი შეასრულა არა მარტო მოძრავი სარტყლების განვითარებაში, არამედ ე.წ. **ეპიპლატფორმული ოროგენეზისის** წარმართვაშიც. შედეგად კი ნაოჭა-ზენრული და თაღურ-ბელტური მთათა სისტემები მივიღეთ.

ალპური ოროგენეზისი მიმდინარეობდა არა მარტო ხმელთაშუაზღვიურ და წყნაროკეანურ (როგორც დასავლურ, ისე აღმოსავლურ) მოძრავ სარტყლებში, არამედ იმ დროისათვის უკვე პენეპლენიზირებულ (მოსწორებულ), „გაპლატფორმებულ“ უბნებში (როგორიცაა, ვთქვათ, ტიბეტი). ინდოსტანის ევრაზიასთან შეჯახებით გამოწვეული დანაოჭება არა მარტო მოძრავ სარტყლებს შეეხო და შედეგად ჰიმალაების ნაოჭა სისტემა მოგვცა, არამედ ის უფრო შორს, სტაბილურ უბანზეც გავრცელდა და ტიბეტის ზეგნის სახით „მეორეული წარმოშობის“ თაღური — ბლოკური სტრუქტურა განავითარა. როგორც ფიქრობენ, ეს მოხდა შუა და გვიან მიოცენის შესაყარზე (შტირიული ოროგენეზისი).

ხმელთაშუაზღვიურ სარტყლიდან ალპიდებს მიეკუთვნება: პირენეები, ანდალუზიის მთები, ატლასის მთები, ალპები, აპენინები, კარპატები, დინარიდები, ელინ-

იდები, მთიანი ყირიმი, პონტიდები, თავრიდები, კავკასიონი, მცირე კავკასიონი, ელბურსი, ზაგროსი, კოპეტდალი, ყარაყორუმი, ჰიმალაები.

დასავლეთ ნყნაროკეანურ სარტყელში ალპური ოროგენეზისის შედეგად წარმოიშვა კორიაკის მთიანეთი, კამჩატკა, სახალინი, კურილის, იაპონიის, ფილიპინების კუნძულები და სხვ.

აღმოსავლეთ ნყნაროკეანური სარტყლიდან აღსანიშნავია სამხრეთ ალასკა, კალიფორნიის სანაპირო ქედი, ჩრდილო ამერიკის კორდილიერები, ცენტრალური ამერიკის მთები, დიდი და მცირე ანტილიის კუნძულები, ანდები.

განმეორებითი ოროგენეზისის („ეპიპლატფორმული ოროგენეზისი“) შედეგად ჩამოყალიბდა თალურ-ბელტური მთათა სისტემები: ტიბეტი, ტიანშანი, ალტაი, საიანები, პამირი, ჰინდუქუში, კუნლუნი.

დანაოჭებამ და საყოველთაო აზევებამ კრატონებსა და ახალგაზრდა პლატფორმებზე კონტინენტური რეჟიმი განაპირობა. ნალექდაგროვება ძირითადად ტბებში, ჭაობებსა და მდინარეთა ხეობებში მიმდინარეობდა. მხოლოდ პლატფორმათა პერიფერიებზე თუ იყო თხელი ზღვის ან ლაგუნური პირობები.

ასეთი სურათი იყო, კერძოდ, აღმოსავლეთ ევროპისა და ციმბირის პლატფორმებზე. აღმოსავლეთ ევროპის პლატფორმის დიდი ნაწილი ხმელეთს წარმოადგენდა. მარჩხი, თხელი ზღვის პირობები იყო მხოლოდ პლატფორმის უკიდურეს სამხრეთ კიდეზე შავი ზღვისპირა და კასპიისპირა ზოლებში, სადაც ილექებოდა მცირე სიმძლავრის ტერიგენულ-კარბონატული წყებები, შიგადაშიგ კონტინენტური წყებების შუაშრეებით.

მთელი ნეოგენის განმავლობაში კონტინენტური პირობები იყო ჩრდილო ამერიკაში, სამხრეთ ამერიკაში, აფრიკაში, ინდოსტანსა და ავსტრალიაში. საინტერესო სურათია **ანტარქტიდაში**, სადაც თანდათან ძლიერდება და ვრცელდება გამყინვარება, ჯერ მთის მყინვარების, ხოლო მიოცენის მიწურულიდან მთელი პლიოცენის ჩათვლით – ზენრული გამყინვარების სახით. პლიოცენის მიწურულს ყინულის საფარმა საგრძობლად იმატა. პლიოცენშივე გაჩნდა შელფური მყინვარებიც.

ძლიერი მთათანარმოშობითი პროცესები მიდის **ხმელთაშუაზღვიურ სარტყელში**. დანაოჭებასა და აზევებას თან სდევს მთისწინა და მთათაშუა როფების გაჩენა, სადაც ჯერ ზღვიური, შემდეგ კი კონტინენტური მოლასები ილექება. საინტერესო ნალექდაგროვებაა პარატეთისში, კერძოდ, მის აღმოსავლეთ ნაწილში, ე.წ. პონტოკასპიურ აუზში, რომელსაც სხვაგვარად **აღმოსავლეთ პარატეთისსაც** უწოდებენ. ამ აუზში, რომელიც მიო-პლიოცენში დროდადრო ორადაც კი იყო ხოლმე გაყოფილი (შავი და კასპიის ზღვის აუზებად), როგორც ვნახეთ, ქვედა და შუა მიოცენი ზღვიური მოლასებით, ხოლო ზედა მიოცენ-პლიოცენი კონტინენტური მოლასებით არის წარმოდგენილი.

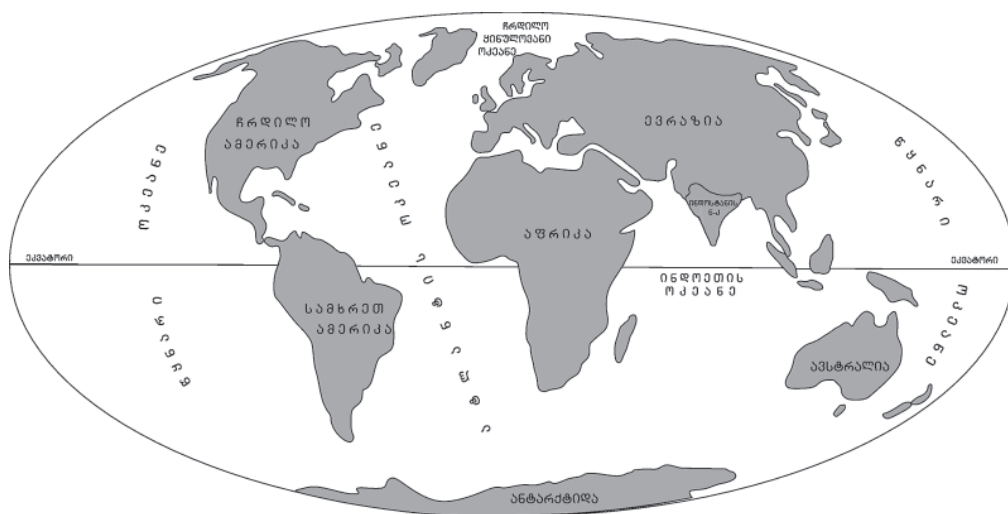
აღმოსავლეთ ნყნაროკეანურ ზოლში მოძრავი სარტყლის პირობებია ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის უკიდურეს დასავლეთ ნაწილში – ნყნაროკეანისპირა ზოლში, სადაც პლიოცენში დანაოჭება და მთათა წარმოშობა ხდება სამხრეთ ალასკიდან კალიფორნიამდე. ამ სარტყლის სამხრეთამერიკულ ნაწილში მთელი ნეოგენის განმავლობაში მიმდინარეობდა ანდების მთათა სისტემის ფორმირება.

ძლიერი მათათანარმობაა აგრეთვე დასავლეთ წყნაროკეანური სარტყლის უკიდურეს აღმოსავლეთ ზოლში.

დანაოჭება და მათა ნარმობა, როგორც ცნობილია, ლითოსფერული ფილების შეჯახების შედეგად ხდება. ალპიდების ფორმირების შემთხვევაში **ხმელთაშუაზღვიური ნაოჭა სარტყლისა** და „ეპიპლატფორმული“ მათა სისტემის ნარმოქმნა გამოიწვია, ერთი მხრივ, ევრაზიის ფილისა, ხოლო მეორე მხრივ, აფრიკა-არაბეთის და ინდოსტანის ფილების კოლიზიამ, **დასავლეთ წყნაროკეანური სარტყლისა** – წყნარი ოკეანისა და ევრაზია-ავსტრალიის ფილების, ხოლო **აღმოსავლეთ წყნაროკეანური სარტყლისა** – წყნარი ოკეანისა და ორივე ამერიკის ფილების შეჯახებამ.

მთელი ნეოგენის განმავლობაში კონტინენტებზე რიფტოგენეზი მიმდინარეობდა. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით საინტერესოა აფრიკის კონტინენტი, სადაც ინტენსიურად ყალიბდება აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტული სისტემა (6500 კმ სიგრძის). ამ რიფტოგენეზის წყალობით არაბეთი მოწყდა აფრიკას, გრაბენული დეპრესიების დიდი ნაწილი კი დაიკავა წითელმა ზღვამ, მკვდარმა ზღვამ, აღმოსავლეთ აფრიკის ტბებმა (ვიქტორია, ტანგანიკა, ნიასა და სხვ.), ადენისა და სუეცის უბებმა.

ატლანტის ოკეანე სულ უფრო მიიწევდა ჩრდილოეთისაკენ. მიოცენური ეპოქის დასასრულს მან ბოლოს და ბოლოს მოახერხა ლავრაზიის კონტინენტის ორად, დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილებად, გაყოფა. დასავლეთი ნაწილი წარმოდგენილი იყო ჩრდილო ამერიკის კონტინენტითა და კუნძულ გრენლანდით, ხოლო აღმოსავლეთი ნაწილი მთლიანად ევრაზიამ დაისაკუთრა (სურ. 21.13).



სურ. 21.13. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილება გვიან მიოცენში

დაახლ. 10-5 მლნ. წლის წინ

(საფუძვლად აღებულია *Хаин и др., 1997-ის პალეოგეოგრაფიული სქემა*)

კლიმატი. ოლიგოცენში დაწყებული აცივება ნეოგენში კიდევ უფრო გაძლიერდა. შესაბამისად შევიწროება და ეკვატორისკენ გადანაცვლება დაიწყო ტროპიკულმა სარტყელმა. ასევე დაბალი განედებისაკენ გავრცელდნენ სიცივის მოყვარული მცენარეები. ეს განსაკუთრებით პლიოცენის ბოლოს შეიმჩნეოდა, როცა ტაიგის საზღვარმა კასპიის ჩრდილო სანაპირომდე მიაღწია. აცივების გამო ანტარქტიდაში გაჩენილ ყინულოვან საფარს ჩრდილო ნახევარსფეროში მთის მყინვარების გაჩენაც დაემატა. ნეოგენურ პერიოდში აცივების მაქსიმუმი პლიოცენის მიწურულზე მოდიოდა.

21.3.3. მეოთხეული (ანთროპოგენური) პერიოდი – Q

დედამიწის გეოლოგიური განვითარების დამაგვირგვინებელი მეოთხეული, ანუ ანთროპოგენური პერიოდი დაიწყო დაახლოებით 2 მილიონ 500 ათასი წლის წინ და გრძელდება დღესაც. დედამიწის ქერქის ამგებ ქანებში ადრე გამოყოფდნენ პირველადს, მეორეულს, მესამეულსა და მეოთხეულს. ამ სახელთაგან დღეისათვის მხოლოდ უკანასკნელი შემორჩა. მეოთხეულს **ანთროპოგენურსაც** უწოდებენ, რაც ადამიანის წარმოშობისა და მოღვაწეობის პერიოდს გულისხმობს. როგორც ვხედავთ, ეს არის ყველაზე ხანმოკლე პერიოდი ყველა სხვა პერიოდს შორის. ამ ნიშნის გარდა ეს პერიოდი მრავალი სხვა ნიშნითაც გამოირჩევა, რომელთაგან განსაკუთრებით აღსანიშნავია **ძლიერი გამყინვარება**, ფაქტობრივად, მთელი პერიოდის განმავლობაში და კიდევ უფრო მეტად – **ადამიანის დამკვიდრება** დედამიწაზე.

მეოთხეულის ქვედა ასაკობრივი საზღვარი დღემდე დისკუსიის საგანს წარმოადგენს. ყველაზე უფრო მიღებული თვალსაზრისით, ეს საზღვარი 2 500 000 წელს შეესაბამება.

მეოთხეულს ორად ანაწილებენ – ქვედას ეწოდება **პლეისტოცენი** (2. 50 მლნ. წ. – 10000 წ.), ხოლო ზედას – **ჰოლოცენი** (10000 წ. – დღემდე).

მეოთხეულის ამ და უფრო დეტალური დანაწილების საფუძვლად აღებულია არა ბიოსტრატოგრაფიული (პალეონტოლოგიური) მეთოდი, რომელსაც ანთროპოგენურის სტრატოგრაფიაში ნაკლები მნიშვნელობა აქვს, არამედ, პირველ რიგში, **კლიმატოსტრატოგრაფიული** მეთოდი, რომელიც დამყარებულია გამყინვარებათა და გამყინვარებათშორისი (ანუ გლაციალურ და ინტერგლაციალურ) ნალექების შესწავლაზე. სხვა მეთოდებიდან ასევე დიდი მნიშვნელობა ენიჭება: **მორფოლოგიურ** (ზღვიური და მდინარეული ტერასების შესწავლის) და **პალინოლოგიურ** (სპორებისა და მტვრიანების შესწავლის) მეთოდებს; არანაკლები მნიშვნელობა აქვთ **არქეოლოგიურ** (შრომის იარაღების შესწავლის) და **რადიოლოგიურ** (რადიოაქტიური ¹⁴C-ის) მეთოდებს.

სიცოცხლე მეოთხეულში. მეოთხეულის ორგანული სამყარო თითქმის თანამედროვეა, რაც სრულიადაც არ არის გასაკვირი. **ზღვებში** ბინადრობდნენ ფორამინიფერები, მოლუსკები (განსაკუთრებით ორსაგდულიანები და გასტროპოდები),

ოსტრაკოდები, წყალმცენარეები და სხვ. **ხმელეთზე** მცხოვრები ფაუნადან წამყვანი ძუძუმწოვრებია; თანაც გამოირჩევიან სიცივის ან, პირიქით, სითბოს მოყვარული ფორმები. პირველთაგან შეიძლება დავასახელოთ ჩრდილოეთის ირემი, ხარვერდი, ლემინგი, მამონტი, ბენჯიანი მარტორქა და სხვ., ხოლო მეორეთაგან – სპილოები, ირმები, მარტორქები, ბიზონები, ცხენები, აქლემები, ხმალკბილა ვეფხვი (*Machairodus cultridens*), გამოქვაბულის ლომი (*Felis leo speleus*), ჰიპოპოტამები და სხვ.

და მაინც, მეოთხეულის ცოცხალი ბუნების მშვენება ადამიანია. მართალია, პირველი ჰომინიდი, ავსტრალოპითეკი, გაცილებით ადრე, დაახლოებით 5.5 მილიონი წლის წინ გაჩნდა და თვით პირველი ადამიანი *Homo habilis* მეოთხეულზე ცოტა ადრე წარმოიშვა. მაგრამ, მიუხედავად ამისა, მეოთხეული ის პერიოდია, როცა ადამიანმა განვლო სრულყოფილი ევოლუციის რთული გზა *Homo sapiens*-ად ანუ შემოქმედ ადამიანად ფორმირებამდე.

მეოთხეული პერიოდისათვის ერთობ დამახასიათებელია ძლიერი გამყინვარება. ამ გამყინვარებას მრავალგზისი ხასიათი ჰქონდა, სწორედ ამიტომ გამოიყოფა გამყინვარებათა და გამყინვარებათშორისი პერიოდები შესატყვისი ცოცხალი ბუნებითა და ნალექდაგროვების ხასიათით. თუ ევროპაში მეოთხეულის ოთხ გამყინვარებას გამოყოფენ, ჩრდილო ამერიკაში 4-დან 6-მდეა.

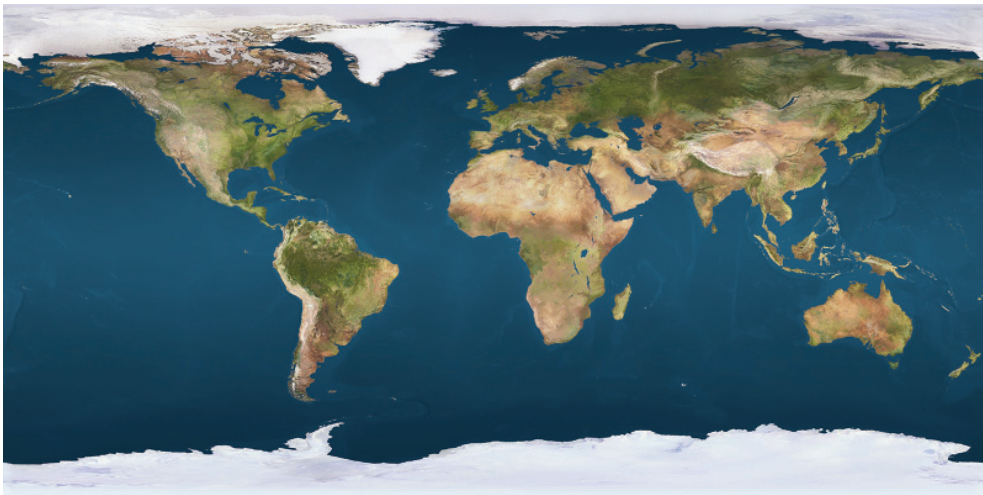
ჩრდილო ნახევარსფეროს ზენრული გამყინვარების ცენტრები ბალტიისა და კანადის ფარგლებზე იყო. ყინულის საფარი ევროპაში ჩრდილო განედის 50°-მდე, ხოლო ამერიკაში ჩრდილო განედის 40°-მდეც ჩამოდიოდა. ზენრული გამყინვარების გვერდით ძლიერი მთის მყინვარებიც იყო (მაგალითად, ალპებში).

გამყინვარება იყო სამხრეთ ამერიკის, აფრიკისა და ავსტრალიის მთიან მხარეებში (ანდები, ატლასის მთები და სხვ.), რომ აღარაფერი ვთქვათ ანტარქტიდაზე, სადაც ზენრული გამყინვარება მძლავრობდა. მთის მყინვარები იყო ეკვატორული სარტყლის მაღალ მთებშიც.

ზემოთქმულიდან გამომდინარე, გასაგები ხდება, თუ რატომ უკავიათ მყინვარულ ნალექებს მეოთხეულ წყებებში ერთ-ერთი წამყვანი ადგილი. თუმცა მათ გვერდით უნდა დავასახელოთ აგრეთვე ზღვიური ნალექები (ზღვიურ ტერასებზე განვითარებული) და კონტინენტური წყებები (ალუვიური, ტბიური, ჭაობის, ეოლური).

მეოთხეულში შესამჩნევი იყო დედამიწის ქერქის ვერტიკალური მოძრაობა, ალავ აღმავალი (ჰიმალაები, ანდები, კორდილიერები და სხვ.), ალავ კი დაღმავალი (შავი ზღვა, კასპიის ზღვის სამხრეთი ნაწილი, ეგეოსის ზღვა, მექსიკის უბე და ა.შ.) მოძრაობით.

ჰოლოცენის დასაწყისში (10000 წლის წინ) მატერიკების კონფიგურაცია თანამედროვე სახეს იღებს (სურ. 21.14). იმავდროულად მთავრდება ბოლო გამყინვარება და იწყება ათბობის პერიოდი.



სურ. 21.14. კონტინენტებისა და ოკეანეების განაწილების თანამედროვე სურათი

21.3.4. დედამიწის გეოლოგიური განვითარების კაინოზოური ისტორია

კაინოზოური ერა უაღრესად მნიშვნელოვანია სიცოცხლის ევოლუციის, ოროგენეზის (მთათა წარმოშობის) თუ პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკის თვალსაზრისით.

ცოცხალი ბუნებიდან დიდ ყურადღებას კვლავ ცხოველები და მცენარეები იმსახურებენ, ხსენებულ ერაში მათი მაღალი ევოლუციის გამო.

უხერხემლო ცხოველებიდან, პირველ რიგში, **ორსაგდულიანი (ბივალვიები)** და **მუცელფეხიანი (გასტროპოდები)** მოლუსკები უნდა დავასახელოთ, რომლებმაც დაიპყრეს ზღვა და ხმელეთი. **ზღვაში** მცხოვრები ორგანიზმებიდან ასევე დიდ ყურადღებას იმსახურებენ (უპირველესად პალეოგენური პერიოდისათვის) ერთუჯრედიანი ცხოველების ცნობილი წარმომადგენლები – **ნუმულიტიდები**. კომფორტულად გრძნობდნენ კაინოზოურ ზღვებში თავს – ექვსქიმიანი მარჯნები (ჰექსაკორალები), ხავსცხოველები, ღრუბლები, ბრაქიოპოდები, ექინოიდეები, ოსტრაკოდები და სხვ.

ზღვაში მცხოვრები **ხერხემლიანებიდან** განსაკუთრებულ ყურადღებას **თევზები** იმსახურებენ, რომელთაც მხარს უმშვენებდნენ ძუძუმწოვართა წარმომადგენლები (ვეშაპები, დელფინები, სირენები, ლომვეშაპები).

მცენარეებიდან წამყვან როლს ერთუჯრედიანი წყალმცენარეები – კოკოლი-თოფორიდეები ასრულებენ.

ხმელეთზე ბატონობდნენ **ძუძუმწოვრები** და **ფარულთესლიანი** მცენარეები.

უხერხემლო ცხოველებიდან ხმელეთის წყლიან აუზებში გვხვდებოდნენ ორსაგდულიანები, გასტროპოდები (მუცელფეხიანები) და სხვ.

ხერხემლიანი ცხოველებიდან, როგორც უკვე ითქვა, დომინირებდნენ ძუძუმწოვრები: მტაცებლები, ხორთუმიანები, ჩლიქოსნები, მღრღნელები, მწერიჭამიები და სხვა.

პალეოგენურ პერიოდში ცხოვრობდნენ გიგანტური ზომის მქონე ძუძუმწოვრები – **ინდრიკოთერიუმები**. ამავე პერიოდის დასაწყისში გაჩნდნენ **პირველი პრიმატები – ლემურები** (რომელთაც ნახევრად მაიმუნებად მოიხსენიებენ). ცოტა უფრო გვიან, ეოცენური ეპოქის დასასრულს, მათ მიემატნენ ნამდვილი მაიმუნები. მიოცენისა და პლიოცენის საზღვარზე ჩნდებიან ჰომინიდები.

მეზოზოურთან შედარებით კაინოზოურ ერაში ძალიან გაღარიბებულად გამოიყურებიან ამფიბიები და რეპტილიები (ქვეწარმავლები). **ამფიბიებიდან** ძირითადად ვხვდებით მხოლოდ სალამანდრებს, გომბეშოებსა და ბაყაყებს, ხოლო **ქვეწარმავლებიდან** – ხვლიკებს, გველებს, ნიანგებსა და კუებს.

ძალიან ფართოდ იყო გავრცელებული **ფარულთესლიანი მცენარეები**, რომელთაც უმთავრესად ეკვატორული, ტროპიკული, სუბტროპიკული და ზომიერი სარტყლები ეკავათ. ეკვატორულ, ტროპიკულ და სუბტროპიკულ სარტყლებში „ბინადრობდნენ“ პალმები, ფიკუსები, მაგნოლიები და სხვა, ხოლო ზომიერში – მუხა, ნიფელი, ნაბლი, ალვის ხე და მრავალი სხვა. **შიშველთესლიანები** ძირითადად წარმოდგენილი იყო წინვოვანი მცენარეებით (ნაძვი, ფიჭვი, კედარი და სხვა).

კაინოზოურ ერაში გვხვდება აგრეთვე უმაღლესი მცენარეების ერთ-ერთი ჯგუფის, უმაღლესი სპოროვანების წარმომადგენლებიც.

კაინოზოური ერის ცოცხალი ბუნების დახასიათებისას, ჩვენ ყურადღება არ გაგვიმახვილება ამ ერის დამაგვირგვინებელი პერიოდის – **მეოთხეულის (იმავე ანთროპოგენურის)** ორგანულ სამყაროზე. მიზეზი სავსებით მარტივია – მეოთხეულის ორგანული სამყარო თითქმის არ განსხვავდება თანამედროვესაგან. მეოთხეულთან შედარებით დღეს უკვე აღარ გვხვდება: მამონტი, ხმალკბილა ვეფხვი, გამოქვაბულის დათვი, გამოქვაბულის ლომი და ზოგი სხვა.

ალპური ოროგენეზისი. რაც შეეხება **ოროგენეზისს (მთათანარმოშობას)**, მთელი კაინოზოური ერის განმავლობაში მიმდინარეობდა დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში ცნობილ ოროგენეზისთა შორის ყველაზე უფრო ახალგაზრდა – **ალპური ოროგენეზისი**, რომლის საწყისი ფაზისები ჯერ კიდევ ცარცულ პერიოდში იყო. ამ ოროგენეზისის შედეგად ჩამოყალიბდა **დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნუნაროკეანური**, აგრეთვე **ხმელთაშუაზღვიური ნაოჭა სარტყლები**. ხმელთაშუაზღვიურ ნაოჭა სარტყელს სხვაგვარად **ალპურ-ჰიმალაურსაც** უწოდებენ. ამ ნაოჭა სარტყელში შედის: პირენეების, ალპების, კარპატების, ბალკანების, კავკასიონის, მცირე კავკასიონის, ჰიმალაების და სხვა ნაოჭა სისტემები (მთათა სისტემები).

როგორი იყო **პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა** კაინოზოური ერის განმავლობაში?

კაინოზოურის პირველ ნახევარში – **პალეოგენურ პერიოდში** დედამიწაზე იყო 6 კონტინენტი: ლავრაზია, აფრიკა, ინდოსტანი, ავსტრალია, სამხრეთ ამერიკა, ანტარქტიდა. მათგან **ლავრაზია** განთავსებული იყო ჩრდილო ნახევარსფეროს ზომი-

ერ და პოლარულ სარტყლებში. **აფრიკა** დაახლოებით თანაბრად იყო გადანაწილებული ჩრდილო და სამხრეთ ეკვატორულ და ტროპიკულ სარტყლებს შორის, მცირედი ნაწილით სამხრეთ ზომიერ სარტყელში. ამჟამად არ იყო გამოკვეთილი, მაგრამ იგრძნობოდა აფრიკის კონტინენტის მოძრაობა სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მთელი პალეოგენური პერიოდის (პალეოცენური, ეოცენური და ოლიგოცენური ეპოქები) განმავლობაში. სამაგიეროდ, სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ გადაადგილება შესანიშნავად არის გამოკვეთილი მიკროკონტინენტ **ინდოსტანის** (ინდოეთის) შემთხვევაში, რომელმაც სამხრეთ ტროპიკული (ეკვატორული და სუბტროპიკული ჩათვლით) სარტყლიდან (პალეოცენური ეპოქა) თანდათან ჩრდილო ტროპიკულში (ეოცენური და ოლიგოცენური ეპოქები) გადაინაცვლა და პერიოდის დასასრულს (უფრო ზუსტად ნეოგენური პერიოდის დასაწყისში) აზიურ ნაწილში შეეჯახა სუპერკონტინენტ ლავრაზიას. ამ მოვლენამ საფუძველი დაუდო **ჰიმალაების** ნაოჭა სისტემის (მათაა სისტემის) განვითარებას (სურ. 21.12 და 21.13.). ინდოსტანის შეჯახება ევრაზიის აზიურ ნაწილთან იმდენად ძლიერი იყო, რომ მან დაანაოჭა აგრეთვე ჰიმალაების ჩრდილოეთით არსებული, იმ დროისათვის უკვე პენეპლენიზირებული („გაპლატფორმებული“) ტიბეტის ზეგანი და მისგან „მეორეული წარმოშობის“ წყვეტილ-ნაოჭა სტრუქტურა შექმნა. ასევე კარგად ჩანს **ავსტრალიის** გადაადგილება სამხრეთ ზომიერიდან სამხრეთ ტროპიკულამდე. **სამხრეთ ამერიკა** მთელი პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში სამხრეთ ტროპიკულ და ზომიერ სარტყლებში იყო განთავსებული, ხოლო **ანტარქტიდა** – სამხრეთ პოლარულში.

პალეოგენური პერიოდის ოკეანეებიდან **ატლანტის ოკეანე** მერიდიონალურად იყო გადაჭიმული, ერთი მხრივ, ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკის, ხოლო მეორე მხრივ – ევრაზიისა და აფრიკის კონტინენტებს შორის. ჩრდილოეთით ის გრენლანდიის სამხრეთ კიდეს აწყდებოდა. **ინდოეთის ოკეანე** მოიცავდა სამხრეთის ტროპიკულ, ზომიერ და პოლარულ სარტყლებს. ის მოქცეული იყო აფრიკის, ინდოსტანის, ავსტრალიისა და ანტარქტიდის კონტინენტებს შორის.

პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში მიდიოდა ატლანტის და ინდოეთის ოკეანეების აკვატორიის გაფართოება. **ჩრდილოეთის ყინულოვანი ოკეანე**, ფაქტობრივად, ფორმირების პროცესში იყო.

პალეოგენის მომდევნო, ნეოგენური პერიოდის **მიოცენურ ეპოქაში** უკვე საგრძნობლად გაფართოვდნენ **ატლანტისა** და **ინდოეთის** ოკეანეები.

ატლანტის ოკეანემ „გადაკვეთა“ ლავრაზია გრენლანდიის აღმოსავლეთი კიდეის გასწვრივ, რის შედეგადაც ერთიანი სუპერკონტინენტიდან ორი კონტინენტი მივიღეთ: დასავლეთ ნაწილში – **ჩრდილო ამერიკა გრენლანდიითურთ**, ხოლო აღმოსავლეთში – **ევრაზია** (ინდოსტანთან ერთად). ავსტრალიის კონტინენტი თავისი უდიდესი ნაწილით სამხრეთ ტროპიკულ სარტყელში განთავსდა.

პლიოცენურ ეპოქაში კვლავ ჩრდილო ამერიკის (გრენლანდიითურთ), ევრაზიის, აფრიკის, ავსტრალიის, სამხრეთ ამერიკისა და ანტარქტიდის კონტინენტები გვაქვს. მათგან **ჩრდილო ამერიკა** და **ევრაზია** ჩრდილო ნახევარსფეროშია, **აფრიკა** – ჩრდილო და სამხრეთ ტროპიკულ სარტყლებში, **სამხრეთი ამერიკა** – სამხრეთ

ტროპიკულ და ზომიერ სარტყლებში, **ავსტრალია** – სამხრეთ ტროპიკულ სარტყელში, ხოლო **ანტარქტიდა** – სამხრეთ პოლარულ სარტყელში.

ამ ეპოქაში კიდევ უფრო გააფართოეს აკვატორიები **ატლანტის** და **ინდოეთის** ოკეანეებმა.

დაბოლოს, **მეოთხეულ (ანთროპოგენულ)** პერიოდში დედამიწამ მიიღო თანამედროვე სახე.

21.3.5. კაინოზოურის წიაღისეული

კაინოზოური განსაკუთრებით განთქმულია გაზ-ნავთობის საბადოებით, რომლებიც პალეოგენურ-ნეოგენურ ნალექებთანაა კავშირში.

ნავთობი – პალეოგენური – ირანი, ერაყი, ვენესუელა, ავღანეთი, რუსეთი, უკრაინა; ნეოგენური – ირანი, ერაყი, საუდის არაბეთი, ქუვეითი, კატარი, მექსიკა, ვენესუელა, აშშ, რუსეთი, აზერბაიჯანი, თურქმენეთი, უკრაინა.

გაზი – პალეოგენური – რუსეთი; ნეოგენური – ირანი, ერაყი, საუდის არაბეთი, ქუვეითი, კატარი, მექსიკა, ვენესუელა, აშშ, რუსეთი, აზერბაიჯანი, თურქმენეთი, უკრაინა.

ქვანახშირი – პალეოგენური – რუსეთი, იაპონია, ჩინეთი, გერმანია, აშშ, საქართველო (მურა ნახშირი).

ფოსფორიტები – პალეოგენური – ავსტრალია, გვინეა, იამაიკა, სურინამი, გაიანა, რუსეთი, აშშ, ბრაზილია, უკრაინა, ყაზახეთი; ნეოგენური – ცენტრალური ამერიკა, სამხრეთ ამერიკა, ინდოეთი, ავსტრალია.

რკინა – პალეოგენური – აშშ, რუსეთი, ყაზახეთი; ნეოგენური – რუსეთი, სამხრეთ ამერიკა, ცენტრალური ამერიკა, აფრიკა, ინდოეთი, ავსტრალია.

სპილენძი – პალეოგენური – აშშ, ჩილე, ბოლივია, პერუ; ნეოგენური – ცენტრალური ამერიკა.

ოქრო – პალეოგენური – რუსეთი; ნეოგენური – ცენტრალური ამერიკა.

ურანი – პალეოგენური – აშშ.

ნიკელი – ნეოგენური – ცენტრალური ამერიკა, სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ავსტრალია.

კობალტი – ნეოგენური – ცენტრალური და სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ავსტრალია.

მანგანუმი – ოლიგოცენური – საქართველო, რუსეთი, აფრიკა; ნეოგენური – სამხრეთ ამერიკა, ცენტრალური ამერიკა, ინდოეთი, ავსტრალია.

გრაფიტი – პალეოგენური – მექსიკა.

ვერცხლისწყალი – პალეოგენური – ესპანეთი, იტალია, იუგოსლავია.

თვითნაბადი გოგირდი – პალეოგენური – ირანი, აშშ, ბოლივია, არგენტინა, ჩილე.

მეოთხეულში სხვადასხვა სახის წიაღისეულია ქვიშრობულ ნალექებში (ოქრო, პლატინა, ალმასი და ა.შ.) და დანალექ ნარმონაქმნებში (რკინა, ფოსფორიტები და

სხვ.). აქ ვხვდებით არამეტალურ საბადოებს (ლიგნიტი, ტორფი, ქვამარილი და სხვ.).

ასეთია დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ოთხმილიარდწლიანი ისტორია. რა მიმართულებით მოხდება მისი შემდგომი განვითარება? ამის პროგნოზირება გარკვეული ალბათობით არის შესაძლებელი და დღეს ამგვარი პროგნოზი არსებობს კიდევ, რის საშუალებასაც ამჟამად უკვე საყოველთაოდ აღიარებული ლითონფერული ფილების ტექტონიკის კონცეფცია იძლევა. ამ კონცეფციაზე დაყრდნობით, დედამიწის მომავალი იერსახის საინტერესო სურათს გვიხატავენ რ. დიცი და ჯ. ჰოლდენი – 50 მილიონი წლის შემდეგ სულ უფრო გაფართოვდება ატლანტის და ინდოეთის ოკეანეები, პირველ რიგში, წყნარი ოკეანის შემცირების ხარჯზე; ავსტრალია შორს წაინეწვს ჩრდილოეთისაკენ და მიუახლოვდება ევრაზიის დიდ ფილას; აფრიკას „ჩამოატყდება“ მისი აღმოსავლეთი ნაწილი დღეს უკვე კარგად გამოხატული რიფტული რღვევის ზოლში; თვით აფრიკის კონტინენტის ჩრდილოეთისაკენ ლტოლვით და მისი შეჯახებით ევრაზიის ფილასთან, ფაქტობრივად, მოისპობა ხმელთაშუა ზღვის დეპრესია; ზღვიური აუზი მოისპობა აგრეთვე კარიბის აკვატორიაშიც, რომლის ფსკერიც ხმელეთად გადაიქცევა; კალიფორნიის ნახევარკუნძული მონყდება ჩრდილო ამერიკის კონტინენტს და გადაადგილდება ჩრდილო-დასავლეთი მიმართულებით. დაახლოებით 60 მილიონი წლის შემდეგ სან-ფრანცისკოს განედამდე „ასული“ ლოს-ანჯელესი დაიწყებს ჩაძირვას ალეუტის ღრმულში. და იმ დროს ჩვენ უკვე ვიქნებით ახალ, ფსიქოზოურ (შეგნების) ერაში, ნაცვლად დღევანდელი კაინოზოურისა.

მაგრამ ვიქნებით კი? დღეს ხომ სიცოცხლის ევოლუციის შორეული პროგნოზი არ არსებობს. არადა, მართლაც რა საინტერესოა, თუ როგორი იქნება სიცოცხლე დედამიწაზე თუნდაც 50 მილიონი წლის შემდეგ. ძნელი დასაჯერებელია, მაგრამ ვისურვოთ, რომ ადამიანი კიდევ დიდხანს შემორჩეს ჩვენს პლანეტაზე სიცოცხლის განვითარების ულამაზეს ისტორიას.

ძირითადი საკითხები

დედამიწის წარმოშობა. ჰიპოთეზები.

სიცოცხლე დედამიწაზე

- ✓ ჰიპოთეზები დედამიწაზე სიცოცხლის გაჩენის შესახებ. ა. ოპარინის ჰიპოთეზა „პანსპერმიის თეორია“;
- ✓ ნამარხი ორგანიზმები; ფოსილიზაცია;
- ✓ პალეონტოლოგია და მისი კვლევის მიმართულებები /*პალეოეკოლოგია, პალეობიოგეოგრაფია, ბიოსტრატეგრაფია*/;
- ✓ ორგანული სამყაროს კლასიფიკაცია /*სამეფო, ტიპი, კლასი, რიგი, ოჯახი, გვარი, სახეობა(სახე)*/;
- ✓ ორგანული სამყაროს სამეფოები /*ბაქტერიები, ციანობიონტები, სოკოები, მცენარეები, ცხოველები*/ და მათი დახასიათება.

სიცოცხლის ევოლუცია და ორგანიზმთა გადაშენება

პალეოგეოგრაფია

- ✓ ფაციესური ანალიზი: *ლითოფაციესური და ბიოფაციესური ანალიზი*
- ✓ „აქტუალისტური მეთოდი“.

გეოქრონოლოგია (გეოლოგიური წელთაღრიცხვა)

- ✓ შეფარდებითი გეოქრონოლოგია; შეფარდებითი გეოქრონოლოგიის მეთოდები: *ბიოსტრატეგრაფიული (პალეონტოლოგიური), გეოლოგიური, გეოფიზიკური*;
- ✓ აბსოლუტური გეოქრონოლოგია;

გეოქრონოლოგიური სკალა

დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ისტორია

არქეულიდან დღემდე

არქეული ეონი (ეონოთემა) – სახელწოდება; ასაკობრივი საზღვრები; ცოცხალი ბუნება; დანაწილება; ფაციესები; ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა); პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა;

პროტეროზოური ეონი (ეონოთემა) – სახელწოდება; ასაკობრივი საზღვრები; ცოცხალი ბუნება; დანაწილება /ადრეპროტეროზოური და გვიანპროტეროზოური ერები/; ფაციესები; ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა); პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა;

ფანეროზოული ეონი (ეონოთემა)

- ✓ პალეოზოური ერა (ერათემა) – სახელწოდება; ასაკობრივი საზღვრები; ცოცხალი ბუნება; დანაწილება/კამბრიული, ორდოვიციული, სილურული, დევეონური, კარბონული, პერმული პერიოდები/; ფაციესები; ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა); პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა;
- ✓ მეზოზოური ერა (ერათემა) – სახელწოდება; ასაკობრივი საზღვრები; ცოცხალი ბუნება; დანაწილება/ტრიასული, იურული, ცარცული პერიოდები/; ფაციესები; ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა); პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა;
- ✓ კაინოზოური ერა (ერათემა) – სახელწოდება; ასაკობრივი საზღვრები; ცოცხალი ბუნება; დანაწილება/პალეოცენური, ნეოცენური, ანთროპოცენური (მეოთხეული) პერიოდები/; ფაციესები; ოროგენეზისი (მთათანარმოშობა); პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა.

საკონტროლო კითხვები

1. როგორ წარმოგიდგენიათ პლანეტა „დედამინის“ ფორმირება;
2. რას შეისწავლის ისტორიული გეოლოგია? დაასახელეთ ისტორიული გეოლოგიის მიმართულებები;
3. რა შეხედულებები არსებობს დედამინაზე სიცოცხლის გაჩენის შესახებ?
4. რას შეისწავლის პალეონტოლოგია /პალეოეკოლოგია, პალეობიოგეოგრაფია, ბიოსტრატეგრაფია/?
5. რა არის ნამარხი?
6. რა ვიციტ ორგანული სამყაროს კლასიფიკაციის შესახებ?
7. როდის მოხდა ორგანიზმთა დიდი გადაშენება? დაასახელეთ მიზეზები/ჰიპოთეზები/;
8. რაში მდგომარეობს „აქტუალისტური მეთოდის“ არსი?
9. დაასახელეთ შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრის მეთოდები;
10. როგორ ხდება აბსოლუტური ასაკის განსაზღვრა;
11. დაასახელეთ ძირითადი გეოქრონოლოგიური ერთეულები;
12. როდის გაჩნდა სიცოცხლე დედამინაზე;
13. როდის მოხდა პანგეა 1-ის, პანგეა 2-ისა და პანგეა 3-ის ფორმირება?
14. როდის გაჩნდნენ უმაღლესი მცენარეების პირველი წარმომადგენლები?
15. როდის გაჩნდნენ ხერხემლიან ცხოველთა პირველი წარმომადგენლები /Agnatha – უეებონი/?;
16. რომელი ოროგენეტიული ციკლები აღინიშნება პალეოზოურში? დაასახელეთ ოროგენეზისის შედეგად წარმოშობილი ნაოჭა სარტყლები და სისტემები;
17. როგორია პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა პალეოზოურში?
18. როდის გაჩნდა პირველი ფრინველი?
19. დაასახელეთ მეზოზოური ერის ზღვებსა და ხმელეთზე გაბატონებული მცენარეები და ცხოველები;
20. როგორია პალეოგეოგრაფიული სურათის დინამიკა კაინოზოურ ერაში?
21. როგორია მეოთხეული გამყინვარების გავრცელების არეალი?
22. რომელია დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში ყველაზე ახალგაზრდა ოროგენეზისი? დაასახელეთ აღნიშნული ოროგენეზისის შედეგად ჩამოყალიბებული ნაოჭა სისტემები.

ტერმინთა საძიებელი

ა

აბისალური 29, 103, 114
აბისოპელაგური 108
აბისალური ვაკე 103
აბლაცია 93
აბრაზია 108
აერაციის ზონა 73
ავგიტი 26
ავლაკოგენი 209
ავტოქტონი 47
აკუმულაცია 68, 83, 94
ალევერიტები 33
ალევეროლითები 33, 35
ალმასი 28
ალოქტონი 47
ალპიდები 150, 304
ალუვიონი 83
ამეთვისტო 22
ამონიტები 181
ამფიბიები 186
ამფიბოლები 26
ანაბიოზი 161
ანდეზიტი 30, 31
ანთრაციტი 37
ანტეკლიზა 140
ანტეცედენტური ხეობა 85
ანტიკლინი 42-45
ანტიკლინორიუმი 45
აპატიტი 28
აპოფიზი 39
არგილიტები 36
არტეზიული 74
არქეოზოული 201
არქეოპტერიქსი 189

არქეოციათები 174
არქეული 201
ასტენოსფერო 16
ასპიდური ფიქალი 37
ასტეროზოები 222
ასტრობლემები 131
ატოლი 113
აფანიტური 29
ექტუალისტური მეთოდი 194
ექცესორული 25

ბ

ბაზალტი 30, 31
ბათიალური 108, 114
ბათიპელაგური 108
ბათოლითი 38
ბარი 111
ბარხანი 68
ბაქანი 139, 140
ბაქტერიები 165
ბელემნიტები 181
ბენეტიტისნაირნი 170
ბენტოსი 106, 107
ბენტონიტური 36
ბიოგენური 32, 36
ბიოსტრატეგრაფია 163, 197
ბიოტიტი 26
ბიოტოპი 163
ბიოცენოზი 163
ბირთვი 17
ბირთვიანები 165
ბლასტოიდები 184
ბრექჩია 34
ბრუნვითი ელიფსოიდი 13

ბ

გაბრო 30, 31
გადაშენება 190-192
გაიოტები 103
გალაქტიკა 159
გალენიტი 28
გამოზიდვის კონუსი 80, 81
გამოფიტვის ქერქი 58
გამოყენებითი გეოლოგია 11
გამყინვარება 90, 97, 99
განამარხებული წყალი 72
განტვირთვის არე 73
გარედინამიკური 53
გარენიჟარიანები 180
გასტროპოდები 178
გახსნა 56
გაჯერების ზონა 73
გეიზერი 124, 125
გეიზერიტი 124
გეოდინამიკური 53
გეოიდი 13, 14
გეოლოგია 11
გეოსინკლინი 150
გეოსფეროები 15, 16
გეოქიმია 19
გეოქრონოლოგია 160, 196-200
გვარი 164
გვიმრისმაგვარნი 170
გლაუკონიტი 35
გლექჩერი 89
გლოსოპტერისი 170
გნაისი 37
გოგირდი 28
გონდვანისი 98
გონიატიტები 181
გრაბენი 48
გრაველიტი 34
გრავიტაციული 60-64
გრანატები 26

გრანიტი 29, 30
გრაპტოლიტები 185
გრაუვაკური 35
გრაფიტი 28
გრუნტის წყალი 72-74
გუტენბერგის ზედაპირი 16

დ

დაიკი 38, 39
დაჟანგვა 55
დედამინის ქერქი 16, 137
დევის ქვაბები 83
დეზინტეგრაცია 53
დელუვიონი 80
დესქამაცია 54, 55
დეფლაცია 65, 66
დეფლაციური ქვაბულები 66
დიაგენეზისი 114
დიატომები 106, 167
დიატომიტი 36
დიატრემა 123
დივერგენტული 145
დიზუნქციური 41, 46
დინამიკური გეოლოგია 11
დინოზავრები 187, 188
დიორიტი 30
დიპნოები 186
დისლოკაცია 41
დიუნა 68, 69
დოლინები 76, 77
დოლომიტი 28, 37
დრაიკანტერები 67
დრუმლინები 95
დუნიტი 30

ე

ეგზარაცია 93
ეგზოგენური 25, 53
ევაპორიტები 37

ევერზიული ქვაბები 83
 ევრიბიონტური 107
 ევრიპტერიდები 183
 ეკოსისტემა 163
 ელემენტი 19
 ელუვიონი 58
 ენდოგენური 25, 53, 116
 ეოლური 65, 66
 ეოლური ქვაფენილი 66
 ეონი 199
 ეონოთემა 199
 ეპეიროგენეზისი 150
 ეპიკონტინენტური 108
 ეპიპელაგური 108
 ეპიპლატფორმული 305
 ეპიცენტრი 133
 ეპიჰერცინული პლატფორმები 271
 ერა 199
 ერათემა 199
 ერატული ლოდები 95
 ერგი 65, 66
 ერთლებნიანები 171
 ერთუჯრედიანები 172
 ეროზია 80, 81
 გვერდითი 82
 სიღრმითი 82
 ფართობული 80
 ხაზობრივი 80
 ეროზიის ბაზისი 82
 ეფუზიური 29
 ექინოიდეები 184
 ექსფოლიაცია 54

3

ვენდური 205, 207
 ვერცხლი 28
 ვერძის შუბლი 94
 ვულკანიზმი 117
 ვულკანოგენურ-დანალექი 32

ვულკანური გუმბათი 40
 ვულკანური ზენარი 40
 ვულკანური მინა 29
 ვულკანური ფერფლი 119

ზ

ზანდრები 96
 ზოოგენური 36

თ

თაბაშირი 28
 თავფეხიანები 179
 თალასოკრატონი 139
 თევზები 185, 186
 თერმები 124
 თიხაფიქალი 37
 თიხები 32, 36

ი

იაპეტუსი 220
 იარდანგები 68
 იაფეტი 220
 იზომორფიზმი 26
 იზოსეისტები 133
 იზოსტაზია 150, 151
 იმპაქტური 192
 ინდოსინიური 273
 ინოსილიკატები 26
 ინტრაგლაციალური 96
 ინტრუზიული 29
 ინფილტრაციული 72
 ისლანდიური შპატი 28
 ისტორიული გეოლოგია 160
 იუვენური 72

კ

კალამიტისნაირნი 169
 კალდერა 121
 კალედონიდები 150, 231

კალციტი 28
კამები 96
კანეკლიანები 183
კოლინური თიხები 36
კარბონატები 28
კარელური 209
კარკასული სილიკატები 26
კარები 76
კარსტი 76
კარსტული მღვიმეები 77-79
კარსტული ძაბრები 77
კარუს კომპლექსი 250
კატაგენეზისი 114
კატარქეული 201
კვარცი 26
კვარციტი 37
კიბერლიტი 123
კიმერიდები 150
კირქვის ტუფი 78, 124
კლარკი 19
კლასი 164
კლდეზავი 61
კლიფი 109, 110
კოკოლითოფორიდები 167
კოლიზია 147
კონგლომერატი 34
კონდენსაციური 72
კონვერგენტული 145
კონტინენტური ბექობი 101, 102
კოპროლითი 162
კორაზია 65, 66
კრატერი 121
კრატონი 139-141
კრინოიდები 184
კრიპი 60-62
კრიპტოზოული 214
კრისტალური ფიქალი 37

ლ

ლაბრადორიტი 128
ლავა 29, 118
 აა-ლავა 119
 ბალიმა ლავა (პილოუ ლავა) 119
 დაბანრული ლავა 119
 პაჰოეჰოე ლავა 119
ლავრაზია 212, 213
ლავრენცია 212, 219
ლავური ნაკადი 40
ლაკოლითი 39
ლამინარიები 167
ლარამული 283, 286, 289
ლატერიტული 58
ლახარი 63
ლეპიდოდენდრონები 169
ლითოსფერო 17
ლიკოპოდიუმისმაგვარნი 168, 169
ლიმნოგლაციალური 96
ლინზა 41
ლიოსი 35, 36, 68
ლიტორალური 108
ლუმაშული 36

მ

მარი 124
მაგმა 29
მაგმატიზმი 116
მაგმური 29
მაგნეტიტი 28
მაგნიტოსტრატიგრაფია 197
მაგნიტუდა 133
მაგნიტური ანომალია 213
მანტია 16
მარგალიტი 179
მარმარილო 37
მარჯნები 175, 176
მარჯნიანი კირქვა 36
მარჯნის რიფები 112, 113

ბარიერული 113
 სანაპირო 113
 ატოლი 113
 მეანდრი 84, 85
 მეზოსფერო 16
 მეტამორფიზმი 129-131
 მეტამორფული ქანები 37, 130
 მელოლი 61
 მეწყერი 62
 მთის ბროლი 22
 მინდვრის შპატები 26
 მინერალი 20
 მინერალოგია 20
 მინერალური წყლები 75
 მიწისქვეშა წყალი 71
 მიწისძვრა 132
 მობილიზმი 142
 მოლასები 302
 მოლუსკები 177
 მონოკლინი 42, 43
 მონომინერალური 29, 35
 მოოსის სკალა 23
 მორენები 94
 მორიონი 22
 მოძრავი სარტყელი 150
 მოჰოროვიჩიჩის ზედაპირი 16
 მჟავე ქანები 30
 მუსკოვიტი 26
 მუცელფეხიანები 178
 მცენარეები 166
 მხარფეხიანები 176

ბ

ნაკვაღევი 162
 ნამარხი 162
 ნამზღვლევი 61
 ნანოპლანქტონი 167
 ნაოჭა სარტყელი 140
 ნაოჭები:

ამართული 43
 დახრილი 43
 დანოლილი 43
 გადაბრუნებული 43
 იზოკლინური 43
 მარაოსებური 43, 44
 კოლოფური 43, 44
 დიაპირისებური 43
 დიაპირული 43, 44
 ხაზობრივი 44, 45
 ბრაქიმორფული 44, 45
 თალისებური 44, 45
 მულდა 44, 45

ნარიონალი 85
 ნასხლეტი 46-48
 ღრუნანლავეიანები 172, 175
 ნახევრადქორდიანები 185
 ნეზოსილიკატები 26
 ნერიტული 108
 ნექტონი 106
 ნიადაგის წყალი 72
 ნუმულიტიდები 173
 ნუნატაკები 91

ო

ობსიდიანი 29, 30
 ოზები 96
 ოკეანური ღრმაობი (ღრმული) 147
 ოლივინი 26
 ოლისტოსტრომები 47
 ორგანოგენული 36, 56, 57
 ორთოკლაზი 26
 ორიქტოცენოზი 164
 ორლებნიანები 171
 ოროგენეზისი 149, 150
 ბელომორული 204, 212
 კარელური 212
 ბაიკალური 212, 213
 კალედონური 150, 230

ჰერცინული 150, 257
კიმერიული 150, 273
ალპური 150, 304
ოროგენი 139, 140
ორსაგდულიანები 178, 179
ოფიოლიტი 138
ოფიუროიდები 184
ოქრო 28
ოჯახი 164

პ

პალეობიოგეოგრაფია 163, 164
პალეოგეოგრაფია 160, 193
პალეოეკოლოგია 163
პალეოზოოური 214
პალეომაგნეტიზმი 146
პალეონტოლოგია 162
პალეოტეთისი 240, 262
პანგეა 143, 259
პანსპერმია 161
პარატეთისი 299
პელაგური 108
პელიტები 33
პელიტოლითები 33, 36
პემზა 120
პენეპლენიზაცია 86
პერიგლაციალური 96
პერიდოტიტი 30
პირიტი 28
პიროკლასტები 119, 120
 ვულკანური ლოდები 120
 ვულკანური ყუმბარა 120
 ლაპილი 120
 ვულკანური ქვიშა 120
 ვულკანური ფერფლი 120
 ვულკანური მტვერი 120
 ვულკანური წიდა 120
პიროქსენები 26
პიროქსენიტი 30

პლაგიოკლასტები 26
პლანქტონი 106, 107
 ზოოპლანქტონი 106, 107
 ფიტოპლანქტონი 106
პლატინა 28
პლატფორმა 140
პლეისტოსენისტური არე 133
პლიკატური დისლოკაცია 42
პნევმატოლიზური 117
პოლიმინერალური 29, 36
პოლიმორფიზმი 21
პონორები 76, 77
პორფირიტი 278
პორფირული 29
პრიმატები 190
პროლუვიონი 81
პროტეროზოოური 205
პუდინგი 34
პტეროდაქტილუსი 189
პტეროზავრები 188, 189

ჟ

ჟანგები და ჰიდროჟანგები 28

რ

რადიოლარიები 107, 173
რამფორინქუსი 189
რბილტანიანები 177
რეგოლითი 58
რელიქტური წყალი 72
რიოლითი 30
რიფეული 209
რიფტი 48
რქატყუარა 26

ს

საგოვანები 170
სამეფო 164, 165
სანაპირო ბურცობი 111

საშუალო ქანები 30, 31
 სანერი ცარცი 37
 სახე (სახეობა) 164
 სედიმენტაციური წყალი 72
 სედიმენტოგენეზისი 114
 სეისმოგრამა 133
 სეისმოგრაფი 132, 133
 სეისმოფოკალური 135
 სეისმური ტალღები 16
 სეკვოია 170
 სელები 62
 სელენიტი 21, 22
 სვეტი 78
 სიგილარიები 169
 სიენიტი 31
 სილი 39, 40
 სილიკატები 26
 კარკასული 26
 კუნძულისებრი 26
 შრეებრივი 26
 ძენკვისებრი 26
 სიმღვრივის ნაკადები 64, 102
 სინგონია 20
 სინეკლიზა 140
 სინკლინი 42
 სინკლინორიუმი 45
 სოკოები 172
 სოლიფლუქცია 62
 სომა 121
 სპილენძი 28
 სპრედინგი 147
 სტალაგმიტი 78
 სტალაქტიტი 78
 სტარიცა 85
 სტეგოცეფალები 186
 სტენობიონტური 107
 სტრატიგრაფია 196
 სტრატისფერო 32
 სტრატოფულკანი 122, 123
 სტრომატოლითები 166

სტრუქტურა 29
 სუბდუქცია 147
 სუბლიტორალური 108
 სულფატები 28
 სულფიდები 28
 სფალერიტი 28
 სფეროიდი 13, 14
 სფერული გამოფიტვა 54

ტ

ტაბულატები 175, 176
 ტალახის ნაკადები 64
 ტალკი 26
 ტაქსონი 164
 ტეთისი 212
 ტერასები 85, 87, 110
 ტერრა როსსა 78
 ტეფრა 119
 ტექტონოსფერო 17
 ტექტოსილიკატები 26
 ტეშენიტი 128
 ტილიტები 99
 ტიპი 164
 ტკეჩადობა 23, 24
 ტომბოლო 111
 ტრავერტინი 78
 ტრანსფორმული 103, 145
 ტრაპები 272
 ტრილობიტები 182
 ტროგი 93, 94
 ტურბიდიტები 102, 114
 ტუტე ქანები 30, 31
 ტუფები 32
 ტუფიტები 32
 ტუფოგენური 32, 35

უ

უადები 65
 უბირთვონი 165

უდაბნო 65-70
უდაბნოს ნამზეური 65
ულტრააბისალური 108
ულტრააბისოპელაგური 108
ულტრამაფიტები 137
ულტრაფუძე ქანები 30, 31
უმალესი მცენარეები 168
 შიშველთესლიანები 168
 ფარულთესლიანები 168
 სპოროვანები 310

ფ

ფანგლომერატი 34
ფანეროზოული 214
ფარი 139
ფაცეტიანი ქვები 67
ფაციესი 193, 195
ფელდშპატები 25, 26
ფელდშპათოიდები 26, 31
ფენოკრისტალები 29
ფენოსკანდია 212
ფეხსახსრიანები 182
ფილების ტექტონიკა 142
ფილიტი 37
ფილოსილიკატები 26
ფირნი 89
ფიტვა 53
 ფიზიკური 54
 ქიმიური 55
 თერმული 54
 მექანიკური 54
 ორგანოგენული 56
ფიტოგენური 36, 37
ფიქსიზმი 142
ფლექსურა 42, 43
ფლიში 114
ფლუვიოგლაციალური 95
ფლუიდები 129
ფლუორიტი 28

ფოკუსი 133
ფორამინიფერები 172, 173
ფოსფატები 28
ფრინველები 189
ფსამიტები 30
ფსამიტოლითები 33, 35
ფსეფიტები 33, 35
ფსეფიტოლითები 33, 34
ფუმაროლები 120
 მშრალი ფუმაროლები 120
 სოლფატარები 120
 მოფეტები 120
ფურცელა თიხები 97
ფუძე ქანები 30, 31

ქ

ქალცედონი 22, 24
ქანები 28
ქანმაშენი მინერალები 25
ქარსები 22, 24-26
ქემოგენური 32, 37
ქემოსინთეზური 165
ქვანახშირი 36
ქვების ცვენა 60
ქვენარმავლები 187
ქვიშა 34, 35
ქვიშაქვა 34, 35
ქლორიტი 36
ქორდიანები 185
ქსენოლითი 117

ლ

ლვარცოფი 62

ყ

ყუმი 65

შ

შარიაჟი 47

შელფი 101
 შესხლეტა 46, 47
 შეცოცება 47
 შიგანიჟარიანები 181
 შრე 40
 შტოკი 38, 39
 შუაოკეანური ქედი 103, 145

ც

ცელა 111
 ცეოლითები 26
 ცერატიტები 181
 ციანობიონტები 165
 ცისტოიდები 184
 ციტრინი 22
 ცუნამი 134
 „ცხელი ლაქები“ 148, 149
 ცხოველები 172

ძ

ძუძუმწოვრები 190

წ

წინვოვანები 170
 წნევიანი წყალი 75
 წონასწორობის პროფილი 82
 წყალმცენარეები 166
 ოქროსფერი 167
 წითელი (ძონეული) 167
 ყვითელ-მწვანე 167

წყალქვეშა კანიონი 102
 წვევითი დისლოკაციები 271, 272
 ნასხლეტი 46-48, 51
 შესხლეტა 46, 47
 შეცოცება 47
 ვერტიკალური ნასხლეტი 46, 47
 ნანევი 46, 47
 შარიაჟი 47
 საფეხურისებრი ნასხლეტი 48
 გრაბენი 48
 ჰორსტი 48

ხ

ხალასი ელემენტები 50
 ხერხემლიანები 185
 ხუჭუჭა კლდეები 94

ჰ

ჰალიტი 28, 56
 ჰალოგენიდები 28
 ჰამადა 65, 66
 ჰემატიტი 28
 ჰერცინიდები 150
 ჰიდრატაცია 55
 ჰიდროგეოლოგია 71
 ჰიდროლიზი 56
 ჰიპაბისალური 30
 ჰიპოცენტრი 133
 ჰოლოთურიები 217
 ჰორსტი 48

ლიტერატურა

- შ. ადამია, ვ. აღფაიძე, ა. ჭაბუკიანი, გეოტექტონიკა. თსუ გამომცემლობა, 2000.
- ბ. თუთბერიძე, მინერალოგია. თსუ გამომცემლობა, 2010.
- ნ. მრევლიშვილი, საქართველოს გეოლოგია. თსუ გამომცემლობა, 1997.
- ნ. მრევლიშვილი, ისტორიული გეოლოგია. წიგნი I. თსუ გამომცემლობა, 2003.
- ნ. მრევლიშვილი, ისტორიული გეოლოგია. წიგნი II. თსუ გამომცემლობა, 2009
- ნ. სხირტლაძე, პეტროგრაფია მინერალოგიის საფუძვლებით. თსუ გამომცემლობა, 1984.
- საქართველოს ტერიტორიისთვის დამახასიათებელი ბუნებრივი სტიქიური მოვლენებისა და რისკების ატლასი, <http://drm.cenn.org/index.php/ka/2012-03-28-07-09-00/2012-06-08-06-42-47>
- ვ. ქოიავა, ლითოლოგია. თსუ გამომცემლობა, 1988.
- გ. ლონღაძე, პალეონტოლოგია. თსუ გამომცემლობა, 2008.
- ალ. ჯანელიძე, ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსი. „ცოდნა“, 1963.
- ალ. ჯანელიძე, ზოგადი გეოლოგიის მოკლე კურსი. „ცოდნა“, 1972.
- Аллисон А., Палмер Д., Геология. “Мир”, 1984.
- Апродов В.А., Вулканы. “Мысль”, 1982.
- Бейли Дж., Седдон Т., Доисторический мир. Оксфордская библиотека. “Росмэн”, 1998.
- Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д., Происхождение и развитие океана. “Мысль”, 1978.
- Болт Б., Хорн У., Макдоналд Г., Скотт Р., Геологические стихии. “Мысль”, 1978.
- Владимирская Е.В. и др., Историческая геология с основами палеонтологии. “Недра”, 1985.
- Гамкრелидзе И.П., Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии, Труды геологического ин-та Грузии, нов. сер., вып. 115, Тбилиси, 2000.
- Диц Р., Холден Дж. Распад Пангеи., В кн.: «Новая глобальная тектоника». М. 1974.
- Добровольский В.В., Якушова А.Ф., Геология. “Просвещение”, 1979.
- Животные и растения залива Петра Великого. Отв. редактор А.В. Жирмунский. “Наука”, 1976.
- Катастрофы и история земли. Под редакцией У. Берггрена и Дж. Ван Кауверинга. “Мир”, 1986.
- Константинов А.С., Общая гидробиология. “Высшая школа”, 1986.
- Короновский Н.В., Якушова А.Ф., Основы геологии. “Высшая школа”, 1991.
- Левитес Я.М., Общая геология с основами исторической геологии СССР. “Недра”, 1986.
- Леонов Г.П., Историческая геология. Изд-во МГУ, 1980.,
- Лоуэнстам Г., В кн.: «Проблемы палеоклиматологии». “Мир”, 1968.
- Михайлова И.А., Бондаренко О.Б., Палеонтология. МГУ, 2006
- Михайлова И.А., Бондаренко О.Б., Обручева О.П., Общая палеонтология. МГУ, 1989.
- Опарин А.И., Происхождение жизни. “Мецниереба”, 1985.
- Рауп Д., Стенли С., Основы палеонтологии. «Мир», 1974.
- Симпсон Д., Темпы и формы эволюции. «Иностранная Литература», 1948.
- Тинтилозов З.К., Карстовые пещеры Грузии. “Мецниереба”, 1976.

- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А., Дрейф материков и климаты Земли. «Мысль», 1984.
- Фейрбридж Р., Чилингар Д., Бисселл Д., В кн.: «Карбонатные породы», т. 1, «Мир», 1970.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф. и др., Земля. Введение в общую геологию. т.1-2. “Мир”, 1974.
- Хайн В.Е., Ломизе М.Г., Геотектоника с основами геодинамики МГУ, 1995.
- Хайн В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А., Историческая геология. МГУ, 1997.
- Якушова А.Ф., Славин В.И., Хайн В.Е., Общая геология. МГУ, 1988.
- Frederick K. Lutgens., Edvard J. Tarbuck., Illustrated by Dennis Tasa., Essentials of Geology, Pearson., 2015.
- Plummer Charles C., Mc Geary Dawid., Physical Geology. WCB, 1993.
- <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2016-12.pdf>
- <http://nea.gov.ge/uploads/slides/55acefac5dd4d.pdf>
- <http://www.webmineral.com/>
- <https://www.mindat.org/>
- <http://ngm.nationalgeographic.com/2008/11/crystal-giants/shear-text>
- <http://www.brooklyncollegegeology.com/fourth/images/glassy.jpg>
- http://www.ecosystema.ru/08nature/min/2_5_2_1=1.jpg
- <http://pirate.shu.edu/~schoenma/images/breccia.1JPG.jpg>
- <http://mavdisk.mnsu.edu/larsop2/geog101/MassWasting/CreepNoaa.jpg>
- http://web.archive.org/web/20090419132349im_/http://www.volcano.si.edu/images/full/017019.jpg
- http://www.globalgeopark.org/UploadFiles/2012_5_4/Alxa%20_B.jpg
- <https://www.viajejet.com/wp-content/viajes/la-transformacion-del-desierto-del-sahara.jpg>
- https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Karst_Dent-de-Crolle-8.jpg
- <http://yznaj-ka.ru/nauka/kak-ustroena-vselennaya/peshhera-speleolog-stalaktity-stalagmity-otlichiya-samye-glubokie-peshhery/#>
- http://www.water.ca.gov/floodsafe/ca-flood-preparedness/images/santarosa_mtns800.jpg
- <http://www.daviddarling.info/images2/meander.gif>
- <https://classconnection.s3.amazonaws.com/613/flashcards/977613/jpg/glacice1323512659935.jpg>
- <https://glaciers1011r1.wikispaces.com/Firn>
- http://images.slideplayer.com/32/9833538/slides/slide_7.jpg
- <http://luirig.altervista.org/cpm/albums/geolus-46/27590-Alaska-Glaciers--Folds-in-Malaspina-Glacier--which-is-northwest.jpg>
- <http://www.jchl.co.uk/photos/greenland/Valley.jpg.htm>
- <https://cdn.travel2next.com/wp-content/uploads/kluane-national-park-11.jpg>
- <http://www.uh.edu/~jbutler/physical/plates1.gif>
- http://geoggers.weebly.com/uploads/2/0/8/6/20867924/3225659_orig.jpg?159
- http://geo.web.ru/druza/l-Cypr_Boolyubov.jpg
- http://www.besttourism.com/img/items/big/7610/The-Blue-Lagoon-in-Turkey_Superb-view_13178.jpg
- <https://s-media-cache-ak0.pinimg.com/236x/86/94/cd/8694cdfbd691825eaf4c637d293bcf6a.jpg>
- <http://www.lpi.usra.edu/publications/slidesets/hawaiiivolcanoes/images/hawaii05.jpg>

https://lh5.googleusercontent.com/-chFO_1hyKqA/VCARIT9_kHI/AAAAAAAAAFoQ/D6U_pwI9j3s/w878-h659-no/Vs_001.jpg
<http://geoman.ru/books/item/f00/s00/z0000077/pic/000158.jpg>
https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/4/47/Yellowstone_Castle_Geysir_Edit.jpg/399px-Yellowstone_Castle_Geysir_Edit.jpg
<http://geoman.ru/books/item/f00/s00/z0000077/pic/000108.jpg>
<http://academic.brooklyn.cuny.edu/geology/grocha/plates/images/distribution.jpg>
<http://3.bp.blogspot.com/-iNkkvtgYyIs/T7qSgB-XMKI/AAAAAAAAAFI/pCypehpDa0g/s1600/seismografii.png>
<http://otvetprost.com/files/uploaded/u594/pochemu-vymerli-dinozavry-2.jpg>
<http://www.miketaylor.org.uk/dino/history/extras.html#1>
<http://www.newswise.com/images/uploads/2016/08/29/Pterosaurflying.jpg>
https://www.amnh.org/var/ezflow_site/storage/images/media/amnh/images/dinosaurs-landing-pages/archaeopteryx-700x350/2230988-1-eng-US/archaeopteryx-700x350_imagelarge.jpg
<http://planetpixelemporium.com/images/mapproviews/earthmapthumb.jpg>



გურამ ღონლაძე

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის ემერიტუს-პროფესორი, გეოლოგიის მეცნიერებათა დოქტორი, წოდებით – პროფესორი. გ. ღონლაძის სამეცნიერო-კვლევითი საქმიანობა ეხება ისეთ მნიშვნელოვან დარგებს, როგორცაა ბიოსტრატეგრაფია და პალეონტოლოგია. მის კალამს ეკუთვნის სამოცამდე სამეცნიერო სტატია, მათ შორის ერთი მონოგრაფია. 1968 წლიდან კითხულობს ლექციებს როგორც ბაკალავრიატის, ისე მაგისტრატურის სტუდენტებთან გეოლოგიის ძალზე მნიშვნელოვან არაერთ საგანში. გამოქვეყნებული აქვს ორი სახელმძღვანელო („გეოლოგიის საფუძვლები“ და „პალეონტოლოგია“). ორგზის მოპოვებული აქვს თსუ-ს სამეცნიერო პრემია.



მარია ახალკაციშვილი

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის ასისტენტი პროფესორი, გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა კანდიდატი. მ. ახალკაციშვილი 20-მდე სამეცნიერო ნაშრომის ავტორია. სამეცნიერო ინტერესების სფეროებია: კრისტალოგრაფია, მინერალოგია, პეტროლოგია, ვულკანოლოგია. 2008 წლიდან კითხულობს ლექციებს, ატარებს პრაქტიკულ, ლაბორატორიულ მეცადინეობებსა და სემინარებს ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის ბაკალავრიატის სტუდენტებისთვის.

გამომცემლობის რედაქტორი ცირა ჯიშკარიანი
გარეკანის დიზაინი მარიამ ებრაელიძე
მაკეტის დიზაინი
და დაკაბადონება ნინო ვაჩეიშვილი
გამოცემის მენეჯერი მარიაკა ერქომაიშვილი

0179, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზირი 14
14, Ilia Tchavtchavadze Ave., Tbilisi 0179

Tel: 995(32) 2 25 14 32

www.press.tsu.ge

